

ЭКЗОГЕННОЕ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЕ В СТЕПЯХ ДАУРИИ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ им. В.Б. СОЧАВЫ
МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ЭКЗОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В СТЕПЯХ ДАУРИИ

Ответственный редактор
доктор географических наук *Ю.В. Рыжов*

НОВОСИБИРСК
2023

УДК 551.4.042(571.5)
ББК 26.823
Э36
DOI 10.53954/9785604859711

Рецензенты:

доктор географических наук *Е.В. Безрукова*
доктор географических наук, профессор *В.М. Плюснин*
доктор географических наук, профессор *Ю.М. Семенов*

Э36 **Экзогенное рельефообразование в степях Даурии** / О.И. Баженова, Е.М. Тюменцева, А.А. Черкашина, С.А. Тухта; отв. ред. Ю.В. Рыжов; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т географии им. В.Б. Сочавы, Мин-во науки и высш. образ. РФ, Иркут. гос. ун-т. – Новосибирск: СО РАН, 2023. – 183 с.

ISBN 978-5-6048597-1-1

Монография посвящена расшифровке кода эволюции рельефа Юго-Восточного Забайкалья по данным многолетних стационарных исследований и литологическим записям голоцена. В качестве модели временной организованности экзогенного морфолитогеоза, свойственной восточному муссонному сектору степей Центральной Азии, детально рассмотрен механизм рельефообразования малого литосборного бассейна, состоящий из трех динамических фаз, следующих одна за другой в определенном порядке в рамках внутривекового 27–35-летнего цикла. Наиболее полно ритмический характер смены динамических фаз рельефообразования в голоцене представлен в отложениях озерных бассейнов, в функционировании которых выделяется три макроцикла, включающих трансгрессивную и регрессивную фазы. Показан синхронный ход морфолитогеоза в степях Даурии и Северо-Восточной Монголии.

Книга предназначена для географов, геоморфологов, гидрологов, почвоведов, геологов, экологов, аспирантов и студентов, обучающихся по соответствующим специальностям.

УДК 551.4.042(571.5)
ББК 26.823

Авторы:

Баженова О.И., Тюменцева Е.М., Черкашина А.А., Тухта С.А.

*Утверждено к печати Ученым советом
Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН*

ISBN 978-5-6048597-1-1

© Сибирское отделение РАН, 2023

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение экзогенных процессов образования рельефа – актуальная проблема геоморфологии. Экзогенные процессы происходят на земной поверхности и в самых верхних частях литосферы под влиянием сил, вызванных в основном энергией Солнца, и представляют собой суть нисходящей ветви единого литодинамического кругооборота вещества Земли [Флоренсов, 1978]. Созданные экзогенными процессами формы рельефа отражают функциональные зависимости процессов от ряда факторов, среди которых ведущими выступают климат, рельеф, тектонические движения, литология пород, антропогенное воздействие и время [Мещеряков, 1970; Дедков, 2002].

Отмечающееся в настоящее время повышение интереса к совершенствованию представлений о механизмах рельефообразования и созданию общей схемы эволюции рельефа [Тимофеев, 2011] вызывает необходимость обратиться к идее А. Шоллея [1959] об изучении не отдельно взятых форм и процессов, а их взаимодействиях – геоморфологических систем [Симонов, 1988, 1999]. Установлено, что в разных тектоно-климатических условиях формируются соответствующие им режимы функционирования геоморфологических систем, отражающие их временную организованность – последовательность постоянно или прерывисто действующих процессов, смену состояний, потоков вещества и энергии [Лихачева, Тимофеев, 2007].

Познание временной организованности геоморфологических систем относится к одной из наиболее сложных задач современной геоморфологии. Ее решение возможно на основе синтеза результатов трех составляющих процесса познания, характеризующих временную смену геоморфологических событий: итогов стационарных наблюдений за современной динамикой рельефа, исторических сведений и палеогеографических реконструкций. При этом особую ценность приобретают материалы стационарных исследований, которые выступают связующим звеном между прошлым и будущим. Только в ходе подробных и длительных стационарных исследований можно получить данные, необходимые для построения моделей функционирования геосистем, прогноза изменения их состояний и тем более управления этим состоянием [Григорьев, 1966; Сочава, 1978; Грин, 1984].

Для изучения временной организованности рельефообразования особый интерес представляет Даурский регион, где уже через год после образования Института географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР в 1958 г. под

руководством В.Б. Сочавы в урочище Алкучанский Говин были начаты стационарные исследования геосистем, включающие детальные наблюдения за динамикой экзогенных процессов. Выбор объекта был не случаен, так как степи Юго-Восточного Забайкалья отличаются значительным своеобразием. Они относятся к центрально-азиатскому классу степных ландшафтов, сочетающих черты горных и равнинных степей, и на территории России не имеют аналогов [Сочава, 1964]. Но, пожалуй, одна из главных особенностей этих геосистем, развивающихся во внутриконтинентальных условиях восточного муссонного сектора Центральной Азии, связана с их чрезвычайно сложной временной организованностью. Об этом свидетельствовали результаты уже первых 15 лет изучения природных режимов Даурского региона на Харанорском стационаре, начатые в 1961 г. [Изучение..., 1976].

Даурская степь обладает важными свойствами ландшафтных триггеров. Она одновременно принадлежит к нескольким крупным региональным природным системам, таким как бассейн р. Амур и область внутреннего стока Центральной Азии. Здесь сфокусировано несколько переходных зон – южная граница криолитозоны и северные пределы обширной аридной области. Все это обуславливает высокую динамичность природных процессов и перспективность региона для изучения временной организованности рельефообразования. За прошедший более чем полувековой период стационарных (до 1980 г.), полустационарных и маршрутных географических исследований в этом районе получена уникальная база данных о спектре экзогенных процессов, изменении во времени их интенсивности и направленности. Эти данные позволили авторам монографии на примере элементарных литосборных бассейнов, можно сказать «на клеточном уровне», раскрыть механизм функционирования геоморфологических систем и затем раздвинуть выявленные закономерности в пространстве и во времени. Пространственный охват включает озерные бассейны региона с детальным рассмотрением функционирования бассейна оз. Хара-Нур. Временной период охватывает весь голоцен. Для получения такой информации помимо широкого использования литературных источников по сопредельным районам Юго-Восточного Забайкалья [Патык-Кара, 1965; Карасев, 2002; Базарова и др., 2008, 2011, 2014, 2018] и Монголии [Малаева, Мурзаева, 1987; Севастьянов, Дорофеюк, Лийва, 1994; Чичагов, 1998, 1999] были проведены при поддержке РФФИ (проект № 13-05-00524) специальные исследования литологических записей голоцена по 18 опорным разрезам. Это позволило понять особенности временной организованности геоморфологических систем и расшифровать коды эволюции рельефа.

Представленные в работе модели функционирования геоморфологических систем могут рассматриваться в качестве инвариантов временного варьирования систем экзогенного рельефообразования субаридных районов Центральной Азии. Говоря об инвариантах, уместно напомнить слова В.Б. Сочавы, который писал: «Разнообразие элементарных геосистем... граничит с хаотичностью. Отсюда необходимость выявления инвариантов природной среды. Последние представляют практически неизменную при преобразовании часть динамической системы. Инварианту подчинены многочисленные производные от него структуры с различной долговечностью и динамическими тенденция-

ми» [Сочава, 1975, с. 5]. Разнообразие процессов рельефообразования в степях Центральной Азии также граничит с хаотичностью. Последовательное рассмотрение геоморфологических сценариев в различные временные срезы позволило нам выделить три динамических фазы рельефообразования, которые свойственны циклам различных иерархических уровней. Они дают возможность представить все многообразие рельефообразования данной территории как комбинацию ограниченного числа механизмов, каждый из которых поддается диагностике и прогнозированию.

Выполненный авторами детальный анализ смены механизмов, интенсивности и направленности рельефообразования в степях Даурии был бы невозможен без уникальной базы данных, полученной при участии академика РАН В.Б. Сочавы, д-ра геогр. наук Ю.Г. Симонова, канд. геогр. наук З.А. Титовой, д-ра геол.-мин. наук Г.Ф. Уфимцева, чл.-корр. РАН В.А. Снытко и д-ра геогр. наук С.А. Макарова. В память об этих исследователях в конце книги помещены их краткие биографические данные.

Авторы выражают благодарность за научное сотрудничество, консультации и поддержку специалистам высочайшего уровня, в разные годы работавшим в Даурии: д-ру геогр. наук В.П. Чичагову, канд. геогр. наук Г.Н. Мартыановой, д-ру геогр. наук В.А. Обязову, В.В. Карасеву и д-ру геогр. наук А.А. Лукашеву, д-ру геогр. наук Ю.М. Семенову, а также сотрудникам Даурского государственного заповедника, которые и в настоящее время продолжают изучение природы этого глобально значимого экологического региона.

Глава 1

ОБЪЕКТЫ, УСЛОВИЯ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

1.1. ДАУРСКАЯ СТЕПЬ КАК УНИКАЛЬНЫЙ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН

Даурская степь, выбранная В.Б. Сочавой для организации первого в Сибири географического стационара, сегодня сохраняет свои ключевые позиции экспериментального полигона высокого международного уровня. Она служит эталоном степного центрально-азиатского типа географической среды. В понимании Всемирного фонда дикой природы Даурская степь – один из глобально значимых наземных экорегионов [Olson et al., 2002]. Степные трансграничные равнинные территории России, Монголии и Китая объединены сходством годовых и многолетних природных ритмов, структурой и составом природных сообществ. Онон-Торейская равнина представляет собой глобальный орнитологический коридор. С севера на юг и обратно происходят периодические пульсирующие миграции животных. Для дальнейшего изучения природных режимов Даурской степи и долговременного сохранения ее уникального биоразнообразия международным заповедником «Даурия» при ведущей роли российского заповедника «Даурский» ведется работа по формированию трансграничной сети экологического мониторинга Даурии. Она выполняется в рамках долгосрочного комплексного изучения состояния экосистем региона на основе обширной сети мониторинговых пунктов в основных типах экосистем и на участках, наиболее важных с точки зрения поддержания биоразнообразия [Проблемы..., 2012].

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. 1.1). Это обуславливает высокую динамичность геоморфологических систем, частую смену направлений перемещения вещества.

Территория Даурского региона обладает уникальными геолого-геоморфологическими и гидрографическими достоинствами [Лукашов, 2013], представляющими большую ценность для решения широкого спектра геоморфологических проблем. В рельефе зафиксированы вулканические извержения, неотектонические разломы, перестройки речной сети, трансгрессии крупных водоемов, а также следы проявления широкого спектра экзогенных процессов. Рельеф Даурии давно привлекает к себе внимание как отдельных исследователей, так и целых научных коллективов. Среди первых можно вспомнить

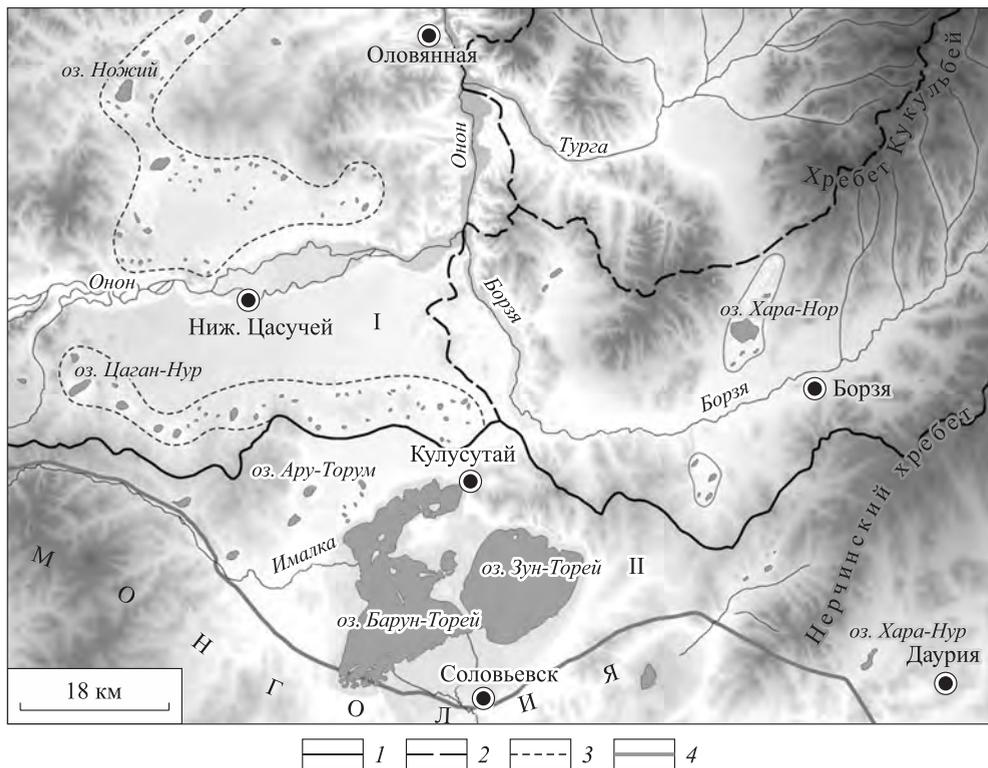


Рис. 1.1. Территория исследования: I – бассейн Онона (Верхний Амур), II – область бессточных озерных бассейнов Внутренней Азии.

Границы: 1 – материковый водораздел, 2 – границы речных бассейнов, 3 – границы озерных систем, 4 – государственная граница

путешествия академика П.С. Палласа в 1772 г. и российского естествоиспытателя Г.И. Радде в 1855 г., экспедицию 1899 г. Г.Н. Потанина, наблюдения выдающегося почвоведом Л.П. Прасолова, которые зафиксировали исторические геоморфологические события в котловинах Торейских озер. Из более поздних работ выделяются исследования Е.А. Втюриной [1962], Е.И. Корнутовой [1968], Г.Ф. Уфимцева [1968], Д.А. Тимофеева [1970], Ю.Г. Симонова [1972], В.В. Карасева [2002] и др.

Среди коллективов особо следует отметить важный вклад в изучение генезиса и строения рельефа Юго-Восточного Забайкалья Даурской экспедиции МГУ, в работе которой участвовали такие ныне известные ученые, как С.С. Воскресенский, Ю.Г. Симонов, Н.Г. Патык-Кара, Г.А. Постоленко, В.А. Снытко, А.А. Лукашов, О.А. Борсук, В.П. Чичагов [Воскресенский, Постоленко, Симонов, 1965]. Эта экспедиция стала крупнейшим за всю историю географического факультета МГУ полевым учебно-научным исследовательским коллективом, внесшим значительный вклад в развитие геоморфологии и палеогеографии, а также подготовку специалистов, в том числе – высшей квалификации [Лукашов и др., 2010].

Высокую геоморфологическую ценность в регионе представляют и работы археологов. На Онон-Торейской равнине сконцентрировано несколько сотен разновременных и разнохарактерных археологических памятников, отличающихся своеобразной геоморфологической позицией и обилием палеонтологического материала [Окладников, Кириллов, 1980]. Среди них выделяются стоянки с поверхностным культурным горизонтом, подверженным дефляции [Мороз, 2013], многочисленные стоянки озерного пояса, погребенные в эоловых песках [Шамсутдинов, 1970], остатки постройки так называемого Вала Чингизхана, плиточные могилы, курганы, керексуры и др. Особенности нахождения и размещения археологических памятников дают основания для интересных палеогеографических построений.

В настоящее время отмечается резкий «всплеск» интересов к региону со стороны многих географических учреждений России. Использование современных технологий позволяет значительно расширить направления перспективных геолого-геоморфологических исследований. Дешифрирование космических снимков высокого разрешения дает возможность определения важнейших неотектонических линеаментов, составляющих каркас основных блокоразделяющих сбросовых нарушений территории [Лукашов, 2013]. Изучением особенностей озерного и пойменного осадконакопления в геосистемах Юго-Восточного Забайкалья в голоцене активно занимается Тихоокеанский Институт географии ДВО РАН [Базарова и др., 2014]. В рамках программы многолетних исследований по реконструкции палеоклиматических характеристик Центральной Азии успешно в регионе работают Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) и Байкальский институт природопользования (Улан-Удэ).

В их числе Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН сохраняет свои позиции одного из ведущих центров стационарных исследований [Семенов, Суворов, 2007]. Многолетние натурные наблюдения за ходом современных экзогенных процессов, вызывающих постоянную перестройку рельефа, сочетаются с детальным изучением литологических записей голоцена, результаты которого представлены в данной книге.

При выборе объектов исследования и методических подходов мы руководствовались современными достижениями мировой геоморфологии в области экзогенного рельефообразования, позволившими сконцентрировать внимание на главных моментах успешного выполнения работы: а) предпочтительный выбор в качестве объектов исследования небольших репрезентативных бассейнов и их детальное изучение с применением целого комплекса методов; б) системный подход к объекту исследования, позволяющий рассматривать связи между элементами системы; в) разбиение единого процесса рельефообразования на циклы и их фазы; г) использование количественной информации об интенсивности процессов, дающей возможность определять баланс вещества в бассейнах. Для таких исследований как нельзя лучше подходят существующие в аридных и семиаридных условиях современные замкнутые бассейны малых озер [Hammer, 1986; Smoot, Lowenstein, 1991; Last, Ginn, 2005], сохраняющие интегральную информацию высокого разрешения о событиях голоцена.

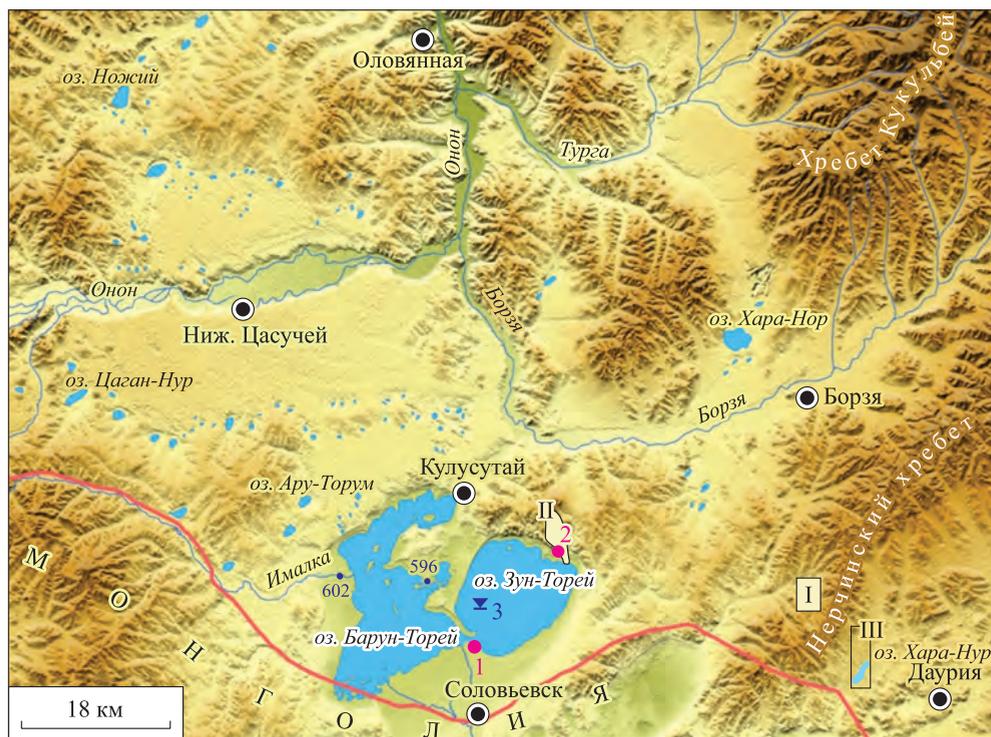
В связи с вышесказанным, исследование нами выполняется на примере формирования рельефа озерных котловин Онон-Торейской равнины и сопредельных районов. Озерные котловины, открывающиеся в них пади временных водотоков и долины малых рек являются интересным объектом для изучения функционирования морфодинамических систем, так как в них хорошо сохраняется детальная информация о ходе как отдельных процессов на пути миграции вещества, так и о их сменах и взаимодействиях в зонах аккумуляции вещества.

1.2. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Даурия отличается разнообразным и сложным рельефом, способствующим развитию широкого спектра современных геоморфологических процессов. В геоморфологическом отношении территория представлена Приононской и Онон-Торейской равнинами. Встречаются также участки мелкосопочника, холмисто-увалистого рельефа, островные горы (рис. 1.2). В восточной части преобладает рельеф горст-антиклинальных хребтов: в северо-восточной части преобладает среднегорный рельеф (хр. Кукульбей), а на юго-востоке распространены низкогорный рельеф Нерчинского хребта.

Хребет Кукульбей имеет широкие округлые гребни и разветвленную сеть глубоких падей и долин с террасами. Минимальные абс. высоты его 800 м, а максимальные 1390 м. Долины достигают нескольких сот метров в ширину. Глубина расчленения составляет в среднем 200–300 м. На общем выравненном контуре вершинных поверхностей встречаются скальные выходы, кекуры, развалы глыб. Для рельефа характерна ярко выраженная асимметрия склонов. Склоны северной экспозиции имеют слабовыпуклую форму крутизной 15–20°. Склоны южной экспозиции круче (25–30°). В области сноса мощность рыхлых отложений на склонах не превышает 1 м, в зоне транзита – 3–4 м, а в зоне накопления материала достигает 15–20 м. Шлейфы, замыкающие склоны, чрезвычайно обширны. Наклонная поверхность шлейфов пересекается ложбинами. В долинах рек террасы, как правило, перекрываются этими шлейфами. В днищах долин и на поверхности шлейфов распространены полигональные грунты. Также широко распространены солифлюкционные натечные террасы.

Низкогорный денудационный рельеф юго-западных отрогов Нерчинского хребта имеет плоские или слабовыпуклые междуречья. Абсолютные высоты довольно значительны – 800–900 м. Отдельные сопки округлой формы высотой 40–80 м часто возвышаются над вершинными поверхностями. Склоны массивов имеют вогнутый профиль, крутизна их 10–12°, поверхность ровная. Характерной особенностью рельефа является отсутствие хорошо развитых речных долин. Многочисленны замкнутые бессточные озерные котловины. Из эрозионных форм широко распространены пади без морфологически выраженного русла. Продольный профиль этих долин плавный, днище широкое, до 300–400 м. Склоны долин пологие, крутизной 7–12°. Верхние горизонты рыхлых отложений в падах сложены склоновым материалом, так как шлейфы противоположных склонов слились между собой. Мощность рыхлых отложений превышает 10 м. В пределах этого типа рельефа расположен главный по-



Высота над уровнем моря, м

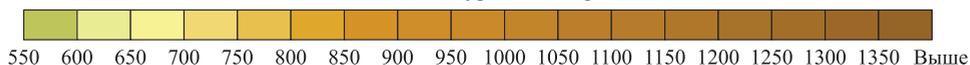


Рис. 1.2. Картограмма рельефа Даурского региона.

Районы детальных исследований: I – Нерчинский; II – Торейский; III – Хара-Нурский. Местоположение площадок реперов: 1 – кордон Уточа, 2 – падь Крементуй, 3 – место отбора донных отложений в оз. Зун-Торей (по: [Замана и др., 2011])

лигон-трансект Харанорского стационара, представленный малым литосборным бассейном пади Веснянка. Положение Нерчинского ключевого участка показано на рис. 1.2.

Основная часть Даурского региона приурочена к области слабодифференцированных глыбовых опусканий. Территориально эта морфоструктурная область совпадает с Агинской плитой (платформой). На ней выделяется останцово-сопочное низкогорье, представленное плато, бронированное эффузивами. Абсолютная высота 620–840 м. К северу от оз. Зун-Торей плато обладает волнистой вершинной поверхностью, образованной системой щитовых вулканов, изливавших базальтовую лаву. На плато сохранились сильно разрушенные эруптивные аппараты. Склоны останцовых сопков вогнутые, крутизна их 10–12°. Под склонами залегают шлейфы. Расчленяющие плато пади и балки глубоко врезаны. Склоны их достигают крутизны 20–30°.

В районе широко представлен озерный абразионно-аккумулятивный рельеф равнин. Самые низкие точки озерных равнин (уровень Торейских озер)

лежат на высоте 600 м. Абсолютная высота отдельных останцовых сопок достигает 830 м. В среднем превышения составляют 50–60 м, а в южной части области 15–20 м. Озерные равнины (террасы) различного возраста отличаются друг от друга морфологическим обликом. Наиболее молодые имеют плоскую слабонаклонную поверхность, монотонность которой нарушается лишь барами, пересыпями, абразионными уступами высотой 2–5 м. Самые молодые равнины находятся на юге морфоструктурной области. К северу от них располагаются все более и более древние равнины. И расчлененность их становится значительней. Наиболее сильно изменен облик неогеновой равнины. Относительные высоты увеличиваются к северу и в пределах неогеновой равнины достигают 100–150 м.

Исследованиями Даурской экспедиции МГУ отмечено восемь береговых уровней [Воскресенский, Постоленко, Симонов, 1965]. Относительная высота этих линий над уровнем оз. Зун-Торей следующая: I – 5–7 м, II – 12, III – 29, IV – 30, V – 40, VI – 65, VII – 90, VIII – 145 м.

Более детально рассмотрим рельеф Онон-Торейской равнины. При составлении карты-схемы (рис. 1.3) использовались материалы ряда исследователей [Симонов, 1972; Корнутова, Хотина, 1979; Карасев, 2002].

Онон-Торейская равнина (рис. 1.3) представляет собой северный выступ равнин Центральной Азии, вдающихся с юга в пояс гор Южной Сибири с ярко выраженным своеобразием условий и процессов рельефообразования. Большая часть территории бессточна. Абсолютная высота рельефа 596–902 м. Равнина отличается сложным геолого-тектоническим строением [Воскресенский и др., 1965; Лукашов, 2013]. Рельеф сформирован на жестком основании Агинской плиты с блоковой структурой, представленной Средне-Ононской и Торей-Хухунорской депрессиями, Онон-Борзинским, Борзя-Торейским и Дэлте-Улинским краевыми поднятиями. Макроструктуры разделены блокоразделяющими разломами, выраженными долинами рек Онон, Борзя и Ималка, крупными падами, цепочками озер, ключей и солончаков, а также значительными градиентами высот. Влияние большого набора факторов на ход экзогенного рельефообразования обеспечивает высокую динамичность геоморфологических систем, смену направлений перемещения вещества. Для района 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 [Корнутова, 1968].

Территория представляет собой полигенетическую равнину субаэральной дельты. Это огромный конус выноса пра-Онона, наложенный на сформировавшийся высотный уровень, когда Онон тек с гор Эрмана [Воскресенский и др., 1965]. В моделировке поверхности равнины принимало участие большое количество экзогенных процессов, среди них следует отметить озерные и флювиальные, представленные работой различных водных потоков, что нашло отражение в структуре рельефа.

В результате взаимодействия широкого спектра геоморфологических процессов на Онон-Торейской равнине и ее низкогорном обрамлении сформировался своеобразный рельеф, в котором выделяются ансамбли форм разного генезиса, отражающие влияние многих факторов в различные этапы рельефо-

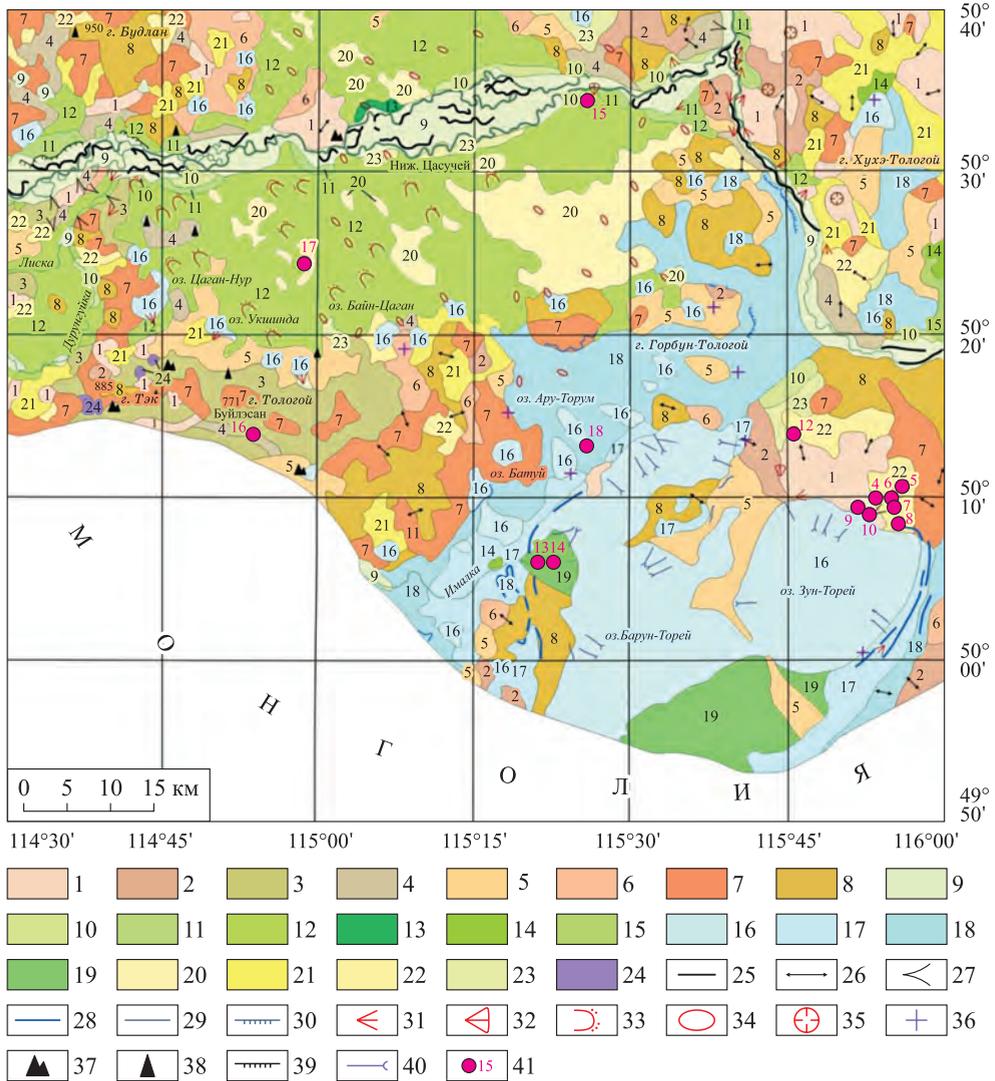


Рис. 1.3. Геоморфологическое строение Онон-Торейской равнины.

Типы генетически однородных поверхностей рельефа: **I. Рельеф денудационный:** 1 – склоны обвально-осыпные крутизной 30–60°; 2 – склоны плоскостного смыва крутизной 17–25°; 3 – склоны речных долин и падей, существенно переработанные плоскостным смывом, крутизна 8–25°; 4 – склоны речных долин и падей, созданные линейной эрозией и существенно переработанные различными агентами плоскостной денудации; 5 – подгорные педименты; 6 – подгорные и нагорные педименты с останцами и островными горами; 7 – субгоризонтальные поверхности фрагментов олигоценового педиплена с останцами и островными горами; 8 – склоны крутизной 15–25°, ограничивающие сверху субгоризонтальные поверхности фрагментов педиплена и педименты. **II. Рельеф аккумулятивный:** 9 – поймы современных рек и днища сухих падей; 10 – позднеплейстоценовая надпойменная терраса высотой до 40 м; 11 – среднеплейстоценовая надпойменная терраса высотой 45–53 м, сложенная боржигантайским аллювием; 12 – высокая аллювиальная аккумулятивная равнина, сложенная среднеплейстоценовой холбонской свитой; 13 – пологонаклонная поверхность 42-метрового террасовала, сложенная верхнеплиоцен-эоплейстоценовой пасучейской свитой; 14 – субгоризонтальные поверхности

образования (рис. 1.3). С севера на юг закономерно происходит сокращение площади аллювиальных равнин и увеличение озерных. В пределах субэдральной дельты активно действовали эоловые процессы. Закрепление древнего эолового рельефа способствовало его сохранению до нашего времени. Лучшее всего крупногрядовый эоловый рельеф сохранился в пределах сосновых массивов.

Мощность рыхлых отложений на Онон-Торейской равнине колеблется от 3 до 50 м. Нижние части разрезов представлены корами выветривания палеозойских пород. Это в различной степени щелнистые пестрые глины, обломки сильно выветрены. Выше следуют красноцветные отложения чикойской свиты. Поверхностные отложения субэдральной дельты представлены перевернутыми песками и супесями собственно дельты и верхних частей «белесой» и «забайкальской» толщ [Воскресенский и др., 1965; Карасев, 2002]. Пески дюн иногда бесструктурны или с неясной горизонтальной слоистостью (чаще же имеют конвергентную структуру). Мощность грядовых песков достигает 8–12 м. Дюны остепненных участков сложены песчано-супесчаным материалом с четкими гумусированными прослоями горизонтов погребенных почв. Мощность отдельных горизонтов достигает 0,3–0,5 м. Большое участие в строении покровных образований принимают солифлюкционные отложения [Воскресенский и др., 1965; Симонов, 1972]. Южнее «озерного пояса», хорошо видного на рис. 1.1, равнина имеет главным образом озерный генезис, но есть и переходные аллювиальные участки с озерной переработкой (двучленное строение отложений).

Окружающие равнину низкогогорья расчленяют пади с руслами временных водотоков, к тальвегу которых приурочены малые эрозионные формы рельефа – донные промоины, реже овраги. Пади выполнены делювиальными и пролювиальными отложениями с участием эоловых. В них широко распространены родниковые наледи, гидролакколиты и термокарстовый микрорельеф, указывающие на большое участие криогенных процессов в преобразовании рельефа рассматриваемой территории.

пролювиальных конусов выноса; 15 – субгоризонтальные поверхности низкой аккумулятивной равнины и днищ реликтовых логов, сложенные аллювиальными и пролювиальными отложениями верхнего неоплейстоцена – голоцена; 16 – субгоризонтальные поверхности днищ и пляжей озер, сложенные голоценовым лимнием; 17 – поверхности озерных террас 5-, 12- и 19-метровых уровней, сложенные верхнеплейстоценовым лимнием; 18 – субгоризонтальные поверхности высокой аккумулятивной равнины и озерных террас 29-, 41- и 65-метровых уровней, сложенных среднеплейстоценовым лимнием; 19 – субгоризонтальные поверхности речных дельт, сложенных лимноаллювием верхнего неоплейстоцена – голоцена; 20 – субгоризонтальные поверхности массивов эоловых песков верхнего неоплейстоцена – голоцена; 21 – субгоризонтальные поверхности четвертичных делювиальных шлейфов; 22 – склоны делювиальных шлейфов крутизной 4–16°; 23 – делювиально-пролювиальные поверхности высокой аккумулятивной равнины; 24 – субгоризонтальные поверхности днищ четвертичных долин-курумов и долин-марей в верхних звеньях речной сети. **III. Формы рельефа, не выражающиеся в масштабе карты:** 25 – прирусловые валы и гривы; 26 – седловины; 27 – овраги; 28 – крупные береговые валы; 29 – береговые валы; 30 – абразионные уступы (клифы); 31 – конусы выноса; 32 – осыпные и обвальные конусы и шлейфы; 33 – отдельные барханы; 34 – бессточные дефляционные котловины; 35 – карстовые поля и воронки; 36 – булгуняхи (гидролакколиты); 37 – останцы структурно-денудационные; 38 – останцы денудационные; 39 – эрозионные уступы. 40 – направление вдоль берегового перемещения наносов, 41 – положение и номера разрезов

Днища современных озер и солончаков располагаются на абс. высотах от 600 до 700 м. Это однообразные поверхности с едва заметным уклоном в 1,0–1,5°, слегка повышающиеся лишь там, где на их поверхность ложатся конусы выноса временных водотоков. 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 [Воскресенский и др., 1965]. При этом часто формируются целостные озерно-флювиальные системы, объединенные флювиальными потоками, поставляющими вещество в конечные бессточные озерные бассейны.

1.3. ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Еще раз отметим, что Даурский регион отличается ярко выраженным своеобразием условий рельефообразования, связанным с его расположением у южной границы криолитозоны и вдоль северных пределов обширной аридной области Центральной Азии. Степные ландшафты центральноазиатского типа распространены на площади в 34 тыс. км². Они представлены природными комплексами равнинной и мелкосопочной сухой и настоящей степи [Типы местности..., 1961].

Ландшафты **сухих степей** образуют в пограничной части с Китаем и Монголией обширный монолитный массив, они также распространены в урочище Сухой Урулунгуй и в Агинском межгорном понижении. Над этими монотонными равнинами вдоль северо-восточного берега оз. Зун-Торей живописно возвышаются вулканические руины. Встречаются также участки холмисто-увалистого рельефа. Поверхностные водотоки единичны, они направлены в сторону наиболее низких участков бессточных котловин. В сухой степи встречаются обширные площади, занятые пороями тарбаганов и сусликов. Сурчины (бутаны) придают степи мелкобугристый характер.

Для ландшафтов **настоящей степи** характерны равнинный, мелкосопочный и низкогорный рельеф, более влажный и холодный климат, редкая сеть поверхностных водотоков, бессточные котловины, черноземные и лугово-черноземные почвы, довольно сомкнутая с относительно высоким травостоем растительность. Эти ландшафты особенно широко распространены в Приаргунье, где по меридиану ширина полосы степей достигает 80–100 км. В западном направлении (до Онона) полоса степей сужается до 10–20 км. Второй крупный массив настоящих степей занимает междуречье Онона и Аги (Цугульские и Агинские степи).

Степные ландшафты занимают как днища межгорных понижений (Улетовское, Акшинское, Нерчинское) на высотах 500–700 м, плоские и холмисто-увалистые поверхности, расположенные на высоте 550–800 м, так и низкогорные хребты (Нерчинский, Кличкинский, Аргунский) высотой 1000–1100 м. В пределах низкогорий глубина врезов достигает 300 м, а крутизна склонов – 30°.

Так, на Аргунском хребте основные пади имеют врезы до 250–300 м, а распадки до 100–120 м. Крутизна склонов основных падей порядка 10–15°. Пади и распадки, расчленяющие равнину, широкие (от 200–300 м до 1,0–1,5 км) и плоскодонные. Среди низкогорий и мелкосопочника расположены обширные луговые, иногда засоленные понижения – урочище Урулюнгуй и серия замкнутых или почти замкнутых бессточных засоленных котловин – Соктуй-Милозанская, урочище Большие Бутаны и др. В целом в районе преобладает денудационный рельеф [Воскресенский и др., 1965].

Около половины территории относится к области внутреннего стока Центральной Азии, которая представлена системой бессточных бассейнов различного размера, насчитывающих порядка 5000 малых озер, из них несколько сотен соленых озер расположено на территории России [Скляров и др., 2011]. Площадь озер Зун-Торей и Барун-Торей составляет соответственно 300 и 580 км². Остальные озера отличаются малыми размерами (см. рис. 1.1). Озера объединяются в несколько групп. Среди них выделяются Северо-Цасучейская (минерализация озерных вод варьирует в интервале 1–210 г/л), Южно-Цасучейская (0,3–15,0 г/л), Торейская (0,4–16,0 г/л) и Борзинская (0,4–310,0 г/л) группы озер [Скляров, 2011]. Минерализация подземных вод, питающих озера, составляет 0,2–1,0 г/л.

Крупные реки района – Онон и Борзя – принадлежат бассейну Амура, в пределах Онон-Торейской 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) типична для рек бессточных озерных бассейнов (Хила и Улдза).

Даурия характеризуется экстроконтинентальным климатом со значительными перепадами температуры, а также сильным дефицитом влаги практически на всех местоположениях ландшафта. Своеобразие климата также определяется влиянием тихоокеанских муссонов. Региону свойственны значительные многолетние колебания показателей тепла и влаги (рис. 1.4).

На территории отмечаются различия также по показателям средних многолетних значений температуры и атмосферных осадков (табл. 1.1).

Наиболее теплыми являются район Торейских озер и прилегающие к ним территории, а также район пересечения р. Онон государственной границы [Обязов, 2012]. Средняя температура января находится в пределах от –22,5 до –27 °С, а июля – от 18 до 20 °С. Максимальная суточная температура воздуха (+42 °С) зарегистрирована в Ново-Цурухайтуе.

Для региона характерны небольшое количество осадков, в среднем 323 мм (табл. 1.1), и крайне неравномерное их распределение в течение года (рис. 1.5). Большая часть осадков выпадает в летнее время и составляет до 68 % годовой суммы, наибольшее количество осадков приходится на июль (≈29 %), несколько меньшее – в августе. На эти два месяца приходится более половины годовой суммы осадков, в данный период они имеют ливневой характер. Так, с 1964 по 1978 г. в июле отмечалось 55 ливней, в августе 35 [Титова, Любцова, 1980]. Максимум осадков за ливень – 62,4 мм, максимальная интенсивность ливней достигала 2 мм/мин, средняя из максимальных интенсивностей 0,8 мм/мин.

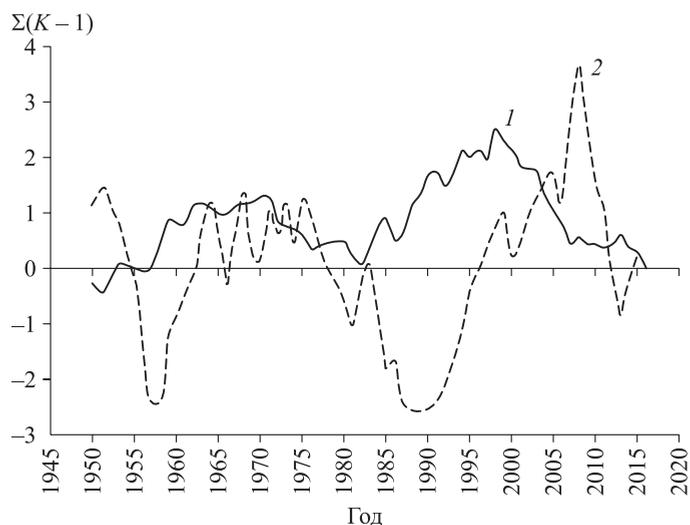


Рис. 1.4. Разностные интегральные кривые осредненных по региону Даурии среднегодовых сумм атмосферных осадков (1) и среднегодовых температур воздуха (2) (по: [Носкова и др., 2019])

За холодный период года с октября по апрель выпадает всего 12 % годовой суммы осадков. В течение трех зимних месяцев выпадает всего 3 % осадков. Снежный покров не превышает 6–8 см. Часто снег зимой испаряется из-за сравнительно большой радиации и большой сухости воздуха.

Многолетним изменениям атмосферных осадков присущ циклический характер, детально изученный В.А. Обязовым [2012]. Наиболее четко выражена внутривековая цикличность, представленная на рис. 1.6, где показано, что внутривековые колебания атмосферных осадков также определяют изменения стока рек на примере р. Шилки. В Даурии выделяются в режиме выпадения осадков гумидная фаза (1956–1970, 1983–1998 гг.) и аридная (1971–1982, 1999–2011 гг.) [Обязов, 2012]. Аномально влажным был 1962 г. (411 мм), экстремально сухим – 1972 г. (157 мм) [Баженова, Мартыанова, 1998]. Наибольшее количество осадков в Нижнем Цасучее было зарегистрировано в 2006 г. – 586 мм.

Таблица 1.1

Приземная температура воздуха и сумма атмосферных осадков на территории Даурии за 1950–2016 гг. (по: [Носкова и др., 2019])

Метеостанция	Среднегодовая температура воздуха, °С	Среднегодовая сумма атмосферных осадков, мм
Агинское	–1,3	355
Борзя	–2,1	300
Оловянная	–0,1	328
Соловьевск	–0,8	334
Нижний Цасучей	–0,4	296
Среднее	–0,9	323

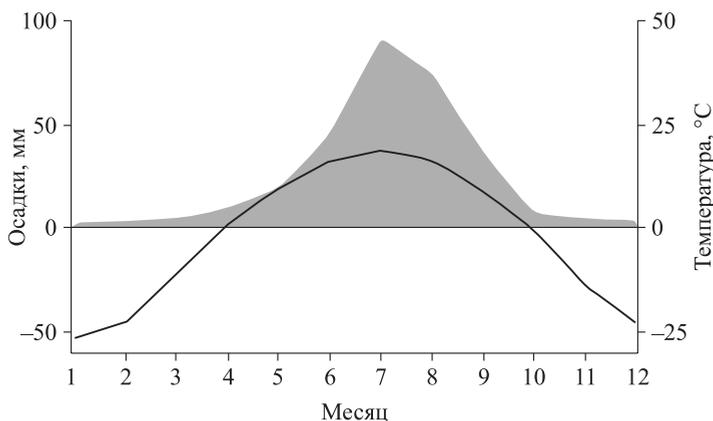


Рис. 1.5. Внутригодичное распределение среднемесячных сумм осадков и среднемесячных температур приземного воздуха (метеостанция Борзя)

При совместном анализе интегрально-разностных кривых стока рек Даурского региона, выполненного В.А. Обязовым [2012] с привлечением данных по рекам соседних районов Монголии, наблюдается их хорошая согласованность, также показывающая цикличность колебаний речного стока, которые происходят на всех реках синфазно. Как видно на рис. 1.6, колебания стока р. Шилки хорошо совпадают с колебаниями стока других рек региона. Это позволило В.А. Обязову использовать наиболее длительный ряд средних годовых расходов воды р. Шилки у г. Сретенска для оценки структуры многолетних изменений речного стока Даурии в целом. Оценка показала, что за примерно вековой период в колебаниях годового стока р. Шилки выделяется четыре цикла (рис. 1.7), которые мы будем использовать при анализе внутривековых изменений интенсивности и направленности хода экзогенного рельефообразования

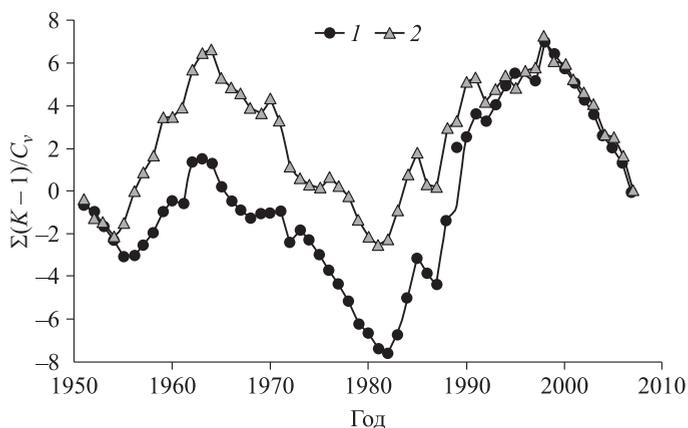


Рис. 1.6. Многолетние изменения стока р. Шилки (1) и сумм атмосферных осадков (2), осредненных по ее бассейну (интегральные разностные кривые) [Обязов, 2012]

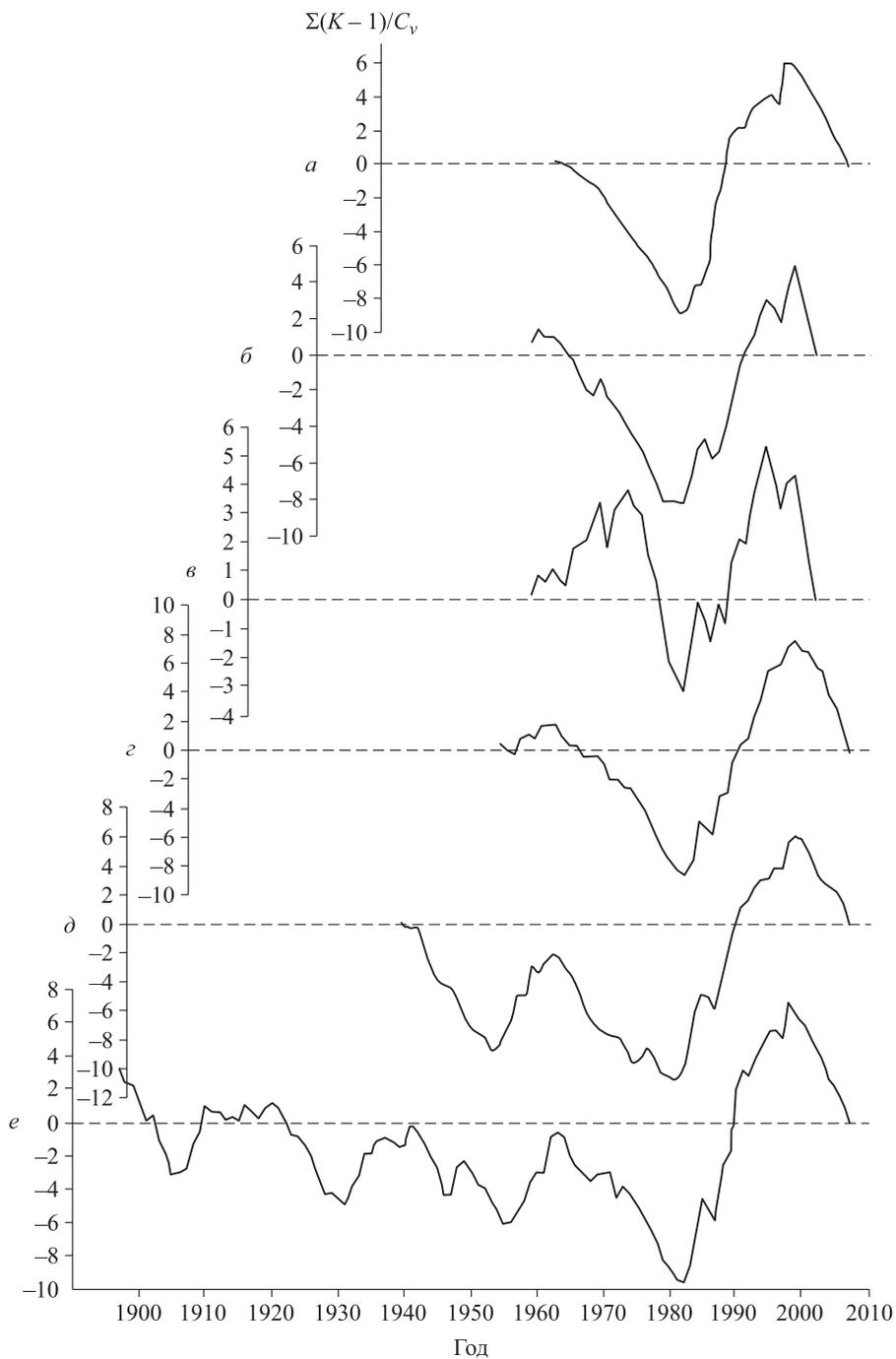


Рис. 1.7. Многолетние изменения годового стока рек, представленные в виде интегральных разностных кривых [Обязов, 2012].

a – Удза, *б* – Оршун, *в* – Керулен, *г* – Онон, *д* – Аргунь, *е* – Шилка

в степях Даурии, опираясь на ранее установленную экспериментальным путем зависимость хода геоморфологических процессов от гидроклиматических колебаний [Титова, 1978; Баженова, Мартыянова, 1998].

В многолетних колебаниях уровней озер также отмечается цикличность. Особенно четко она проявляется у крупных озер, таких как Торейские, Далайнор и Буир [Обязов, 2012]. Также хорошо согласованность колебаний уровней озер отмечается с изменением разностных интегральных кривых сумм атмосферных осадков и стока взвешенных наносов рек региона (рис. 1.8), что еще раз доказывает тесную связь хода геоморфологических процессов с колебаниями климатических параметров, прежде всего с изменениями атмосферного увлажнения.

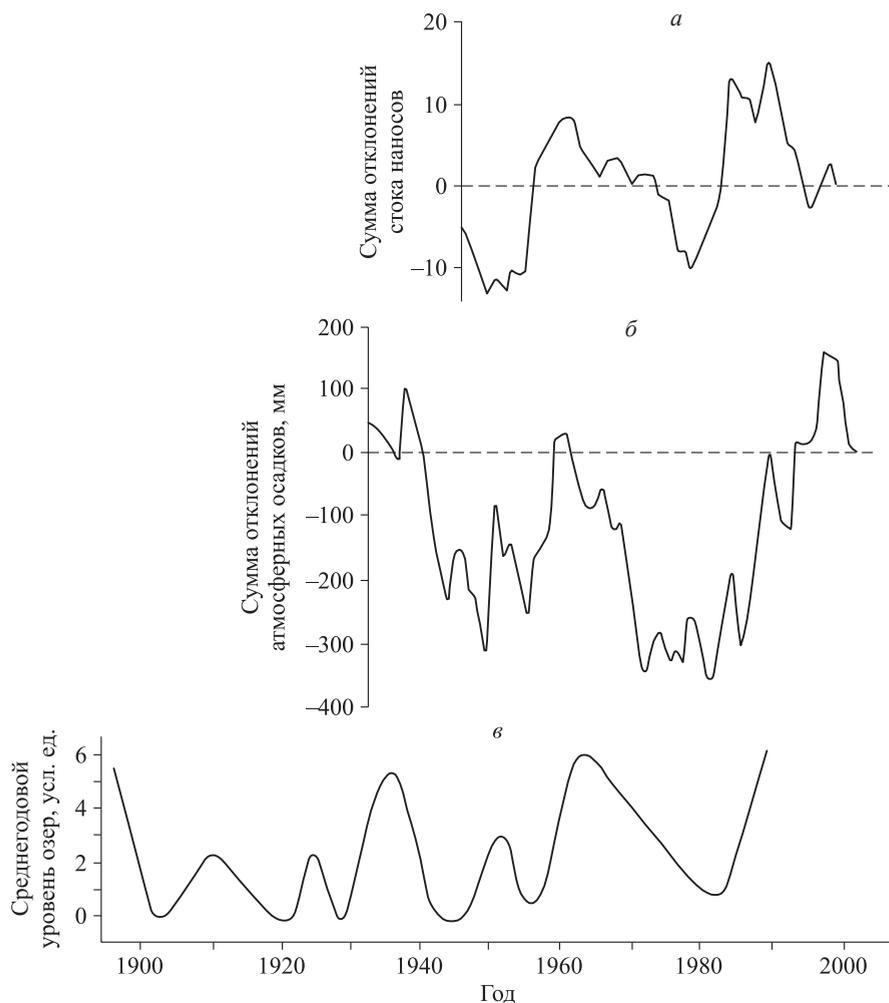


Рис. 1.8. Временная последовательность смены условий рельефообразования по данным о стоке взвешенных наносов р. Онон (а) на фоне изменений атмосферного увлажнения по данным метеостанции Борзя (б) и колебаний уровня бессточных Торейских озер [Обязов, 1994] (в)

Таким образом, экстраконтинентальный климат создает условия для развития в Даурских степях широкого спектра процессов и их значительной пространственно-временной изменчивости.

1.4. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Выбранная нами методика изучения процессов экзогенного рельефообразования включает экспериментальные наблюдения за ходом процессов, использование ГИС-технологий и изучение разрезов рыхлых голоценовых отложений. Применялся комплекс методов количественной оценки геоморфологических процессов (полевые измерения интенсивности процессов, использование расчетных моделей, определение баланса вещества), а также приемы, позволяющие рассмотреть изменение процессов в пространстве (картографирование процессов) и во времени (анализ временных рядов и расшифровка литологических записей голоцена). На завершающем этапе исследования выявлялись соотношения и взаимосвязи между отдельными элементами геоморфологических систем.

На ключевых участках, положение которых показано на рис. 1.2, изучалось перемещение продуктов выветривания на склонах путем смыва, ветрового перераспределения в зависимости от рельефа, состояния почвогрунтов, хода метеорологических элементов, характера растительного покрова, наличия сезонной и островной мерзлоты, зоогенной деятельности.

Разнообразие и большая сложность смены процессов перемещения рыхлого материала на поверхности степных склонов по сезонам и погодично требовали применения ряда взаимодополняемых методик, что дало возможность перепроверить полученные данные. В этих работах были использованы металлические реперы – шпильки [Балян, Раменский, 1954], стоковые площадки, полустационарные лотки-ловушки. С 1971 г. наблюдения по шпилькам контролировались и дополнялись измерениями с помощью рам, предложенных Я.А. Кемпбеллом [Campbell, 1970] и использованных З.А. Титовой [1979] на Харанорском стационаре. На каждом полигоне было установлено несколько сотен шпилек. На полигоне у станции Харанор в степном Забайкалье шпильки были установлены на девяти площадках размером от 15×40 до 15×160 м. На этих площадках с 1964 по 1975 г. было задействовано 1500 шпилек. В 1976 г. к ним было добавлено еще 600 шпилек [Ивановский, Титова, 1986]. Шпильки длиной 30–40 см возвышались на 15–35 см над поверхностью земли. При замерах уменьшение высоты репера свидетельствовало о накоплении мелкозема, увеличение указывало на процесс сноса. Рядом были оборудованы стоковые площадки и площадки рам. При этом ошибки измерений на отдельных шпильках или отдельные замеры рам компенсируются усреднением множества замеров. Таким способом определялись общее направление процесса перераспределения мелкозема и порядок величин сноса или аккумуляции.

Для наблюдений за эоловой миграцией вещества использовались пылеуловители разной конструкции. Пылеуловители в виде металлических ящиков были врезаны в почву по три в одном створе поперек склона. Наблюдения за эоловыми процессами велись круглогодично, принесенный ветром мелкозем

из ящиков извлекался ежемесячно. Для наблюдений использовались также дефляметры нашей конструкции, оборудованные флюгером и позволяющие замерять ветровой перенос на высоте 15, 30, 50 и 100 см от поверхности земли. Комплексные исследования включали также наблюдения за ветровым режимом (скорость и направления), атмосферными осадками, влажностью почвы, также изучался механический состав почв, особенности растительного покрова (структура травостоя, проективное покрытие, динамика биомассы в течение теплого сезона), учитывалась антропогенная нагрузка на поверхность склонов.

Морфология и динамика овражных форм изучалась с применением инструментальной съемки, реперов, картографических материалов, электронных ресурсов Google Earth.

Важное место в работе отводится анализу климатических и геоморфологических временных рядов Росгидромета по 5 метеостанциям за период 60–105 лет. В работе используются опубликованные исторические сведения о колебаниях уровней степных озер, об изменении климата исследуемой территории и сопредельных районов Китая и Монголии за последние 500 лет.

Анализировались следующие показатели: количество и продолжительность пыльных бурь; скорость и направления ветра; сток воды и взвешенных наносов; высота снега и запасы воды в снеге; эрозионный индекс ливневых осадков, рассчитанный по 30-минутной интенсивности дождя; скорость и глубина промерзания–оттаивания; температура воздуха и почв на разных глубинах за различные промежутки времени; сумма (годовая и за отдельные периоды) атмосферных осадков и др. Использовались также данные гидрологических постов по стоку воды и взвешенных наносов рек Онон, Борзя и Шилка за весь период инструментальных наблюдений. На основе типизации гидротермических комплексов, определяющих нормальное, аномальное и экстремальное развитие экзогенных процессов, дана оценка вероятности возникновения того или иного состояния систем, выявлена вероятность экстремальных проявлений процессов. Для определения продолжительности циклов и их хронологической привязки использовался метод интегральных разностных кривых. Экстраполяция тенденций рельефообразования выполнялась с помощью линейных трендов методом наименьших квадратов.

Полевые исследования для расшифровки голоценовой морфолитодинамики выполнялись в 2013–2015 гг. при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 13-05-00524) в бассейнах озер Хара-Нур, Зун-Торей и Барун-Торей, в падах временных водотоков Крементуй, Веснянка, Нарин-Кундуй, в долинах рек Ималка, Онон и Буйлэсан. Детально исследованы разрезы озерных, аллювиальных, пролювиальных и эоловых отложений голоцена. При их изучении основное внимание уделялось стратиграфическому и морфогенетическому анализу погребенных почв и отложений. С этой целью в лабораторных условиях, согласно общепринятым методикам, выполнялось определение гранулометрического состава по Качинскому [Вадюнина, Корчагина, 1986], содержания карбонатов [Аринушкина, 1970], органического углерода по Тюрину и группового состава гумуса по методу Кононовой–Бельчиковой [Кононова, 1963]. Лабораторная обработка образцов на спорово-пыльцевой анализ проведена согласно классической методике

[Traverse, 2011]. Большое внимание уделялось анализу погребенных почв. При этом изучалось строение, содержание и состав гумуса палеопочв, прежде всего соотношение гуминовых и фульвокислот ($C_{гк}/C_{фк}$) для получения информации о климатических условиях их формирования. Абсолютный возраст погребенных почв установлен в Санкт-Петербургском государственном университете сцинтилляционным методом по углероду гуминовых кислот. Значения календарного возраста переведены в калиброванные с использованием программы CalPal2007_HULU Кёльнского университета.

Получено 67 радиоуглеродных датировок по углероду гуминовых кислот. Привлекались также материалы изучения отложений голоцена в котловинах озер Зун-Соктуй и Ножий, расположенных к северу от долины р. Онон, в Восточно-Урулюнгуевской впадине и оз. Буир в Северо-Восточной Монголии. Особенно детальный анализ отложений выполнялся из зон озерного морфолитогенеза, флювиального и эолового транзита и аккумуляции вещества – крупных речных долин и эоловых коридоров. Положение разрезов показано на рис. 1.3.

Также проведено обобщение опубликованных материалов по голоцену других исследователей по сопредельным районам Юго-Восточного Забайкалья и Монголии [Севастьянов и др., 1994; Чичагов, 2000; Карасев, 2002; Базарова и др., 2008, 2011, 2014а, б; Птицин и др., 2010]. Возможность их использования определяется общностью геоморфологического развития этой равнинной территории [Чичагов, 2000], относящейся к одной Даурской, или Онон-Аргунской физико-географической провинции Центральной Азии [Сочава, Тимофеев, 1968]. Колебания климата в четвертичный период здесь происходили синхронно [Малаева, Мурзаева, 1987]. Для Даурского региона характерен также синхронный ход природных процессов, обусловленный климатическими колебаниями и в настоящее время [Обязов, 1999], позволяющий привлекать данные изучения процессов рельефообразования в соседних районах для подтверждения наших результатов.

Глава 2

ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Для каждого климата характерен свой набор процессов, участвующих в морфолитогенезе. В первом приближении степные ландшафты Даурии следует считать аналогом холодных перигляциальных степей плейстоцена. Это сходство было отмечено Ю.Г. Симоновым [1962], подчеркнувшим специфику современного рельефообразования района. Даурские степи отличаются широким спектром процессов (рис. 2.1). В условиях повышенной аридности и крайней континентальности климата району свойственна неравномерность хода процессов во времени, частая смена морфодинамических режимов.

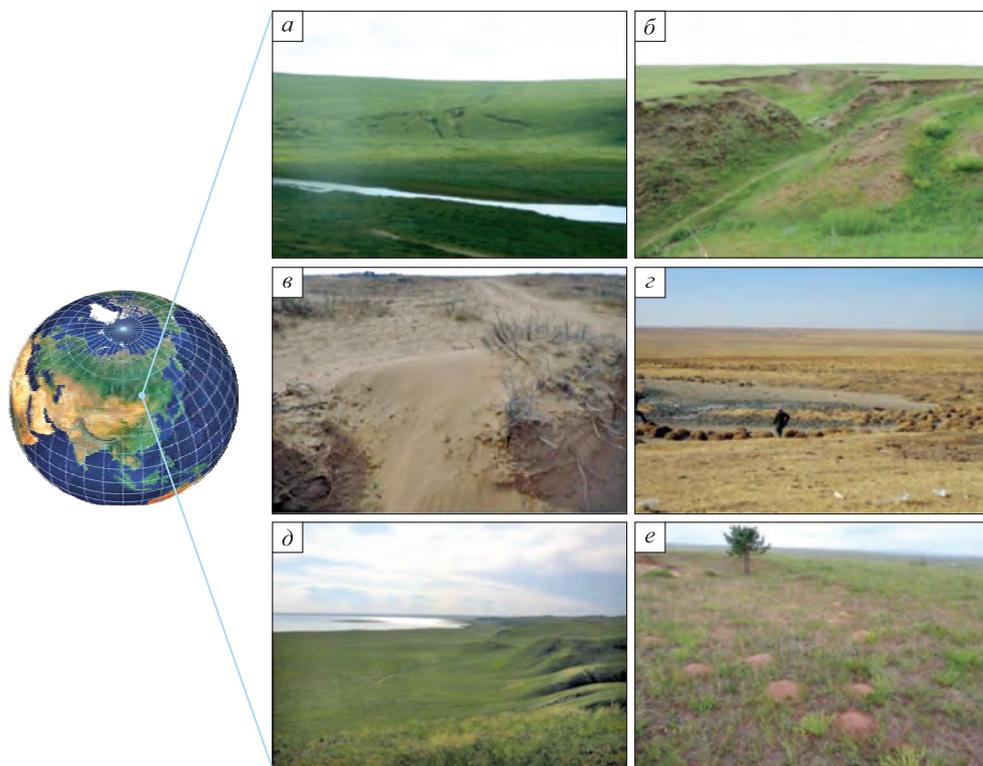


Рис. 2.1. Типы геоморфологических процессов в Даурском регионе: эрозионные (а) – сеть промоин на пашне в долине р. Борзи; (б) – зрелый овраг в котловине оз. Ару-Торум; эоловые (в) – надув на бровке террасы Онон у с. Нижний Цасучей; криогенные (г) – термокарстовая воронка в пади Батуй; озерные (д) – оз. Зун-Торей; биогенные (е) – выбросы из нор цокора в днище пади у с. Буйлэсан

Для региона свойственно постоянное чередование и взаимодействие флювиальных (эрозионно-аккумулятивных) и эоловых процессов. Активное участие в рельефообразовании принимают криогенные и биогенные процессы. Увеличивается также разрыв между экстремальным и нормальным (средним) уровнями процессов – если в умеренно континентальных районах это отношение не превышает 4, то в условиях резко континентального климата оно может достигать 15 [Баженова, Мартыанова, 2004].

2.1. ФЛЮВИАЛЬНЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ

В степях Даурии широко распространены флювиальные (водные) нерусловые и временные русловые потоки, которые вызывают значительное перемещение вещества и перестройку рельефа. Первые возникают на степных склонах во время ливневых дождей, производят *плоскостную эрозию* и аккумуляцию. По мере движения вниз по склону струи воды объединяются в более мощные потоки, образующие относительно постоянные эрозионные врезы, расчленяющие склон. Здесь сток становится русловым. Врезаясь в земную поверхность, временные русловые потоки совершают *овражную эрозию*. В связи с тем, что реки в Даурском регионе носят транзитный характер и речная деятельность слабо участвует в современном экзогенном рельефообразовании, мы обращаем основное внимание на первые две группы флювиальных процессов – делювиальный смыв и овражную эрозию.

Делювиальный смыв

Под делювиальным смывом в настоящее время понимают перемещение вещества плоскостным, преимущественно струйчатым смывом [Павлов, 1951], а также разрушение и перемещение на небольшое расстояние частиц грунта ударной силой и разбрызгиванием дождевых капель – капельной эрозией [Тимофеев, 1978]. Смыв вызван плоскостным стоком талых и дождевых вод, при воздействии которых и происходит разрушение поверхности склонов.

Интенсивность делювиального процесса и сама его возможность зависят от ряда условий. Для возникновения плоскостного смыва необходимо, чтобы по склону стекала вода, а частицы обладали возможностью отделиться от основной массы и перемещаться под действием воды, т.е. грунт должен быть подготовлен к смыву выветриванием и не защищен или слабо защищен растительностью [Воскресенский, 1971]. Набор строго определенных факторов значительно ограничивает пространственное проявление делювиальных процессов и снижает их рельефообразующее значение.

Согласно А. Кайе [1959], А. Шоллею [1959] и Е.В. Шанцеру [1966], наибольшим развитием делювиальных процессов характеризуются семигумидные и семиаридные области, которые В. Пенк [1961] назвал царством смыва и эрозии. Именно к таким областям относятся Даурские степи. На длительное развитие делювиальных процессов в Даурии указывают делювиальные шлейфы у подножий склонов. Строение склоновых шлейфов рассмотрим на примере склона юго-восточной экспозиции крутизной 3–11°, расположенного в отрогах

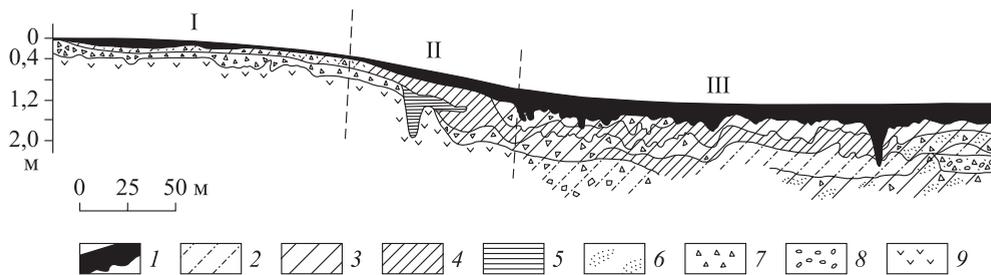


Рис. 2.2. Строение отложений склона юго-восточной экспозиции близ станции Харанор. Зоны: I – делювиального сноса, II – делювиально-дефлюкционного сноса, III – аккумуляции. 1 – гумусовый горизонт, 2 – супесь, 3 – легкий суглинок, 4 – средний суглинок, 5 – тяжелый суглинок, 6 – линзы песка и дресвы, 7 – щебень, 8 – галька, 9 – коренные породы (юрские конгломераты)

Нерчинского хребта в 2 км на северо-запад от ст. Харанор. В траншее длиной около 500 м и глубиной 0,7–2,2 м прослеживается несколько горизонтов отложений, четко отделяемых друг от друга по цвету и механическому составу и отражающих участие в формировании склона делювиальных и дефлюкционных процессов (рис. 2.2). Слои интенсивно смяты в складки и рассечены морозобойными трещинами, что указывает на большое влияние криогенных процессов на склоновый литогенез.

Сверху вниз на склоне выделяются три зоны с различными условиями образования рыхлых отложений. В зоне делювиального сноса их мощность не превышает 0,15–0,5 м. Отложения представлены сильно защебненной супесью. Мощность гумусового горизонта составляет 5–7 см, на участках с разрушенной дерниной он отсутствует. Поверхность склона защебнена. В средней, наиболее крутой, части склона (10–11°) мощность склонового чехла увеличивается до 0,7–1,2 м, а верхнего гумусового горизонта – до 10–15 см. Отложения представлены белесовато-палевым легким и средним суглинком с большим количеством дресвы и мелкого выветрелого щебня. Суглинки неоднородные, в них встречаются линзы и прослои бурого тяжелого суглинка, гумусированного, смятого в пологие складки и образующего плейчатую текстуру, свойственную пластическим движениям грунта. В нижней части разреза суглинки сильно защебнены. Обломки образуют линзы, вытянутые вниз по склону под углом к поверхности коренных пород («горизонт кос»).

В нижней аккумулятивной зоне видимая мощность рыхлых отложений более 2 м, а гумусового горизонта – 20–35 см. Для зоны характерно большое количество гумусовых затеков по морозобойным трещинам глубиной до 1,2 м. Отложения представлены чередованием слоев легкого и среднего суглинков, интенсивно смятых в складки. Амплитуда складок достигает 25–50 см, расстояние между соседними гребнями волн от 3–5 до 15 м. Встречаются тонкие гумусированные прослои тяжелых суглинков, также образующих складки.

Близкое строение имеют отложения степных склонов в пределах полигона-трансекта Харанорского стационара Института географии СО РАН, где в зоне аккумуляции делювия встречено три погребенных гумусовых горизонта в интервале глубин 2,0–2,6 м, а мощность верхнего гумусового горизонта уве-

личивается до 0,9–1,1 м. Однако общая мощность делювиальных отложений в падах юго-восточной части Забайкалья меньше, чем в других районах Южной Сибири, в связи с отсутствием террасовидных горизонтальных площадок для накопления делювия и периодическим боковым выносом делювиального материала по падам временными водотоками и солифлюкцией.

Участки современного развития делювиальных процессов в Даурии приурочены преимущественно к холмисто-увалистому и мелкохолмистому типам рельефа. Степные склоны с заметным проявлением делювиальных процессов имеют разреженный травостой, отличаются поверхностным защебнением и наличием эродированного легкосуглинистого защебненного горизонта. Эксперимент с искусственным удалением обломочного материала с поверхности делювиальных склонов, проведенный З.А. Титовой и Е.М. Любцовой [1980], показал, что после нескольких ливней этот каменистый покров восстанавливается.

На степных склонах следы делювиального процесса отмечаются в виде узких деллей или мягкоочерченных неглубоких эрозионных ложбин. Характерен бороздчатый микрорельеф. Делювиальным склонам свойственны также, особенно в средней части, микровалики, расположенные поперек склона. Высота их 1,5–2,0, длина – 10–15 см. Сложены они растительным детритом, сцементированным мелкоземом.

Делювиальные процессы на склонах диагностируются по данным изучения микроморфологии склоновых отложений. Характерной особенностью микростроения верхнего горизонта почв (0–5 см), указывающей на смыв, являются отмытость его от глинистого вещества, обогащение зернами тяжелых минералов (циркон), малое содержание слюд [Семенов, 1978]. Сверху вниз по склонам в результате делювиальной обработки увеличивается окатанность минеральных зерен, которая достигает максимума на аккумулятивных склонах. В результате длительного вымывания глинистых частиц произошло значительное опесчанивание верхних горизонтов склоновых отложений. Содержание песчаных частиц в горизонте 0–5 см на 15–25 % больше, чем на глубине 25–30 см на склонах как северной, так и южной экспозиций. Вследствие этого же процесса наблюдается широкое распространение щебня и дресвы на поверхности склонов. Проективное покрытие поверхности крупнообломочным материалом в зоне смыва может достигать 50–60 %.

Немногочисленные данные по измеренным в поле скоростям современной аккумуляции делювия (0,3–0,8 мм/год) соизмеримы, имеют один порядок величин с расчетными значениями для верхнего плейстоцена [Титова, Баженова, 1978]. И лишь на участках ускоренного смыва, испытывающих хозяйственное воздействие, скорость делювиальной аккумуляции на порядок выше. Наблюдений за скоростью делювиальных процессов в зоне денудации значительно больше. Несмотря на то, что измерения проводились в различных районах юга Сибири и разными исследователями, измеренные скорости делювиального сноса близки и изменяются от сотых долей миллиметра на пологих склонах до первых миллиметров на крутых склонах [Баженова, 2018]. Это свидетельствует об активном участии делювиальных процессов в современном морфогенезе в степях Сибири.

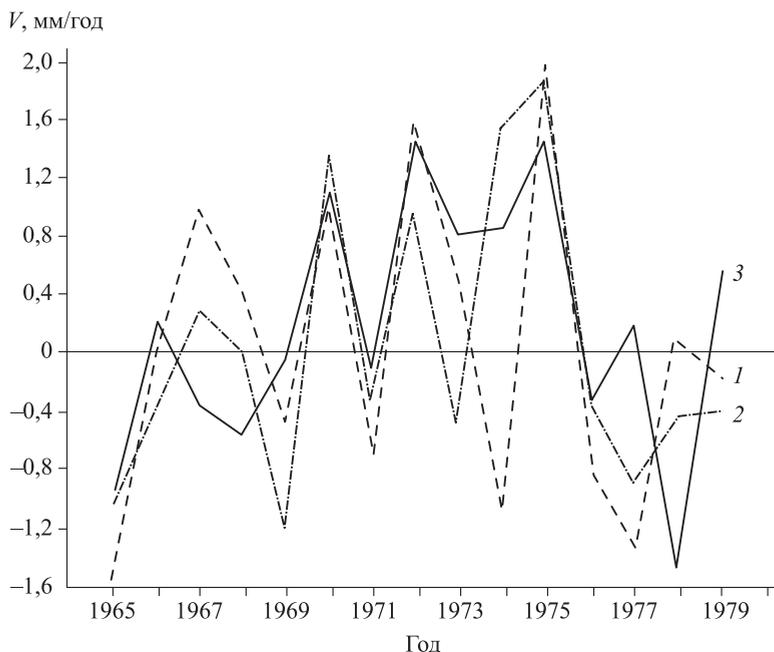


Рис. 2.3. Многолетняя динамика сноса и аккумуляции рыхлого материала на склонах южной (1), северной (2) и западной (3) экспозиций в степном Забайкалье [Ивановский, Титова, 1986]

Сравнительно длинный ряд наблюдений на Харанорском стационаре позволяет проследить многолетнюю динамику делювиальных процессов. Как видно на рис. 2.3, интенсивность и направленность процессов в разные годы меняется, что может быть обусловлено многими факторами. Так, В.П. Герасименко [1995], исследуя многолетние колебания интенсивности смыва почв с пахотных земель Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин, установил тесную связь между смывом почвы и солнечной активностью (коэффициент корреляции 0,76–0,97). З.А. Титова [1970, 1976] показала зависимость делювиального сноса от гидроклиматической ритмичности. Изменение интенсивности процессов происходит на фоне короткопериодических (2–3-летних) и более продолжительных (10–15-летних) колебаний климата [Мартыанова, 1980]. В делювиальном сносе особенно хорошо просматриваются трехлетние ритмы.

Одним из надежных показателей многолетней ритмичности делювиальных процессов служит динамика поверхностного стока. В степном Забайкалье с 1966 по 1978 г. на склонах отмечалось два максимума (1968–1970, 1974–1976 гг.) и один минимум (1971–1973 гг.) стока, которые в первом приближении совпадают с таковыми атмосферных осадков [Титова, Любцова, 1980]. Экспериментальные наблюдения за перемещением материала по поверхности склонов позволяют нам детально рассмотреть эрозионную деятельность водных потоков на степных склонах в 1969 и 1978 гг., когда на графике (рис. 2.3) зафиксирован сильный делювиальный смыв. При этом установлено, что ливневые дожди перемещают по склонам не только мелкозем, но и мелко-

и среднеобломочный материал. Так, во время ливня 6 августа 1969 г., когда выпало 53 мм осадков, возник интенсивный поверхностный сток. По наблюдениям З.А. Титовой, на педименте южной экспозиции образовались эрозионные борозды глубиной от 5–10 до 20–30 см. На поверхности педимента в местах разреженного растительного покрова появились обломки горных пород размером 5–20 см, вымытые из верхнего горизонта почвы, а у подножия склонов возникли свежие конусы выноса [Титова, 1979]. Активность водной эрозии в этом месяце подтверждает показатель эрозионной опасности ливней – 8.

Похожие последствия ливней известны и по данным из Монголии [Pekala, Zietara, 1977; Старкель, 1978]. В связи с тем, что экстремальные ливни в данном регионе имеют повторяемость не менее 2 раз в 10 лет, рельефообразующая роль их велика. В июле 1978 г. наблюдалось 5 дней со стоком. Самый эрозионно-опасный ливень наблюдался 26 июля, когда за сутки выпало 49 мм осадков с максимальной интенсивностью 1,4 мм/мин. На одной экспериментальной площадке накопилось 0,25 мм, с другой был смыт слой рыхлого материала мощностью 0,35 мм, суммарный смыв на склоне западной экспозиции достиг в 1978 г. 1,8 мм (рис. 2.3).

Для выяснения распределения зон эрозии и аккумуляции по профилю склона наблюдениями были охвачены все морфологические элементы опорных склонов от вершины до подножия. На каждом определялись интенсивность делювиального процесса, баланс делювия, мощность склонового чехла и гумусовых горизонтов. Результаты изучения баланса рыхлого материала, перемещаемого стоком дождевых вод, показали, что сверху вниз по профилю степных склонов происходит закономерная смена динамических фаз делювиального процесса. Отмечается корреляция зон смыва, транзита и аккумуляции делювия с морфологическими элементами склонов. В соответствии с изменением направленности делювиального процесса меняется состояние отдельных элементов склонов, что находит отражение в характере нанорельефа, строении рыхлого чехла, мощности гумусовых почвенных горизонтов. Выделены литологические и морфологические диагностические признаки динамических фаз делювиального процесса.

Установлено, что в привершинных частях склонов выпукло-вогнутого профиля располагается зона преимущественно капельной эрозии. Особенно четко она выделяется на распаханых склонах, поверхность которых после дождей часто покрыта ячейками – микрократерами, выбитыми ударами дождевых капель. Их диаметр достигает 15 мм, глубина изменяется от 5 до 15 мм. Следы смыва отсутствуют. Вниз по склону за зоной капельной эрозии следует зона слабого смыва, слой смыва составляет первые десятые доли миллиметра. На уступах в связи с увеличением крутизны резко возрастает скорость склоновых потоков, их эрозионная способность, снижение поверхности здесь максимальное (0,7–1,5 мм/год). Хорошо выражены поверхностное защебнение, бороздчатый микрорельеф и другие признаки делювиального процесса. Мощность гумусового горизонта 5–15 см.

На педиментах расположена зона транзита, где баланс делювия близок к нулю. Для верхнего горизонта отложений характерно чередование суглинков с линзами и прослойками щебня, отражающее переменный режим процессов.

Мощность гумусового горизонта достигает 30 см. Ниже педимента ежегодно накапливается слой делювия толщиной 0,3–2,6 мм. Гумусовый горизонт на делювиальных шлейфах иногда превышает 1 м. В процессе саморазвития склонов зона эрозии сокращается за счет смещения зон вверх по склону.

Смыв увеличивается на выпуклых склонах и уменьшается или полностью прекращается на вогнутых перегибах. Менее благоприятны для делювиальных процессов ступенчатые склоны. В целом, в Даурском регионе, характеризующемся сильными ливневыми дождями, делювиальный смыв относится к одному из ведущих процессов рельефообразования.

Оврагообразование

Временно действующие водотоки создают эрозионные борозды, рытвины (промоины) и овраги [Ларионов, 1993], среди них последние являются наиболее опасными. Это вызвано концентрацией стока в небольших руслах, врезающихся в поверхность почвы. Размеры врезов варьируют от промоин глубиной в несколько сантиметров до оврагов глубиной более 3–5 м. Считается, что, однажды появившись, овраги могут за считанные годы расчленить склон, особенно в районах с эрозионно-опасными легкими почвами. Овраги наиболее серьезны в районах, где осадки имеют ливневой характер, а растительный покров уничтожен или нарушен. Такие природные условия сегодня наблюдаются в ряде районов мира (Китай, США и др.) и в России (юг Русской равнины, юг Западной Сибири, Забайкалье). Анализ изучения линейной эрозии временных водотоков на юге Сибири подробно изложен в монографии Ю.В. Рыжова [2015]. Особое внимание уделено овражному рельефу Западного Забайкалья, выявлены географические особенности распространения, морфология и режимы развития.

Наши наблюдения проводились в Даурии (Юго-Восточное Забайкалье) с 1964 по 1980 г. на Харанорском физико-географическом стационаре Института географии СО РАН. Затем в 2006, 2008, 2015 гг. маршрутными исследованиями были охвачены Нерчинский хребет, Онон-Торейская равнина, долины Онона, Борзи и Аргуни. Особое внимание уделялось распространению эрозионных форм, по результатам исследования составлена карта густоты оврагов в регионе (рис. 2.4). Установлено, что густота овражно-балочной сети увеличивается на бортах крупных речных долин. Максимум оврагов приходится на районы, расположенные вблизи населенных пунктов в благоприятных климатических и геолого-геоморфологических условиях, где усиление процессов современного оврагообразования обусловлено хозяйственной деятельностью человека.

В рельефе низкогорных хребтов Даурии важным элементом являются эрозионно-тектонические пади. Главную роль в их развитии играет водная эрозия. В верховьях бассейнов пади небольшие, узкие, шириной несколько десятков метров. В их вершинах много боковых отвершков. Поперечный профиль U-образный. По тальвегу днищ русла временных водотоков практически не прослеживаются, но на отдельных участках низкогорий, например на ключевом участке в верховьях бассейна ручья Шарасун, они широко распростра-

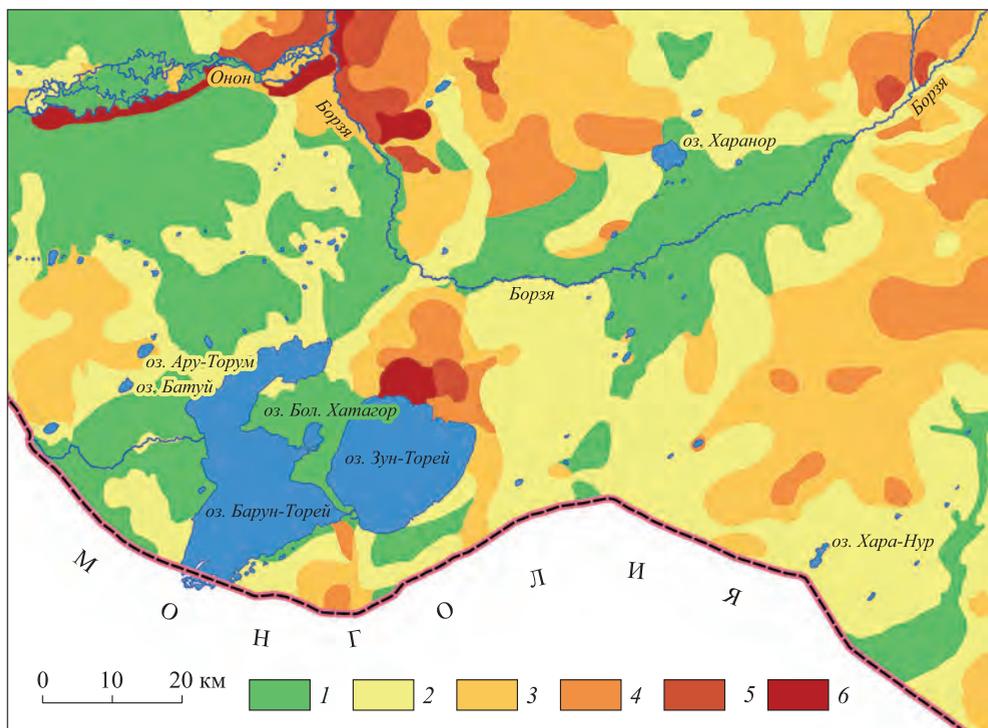


Рис. 2.4. Густота оврагов в Даурии, км/км²: 1 – овраги отсутствуют; 2 – 0,001–0,005; 3 – 0,006–0,01; 4 – 0,02–0,1; 5 – 0,2–0,5; 6 – 0,6–1,5 и более

нены. В средней и нижней частях бассейна пади расширяются от нескольких сот метров до нескольких километров. Поперечный профиль становится корытообразным. Пади верховий бассейна р. Шарасун имеют врез до 50–100 м. К тальвегу падей приурочены русла временных водотоков.

На всем протяжении русел наблюдается чередование эрозионных и аккумулятивных комплексов. Эрозионные комплексы представлены промоинами, находящимися в разных стадиях развития. Донные промоины в руслах временных водотоков днищ падей – наиболее типичные малые эрозионные формы рельефа (рис. 2.5). Они наблюдаются в средней и нижней частях днищ падей. Обычно в каждой пади прослеживается 7–10 промоин. Плотность донных промоин на Харанорском ключевом участке составляет 6 вершин/км². Они имеют линейную, овальную, ланцетную, извилистую формы в плане. Продольный профиль промоин вогнуто-выпукло-вогнутый, так как в средней части большинства промоин формируется конус выноса из средне- и мелкообломочного материала, иногда с включением крупных обломков. Поперечный профиль в верхней части V-образный, в средней и нижней – трапециевидный. По морфометрическим признакам донные промоины можно классифицировать как крупные, средние и малые. Крупные достигают протяженности 20–40 м, расстояние между бровками 10–15 м, глубина размыва 1,0–1,5 м, реже больше 2,5 м. Промоины средних размеров имеют ширину от 1,5 до 5,0 м, длину

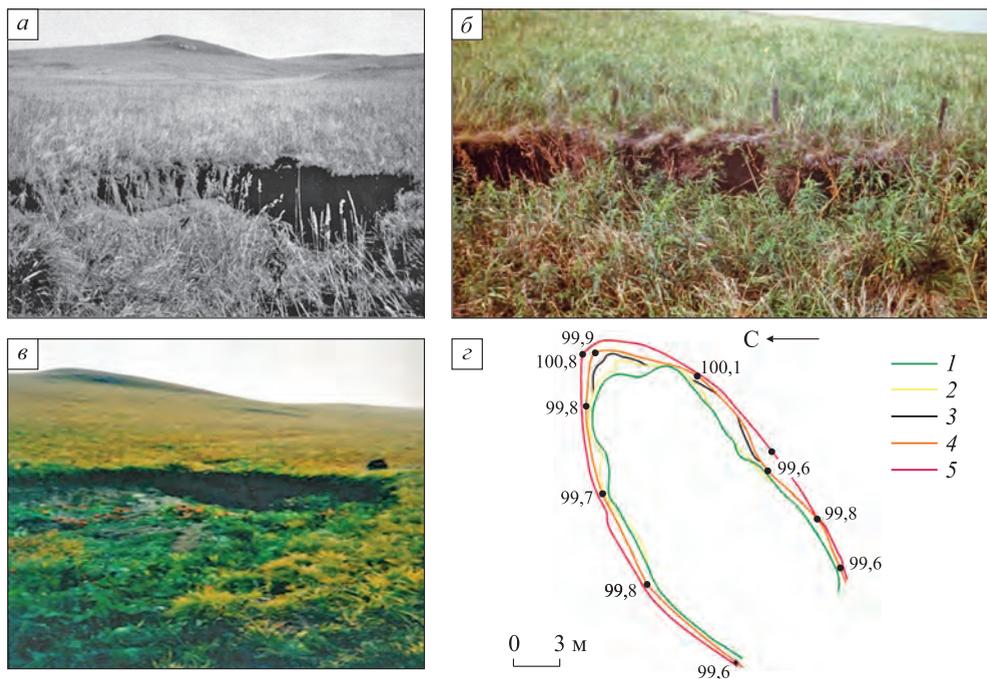


Рис. 2.5. Донная промоина в русле Веснянки в разные годы: а – 1976 г., б – борт промоины с реперами (1979 г.), в – 2015 г.; з – схема изменения положения бровки по годам: 1 – 1974, 2 – 1976, 3 – 1978, 4 – 1980, 5 – 1985

5–10 м, глубина размыва 0,5–0,7 м. Малые промоины протяженностью до 5 м, их ширина 0,7–1,5 м, глубина вреза до 0,3–0,5 м.

Принимая во внимание морфологические и морфометрические признаки промоин, видовой состав растительности и характер их задернованности, выделяются 4 типа донных малых эрозионных форм (свежие, активные, малоактивные и пассивные). *Свежие* промоины возникают во время ливней, интенсивно растут как в длину, так и в ширину, что сопровождается отступанием вершины и склонов за счет пятящейся, боковой и донной эрозии. Вершина таких промоин имеет треугольную форму, бровка бортов извилистая, склоны крутые и не задернованы. В устьевой части формируется конус выноса. Эти промоины не задернованы.

Активные промоины наиболее распространены в районе исследования. В их развитии ведущую роль играет водная эрозия. Вершина у них четко выражена, ее форма треугольная или трапецевидная. Бровка склонов представляет ломаную кривую. У основания бортов наблюдаются осовы – блоки обрушенной части бортов из суглинистого материала с включением корней растений. В промоинах этого типа их верхняя и нижняя части по морфологии различны. Верхняя часть промоин имеет обрывистые борта. Здесь же находится максимальная глубина размыва. Вследствие этого нижняя часть промоин приподнята над верхней на 0,3–0,4 м. На обнаженном субстрате наблюдаются единичные экземпляры растений – хвоща полевого, полыни пижмолистной,

иван-чая узколистного. Приустьевая часть в промоинах этого типа, в отличие от верхней, развивается слабее, на что указывают выположенные борта и зарастающее днище. В травостое доминирует разнотравье, но присутствуют и корневищные злаки.

В *малоактивных* промоинах водная эрозия наблюдается только во время сильных ливней, причем ее действие сконцентрировано на небольшой площади у самой вершины. Остальная часть эрозионных форм задернована. В растительном покрове господствуют корневищные злаки: вострец ложнопырейный, змеевка, вейник, костер с примесью лугово-степного разнотравья из герани, подмаренника, красоднева, горошка мышиного и кипрея.

Пассивные промоины отличаются слабо выраженными элементами, борта пологие, хорошо задернованы лугово-степным травостоем с преобладанием разнотравья, кровохлебки лекарственной, чемерицы черной, осоки стоповидной, с обильным участием злаков, иногда встречаются кусты ивняка.

На отдельных участках Даурского региона, где на поверхность выходят гранитоиды мезозойских гранитных интрузий, заовраженность высокая. Один из таких овражных районов – склоны в южной части Нерчинского хребта, обращенные к пос. Цаган-Олуй, расположенному в одноименной межгорной впадине (пади) (рис. 2.6). В районе Цаган-Олуя наблюдаются отдельные крупные склоновые и донные овраги и промоины, также на степных безлесных, иногда распахаваемых склонах встречаются пояса малых эрозионных форм.

Пояс микроручейковой эрозии встречается на распаханых или сильно нарушенных антропогенной деятельностью бортах бассейнов ручьев Гурбаньша, Олуй, Икэ-Булак и падей Барон-Нарын, Гунжилга, Зун-Нарын, особенно после сильных ливней полосой, ширина которой изменяется от 50–100 до 1200–1500 м. В этом поясе происходит насыщение микроручьев взвешенным материалом и его переотложение в пределах понижений на склонах или у подножья бортов долин на пойме. Морфометрия русел микроручьев характеризуется незначительной глубиной вреза – до 3–5 см, шириной до 10–20 см, протяженностью от нескольких метров до десятков, иногда сотен метров. Пояс струйчатой эрозии шириной от 100–300 до 1500–2000 м занимает значительную площадь. Сеть линейных промоин на крутых склонах, встречающихся сплошной полосой, хорошо выражена в рельефе. Они расположены по всей длине рядом друг с другом, глубина их 30–50 см, ширина от 50 см до 1–3 м, протяженность зависит от длины склона.

Современная овражность территории характеризуется следующими показателями: средняя длина малых эрозионных форм – 400–500 м, суммарная протяженность – 10 км, средняя густота – 1,5 км/км², плотность – 2–5 ед./км². Базисом эрозии для большинства эрозионных форм рельефа служат ручьи Гурбаньша и Олуй, протекающие через поселок. Их сток непостоянный и хорошо выражен лишь во влажные годы. Устье водотоков теряется в Урулунгуевской межгорной впадине между Нерчинским и Кличкинским хребтами. Длина склоновых оврагов здесь 200–500 м, крупных донных – более 1 км.

Самый длинный донный овраг в районе поселка протягивается на 1,5 км. По форме он извилистый, и участки активного развития чередуются в нем со слабо развивающимися. Кое-где на поверхность выходят коренные породы.

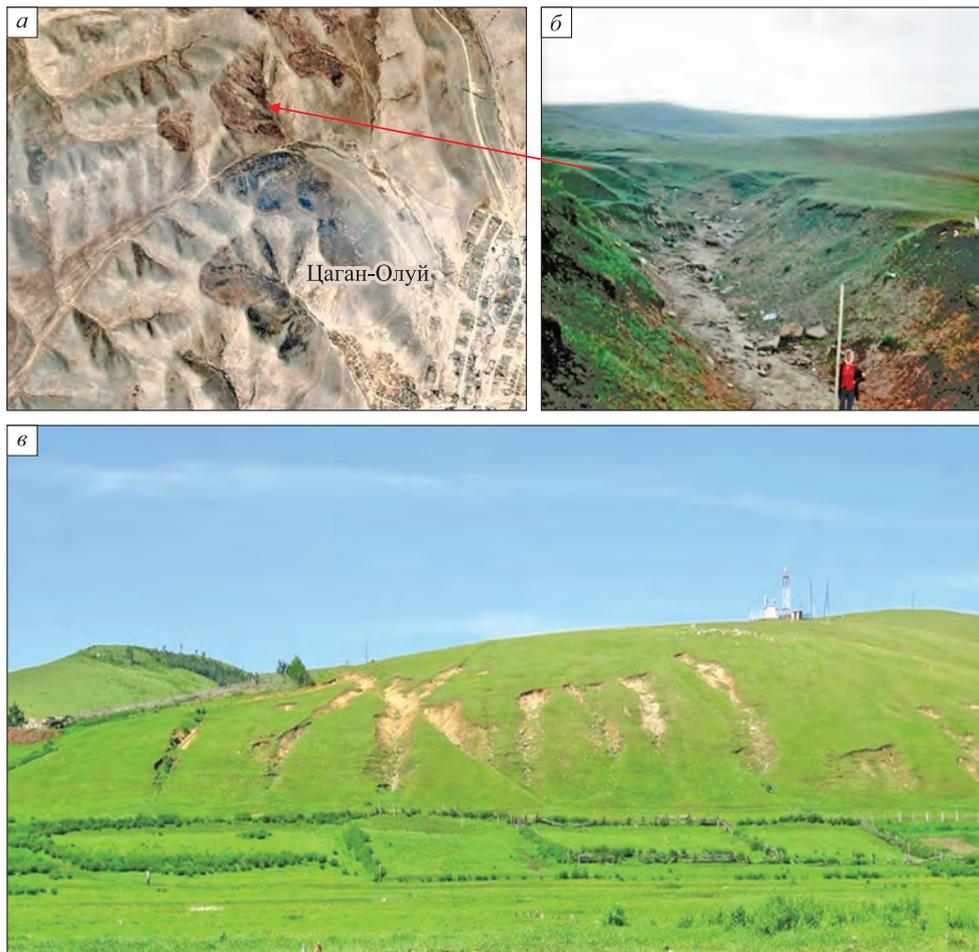


Рис. 2.6. Овраги Цаган-Олуя: а – положение донного оврага на снимке Google Earth, дата съемки 10.25.2020, координаты $50^{\circ}29'02,97''$, $117^{\circ}09'49,61''$; б – фотоснимок 20.08.1979; в – эрозионные формы на склоне сопки Крестовка

Склоны пологие, задернованные. В днище – русло временного водотока трехметровой ширины. Вдоль него встречаются валуны гранитов, которые служат местными базисами эрозии. В местах выхода коренных пород видны свежие врезы. Прилегающая к ним нижняя часть борта оврага обрывистая. Глубина оврага 1,5–2,0 м и только ближе к устью 3,5 м, ширина в нижней части 16 м.

Овраги Цаган-Олуя имеют зрелый возраст и, как донные, так и склоновые, прошли длительный период развития, в течение которого чередовались периоды активного роста и покоя. Они возникли вскоре после поселения здесь человека более 300 лет назад, на что указывает ряд морфологических особенностей. Овраги достигли коренных пород и сформировали собственный продольный профиль. Их борта в верхней части заросшие и пологие, в нижней, в местах свежих размывов, обрывистые. На склонах некоторых оврагов насчитывается до трех террас, свидетельствующих о циклах в их развитии.



Рис. 2.7. Склоновые промоины в котловине оз. Хара-Нур (фото С.А. Макарова, 2013 г.)

Важнейшими причинами образования оврагов служат природная, связанная с геолого-геоморфологическими особенностями, и антропогенная, поскольку параллельность некоторых склоновых

оврагов позволяет считать, что они возникли по колеям дорог и тропам.

На Онон-Торейской равнине наблюдаются пояса соленых и горько-соленых озер, которые служат базами эрозии для временных водотоков. Склоновые овраги на ее территории расчленяют высокие борта озерных котловин (оз. Зун-Торей, оз. Чиндант и др.). Средняя густота овражной сети составляет 0,2–0,5 км/км². У многих озер наиболее расчленены юго-восточные борта. Так, у оз. Чиндант (площадь 1,98 км²) склоновые промоины и овраги линейной формы наблюдаются на озерной террасе высотой 40 м. Площадь заовраженной территории 1,1 км². Количество вершин эрозионных форм 20. Длина оврагов 350–550 м, самые крупные достигают 750–893 м. Общая длина эрозионных форм 10,1 км, ширина от 7 до 14 м, глубина вреза 2,5–5,0 м. Каждый овраг начинается водосборной воронкой, которая переходит в канал стока, а затем в конус выноса. Эрозионные формы вскрывают красноцветные озерные и пролювиально-склоновые отложения. В котловине оз. Ару-Торум (площадь 2,1 км²) сформировано два крупных зрелых оврага протяженностью около 2 км, шириной 10–15 м, глубиной 0,7–2,5 м. Прибрежная полоса озер Мал. Чиндант, Хара-Нур, Бишихан, Дурбачи и другие (уклоны 2–3°) также изрезана свежими струйчатыми размывами длиной до нескольких десятков метров (рис. 2.7). Они узкие (5–10 см), неглубокие (5–20 см) и не задернованы.

Крупные лога, склоновые и донные овраги расчленяют склон гряды базальтовых возвышенностей у восточного побережья оз. Зун-Торей (рис. 2.8). По тальвегу днищ логов наблюдаются свежие и активные каньонообразные эрозионные формы шириной по дну 5–10 м, между бровками до 15–20 м, глубина вреза от 1,5–2,5 до 4–6 м. Продольный профиль ступенчатый, с выходом коренных пород. У бортов оврагов осовы размером 0,02–0,15 м³ из супесчано-суглинистого с включением обломочного материала.

Часто вдоль крутых бортов долин Онона, Борзи, Аргуни хорошо выражен пояс овражной эрозии. На правобережной террасе р. Онон между селами Икарал и Усть-Борзя насчитывается 16 крупных оврагов линейной формы длиной до 800 м, глубиной до 5 м, шириной от 50 до 100 м и более (рис. 2.9). Причем отдельные овраги выходят за пределы борта долины, достигая нескольких километров в длину, и имеют дендритовую форму. Верхней границей этого пояса служат расположенные южнее пашни и дороги.

Склоновые (береговые) овраги чаще всего линейной формы с V-образным поперечным профилем, шириной 5–10 м, глубиной вреза 1–3 м, в отдельных



Рис. 2.8. Овраги по тальвегу логов у оз. Зун-Торей (2015 г.)

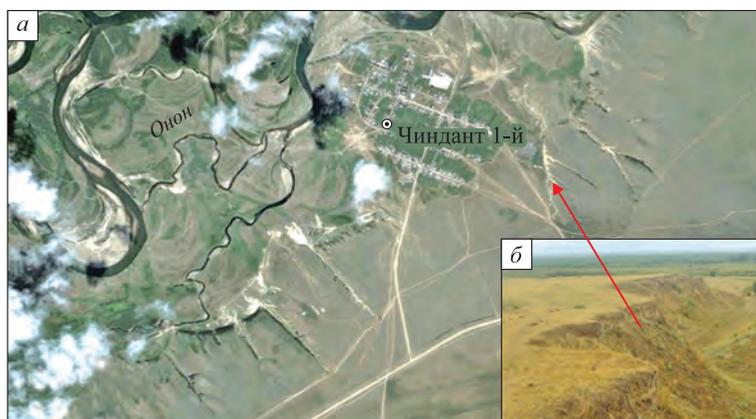


Рис. 2.9. Овраги на террасе Онона (а) (космический снимок из Google Earth), б – фотоснимок оврага (2015 г.)

случаях до 8 м, протяженностью от 200–600 м до нескольких километров. На склонах возникают локальные и площадные линейные формы антропогенного происхождения, которые приурочены к искусственным (пахотные борозды, дорожная сеть и др.) линиям тока (рис. 2.10). В местах естественных понижений водотоки прорывают борозды и устремляются вниз по склонам. Появляются локальные струйчатые размывы и промоины со ступенчатым продольным профилем.

Динамика оврагов. Скорость роста оврагов неодинакова в отдельные годы и сезоны. Влияние комплекса разнообразных природных и антропогенных факторов на оврагообразование приводит к смене процессов и в пространстве, и во времени.

Рис. 2.10. Овраг на пашне (2015 г.)



Наиболее активный рост эрозионных форм отмечался в 1962–1963, 1974–1976, 1985–1986, 1988–1990 гг. Во влажные годы овраги растут за счет водной эрозии – линейной, боковой и донной. Глубинная эрозия формирует в средних частях оврагов, на их днище, промоины, глубина которых при вершинном перепаде от 20–40 до 70 см. Боковая эрозия захватывает днище и сопряженную с ним нижнюю часть борта оврага. Рыхлый материал, вынесенный из промоин, образует частично задернованные конусы выноса. В сухие периоды на бортах оврага формируются земляные пирамиды высотой более 2 м. У основания бортов за счет гра-

витационных процессов создаются осыпи. В сухие годы только за счет осыпания с бортов рыхлого материала и осуществляется прирост оврагов. Зимой овраги заполняются снегом, сдуваемым ветрами. Снег скапливается у одного из бортов оврага, при его таянии весной на заветренном склоне образуются нивальные ниши.

В нижних и средних частях падей часто выходят грунтовые воды. Зимой здесь формируются наледи и бугры пучения. Наледи достигают 300–500 м протяженности, 50–100 м ширины и 0,6–1,5 м мощности. Днища падей на этих участках имеют пологоволнистый рельеф, с кочками высотой 30–40 см и термокарстовыми воронками. К луговой растительности примешивается кустарниковая: ивы, шиповник, сибирская яблоня и др. Родниковые водотоки существуют длительное время, формируют хорошо выраженные русла шириной 2–4 м, глубиной вреза от 30–40 см до 0,7–1,2 м, которые меандрируют. На отдельных участках русла подмывается берег, у подножья борта лежат осовы.

Рассмотрим особенности развития донных промоин на ключевом участке Харанорского физико-географического стационара. Так, 1975 г. был теплым и влажным. За летний период сток формировался 12 раз, но потоки были незначительные и поэтому видимых изменений в промоинах не было. В летний сезон 1976 г. было зарегистрировано 11 ливней, все были эрозионно опасными. Наибольшее воздействие на эрозионные формы оказал ливень 29 июня, во время которого выпало 47 мм осадков с максимальной интенсивностью 1,3 мм/мин. Следы деятельности этого ливня были зарегистрированы во всех падах. Водный поток на ключевом участке в пади Веснянка достигал 9 м ширины и до 40 см глубины. В результате врез у вершин активных промоин увеличился до 60 см, максимальная глубина вреза в крупной промоине составила 2,5 м. У подножья бортов эрозионных форм отмечались осовы объемом

до 0,1–0,5 м³. В одной из падей у пос. Харанор сформировался поток шириной 8–10 м, глубиной 40–50 см. Он размыл полотно и насыпь дороги, секущей падь, образовался мощный конус выноса протяженностью 60 м.

В 1977 г. в теплый период водные потоки в руслах днищ падей образовывались редко и были маломощными. Величина стока изменялась от 0,01 до 0,04 мм. Размывы возникали лишь на участках с нарушенным дерновым покровом. В летний сезон 1978 г. было зафиксировано 9 ливней с суммой осадков 130 мм, максимальная интенсивность за ливень составила 0,5 мм/мин. Водотоки в Веснянке достигали 8 м ширины и 0,3–0,5 глубины. Линейный прирост промоин составил 0,2–1,3 м, площадь увеличилась на 2–5 м². В 1979 г. выпало 201,4 мм ливневых осадков (5 ливней с максимальной интенсивностью 2,0 мм/мин, средней из максимальных 0,96 мм/мин), слой стока составил 0,63 мм. Временные водотоки были небольшие. Водная эрозия была активна у вершин промоин, средний врез составил 20 см. В некоторых промоинах на бортах образовывались струйчатые размывы до 5–6 см. В 1980 г. зафиксированы 7 ливней. Но они были приурочены ко второй половине теплого сезона, когда сформировался густой травостой и водная эрозия временных водотоков была ослаблена. В последнее время выделяется 2018 г., когда за 3 дня июля (7–9) выпало 126 мм при среднемесячной норме 104 мм, что вызвало разлив рек и появление временных водотоков по сухим руслам, активизацию эрозионной деятельности.

Особенно активно развиваются средние и нижние участки днищ падей, где после влажных лет (1962 г. – 403 мм осадков, 1985 г. – 410 мм) происходит разгрузка грунтовых вод. Временные водотоки родникового происхождения существуют в течение нескольких месяцев. Родники в Харанорской степи действовали в 1963 г. с марта по октябрь [Фриш, 1967], в 1985 г., по нашим наблюдениям – с марта по июнь; к июлю многие источники пересохли, но после июльских ливней возобновились. Например, дебит источников в пади Черноозерская изменялся в течение лета в среднем от 0,2 до 4,0 л/с, максимально 8–10 л/с. У родников в падах зимой формируются наледи протяженностью 300–800 м с мощностью льда 0,5–1,5 м. Их таяние дает дополнительный сток. Весной 1976 г. из пади Цаган-Олуй тек ручей шириной 50–60 см, глубиной 25–30 см со скоростью 0,5 м/с. Русло, по которому наблюдался водоток, вреzano в днище на 60–70 см. Максимальные скорости роста овражных форм в районе исследования зафиксированы в овраге в верховьях ручья Тимошкина, где ежегодно формируется наледь. Линейный рост с 1976 по 1986 г. составил 6,9 м, площадной 330 м² [Баженова и др., 1997].

Смена циклов увлажнения находит отражение во всех природных процессах, в том числе и эрозионных. В сухие периоды наблюдается аридное состояние геосистем. Сток в оврагах не формируется или ограничивается участками русла временного водотока. Врез локальный, первые сантиметры. Борты покрываются сетью трещин, мелкозем осыпается под действием гравитационных процессов. Днище овражных форм перекрывается эоловыми отложениями. Так, мощность слоя современной аккумуляции эоловых отложений в оврагах и промоинах достигает нескольких десятков сантиметров, на локальных участках повышается до 50–70 см.

Глобальное потепление климата сопровождается деградацией многолетней мерзлоты, засолением почвогрунтов в днищах падей, активизацией термокарстовых процессов, снижением роли флювиальных процессов в рельефообразовании. Потенциал оврагообразования невысокий. Наблюдается тенденция увеличения количества зрелых и старых промоин и оврагов.

Результаты многолетних исследований овражной эрозии в степях Даурии свидетельствуют об очень неравномерном развитии форм размыва во времени. Для них характерен бурный начальный этап развития, связанный с выпадением сильных ливней и продолжительных дождей. В обычные, умеренно влажные годы темпы смыва и размыва на один-два порядка ниже. Динамика оврагообразования имеет пульсирующий характер, когда после нескольких лет практически полного отсутствия роста вершин оврагов отмечается их более активный рост (1–3 м/год и более) во влажные и экстремально влажные годы. Установлено, что у большинства форм размыва за последние 15–20 лет темпы регрессивной эрозии снизились до 0,3 м/год.

Прогноз развития оврагов. Потенциал оврагообразования в районе невысок и оценивался по способу, предложенному Е.Ф. Зориной [2003]. Оценка потенциальной оврагоопасности склонов проводилась по комплексу показателей. Доля длины склонов, пораженных овражной эрозией, составляет 80–90 %, привершинная часть склона не затронута линейной эрозией – 30–80 м. Предельно возможная длина оврагов близка к существующей и составляет 500–550 м при максимальной расчетной ширине 18–20 м. Следовательно, потенциал оврагообразования в районе значительно реализован. Осевые овраги достигли предельных размеров, и только боковые отвершки, особенно расположенные в средней части осевых оврагов и ближе к устью, могут активно расти за счет регрессивной эрозии. Их вершины могут соединяться. В результате формируется бедленд. На равнинных территориях есть возможности дальнейшего роста эрозионных форм.

Таким образом, как свидетельствует проведенный анализ, овраги являются характерной особенностью местного ландшафта. Ведущие факторы их образования и динамики – геолого-геоморфологический и антропогенный. В настоящее время овраги прирастают слабо, поскольку потенциал оврагообразования значительно реализован, хотя во время сильных ливней мощный сток, возникающий в устьях оврагов, может стать причиной опасных ситуаций для населения.

Экстремальные проявления флювиальных процессов

Для Забайкалья регионально значимая активизация эрозионных процессов, охватившая бассейны Онона, Ингоды и Шилки, зафиксирована в 1962 г. Она была вызвана положительными аномалиями атмосферных осадков (станции Борзя и др.) и почти на всех реках совпала с высокими паводками (см. рис. 1.6–1.8). Региональное значение для Забайкалья имеют также экстремалии стока взвешенных наносов, приуроченные к последней фазе повышенной водности XX в. и наблюдавшиеся в 1985 (реки Уда, Онон), 1988, 1990 и 1998 гг. (Хилок, Чикой, Борзя, Шилка, Онон). В Юго-Восточном Забайкалье (бассейн

верхней части Амура) многоводные фазы внутривековых циклов колебаний стока рек наблюдались в 1906–1910, 1932–1937, 1959–1964 и 1983–1991 гг. [Обязов, 1998]. С учетом последних лет продолжительность ветви повышенной водности может быть продлена до 1999 г.

Для Даурии характерно повышение интенсивности эрозионных процессов на фоне прогрессирующего роста атмосферного увлажнения второй половины XX в. Направленное увеличение стока наносов в Забайкалье в 1970–1980-е гг. отмечено Н.Н. Бобровицкой [1995]. Резкое повышение интенсивности овражной эрозии на юге Забайкалья в конце XX в. было вызвано, по мнению В.Н. Голосова [2006], усилением муссонных дождей. За 1989–1991 гг. годовой слой осадков, выпадавших в верховьях р. Онон, увеличился на 50 % в сравнении со среднемноголетней нормой и превысил 600 мм. Это произошло за счет выпадения ливневых дождей слоем более 40 мм в летние месяцы. Бурное развитие овражной эрозии на ряде участков пашни привело к резкому увеличению числа оврагов и формированию 17 участков бедлендов. При этом темпы роста оврагов составляли десятки, а иногда и сотни метров в год [Голосов и др., 1996].

В степях Даурии, так же как и в соседних районах Монголии, общее уменьшение количества атмосферных осадков не сопровождается снижением эрозионной деятельности [Солоненко, 1963], периодически она принимает форму селевых потоков. Их возникновению в Даурии способствуют особенности внутригодового распределения атмосферных осадков с резко выраженным летним максимумом. При этом около 80 % их приурочено к периоду июнь – сентябрь, а более 50 % годовой суммы осадков выпадает во второй половине лета (июль–август). Такое крайне неравномерное распределение осадков в течение года связано с циркуляционными особенностями Забайкалья – господством мощного азиатского антициклона зимой и активной циклонической деятельностью летом. Важно также подчеркнуть, что дожди носят ливневой характер, когда за 1–2 дня может выпасть половина или даже месячная норма осадков высокой интенсивности.

В условиях полугорного рельефа возникающие во время ливней водные потоки на склонах обладают высокой транспортирующей способностью. Результаты такой деятельности во время летнего ливня 1961 г. в бассейне р. Чирон (левый приток Онона) описаны Г.Ф. Уфимцевым: «...с неба упала водная лавина и не более чем за полчаса пологие склоны покрылись языками щебневого материала, а в устьях суходолов возникли конусы выноса мощностью до 0,5 м» [Уфимцев, 1998, с. 135]. Рельефообразующая роль ливней в степном Забайкалье выражается в формировании струйчатых размывов и водороин на склонах, глубина которых в среднем составляет 10–30 см, но может достигать 0,5–0,7 м, в сносе мелкозема и обогащении поверхности склонов щебнистым материалом, в образовании у подножья склонов и днищах падей конусов выноса [Титова, Любцова, 1980]. На крутых склонах с разреженным травостоем иногда возникают ниши срыва мелкозема, который мгновенно сносится вниз. Особенно активно действуют водные ливневые потоки в узких крутопадающих днищах падей, где их ширина может достигать 7–12 м, а глубина 30–50 см. Результатом деятельности таких потоков являются новые эрозионные врезы, увеличение размеров ранее возникших оврагов. Свежий эрозионный врез мо-

жет регрессивно продвигаться на 300–600 м вверх по пади. При этом формирующийся при врезании и поступающий со склонов материал выносится вниз по днищу пади в виде кратковременных селевых потоков.

В настоящее время к местам выхода охристых (красноцветных) отложений (верховья склонов, спускающихся в сторону оз. Зун-Торей) приурочены сплывы. Эти отложения представляют собой линейные гипогенные коры выветривания, связанные с зонами тектонической проработки по контакту осадочных отложений и прорывающих их эффузивов. Они распространены по северному побережью оз. Зун-Торей, на склонах плато, а также по падам, выполняя их днища и залегая на бортах. Особенно широко фрагменты кор выветривания представлены в днищах падей Хаберга и Могойтуй [Крамаренко, Симонов, 1973].

2.2. ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Центрально-Азиатская физико-географическая область, к которой относится Даурская степь, представляет один из глобально значимых центров интенсивной эоловой деятельности [Обручев, 1951]. Функционирование эоловых систем Центральной Азии дает заметный вклад в эмиссию пыли в глобальную атмосферу [Goudie, 2013]. Эоловые процессы Даурии, в отличие от эолового рельефообразования соседних хорошо изученных районов Монголии и Китая [Чичагов, 1998, 1999; Yang и др., 2007; Yang и др., 2012], слабо освещены в литературе, хотя наблюдения за их динамикой на локальных участках проводятся достаточно давно [Титова, 1978].

Цель полевых экспериментов состояла в выявлении и оценке главных факторов возникновения и развития эоловых процессов, анализе их годового хода, многолетнего режима, степени участия в дефляции, переносе и аккумуляции мелкозема. Наиболее детально исследования выполнялись на трех участках (см. рис. 1.2), находящихся на разной высоте и разном удалении от котловины Торейских озер (абс. высота 595–600 м – условно принята в качестве главной оси эолового коридора). Первый участок расположен в юго-западных отрогах Нерчинского хребта (абс. высота – 810–870 м). Второй представлен падью Крементуй (абс. высоты лежат в диапазоне 600–810 м). Падь открывается в котловину 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 [Титова, 1979; Баженова, Кобылкин, 2014; Vazhenova, Tyumentseva, 2015].

Как известно, транспортирующая способность ветра определяется его энергией. В силу того, что в степях Даурии преобладают почвы легкого механического состава, они легко развеиваются, кроме того, дефляция тесно связана с влажностью почвы. Противозерозионная устойчивость влажной почвы объясняется тем, что почвенная влага, находясь между частицами, благодаря поверхностному натяжению увеличивает силу сцепления. Важное значение в развитии эоловых процессов играет также растительность, причем максимальную биомассу травостой накапливает к середине – концу июля. Роль вышеуказанных факторов изменяется в зависимости от сезона года (рис. 2.11).

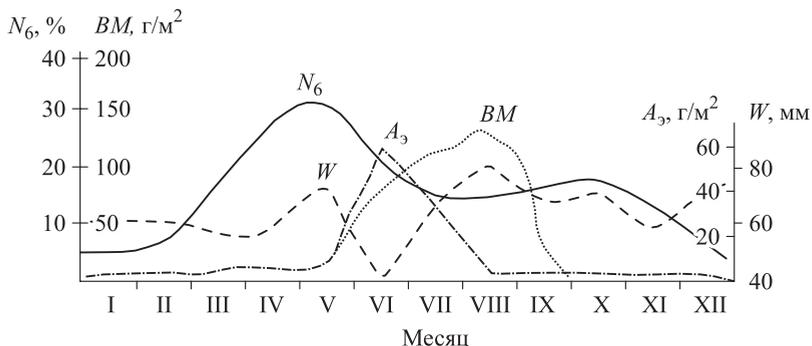


Рис. 2.11. Внутригодовое распределение повторяемости ветров со скоростью 6 м/с и более (N_6), объема надземной фитомассы (BM), запасов влаги (W) и величины соломенной аккумуляции (A_3) на привершинном элементе склона северной экспозиции [Титова, 1978; Баженова и др., 1998]

Разрушающая способность ветра определяется действием ветровых нагрузок на поверхность почвы. Энергия воздушного потока, действующего на подстилающую поверхность, рассчитывалась для дефляционно-опасного периода (апрель, май и июнь) (табл. 2.1). При этом учитывалась скорость ветра в соответствии с градациями от критической для зональной почвы до максимально возможной, а также продолжительность ветра в каждой градации скорости. Разрушительная энергия потока E_p соответствует разности энергий при заданной скорости V_i в определенном диапазоне и критической скорости $V_{кр}$. Математическая зависимость для расчета энергии потока была предложена А.Н. Сажиным [1995] и имеет вид:

$$E_p = 0,625 (V_i^3 - V_{кр}^3) \cdot t,$$

где t – время воздействия потока. Критическая скорость ветра для черноземов и каштановых почв степных ландшафтов Даурии составляет 8 м/с.

Общее число дней в году с дефляционно-опасной скоростью ветра в экспериментальный период изменялась от 46 дней в 1977 г. до 70 дней в 1978 г. В годовом режиме ветровых нагрузок наблюдалось два сезонных максимума: весенне-раннелетний (апрель, май, июнь) и осенний (сентябрь, октябрь).

Таблица 2.1

Энергия воздушного потока (Дж/м²) в период пыльных бурь

Метеостанция	Среднегодовое данные		
	Апрель	Май	Июнь
Борзя	$350 \cdot 10^6$	$482 \cdot 10^6$	$228 \cdot 10^6$
Приаргунск	$384 \cdot 10^6$	$384 \cdot 10^6$	$168 \cdot 10^6$
Красный Великан	$205 \cdot 10^6$	$120 \cdot 10^6$	$120 \cdot 10^6$
Соловьевск	$80 \cdot 10^6$	$80 \cdot 10^6$	$20 \cdot 10^6$
Забайкальск	$300 \cdot 10^6$	$168 \cdot 10^6$	$300 \cdot 10^6$

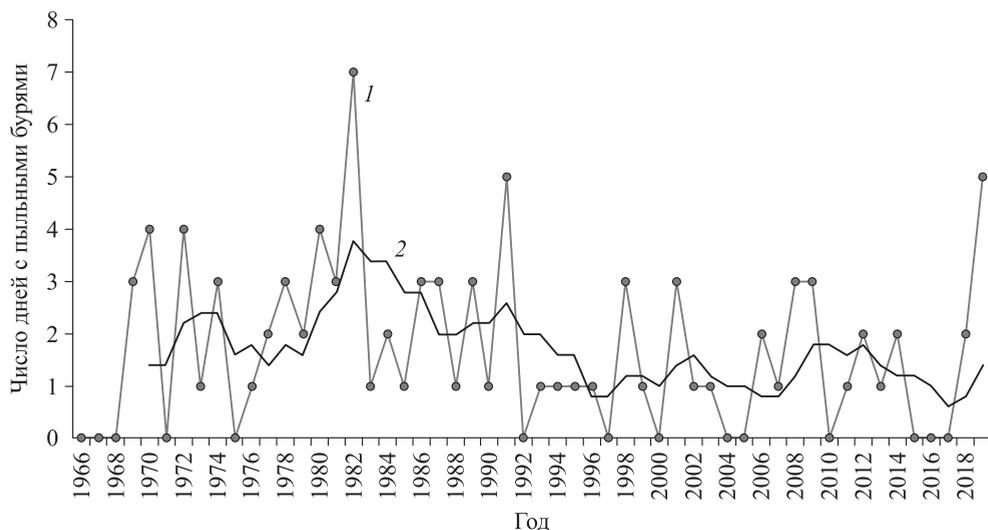


Рис. 2.12. Динамика пыльных бурь (метеостанция Борзя): число дней (1), показатели, сглаженные по пятилетиям (2)

Сильные ветры в дефляционно-опасный период являются причиной пыльных бурь и поземков, во время которых переносится значительное количество мелкозема. В Даурии ежегодно наблюдается от 0 до 7 пыльных бурь и до 30 пыльных поземков (рис. 2.12).

Развеиваются аллювиальные песчаные отложения в долинах рек Онон, Борзя, Амур, песчано-солевые донные отложения озерных котловин, покровные легкосуглинистые отложения. Перевеиваются отложения на дорогах, формируется эоловая рябь на поверхности наносов, создаются эоловые «косы» высотой до 30 см у кустов караганы, чия, полыни. Эоловые аккумулятивные наносы формируются на подветренных бортах отрицательных форм рельефа, в оврагах и на бортах речных долин и даже в населенных пунктах (рис. 2.13). Выходы коренных пород подвергаются коррозии ветром.

Особенно активно развеивается песок там, где его количество не ограничено, например, в долине Онона находится большой ареал незакрепленных песков. В Даурской степи с 19 по 22 апреля 2015 г. Н.Н. Рогалева зафиксировано катастрофическое развитие эоловых процессов в долине р. Онон у с. Нижний Цасучей во время пыльной бури со скоростью ветра 20–25 м/с (рис. 2.14). В это время наблюдалось активное перемещение песчаного потока мощностью более 11 см, перекрывшего посева на сельскохозяйственных полях и огородах жителей. Модуль эоловой миграции вещества составил 20–25 кг/м².

Самыми сильными и наиболее опасными для эрозии являются северо-западные ветры. В течение периода мониторинга потенциал дефляции северо-западных ветров достигал 10–14. Слабые ветровые нагрузки характерны для позднелетнего периода (июль, август), когда преобладают ветры восточных румбов (восток-северо-восточные) со слабой разрушающей способностью (r) от 0,01–0,02 до 1–2 (рис. 2.15).



Рис. 2.13. Эоловый нанос вдоль забора в с. Нижний Цасучей в апреле 2015 г. (фото Н.Н. Рогалевой)



Рис. 2.14. Переживание песка по поверхности в с. Нижний Цасучей (долина р. Онон) за дефляционно-опасный период апреля 2015 г.: *а* – начало засыпания песком доски 19 апреля, *б* – она же, полностью занесенная песком, 24 апреля (фото Н.Н. Рогалевой)

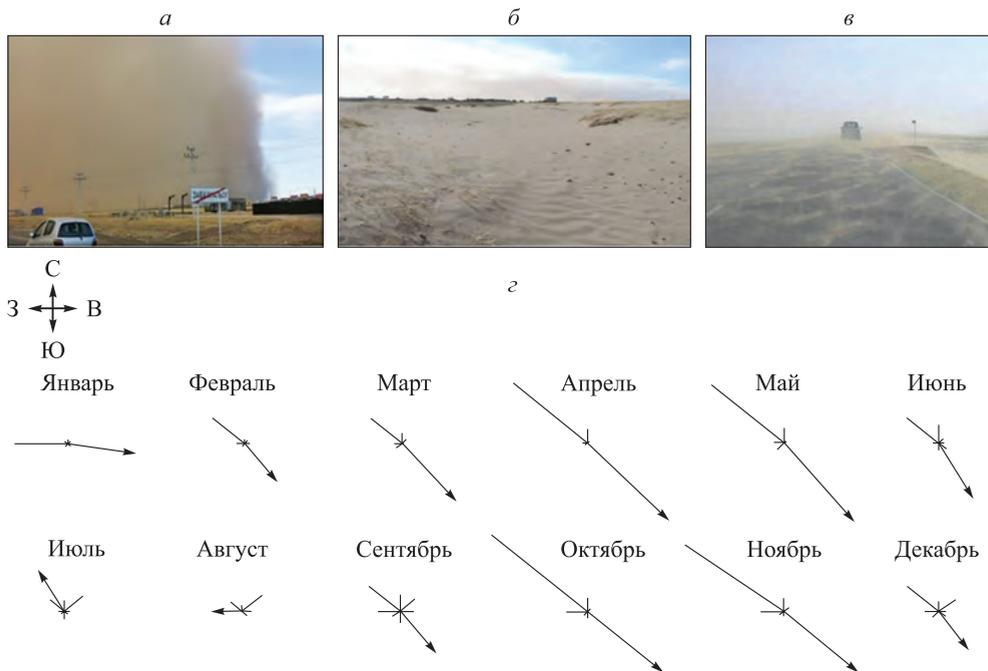


Рис. 2.15. Проявления золотых процессов в Даурии.

a – пыльная буря в Забайкальске 18 марта 2020 г., *б* – котловина выдувания со следами золотой руды на северном побережье оз. Бол. Якши (весна 2014 г.), *в* – пылевой поземок, *г* – осредненные розы перемещения песка и пыли по месяцам в течение года

Осредненные розы перемещения песка и пыли по месяцам в течение года (рис. 2.15, *г*):

январь: $DP = 5$, $RDP = 4,8$, $DP/RDP = 1$;
 февраль: $DP = 4$, $RDP = 4$, $DP/RDP = 1$;
 март: $DP = 8$, $RDP = 6$, $DP/RDP = 0,7$;
 апрель: $DP = 16$, $RDP = 14$, $DP/RDP = 0,9$;
 май: $DP = 14$, $RDP = 11$, $DP/RDP = 0,8$;
 июнь: $DP = 12$, $RDP = 7$, $DP/RDP = 0,6$;
 июль: $DP = 6$, $RDP = 3$, $DP/RDP = 0,5$;
 август: $DP = 3$, $RDP = 1,4$, $DP/RDP = 0,5$;
 сентябрь: $DP = 9$, $RDP = 4$, $DP/RDP = 0,4$;
 октябрь: $DP = 12$, $RDP = 10$, $DP/RDP = 0,8$;
 ноябрь: $DP = 12$, $RDP = 9,7$, $DP/RDP = 0,8$;
 декабрь: $DP = 4$, $RDP = 2,8$, $DP/RDP = 0,7$,

где DP – потенциал дрейфа наносов, RDP – результирующий потенциал дрейфа, DP/RDP – индекс изменчивости направления ветра [Fryberger, 1979]. Результирующий потенциал дрейфа (RDP), выраженный в векторных едини-

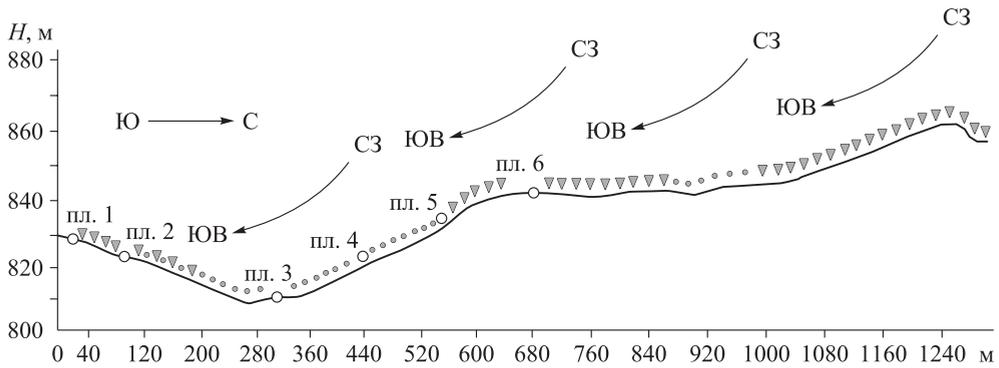


Рис. 2.16. Положение площадок наблюдений за динамикой эоловых процессов на Харанорском полигоне-трансекте. Стрелкой показано преобладающее направление ветра

цах, представляет потенциал переноса песка и пыли, когда ветры пересекаются с различных направлений. Соотношение RDP/DP используется в качестве индекса изменчивости направления ветра. Это соотношение приближается к единице, когда ветер приходит с одного и того же направления, и становится нулевым, когда ветер приходит с разных направлений из-за очень низкого RDP .

Преобладающее движение песка и пыли происходит в направлении с северо-запада на юго-восток, о чем свидетельствуют ежегодные песчаные розы (рис. 2.15, з).

В Даурской степи наблюдения за эоловой миграцией вещества проводились круглогодично с 1976 по 1980 г. в отрогах Нерчинского хребта на Харанорском стационаре с помощью пылеуловителей [Ивановский, Титова, 1986]. Трансект, на котором велись исследования, пересекал пять видов поверхностей – денудационный останец (пл. 1), поверхность выравнивания (пл. 6), нагорный педимент (пл. 5), склоны северной (пл. 2) и южной (пл. 4) экспозиции, днище пади (пл. 3) (рис. 2.16).

Низкогорный рельеф Харанорского участка состоит из отдельных массивов, сопков, чередующихся с падами. Поверхность территории отличается сглаженностью и округлостью форм. Значительную роль в придании этого облика современному рельефу сыграли эоловые процессы. Основная задача исследований заключалась в том, чтобы установить, какое количество мелкозема выдувается на месте, оседает за счет ближнего переноса, а какое поступает в результате дальнего переноса.

Интенсивность эоловых процессов на ключевом участке менялась как в течение сезонов года, так и по годам. В весенний период в годы наблюдений модуль накопления вещества варьировал от 11 до 27 $г/м^2$, минимум зафиксирован в 1979 г. – 7–8 $г/м^2$. Как видно на рис. 2.17, интенсивность эоловых процессов на склоне северной экспозиции в летние сезоны стационарных наблюдений в 1977, 1978, 1979, 1980 гг. изменялась и составляла соответственно по годам 40, 12, 40 и 33 $г/м^2$, на склоне южной экспозиции 82, 40, 51, 45 $г/м^2$, в днище пади 121, 42, 56, 30 $г/м^2$.

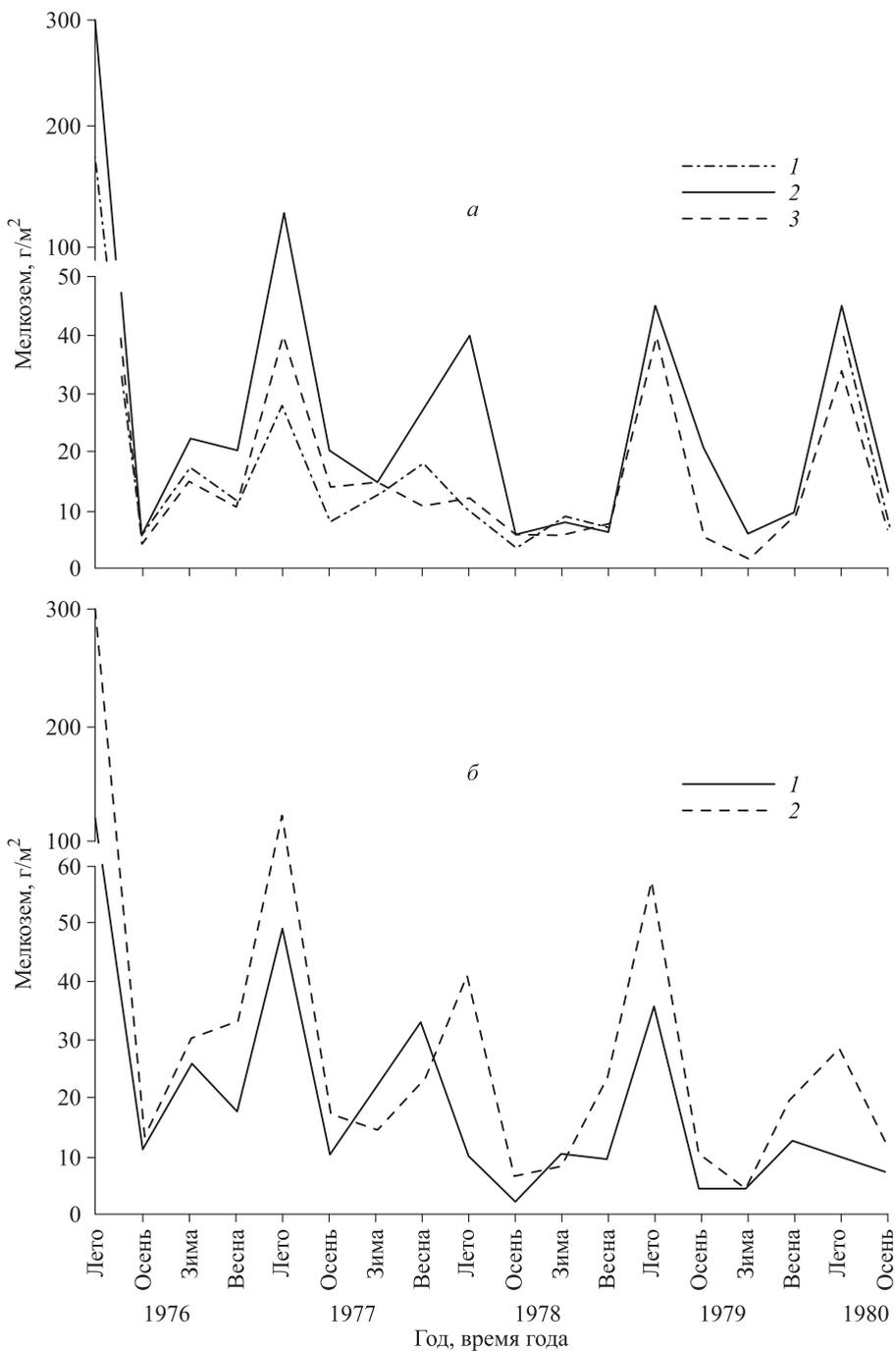


Рис. 2.17. Динамика накопления олового материала на ключевом участке Харанорского стационара за период исследований: а – на склонах западной экспозиции (1), северной (2), южной (3); б – на поверхности выравнивания (1), в днище пади (2)



Рис. 2.18. Зимний снежный покров в Даурии, январь 2020 г.
(фото Н.В. Хаминой)

Холодный период в Даурии продолжается с ноября по март. Устойчивый снежный покров устанавливается октябре-ноябре, разрушается в марте. Преобладающие ветры характеризуются малыми скоростями, их дефляционный потенциал составляет 2–3, в ноябре и марте выше – увеличивается до 8–12. Метелевый перенос перераспределяет снег по поверхности, сдувая его в понижения рельефа, имеются участки без снежного покрова, которые являются очагами дефляции, поэтому пылевые бури и пылевые поземки наблюдаются даже в холодный период года (рис. 2.18).

За период экспериментальных исследований максимальные величины модуля накопления вещества зарегистрированы зимой 1976 г. – 15–32 г/м². В последующие холодные сезоны интенсивность эоловых процессов уменьшалась. Так, в 1977 г. она составляла 12–15 г/м², в 1978 г. – 5–12, в 1979 г. – 2–6 г/м². Эта тенденция объясняется более глубоким снежным покровом и его равномерным залеганием. Наибольшее количество эоловых отложений в пылеуловителях накапливалось в днище пади (пл. 3) и в нижней аккумулятивной части склонов южной экспозиции (пл. 4). При этом модуль эоловой миграции вещества менялся от 26 до 361 г/м² (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Изменение модуля эоловой миграции вещества (*A*) на полигоне-трансекте Харанорского стационара в 1976–1980 гг.

Год	Количество пыльных бурь (<i>N</i>)	Климатический показатель (<i>C</i>)	<i>A</i> , (г/м ²)/год			
			пл. 2	пл. 3	пл. 4	пл. 6
1976	8	2,8	70	361	305	102
1977	3	1,7	81	174	131	97
1978	5	0,8	41	76	63	46
1979	2	1,4	60	97	85	54
1980	15	1,95	73	75	66	26

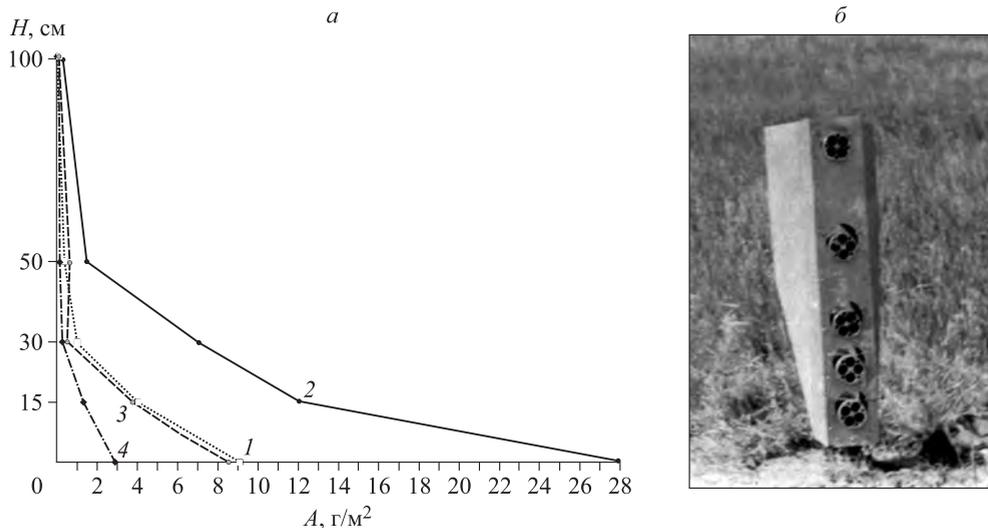


Рис. 2.19. Изменение модуля накопления эолового материала по высотам (а) за весну (1), лето (2), осень (3) и зиму (4) 1980 г., полученного с помощью дефлятора (б)

Наряду с изучением пространственных различий в изменении интенсивности эоловых процессов в пределах ключевого участка уделялось внимание вертикальному распределению содержания пыли на высотах 0,15; 0,3; 0,5; 1,0; 1,5 м (рис. 2.19).

Наблюдения в 1980 г. показали следующее распределение эолового материала на разных высотах за весну: на поверхности почвы в днище пади накопилось 9 г/м², на высотах 30 см – 4 г/м², 50 см – 1 г/м², 1 м – 0,3 г/м², 1,5 м – 0,08 г/м²; за лето соответственно 28, 12, 7, 1,5, 0,3 г/м²; за осенние месяцы – 8,4; 3,8; 1,9; 0,6; 0,08 г/м². Следовательно, максимальное количество песка и пыли (до 95 %) переносится у поверхности.

Наблюдения проводились на участках не только целинной степи, но и нарушенных сельскохозяйственной деятельностью (пашни, пастбища). Так, на выпасаемых участках модуль накопления вещества по годам изменялся от 16 (1980 г.) до 85 (1977 г.) г/м². Несомненно, выпас скота нарушает растительный покров, разрыхляет поверхностный горизонт почвы, способствует выдуванию. На пашне наблюдения проводились только в летние сезоны. Они показали, что подверженность дефляции почв, нарушенных распашкой, на несколько порядков выше. Так, в 1978 г. модуль равнялся 300–500 г/м², в 1979 г. достигал 1300, в 1980 г. – 786 г/м².

Таким образом, исследования режима эоловых процессов на Харанорском физико-географическом стационаре показали, что их интенсивность изменяется и по годам, и по сезонам, зависит от комплекса факторов, главные из которых характер увлажнения и энергия ветра. В отрогах Нерчинского хребта слабая дефляция отмечается на пологих наветренных склонах, величина ее составляет 0,01–0,05 мм/год, умеренная дефляция со скоростью 0,1–1,5 мм/год характерна для средней части склонов, снос с верхних более крутых участков склонов

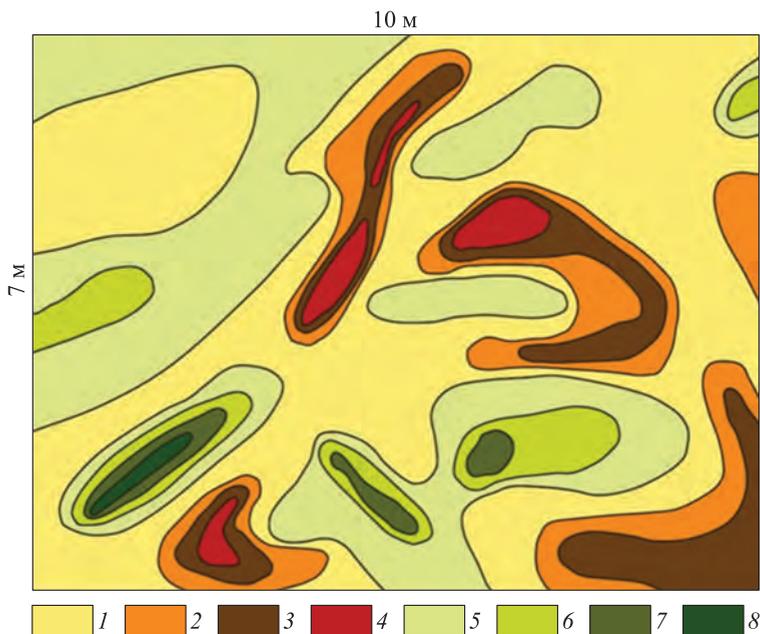


Рис. 2.20. Динамика нанорельефа на степном склоне северной экспозиции (площадка П) во время аридной фазы (август 2008 г. – август 2012 г.): снос, мм/год: 1 – 0–1, 2 – 1–2, 3 – 2–3, 4 – более 3; аккумуляция, мм/год: 5 – 0–1, 6 – 1–2, 7 – 2–3, 8 – более 3

увеличивается до 2,2–2,6 мм/год [Титова, 1979; Bazhenova, Tyumentseva, 2015]. Объем выносимого эолового вещества с вершинных поверхностей может составить слой денудации 3–5 мм, иногда достигая 10 мм/год [Титова, 1979]. 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 (рис. 2.20) [Bazhenova, Tyumentseva, 2015].

Нарушение почвенно-растительного покрова приводит к активизации эоловых процессов, увеличению содержания пыли и песка в эоловом литопотоке. Большое влияние эоловые процессы оказывают на формирование склонов. При длительном господстве ветров одного направления, как это отмечается в Даурии, 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. Поэтому процессы дефляции на склонах приурочены к верхним денудационным элементам, уступам, выпуклым перегибам.

В степном Забайкалье 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 (рис. 2.21). Поскольку мелкозем постоянно выносится

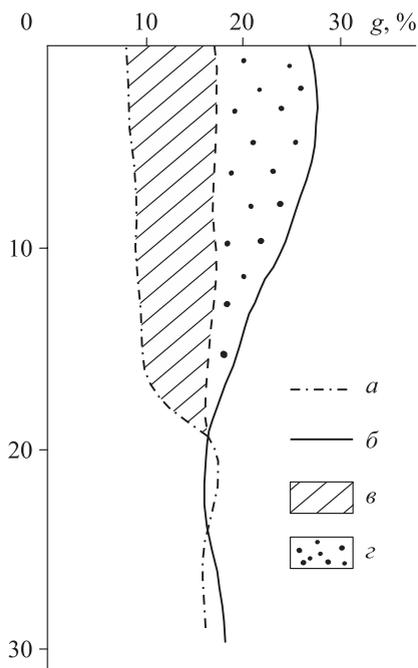


Рис. 2.21. Изменение содержания глины (g) с глубиной (H) на склонах северной (a) и южной ($б$) экспозиций денудационного останца, связанное с дефляцией ($в$) и эоловой аккумуляцией ($г$) в степях Забайкалья

со склонов денудационных останцев делювиальными процессами, следы эоловой дифференциации мелкозема проявляется в слое 0–20 см, а ниже механический состав выравнивается.

Разная направленность эоловых процессов на склонах денудационных останцов вызвала их асимметрию. Крутизна склонов северной и западной экспозиции, где преобладает эоловая денудация, достигает 14–18°. На этих склонах местами на поверхность выходят коренные породы, поверхность сильно защебнена. Крутизна восточных и южных склонов, где наблюдается аккумуляция эолового материала, как правило, составляет 3–5°.

Таким образом, длительное однонаправленное воздействие ветровых потоков на склоны привело к эоловой дифференциации рыхлого материала на склонах. Отложения наветренных склонов защебнены и опесчанены, а подветренных – обогащены пылевыми и глинистыми частицами. В результате дефляции увеличивается крутизна наветренных склонов, при эоловой аккумуляции подветренные склоны выполаживаются.

В пади Крементуй слой денудации на наветренных пологих склонах составил 0,03 мм/год, а на перешейке между озерами Барун-Торей и Зун-Торей скорость дефляции на порядок выше (0,28 мм/год). Средняя скорость эоловой аккумуляции в пади Крементуй в голоцене изменялась для разрезов 4 и 6 от 0,18 до 0,42 мм/год [Баженова и др., 2015]. 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 около 3 мм/год [Замана и др., 2011]. 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., составляет несколько десятков сантиметров, на отдельных локальных участках подветренных склонов и вершин оврагов она повышается до 50–70 см (рис. 2.22).

Обобщение количественных данных по скорости дефляции и эоловой аккумуляции показывает широкий диапазон изменения интенсивности процессов

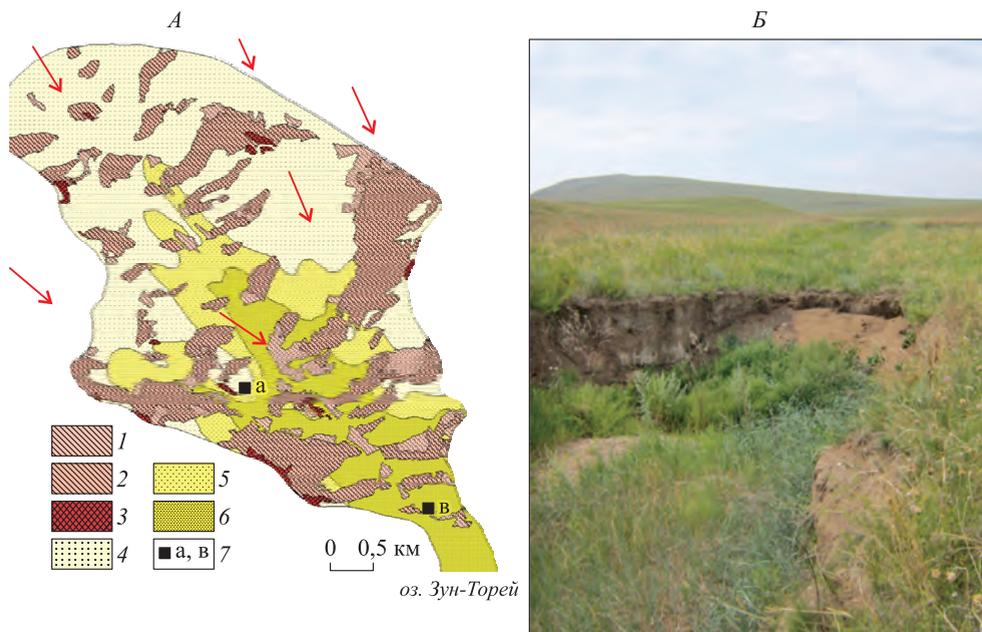


Рис. 2.22. Распределение зон современной дефляции и эоловой аккумуляции (А), накопление эоловых отложений в вершине оврага за период с 2009 по 2014 г. (Б) в пади Крементуй. Дефляция: 1 – слабая, 2 – умеренная, 3 – интенсивная; эоловая аккумуляция: 4 – слабая, 5 – умеренная, 6 – интенсивная; 7 – положение разреза (а) и оврага (в); стрелками указано господствующее направление ветровых потоков

в Даурском эоловом коридоре (табл. 2.3). Максимальные скорости характерны для оси коридора, где в озерных котловинах мощность динамически активного слоя, участвующего в современной эоловой миграции вещества, достигает 1,5 м. При удалении от озерных котловин к поднятым денудационным окраинам коридора скорость эоловых процессов снижается на несколько порядков величин 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 для картографирования эоловых процессов (рис. 2.22).

Модельным бассейном 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 (рис. 2.22).

Скорости золотых процессов в Даурской степи

Местоположение	Абс. высота, м	Способ получения данных	Скорость, мм/год		Временной интервал, годы	Источник данных
			дефляции	эоловой аккумуляции		
<i>Котловина Торейских озер</i>						
Котловина оз. Зун-Торей	600	Спорово-пыльцевой по ¹³⁷ Cs по ¹³⁷ Cs		3,44 2,71 3,18	1936–1947 1949–1963 1963–1986	[Замана и др., 2011] То же »
Перешеек между Зун-Тореем и Барун-Тореем (кордон «Уточин»)	610	Реперы	0,28		2013–2014	[Баженова и др., 2015]
<i>Падь Крементуй</i>						
Привершинная часть склона	700	Реперы	0,03		2013–2014	[Баженова и др., 2015]
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	»
<i>Отроги Нерчинского хребта</i>						
Нижняя часть склонов С-3 экспозиции	820–825	Пылеуловители, реперы	0,01–0,05		1964–1980	[Титова, 1978, 1979; Снытко и др., 1997]
Средняя часть склонов С-3 экспозиции	830–840	То же	0,1–1,5		1964–1980	То же
Верхние крутые участки наветренных 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	»
<i>Котловина оз. Хара-Нур</i>						
Сухое днище озера	665–670	По мощности отложений		700–1500	2012–2014	[Баженова и др., 2015]

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

Индикатором динамики эоловых процессов в XX столетии выступают колебания уровня Торейских озер. Первое 30-летие прошлого века характеризовалось малым количеством осадков и низким уровнем озер. Котловины периодически были безводными, что способствовало развитию эоловых процессов. Заполнение озер и снижение интенсивности эоловых процессов началось лишь в 1934 г. Следующая фаза в колебательном дефляционном процессе отмечается в первой половине 1940-х гг., когда наблюдалось полное осушение днищ озерных котловин, 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 происходит переувлажнение отложений на дорогах, формируется эоловая рябь, углубляются днища озерных котловин, выдуваются пахотные земли.

Наконец, пик последней аридной фазы наблюдался в 2008–2012 гг., когда площадь водного зеркала озер сокращалась почти в 10 раз [Баженова, Кобылкин, 2014]. На осушенном дне оз. Хара-Нур летом 2012 г. четко выделялись морфологические следы пяти стадий сокращения водного зеркала озера (рис. 2.23). 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 повышается процесс эоловой аккумуляции. В результате в прибрежной зоне озера сформировались эоловые гряды высотой 0,7–1,5 м (рис. 2.23, б). Кроме того, значительная эоловая аккумуляция отмечалась на склонах береговых валов, обращенных навстречу эоловым потокам.

Следует заметить, что эоловые формы недолговечны, они достаточно быстро разрушаются при смене динамических фаз. После завершения формирования эолового песчаного покрова в 2010–2011 гг. на поверхности побережья сохранилась ступенчатость, связанная со стадиями усыхания озера. Уже на следующий 2012 г. начинается размыв эолового покрова ливневыми дождями, обусловленными активизацией муссонной циркуляции. При этом происходит обратный процесс перемещения вещества к озеру. В 2013 г. процесс эрозивного расчленения поверхности побережья значительно усилился (рис. 2.23).

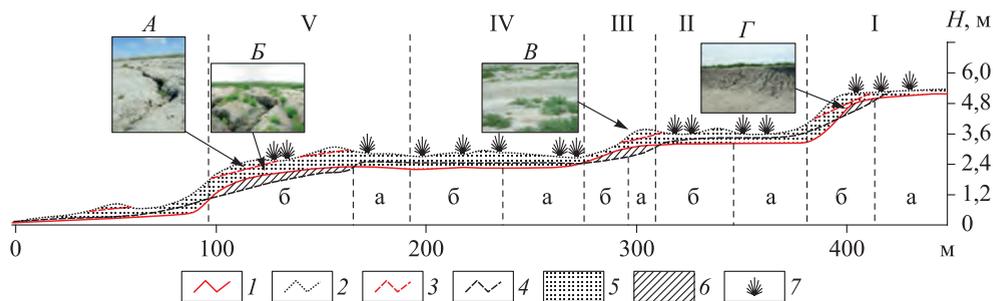


Рис. 2.23. Схема изменения эолового рельефа прибрежной зоны оз. Хара-Нур в переходный период от минимального уровня озера к фазе его наполнения.

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.

При дальнейшем повышении уровня озера следует ожидать, что эфемерные эоловые и эрозионные формы будут разрушены волновой деятельностью.

Таким образом, 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 меняется 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 3,0 мм/год, а максимальные в отрицательных формах рельефа (в оврагах и озерных котловинах) иногда достигают 0,7–1,5 м за 2–3 года. 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, образно говоря, «эоловой шлифовкой» вершин и частичным заполнением эрозионных врезов. Длительное однонаправленное воздействие ветровых потоков на склоны привело к эоловой дифференциации рыхлого материала на склонах 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 рез-

ко увеличивается защищенность, 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.

2.3. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

По геокриологическому районированию степи Юго-Восточного Забайкалья относятся в основном к зоне островного и редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород и длительного сезонного промерзания почвогрунтов [Геокриология СССР, 1989]. Многолетнемерзлые породы (ММП) здесь характеризуются небольшой мощностью со среднегодовыми температурами от $-0,1$ до $-1,5$ °С. Мерзлотному экотону свойственна значительная пространственная изменчивость геокриологических условий, определяемых особенностями теплообмена между атмосферой и верхними слоями литосферы, рельефом, экспозицией склонов, гидрогеологическим строением и литологией пород. Его отличает также большое разнообразие мерзлотных процессов и явлений, включающих температурное и криогенное выветривание, пучение и морозобойное растрескивание грунта, солифлюкцию, термокарст и термоэрозию, которые осложняют ход рельефообразования, активизируют темпы сноса, усиливают пространственную дифференциацию литодинамических потоков.

В районе распространен низовой тип очагов зарождения ММП, характерный для засушливого климата. Мощность многолетнемерзлых пород варьирует от 5 до 20 м, а на отдельных участках, приуроченных к поймам рек, озер и днищам падей, достигает 37 м. Русла рек степного Забайкалья (кроме транзитных Аргуни и Онона) промерзают до дна, поэтому под ними образуются «мерзлотные пояса», проявляющиеся на поверхности в виде цепочек наледных бугров.

Суровость геокриологических условий в районе возрастает в северо-восточном направлении, в котором повышается мощность, понижается температура и уменьшается глубина залегания ММП. На рассматриваемой территории выделяется два подрайона [Втюрина, 1961] – восточный Верхнеаргунский и Ононский. Верхняя граница многолетней мерзлоты на заболоченных участках первого подрайона находится на глубине 1,6–2,0 м, а на сухих – 4,5–5,0 м. Средняя мощность ее 3–8 м, в долинах рек достигает 20–25 м. Криогенная текстура массивная, реже слоистая, преобладает лед-цемент, в северной части инъекционный, реже сегрегационный. Температура ММП от $-0,3$ до $-1,5$ °С.

Ононский подрайон, расположенный на западе, приурочен к внутригорному Агинскому понижению. Многолетнемерзлые породы встречаются здесь спорадически в виде редких островов, их количество возрастает к северу. Значительные участки ММП отмечены только в котловинах горько-соленых озер. Котловина Торейских озер – один из низко расположенных островов многолетнемерзлых пород на юге криолитозоны (абс. высота около 600 м).

Здесь средняя мощность ММП составляет 15 м, а температура от $-0,1$ до $-0,2$ °С, иногда до -1 °С [Втюрина, 1959].

Наибольшая мощность ММП характерна для центральных частей замкнутых депрессий – Борзинской, Тургино-Харанорской, Урулюнгульской и других, где мерзлота формируется в условиях малой мощности снежного покрова под влиянием зимней температурной инверсии воздуха, заболоченности, а также преимущественно глинистого состава грунтов. Верхняя ее поверхность лежит на глубине от 2 до 8 м. Преобладают лед-цемент и шпирь сегрегационного льда толщиной 1–5 мм. Инъекционные льды в буграх пучения встречаются повсеместно.

Площадь островов ММП изменяется от сотен квадратных метров до 3–5 км² и более. Их количество и площадь крайне неустойчивы и изменяются от года к году. Процессы сезонного промерзания–оттаивания почвогрунтов происходят также неравномерно. Глубина сезонного промерзания изменяется от 1–2 м на хорошо увлажненных участках до 3,5–6,0 м на сухих степных склонах. Для района характерно большое разнообразие криогенных процессов. Особенно высока активность морозобойного растрескивания и пучения грунта. Рассмотрим эти процессы более подробно по результатам собственных наблюдений в 1975–1978 гг.

Морозобойное растрескивание почвогрунтов

Зимние наблюдения в степях Даурии показали, что морозобойное растрескивание в условиях резко континентального климата значительно и проявляется как в многолетнемерзлых, так и в сезонномерзлых отложениях. Вместе с тем распространение современного полигонального микрорельефа ограничено участками многолетнемерзлых пород – озерными и речными поймами, днищами увлажненных падей. Указанная закономерность (растрескиваются все почвогрунты, а положение трещин закрепляется только в многолетнемерзлых) объясняется фаціальными различиями водного, теплового и мерзлотного режимов отложений Даурского региона.

В группе криогенных геоморфологических процессов района морозобойное растрескивание занимает ведущую роль. Большое значение этого процесса в преобразовании склоновых отложений, уменьшении их прочности, увеличении подвижности отмечают А.И. Попов [1967], Г.Ф. Гравис [1969], Н.Н. Романовский [1977]. Процессы трещинообразования влияют на агротехнические свойства почв. Значительное растрескивание приводит к микрокомплексности почв, выносу и вымыванию гумуса по трещинам в нижние горизонты почв [Орловский, 1974; Чигир, 1974]. Трещины используются водной и ветровой эрозией. Глубина проникновения морозобойных трещин влияет на прочность кабельных линий связи, трубопроводов, фундаментов зданий, покрытий дорог, аэродромов. Потому изучение закономерностей растрескивания почвогрунтов важно как для научных, так и для практических целей.

Основным фактором возникновения морозобойных трещин выступают температурные напряжения в мерзлых породах [Достовалов, 1952]. Нами выполнен анализ влияния температурного режима сезонномерзлых грунтов на

процессы их морозобойного растрескивания по данным наблюдений на ключевом участке Харанорского стационара. Изучаемые отложения имеют супесчано-суглинистый состав, весовая влажность их изменяется от 8 до 20 %. Использовались также материалы многолетних круглогодичных наблюдений за температурой воздуха и верхних горизонтов почв Г.Н. Мартыановой [1970].

Как известно, температурные напряжения в промерзающих отложениях возникают послойно и имеют объемно-градиентный характер [Достовалов, 1952, 1961]. Величина этих напряжений, а следовательно, и интенсивность растрескивания почвогрунтов определяются их среднегодовой температурой, амплитудой годовых колебаний температур на поверхности, а также максимальными градиентами температур на разных глубинах [Романовский, 1970]. Среднегодовая температура почвогрунтов, определявшаяся на подошве промерзания, изменяется от 0,5 °С в днище пади до 1,0 °С на южном склоне и характеризует развитие морозобойных трещин по «южному» типу, без образования повторно-жильных льдов.

Амплитуда годовых колебаний температур на поверхности почвы достигает 42–50 °С и определяет большую ширину трещин. По данным Н.Н. Карпова [1961] и Е.А. Втюриной [1961], максимальная ширина морозобойных трещин в Юго-Восточном Забайкалье 10–16 см. Нами наблюдались трещины шириной 5–6, в многолетнемерзлых породах до 12 см (рис. 2.24). Образование трещин начинается в конце октября. Возникают тонкие, вначале волосяные трещины, которые затем расширяются в зияющие, т.е. такие, в которых могут



Рис. 2.24. Морозобойные трещины днищ падей (фото О.И. Баженовой)

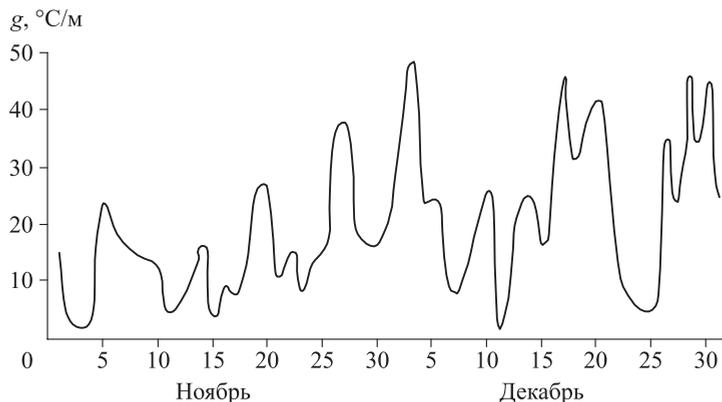


Рис. 2.25. Ход градиентов температур в почвогрунтах днища пади на глубине 0,4 м в осенне-зимний период [Баженова, 2018]

накапливаться снег, лед и тонкодисперсный материал. Трещины зарождаются под воздействием суточных колебаний температур на поверхности почвы. Они достигают в конце октября и ноябре 15–20 °С и представляют собой своеобразные «тепловые удары», приводящие к разрыву верхнего мерзлого слоя почвы. Максимальные градиенты в этом слое в осенне-зимний период в отдельные дни могут достигать 40–50 °С на 1 м (рис. 2.25). Причем величины градиентов температур изменяются ритмично и обеспечивают скачкообразное расширение верхней части трещины в дни резкого увеличения градиентов.

Глубина промерзания отложений, взятая с графика термоизоплет (рис. 2.26), проверялась мерзлотомерами Данилина и бурением. Максимально возможная глубина растрескивания почвогрунтов днища пади составляет 3 м (середина марта). Ниже, на глубине 3,5 м, растрескивание маловероятно из-за низких градиентов температур, не превышающих 2 °С на 1 м, а на 4 м его нет совсем, так как здесь градиенты равны 0 и температурных напряжений не возникает. Отсюда следует важный вывод о том, что, хотя сезонное промерзание почвогрунтов в степях Даурии распространяется на глубину 5–6 м, глубина растрескивания не превышает 3 м. На склонах возможная глубина растрескивания меньше 2,0–2,5 м. Многолетняя динамика максимальных градиентов температур приводит к изменению глубин морозобойного растрескивания почвогрунтов.

Ниже слоя суточных колебаний температур почвогрунты растрескиваются только под действием их сезонных колебаний. Градиенты температур в слое сезонных колебаний ниже, чем в поверхностном слое, и почвогрунты растрескиваются здесь медленнее. Но в целом интенсивность морозобойного растрескивания почвогрунтов в степях Даурии высока, что выявилось при сравнении с данными о температурных градиентах растрескивающихся пород Северо-Востока, Центральной Якутии и Западной Сибири [Лейбман, Романовский, 1977]. На основе того, что слабовлажные грунты растрескиваются вслед за фронтом промерзания, можно предположить, что в сезонномерзлых породах степного Забайкалья глубина растрескивания соответствует глубине промерза-

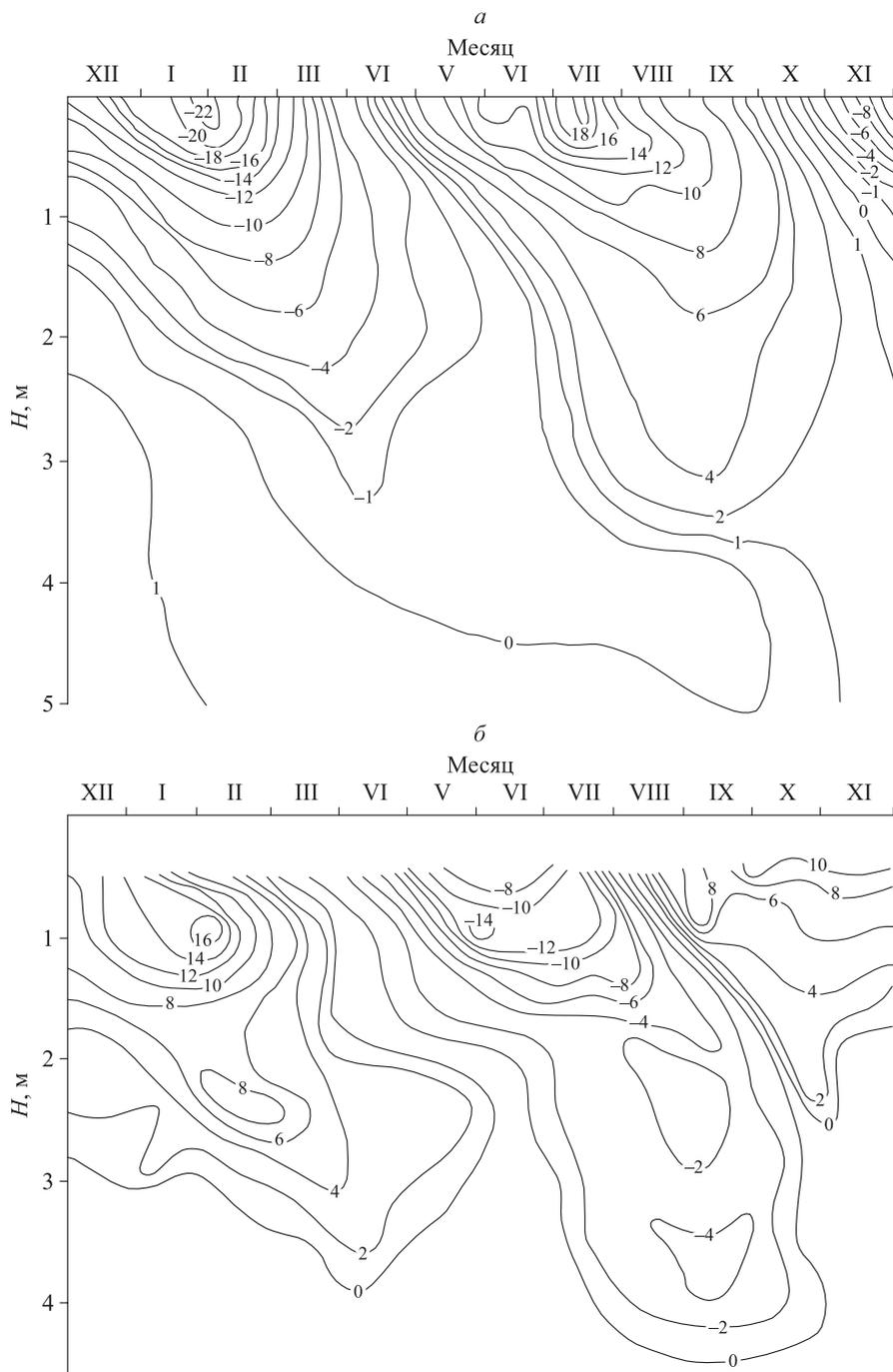


Рис. 2.26. Годовое распределение температур (а) и изменение их максимальных градиентов (б) в почвогрунтах днища пади [Баженова, 1980]

ния, если при этом в отложениях существует градиент температур. Совмещая ход термоизопланет с изменениями градиентов (рис. 2.26), можно определить последовательность растрескивания почвогрунтов.

По натурным измерениям в карьерах максимальная глубина трещин 2,0–2,5 м. Глубина гумусовых затеков и грунтовых жил по трещинам обычно не превышает 2 м, чаще составляет 1,3–1,5 м. Ширина грунтовых жил зависит от их возраста. Так, в Урулюнгуевской впадине на молодых поверхностях (1-я терраса оз. Орабудук) ширина грунтовых жил в верхней части 4 см, на 2-й террасе – 40, на 3-й – более 60 см.

На интенсивность растрескивания влияют влажность и механический состав почвогрунтов. На исследуемой территории широко распространены супесчано-суглинистые отложения, исключение составляет северо-западная часть района, где встречаются большие массивы озерно-аллювиальных и золотых песков, слагающих Онон-Торейскую равнину. Небольшой участок песков расположен также к северу от г. Борзи. Как известно, закономерности морозобойного растрескивания тонко- и грубодисперсных отложений различны. Эти различия усиливаются с уменьшением влажности почвогрунтов, коэффициенты линейного температурного расширения с понижением влажности у грубодисперсных отложений понижаются, у тонкодисперсных растут [Шушерина и др., 1970]. В связи с этим в Борзинском районе и на Онон-Торейской равнине растрескивание проявляется слабо, так как у слабовлажных песков (весовая влажность больше 20 %) при промерзании объем изменяется незначительно. Трещины здесь образуют плохо заметную сеть с длиной сторон в несколько метров. Максимальная ширина трещин 0,3–0,5 м. В супесчано-суглинистых слабовлаженных отложениях трещины образуют частую сеть полигонов, длина сторон которых на оголенных поверхностях (например, на дорогах) 0,4–0,7 м при ширине трещин 2–5 см. На задернованных участках ширина трещин уменьшается в днищах падей до 0,5–2,0 см, на склонах – 0,1–0,5 см. Кроме того, зимой трещины частично забиваются снегом и мелкоземом благодаря интенсивному метелевому переносу.

Сжатие почвогрунтов и закрытие трещин начинается в апреле и распространяется сверху вниз по мере оттаивания почвы. В днище пади в середине апреля почвогрунты сжимаются до глубины 10–20 см, а в середине июня – 1,5 м. Необходимо отметить, что в днище пади трещины полностью не смыкаются, так как температурные сжимающие напряжения в почвогрунтах ниже, чем растягивающие. На склонах сжимающие и растягивающие температурные напряжения равны и трещины летом полностью закрываются. Положение трещин на склонах каждый год меняется.

В многолетнемерзлых породах трещины развиваются иначе. Среднегодовая температура почвогрунтов у подошвы сезонного оттаивания изменяется от $-0,5$ до -2 °С [Втюрина, 1961]. Мощность слоя сезонного оттаивания обычно 1,0–1,5 м. Почвогрунты начинают растрескиваться в конце декабря при смыкании сезонно- и многолетнемерзлых пород. Влияние литологии на растрескивание незначительно, так как коэффициенты линейного температурного расширения–сжатия влажных отложений (весовая влажность меньше 40 %) приближаются к таковым льда и не зависят от их механического состава

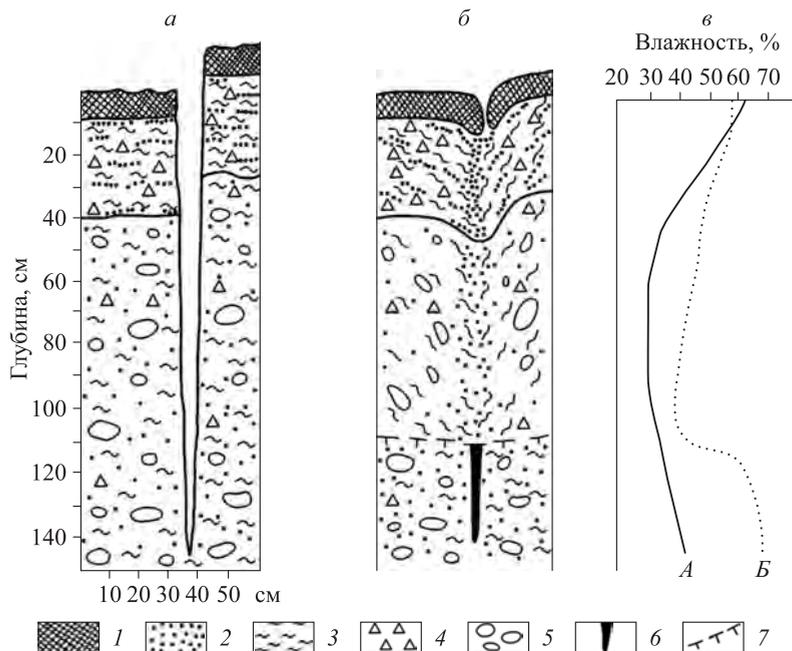


Рис. 2.27. Динамика трещины в пади Засулан в 1978 г. (а – март, б – июль) и изменение влажности растрескивающихся отложений с глубиной (в) по разрезу (А) и вдоль трещины (Б) в июле [Баженова, 1980].

1 – дернина, 2 – песок, 3 – суглинок, 4 – щебень, 5 – галька, 6 – ледяная жила, 7 – кровля мерзлых пород

[Шушерина и др., 1970]. Ширина трещин достигает 8–12 см. В многолетне-мерзлых породах по ним образуются элементарные ледяные жилки. Летом такие трещины полностью заплывают (рис. 2.27) и на поверхности образуются пологие понижения – борозды.

Ежегодное массовое и глубокое морозобойное трещинообразование в почвогрунтах Даурии оказывает воздействие на морфологию их поверхности. Морозобойные трещины в сезонномерзлых отложениях, возникая систематически из года в год и часто смещаясь в пространстве, уменьшают прочность пород. Прочность почвогрунтов ослабевает в связи с заполнением трещин более рыхлым и тонкодисперсным эоловым материалом, чем вмещающие отложения, а также сохранением пустот в трещинах. Отложения трещин имеют иную, чем вмещающие породы, влажность летом и льдистость зимой. Изменяется состав отложений трещин за счет гумусирования и глинизации. Наконец, изменяется и текстура пород – появляется вертикальная слоистость. На склонах и вершинах наиболее рыхлый материал вдоль трещин легче вымывается и выдувается. В днище морозобойные трещины, нарушая целостность почвогрунтов, определяют положение малых эрозионных форм. Таким образом, морозобойное растрескивание сезонномерзлых пород можно включить в группу процессов, которые создают условия, облегчают работу ведущих процессов денудации – водной и ветровой эрозии.

В результате растрескивания многолетнемерзлых пород формируется полигональный микрорельеф. Образование его происходит при многократно повторяющемся растрескивании почвогрунтов вдоль одних и тех же трещин, положение которых закреплено в многолетней мерзлоте. Как было показано, при оплывании и оседании материала стенок трещин на поверхности возникают узкие понижения – борозды, глубина и выраженность которых свидетельствуют о развитии грунтовых жил и полигонального микрорельефа. В степях Даурии выделяется современный развивающийся полигональный микрорельеф и реликтовый.

Современный полигональный микрорельеф представлен на поймах рек Борзя, Онон и Шарасун, вдоль побережий озер Чиндантских, Борзинских, Урулюнгуевской впадины и др. Пойменные полигоны развиваются наиболее активно, так как многолетнемерзлые породы лежат близко от поверхности. Периодическое затопление поймы вследствие подъема уровня грунтовых вод способствует образованию элементарных ледяных жилок в трещинах. Ледяные жилы проникают в мерзлую толщу на глубину 50–60 см, и таким образом формируется слаборазвитая сеть жильных льдов. Льды при пересыхании озер и повышении температуры отложений периодически вытаивают. Глубина борозд на поймах 20–30 см, ширина трещинных полигонов 3–5 м. Часто морозобойные трещины сочетаются с трещинами усыхания.

В днищах падей полигональный микрорельеф распространен ограниченно, чаще на небольшом расстоянии от источников подземных вод в падах Засулан, Тимошкина, Цаган-Олуй, Икири, Цуратуй и др. На этих участках вследствие внутригрунтовой миграции воды вокруг источников образуются маломощные многолетнемерзлые породы. При этом около выходов воды располагаются гидролакколиты и наледи, которые опоясываются полигональным микрорельефом, повторяющим контуры распространения многолетней мерзлоты. Трещинные полигоны, соседствующие с наледной поляной, наиболее развиты, имеют правильную форму, глубина борозд достигает 30–40 см. Иногда борозды осложняются небольшими термокарстовыми просадками. С увеличением расстояния от наледной поляны глубина борозд постепенно уменьшается до 10–15 см. По данным В.Л. Суходровского [1974], в сходных геокриологических условиях Монголии макрополигоны с земляными жилами развиты также в основном в многолетнемерзлых породах, но иногда могут формироваться и в условиях глубокого сезонного промерзания пород. С ростом глубины сезонного промерзания и, следовательно, с понижением влажности почвогрунтов вероятность формирования полигонального микрорельефа уменьшается.

Реликтовый полигональный микрорельеф встречается на террасах рек Борзя, Онон, Шарасун, в котловинах озер, в Урулюнгуевской впадине. Борозды и полигоны плохо различаются, а грунтовые жилы сохранились хорошо. В верхней части обрыва верхней надпойменной террасы р. Борзи ширина грунтовых жил составляет 25–30 см, глубина – около 1,5 м, расстояние между жилами 4–6 м. Другое строение имеют криогенные структуры на древней аллювиальной террасе Пра-Урулюнгуя. В карьере (ст. Арбатур) отложения этой террасы представлены крупногалечниково-гравийно-песчаными хорошо окатанными слоистыми пестроцветными образованиями мощностью более 15 м. Хорошо

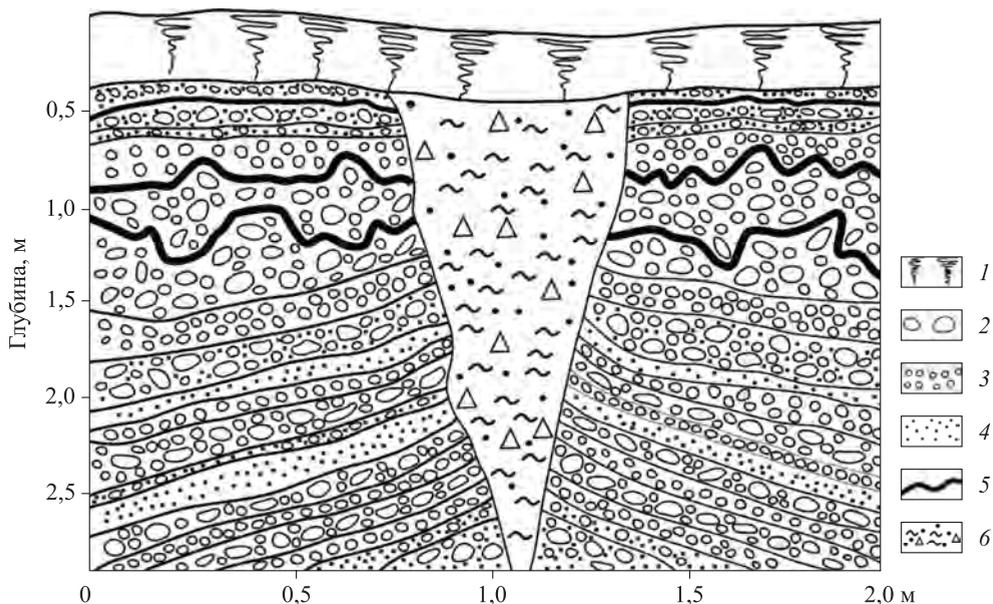


Рис. 2.28. Строение мерзлотного клина в аллювиальных отложениях высокой террасы Урулюнгуевской впадины (по: [Баженова, 1980]).

1 – современная почва, 2 – галька, 3 – гравий, 4 – песок, 5 – криотурбационные смятия тонких песчаных прослоев, 6 – защебненный плотный суглинок

заметен наклон слоев в сторону оз. Орабудук, расположенного в днище Урулюнгуевской впадины. Преобладают слои галек, окрашенные в кирпично-ржавый цвет, чередующиеся со светло-серыми прослоями гравия и песка. Криогенные структуры эпигенетичны вмещающим отложениям и расположены в 5–7 м друг от друга, имеют клиновидную форму (рис. 2.28). Ширина клина в верхней части около 60 см, средней 40, нижней 8 см. Жилы сложены грязно-серым средним очень плотным суглинком с включением мелкого щебня. Слабо выражена горизонтальная слоистость.

Отложения, в которые внедрена жила, деформированы: в нижней части, на контакте с жилой, они задраны вверх, что, по мнению многих исследователей, служит признаком псевдоморфоз по повторно-жильным льдам [Каплина, Романовский, 1960; Суходровский, Гравис, 1976; Романовский, 1977].

Возможность образования жильных льдов в степном Забайкалье в прошлом подтверждается данными Г.Ф. Грависа [1974], который обнаружил псевдоморфозы по ледяным жилам в соседних районах Монголии (урочище Урту-Годзор). Возраст псевдоморфоз определен им как верхний плейстоцен (каргинское время). Верхняя часть вмещающих отложений рассматриваемого разреза претерпела криотурбационные смятия слоев, зона которых мощностью около 1 м расположена ниже современной почвы и соответствует реликтовому сезонно-талому слою. Криогенные образования представляют интерес для палеокриоиндикации условий древнего рельефообразования, которая особенно детально разработана для Северной Монголии, и, по мнению В.Л. Суходровского и

Г.Ф. Грависа [1976], ее можно использовать на юге Забайкалья. В частности, вывод о том, что период наиболее широкого развития полигонально-жилых образований в Северной Монголии совпадал с переходом от холодных и сухих эпох к относительно теплым и влажным (конец зырянского времени), применим для степного Забайкалья.

Морозобойное растрескивание почвогрунтов участвует в развитии некоторых форм эрозионного микрорельефа степного Забайкалья. Известно, что наиболее благоприятные условия для трещинообразования возникают при наличии свободной вертикальной поверхности, от которой процесс распространяется вглубь грунтового массива [Достовалов, 1952]. В изучаемом районе такие условия отмечаются в вершинах и на склонах промоин, береговых склонах рек и временных водотоков. Ежегодное растрескивание почвогрунтов вдоль этих уступов приводит к их интенсивному разрушению. Вокруг промоин трещины располагаются концентрически, к концу промерзания ширина их увеличивается и они забиваются снегом. При снятии температурных напряжений во время протаивания влажные блоки почвогрунтов оплывают по трещинам, которые летом используются ветровой и водной эрозией. Поскольку разрушение вершин промоин происходит отдельными блоками, они имеют фестончатую конфигурацию. Аналогично разрушаются и береговые склоны.

Морозобойные трещины определяют положение и размеры микроформ пучения – мерзлотных сальз и туфуров, распространенных в степях Даурии. Следует отметить, что при образовании мерзлотных сальз морозобойные трещины сочетаются с трещинами усыхания, и трудно сказать, какие возникают раньше.

Пучение грунта в степном Забайкалье

Типы бугров пучения. Пучение грунта относится к процессам местного перемещения вещества [Суходровский, 1979]. Бугры пучения в степном Забайкалье распространены широко. Е.А. Втюрина [1962] связывает их развитие в районе с деградацией многолетней мерзлоты. Глубокое летнее протаивание грунтов района благоприятно для сезонного пучения, многолетние же бугры встречаются редко. Это отличает Даурию от районов мелкого протаивания и значительного увлажнения, где преобладают многолетние бугры пучения значительной высоты (8–20 м).

В степях Даурии выделяется два типа бугров пучения: бугры гидродинамического давления открытых систем и бугры гидростатического давления замкнутых систем. Формирование бугров гидродинамического давления открытых систем косвенно предопределено тектоникой. В их образовании принимают участие подземные воды, которые выходят по тектонически ослабленным зонам, разломам и трещинам [Толстихин, 1932]. Особенно много бугров гидродинамического давления в западной части района в пределах Агинской плиты [Воскресенский и др., 1965]. Тектонические разломы приурочены к наиболее низким участкам Торейско-Чиндантского структурного шва, соединяющего отдельные блоки Агинской плиты. Эти участки в течение длительного времени (со средней юры) заполняются рыхлыми отложениями, максимальная



Рис. 2.29. Общий вид гидролакколита в пади Тимошкина
(март 1977 г.; фото О.И. Баженовой)

мощность которых 64 м. Подземные воды района питают многочисленные бессточные озера, реки и временные водотоки, поэтому бугры пучения расположены здесь в озерных котловинах, долинах и обводненных падах.

В горной части Борзя-Аргунской морфоструктурной области выходы подземных вод приурочены к трещиноватым зонам в пликативных дислокациях. На Нерчинском хребте развиты трещинные воды интрузивных образований [Ильинский, 1969]. Воды напорные и безнапорные образуют около 350 родников. Дебит родников подножий склонов и долин зимой увеличивается за счет промерзания верхних родников. Дебит водообильных источников Восточного Забайкалья изменяется от 1 до 20 л/с [Толстихин, Обидин, 1936]. В пределах хребтов распространены бугры подножий склонов.

При промерзании сквозных таликовых зон выходов подземных вод в результате сильного гидродинамического напора происходит инъекция льда в верхние горизонты грунта. Возникает сезонный бугор пучения с ледяным ядром, названный Н.И. Тостихиным [1932] гидролакколитом. Гидролакколиты в степях Даурии характеризуются значительной высотой (3–5 м) и вытянутой формой (рис. 2.29).

Гидролакколиты днищ падей, как правило, располагаются у подножий склонов южных экспозиций. Они вытянуты с севера на юг или с северо-запада на юго-восток. Обычно северные склоны гидролакколитов значительно круче южных, что связано с небольшим смещением на север головки родника по мере его промерзания. В строении гидролакколитов участвуют супесчаные и песчаные водоносные отложения. Вокруг источников вследствие боковой миграции воды в поверхностных водоносных отложениях формируются многолетнемерзлые породы. К ним приурочены грунтовые бугры пучения с большим количеством сегрегационного льда. Их высота определяется суммарной мощностью ледяных прослоев, которая в Даурии не превышает 1,0–1,5 м.

Гидролакколиты днищ падей иногда мигрируют, причем чем теплее год, тем дальше от головки родника располагается бугор, в холодные же годы талик сильно промерзает, ширина его уменьшается и гидролакколиты примыкают к источнику. Миграция бугров приводит к значительному переформированию рельефа днищ падей. Так, в пади Засулан, расположенной в юго-западных отрогах Нерчинского хребта, пучение грунта сочетается с развитием наледи, объем льда которой достигает 40 тыс. м³. Кроме того, подножье уступа педимента, у которого расположена наледная поляна, ежегодно занято снежником мощностью 80–130 см. Поскольку источники подземных вод Забайкалья смещаются на север [Мудров, 1962], комбинированное воздействие нивации, пучения грунта и наледообразования приводит к интенсивному разрушению подножья педимента. В пределах Нерчинского хребта такой механизм отступления уступов педиментов широко распространен (пади Эки-Булак, Тимошкина, Холмогоры и др.).

В руслах рек бугры гидродинамического давления имеют некоторые особенности. Здесь формируются два вида бугров, располагающихся группами вдоль русла реки: наледные и гидролакколиты. Длина таких участков на р. Борзе более 0,5 км, а в русле р. Шарасун пучение происходит на всем ее верхнем течении. Ширина русла р. Шарасун от 3 до 10 м. Выделяется 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. Сложены бугры наледным льдом [Фриш, 1966].

Нами изучено строение наледного бугра на р. Борзе в 600 м выше гидропоста г. Борзи в апреле 1977 г. Бугор вытянут вдоль русла на 70 м, ширина его 15–20 м, а высота в центральной части – 4,5 м (рис. 2.30). Бугор разбит густой сетью трещин шириной до 50 см, глубиной 70–90 см. Лед в отвесных стенках трещин столбчатой структуры, характерной для наледей подземных вод [Мудров, 1962]. Длина ледяных игл не превышает 20 см, ширина их 2–3 см. Дно трещин покрыто песком, гравием и мелкой галькой мощностью 2–3 см.

На поверхности соседнего бугра при таянии обнажались прослой крупнозернистого песка и гравия, следовательно, образование наледных бугров сопровождается 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 на большие расстояния.

Развитие наледных бугров в степном Забайкалье приводит к интенсивному переформированию береговых склонов русла на участках, занятых буграми. Склоны приобретают ступенчатый профиль в результате оплывания и оседания блоков грунта по морозобойным трещинам. Выделяется два периода интенсивного разрушения склонов. Первый отмечается при образовании наледных бугров, когда напорная вода проникает в трещины, по которым блоки грунта оползают на наледный бугор. Это явление наблюдала Э.В. Фриш [1966]



*Рис. 2.30. Ледяной бугор пучения в русле р. Борзи
(март 1977 г.; фото О.И. Баженовой)*

в конце декабря 1962 г. Такие блоки-«отторженцы» вмерзают в бугор, а весной при таянии разрушаются. Второй период наблюдается весной и летом, когда наледные бугры разрушаются. Из трещин летом вымывается мелкозем, глубина размывов достигает 0,3–0,5 м.

Гидролакколиты, как правило, сопутствуют наледным буграм и располагаются ниже по течению реки. Длина их 80–120 м, ширина не более 15–20, высота 1,5–2,0 м. Возникновение гидролакколитов связано с подрусловыми грунтово-фильтрационными зонами, которые исчезают при смыкании сезонной и многолетней мерзлоты. Рост бугров при этом прекращается.

Образование бугров гидростатического давления связано с промерзанием замкнутых систем. В степном Забайкалье распространено два типа таких систем – подозерные несквозные талики и микросистемы, боковое ограничение которых создают трещины усыхания и морозобойные, а нижнее – многолетне-мерзлые и водонепроницаемые породы.

Промерзают микросистемы сверху и сбоку, со стороны трещин, по которым опускается холодный воздух. Под гидростатическим давлением происходит внедрение в дерновый покров супесчано-суглинистых хорошо увлажненных отложений. При этом возникают небольшие бугорки-туфуры, описанные в Монголии В.Л. Суходровским [1974]. В степном Забайкалье высота туфуров не превышает 30–40 см, а диаметр 1,5–2,0 м. Они отделены друг от друга узкими хорошо увлажненными понижениями, часто с обрывистыми бортами. Туфуры широко распространены в днищах узких падей Нерчинского хребта – Чеморостуй, Засулан, Холмогоры, Бургутан, Цурагуй, урочище Манган-Торум. Иногда они встречаются в устьях падей и по берегам озер в западной части района.

В озерных котловинах образуются два вида бугров пучения – гидролакколиты и мерзлотные сальзы. Первые связаны с промерзанием всего озерного талика как единой системы, вторые – с неравномерным промерзанием отдельных частей талика, разделенного трещинами усыхания и морозобойными. 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. Поскольку озера, по берегам которых развиваются бугры пучения, горько-соленые, к фронту промерзания подтягивается разжиженный сильно минерализованный грунт – гажа. Высокая минерализация воды в той или иной степени препятствует ее замерзанию. Гидролакколиты распространены на побережье озер Бол. и Мал. Чиндант, Барун-Торей, Икэ-Цаган-Нор, Багча-Нор, Бабай, Монгу-Туй, Илин-Торум, Борзинского. На оз. Бол. Чиндант в 0,5 км к северу от активно развивающегося сезонного гидролакколита прослеживается цепочка термокарстовых воронок диаметром 3–5 м, развитых в деградированных буграх.

Мерзлотные сальзы высотой до 0,5 м формируются на пойме, а также на дне озер в годы, когда они пересыхают. Процесс образования мерзлотных сальз сходен с формированием туфуров, только к фронту промерзания подтягивается гажа. При сильном гидростатическом напоре кровля иногда прорывается и грязь вытекает на поверхность бугра, летом кровля обсыхает. Мерзлотные сальзы встречаются на юго-восточном побережье оз. Бол. Чиндант, на берегах озер Зун-Торей и Барун-Торей, на побережье озер Урулунгуевской впадины. Следы мерзлотных сальз 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. Вынесенные на поверхность соли в сухие годы развеиваются и выносятся за пределы котловины, при этом происходит ее углубление.

Во влажные годы, когда котловины заполнены водой, по берегам водоемов развивается нивация [Симонов, 1962]. Поскольку бугры гидродинамического давления получают для развития постоянную дополнительную энергию, у них больше высота (3–5 м) и льдистость отложений, чем у бугров замкнутых систем, высота которых 0,5–2,5 м.

Для юго-западной части района исследования типичны сезонные бугры пучения. К северо-востоку с увеличением мощности и льдистости многолетнемерзлых пород [Втюрина, 1959] количество сезонных бугров уменьшается, а многолетних – увеличивается. Развитие бугров пучения в степях Даурии способствует разрушению подножий склонов, расширению и углублению русел рек и озерных котловин.

Развитие бугров пучения выражается в смене их состояний, характеризующих возникновение, рост, деградацию и полное разрушение.

Нами с помощью круглогодичных полевых наблюдений изучен цикл развития гидролакколита, расположенного у северного борта котловины оз. Бол. Чиндант зимой 1975/76 г. (рис. 2.31, 2.32). Бугор вытянут с севера на юг на 120 м, ширина около 60 м, высота его от года к году меняется.

В начале промерзания (конец октября – ноябрь) вода изливается на поверхность и образует наледь. Все воронки и западины заполняются льдом. Рост бугра начался в декабре, когда промерзший слой грунта достиг 0,5–1,0 м и возник гидродинамический напор. В конце декабря высота гидролакколита составила 1,5 м (I стадия). Покрытая льдом поверхность бугра разбита множеством мелких морозобойных трещин. Дальнейшее промерзание грунта сопровождалось ростом бугра.

При смыкании сезонной и многолетней мерзлоты по краям талика грунты становятся достаточно жесткими, что препятствует их изгибанию. При промерзании грунта до критической глубины пучение прекращается. Вследствие увеличения гидродинамического давления происходит разрыв верхних слоев грунта и ледяного ядра по осевой части гидролакколита (II стадия). Ширина трещины разрыва в 1976 г. варьировала в пределах 23–30 см при максимальной глубине 176 см. Ширина таких трещин иногда достигает 80–100 см.



Рис. 2.31. Вершина гидролакколита (северный берег оз. Бол. Чиндант, апрель 1976 г.; фото О.И. Баженовой)

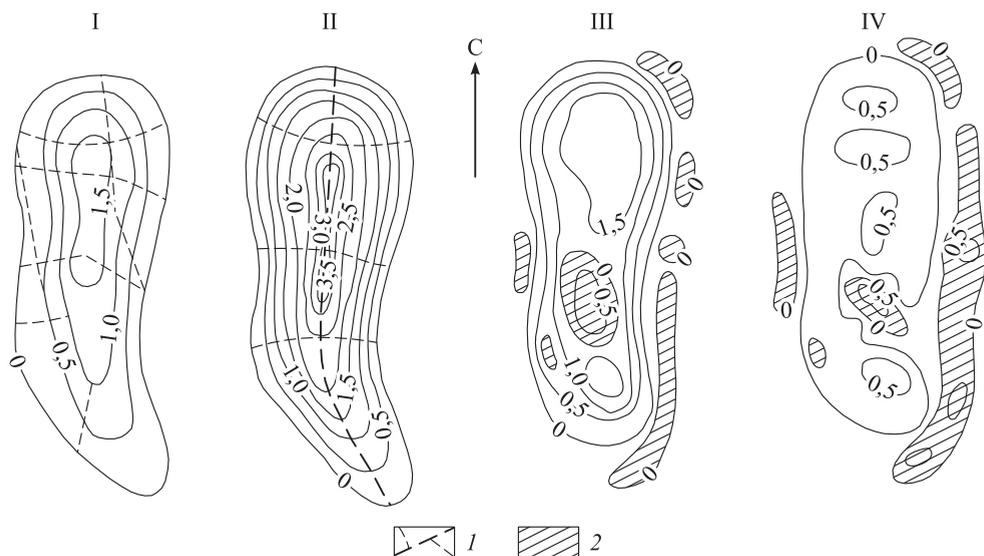


Рис. 2.32. Стадии развития Северо-Чиндантиского гидролакколита.

I – рост (23 декабря 1975 г.), II – максимальное развитие (3 апреля 1976 г.), III – деградация (20 мая 1976 г.), IV – полное разрушение (22 июня 1976 г.).

1 – трещины; 2 – термокарстовые воронки и западины. Горизонталы проведены через 0,5 м (по: [Баженова, 1978])

По трещине поднимается вода, которая может изливаться на поверхность бугра и формировать наледь или замерзает в трещине. Затем в старой трещине возникает новый разрыв, вновь поднимается вода и замерзает. Этот процесс может повторяться неоднократно, пока внешние факторы не выведут систему из состояния динамического равновесия между гидродинамическим давлением (пучением) и разрывными напряжениями (наледообразованием). Таким образом, рост гидролакколитов в высоту ограничен даже в условиях высокого давления. Поэтому гидролакколит можно отнести к саморегулирующейся форме рельефа.

Динамическое равновесие нарушается в результате смен отрицательных температур воздуха положительными (конец марта). Начинается протаивание грунта и нисходящее развитие гидролакколита (III стадия). Вначале стивает верхний ледяной слой, затем разрушение бугра продолжается от центральной трещины к периферии. Ледяное ядро вытаивает крайне медленно. По мере вытаивания его по краям трещины блоки переувлажненного грунта оплывают в образовавшуюся воронку. В июне высота бортов центральной воронки над уровнем воды составляла 50–60 см. Кроме центральной воронки наблюдались боковые термокарстовые полости диаметром и глубиной около 1 м. Наиболее интенсивно разрушалась южная часть бугра. Так, 4 июля 1976 г. в северной части воронки лед залегал на глубине 45 см, а в южной – 92 см. Температура воды соответственно была 0,6 и 1,2 °С. В июле в связи с увеличением скорости протаивания грунта и отепляющим влиянием талой воды разрушение бугра ускоряется. С 26 июня по 11 июля край льда в воронке



Рис. 2.33. Термокарстовая воронка, образованная при разрушении гидролакколита в пади Батуй (август 2015 г.)

отступил на 8–9 м, т.е. на 50–60 см в сутки, и началось разрушение гидролакколита сверху по всей поверхности бугра. Гидролакколит оседает. Вода, стекающая с бугра, теплит льдосодержащие грунты окружающих понижений. Величина термокарстовых просадок достигает 1 м. Развитие гидролакколита заканчивается воронкой (IV стадия).

Таким образом, гидролакколит – форма рельефа инверсионная. Следы пучения широко распространены в днищах падей (рис. 2.33), что свидетельствует о большом влиянии криогенных процессов на динамику современного рельефа.

Интенсивность пучения от года к году меняется вследствие изменения количества тепла и влаги. Высота бугров зависит от влажности года, предшествующего периоду пучения, поэтому колебания интенсивности криоморфогенеза должны отражать цикличность в изменении осадков с запаздыванием в один год. За период 1962–1980 гг. отмечалось несколько всплесков активизации пучения. Так, зимой 1962/63 г. отмечались необычайно интенсивное пучение грунта и развитие наледей в местах, где их не было 10–15 лет [Фриш, 1966], так как 1962 г. был экстремально влажным и годовая сумма осадков составила 411 мм [Мартыанова, 1975]. Следующая активизация мерзлотных процессов, хотя и не такая значительная, наблюдалась зимой 1967/68 г., которой предшествовали годы с увлажненностью, превышающей среднюю многолетнюю величину (290–320 мм). В период наших наблюдений с 1975 по 1977 г. пучение протекало также неравномерно (табл. 2.4).

С 1974 г. происходит увеличение увлажненности степного Забайкалья по сравнению с 1971–1972 гг., когда годовое количество осадков составляло всего 150–210 мм. С 1975 г. на реках Борзя, Ага и Онон отмечается массовое развитие наледных бугров. Наибольшей величины пучение достигало в 1976 г. (см. табл. 2.4), сумма осадков в предшествующий 1975 г. составляла 354 мм.

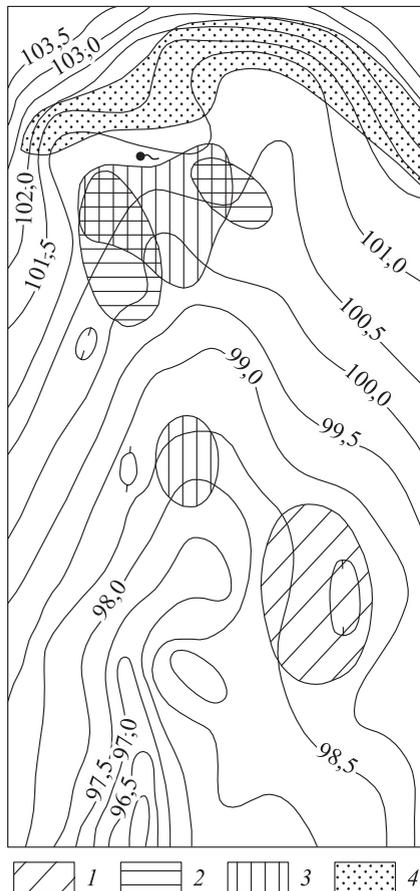
Наиболее благоприятны для пучения холодные годы (1962, 1963, 1976). Температурный режим влияет также на скорость роста и разрушения бугров,

Размеры бугров пучения

Местонахождение бугра	Год	Высота, м	Длина, м	Ширина, м
Река Шарасун	1975	1,5	20	9–10
	1976	4,0	78	30
	1977	2,0	50	24
Падь Засулан	1975	1,5	30	22
	1976	3,5	80	50
	1977	2,0	85	55
Котловина оз. Бол. Чинданти	1975	3,0	72	49
	1976	3,0	120	58
	1977	2,0	120	60

их пространственное расположение. Так, в пади Засулан (рис. 2.34) в холодный 1976 г. гидролакколит располагался непосредственно у источника, а в теплые 1975 и 1977 гг. он находился на некотором расстоянии от родника. Четкая пространственная дифференциация плановых смещений положения бугров пучения в разные годы способствует расширению зон мерзлотных забоев у подножий уступов склонов и активному формированию (расширению) педиментов.

Взрывы гидролакколитов. Один из оригинальных механизмов транспортировки вещества в степном Забайкалье связан с взрывами гидролакколитов. Эти процессы в районе широко распространены, чаще всего их очевидцами были 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. Взрывы сопровождаются сильным звуком, напоминающим орудийный выстрел, который слышен в радиусе 7–10 км [Петров, 1930; Стругов, 1955]. При этом возникают новые формы рельефа, представленные воронками – кратерами взрыва. Диаметр воронок



Взрывы гидролакколитов. Один из оригинальных механизмов транспортировки вещества в степном Забайкалье связан с взрывами гидролакколитов. Эти процессы в районе широко распространены, чаще всего их очевидцами были 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. Взрывы сопровождаются сильным звуком, напоминающим орудийный выстрел, который слышен в радиусе 7–10 км [Петров, 1930; Стругов, 1955]. При этом возникают новые формы рельефа, представленные воронками – кратерами взрыва. Диаметр воронок

Рис. 2.34. Положение гидролакколита в пади Засулан в разные годы: 1 – 1975, 2 – 1976, 3 – 1977; 4 – снежник (по: [Баженова, 1978])

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 [Петров, 1930]. 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 и глубиной 4 м. [Стругов, 1955]. 24 мая 1964 г. в 14 часов по местному времени А.Н. Складневская наблюдала взрыв крупного гидролакколита, взрыв был слышен на расстоянии до 6 км [Богомолов, Складневская, 1969]. 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 м 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 2,0 × 1,5 × 0,7 м, образовалась продолговатой формы воронка, длина которой 15 м, ширина 2–4 и глубина 2 м.

В долине р. Урейки (левый приток р. Акши) 20 июля 1964 г. в 1 км к северо-западу от минерального источника Нижнего Урейского Н.С. Богомоловым наблюдался взрыв гидролакколита, ширина основания которого была 18–20 м, высота 0,8–1,0 м. Гидролакколит разорвался с грохотом, после которого последовало шумное извержение громадного количества воды в виде столба размером 3,0 × 2,5 × 1,7 м с дебитом 12 м³/с, продолжавшееся 15 минут [Богомолов, Складневская, 1969]. 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.

2 августа 1968 г. сотрудники Харанорского физико-географического стационара Института географии СО РАН обследовали место взрыва гидролакколита, случившегося в этот день утром в вершине пади Черноозерской. При этом высота фонтана воды составляла 10 м, а температура воды не превышала 0,3 °С. Была обнаружена воронка диаметром около 11 м, к югу от которой отмечались следы размыва и переотложения грунта. После 1969 г. в этой пади взрывов бугров не наблюдалось, а о том, что они тут были, свидетельствуют многочисленные воронки округлой формы диаметром до 10–15 м.

Эти примеры демонстрируют значительный вклад взрывов гидролакколитов в миграцию вещества в степях Даурии. Он будет особенно заметным, если учесть, что в геологическом масштабе времени такие взрывы представляют собой обычное рядовое периодически повторяющееся событие.

Наледные процессы. Интенсивность наледообразования в Даурии возрастает с юго-запада на северо-восток [Втюрина, 1961]. В западной части района объем льда в наледях в разные годы меняется от 6 до 40 тыс. м³ (падь Сред-

Таблица 2.5

**Размеры родниковых наледей в разные годы в пределах Нерчинского хребта
(по: [Баженова, 1980])**

Местоположение	Год	Длина, м	Средняя ширина, м	Средняя мощность, м	Объем льда, м ³
<i>Юго-западные отроги Нерчинского хребта</i>					
Падь Тимошкина	1975	87	43	0,50	1900
	1976	450	26	0,83	9700
	1977	220	140	0,60	6600
	1978	200	55	0,90	9900
Падь Засулан	1975	250	40	0,25	2500
	1976	650	100	0,60	39 000
	1977	260	70	0,45	8200
	1978	340	130	0,70	30 900
Падь Средние Икири	1976	750	115	0,40	34 100
	1977	550	36	0,30	5900
	1978	300	110	0,70	23 100
Падь Ближние Икири	1976	1000	12	0,35	4200
	1977	175	100	0,35	6200
	1978	200	70	0,60	8400
<i>Центральная часть Нерчинского хребта</i>					
Падь Эки-Булак	1977	800	700	1,20	672 000
	1978	550	360	1,00	198 000
Ключ Солдатский	1978	480	300	1,10	158 400
Село Васильевский Хутор	1978	600	150	0,80	72 000

ние Икири), а в северо-восточной – от 600 до 1000 тыс. м³ (падь Эки-Булак). Так, в пределах Нерчинского хребта размеры наледей увеличиваются от его юго-западной окраины к центру (табл. 2.5).

Родниковые наледи имеют хорошо выраженное ложе (рис. 2.35). Расширение наледных полей идет за счет морозобойного растрескивания и термокарстовых просадок по краям полей. При разрушении наледи с водой выносятся мелкозем (рис. 2.36) – ложе наледи углубляется.

В речных долинах наледный процесс ограничен только формированием ледяных бугров в руслах. Грунтовые наледи (надмерзлотных вод) распространены также незначительно. Активизация формирования грунтовых наледей происходит только в годы повышенной увлажненности, когда наблюдается подъем грунтовых вод. Так, Э.В. Фриш [1967] приводит результаты режимных наблюдений за наледообразованием в пади Веснянка (I ключевой участок Харанорского стационара) в 1962 и 1963 гг. Образование наледи здесь началось 31 октября, когда в нижних частях склонов появились ледяные куполки высачивания верховодки высотой до 30 см, в диаметре до 50 см. Подножья куполков сливаются. Наледь интенсивно увеличивается и занимает все днище и нижние части склонов. В середине ноября прекратился рост наледи в длину,



Рис. 2.35. Общий вид наледной поляны в пади Средние Икири. Наледь почти стаяла (конец мая 1976 г.; фото О.И. Баженовой)



Рис. 2.36. Прибортовая часть ложа наледи в пади Тимошкина через несколько дней после разрушения наледи (конец мая 1976 г.; фото О.И. Баженовой)

мощность же льда продолжала увеличиваться и достигла 80 см к началу таяния (март). Полностью наледь стаяла 15 мая. Э.В. Фриш [1967] указывает на развитие наледей в это же время в соседних с Веснянкой падах, в частности пади Южной, где наледное поле исчезло лишь 11 июня. Наледные процессы в 1962–1963 гг. в днищах указанных падей подавили развитие лугово-степной растительности, которая была заменена вейником. После 1963 г. формирование грунтовых наледей в пади Веснянка больше не происходило.

Иногда наледные процессы в районе принимают такой размах, что человеку приходится их регулировать. Усиление хозяйственной деятельности человека в степном Забайкалье привело к возникновению техногенных наледей (пос. Кличка, г. Краснокаменск и др.) значительной длины (2–3 км).

В целом благодаря криогенным процессам в степях Даурии формируются участки кумуляции энергии рельефообразования, представляющие собой мерзлотные забои. В этих зонах уступы склонов активно отступают, а ниже расположенные площадки склонов-педиментов выполаживаются. Процессы способствуют развитию педиментов.

2.4. ЗООГЕННАЯ МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА

К числу особых механизмов перемещения вещества в степях относится деятельность норных животных. Степи – особые области для зоогенного морфолитогенеза, здесь «большинство относительно мелких животных ведут норный образ жизни, что и побуждает их производить воистину колоссальную работу по переработке поверхностного грунта с формированием специфического зоогенного микрорельефа» [Болысов, 2007, с. 70]. В степи наиболее многочисленными и широко распространенными зоогенными формами микро- и нанорельефа являются микрохолмики (аккумулятивные формы) и разнообразные норы и норки (денудационные) формы, создаваемые грызунами, насекомоядными, некоторыми насекомыми в процессе создания ими своих жилищ и при добыче пищи. По мнению С.И. Болысова, биота может менять характер и интенсивность абиогенных процессов на 1–3 порядка, вплоть до их блокирования или инициации, либо к изменению спектра основных геоморфологических процессов [Болысов, 2015].

Изучение роли животного населения как фактора рельефообразующей деятельности проводилось авторами на Харанорском физико-географическом стационаре Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН с 1977 по 1995 г.

Установлено, что роющая деятельность животных в степных условиях Даурии отличается большим разнообразием. При этом зоогенной миграцией охвачены даже речные долины и пади временных водотоков. Наиболее крупные зоогенные формы рельефа создают здесь сурки (тарбаганы) (*Marmota sibirica* Radde, 1862). **Монгольский сурок** – самый крупный вид грызунов Забайкалья. Ареал обитания – низкотравные мелкодерновинно-злаковые, пижмовые, разнотравно-тырсовые, типчаково-разнотравные степи.

Тарбаган считается фоновым видом в центрально-азиатских степных геосистемах. Так, наибольшее число входных отверстий в бутанах на Харанорском ключевом участке находилось в пижмовой степи северного склона и составляло более 20 шт. на 1 га [Шведов, 1970]. В других фациях полигона обнаруживалось от 8 до 18 входных отверстий. Однако в связи с гибелью сурков во время противочумных мероприятий в середине прошлого столетия, неконтролируемой охотой, распашкой территории их численность значительно сократилась. На ключевом участке и до настоящего времени они не встречаются. Все бутаны заросшие и нежилые.

На сегодняшний день примерное количество тарбаганов на юго-востоке Забайкальского края составляет 3300–4100 семей, или примерно 9200–11 500 особей старше года, а с учетом сеголетков до 20 000 особей [Баженов, 2019]. В регионе выделяют три основных участка относительно высокой численности вида: Нерчинский хребет у государственной границы с Монголией,



Рис. 2.37. Тарбаганы на вершине жилого бутана в Онон-Аргунской степи (фото И. Алексеевой)

горный массив Адун-Челон и верхнее течение р. Борзи. Так, в окрестностях оз. Зун-Торей (преимущественно к северо-востоку от него) учтено 75–85 семей, столько же в распадках горного массива Адун-Челон. Сейчас идет постепенное увеличение численности сурков, особенно на ООПТ, в заповедниках и заказниках «Среднеаргунский», «Даурский», «Долина дзерена» и др.

Тарбаганы зверьки колониальные, живут большими семьями на площади от 3 до 6 га, но при неблагоприятных условиях будут жить на 1,7–2,0 га. У тарбаганов имеются три типа нор: зимовочные, летние и защитно-кормовые. Они располагаются диффузно, т.е. равномерно. Норы (у каждой семьи своя) используются многими поколениями сурков. Они глубокие, до 3–5 м, общая длина ходов до 30–50 м с одной большой камерой [Шведов, 1970]. У нор, которыми монгольские сурки пользуются годами, вырастают большие холмы – бутаны из выброшенного мелкозема с включением обломочного материала. Их размеры: высота 0,5–1,0 м, в поперечнике 8–10, иногда до 20 м, объем от 10–15 до 30–70 м³. Вершина жилого бутана у норы представлена разрыхленным мелкоземом с включением обломочного материала, травостой выбит (рис. 2.37). Во временные водотоки и эоловые потоки попадают частицы грунта с верхушки жилого бутана. С разрыхленных поверхностей бутанов может удаляться до первых сантиметров грунта. Таким образом, тарбаганы, с одной стороны, создают зоогенные формы рельефа, с другой – увеличивают поступление рыхлого материала в литопотоки на склонах.

Нередко бутаны густо покрывают огромные пространства, придают степи волнистый характер. Ландшафтное значение деятельности тарбагана чрезвычайно велико. Зброшенные бутаны создают внутривидовую сложность, отличаются от окружающей степи своеобразными растительными группировками и др.

Своеобразный нанорельеф создает **цокор** (*Myospalax*), который относится к роду хомяковых [Баженов, 2012]. Он ведет исключительно подземный об-

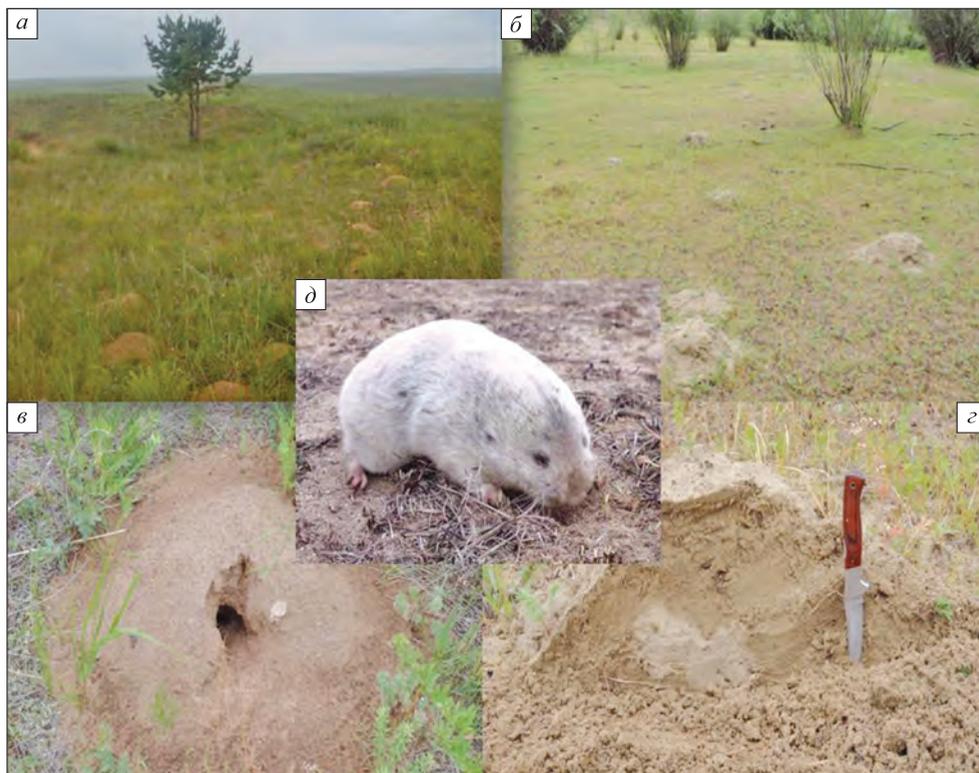


Рис. 2.38. Выбросы цокора (д) на пойме Онона (б) и у с. Буйлэсан (юг Забайкалья) (а), один из выходов (в) и разрез кучки (г)

раз жизни. Этот вид распространен в пределах Южного и Юго-Восточного Забайкалья, на северо-востоке Монголии, в бассейне р. Онон. Ареал обитания – разотравные луга на поймах рек на луговых почвах, в злаковых и разнотравно-злаковых степях с супесчаными и легкосуглинистыми почвами. В Забайкалье обитают три вида цокоров: даурский (*M. aspalax*), маньчжурский (*M. psilurus*) и Арманда (*M. armandii*) [Павленко и др., 2014] Цокор Арманда встречается в поймах малых рек, стекающих с Кличкинского хребта. Даурский цокор обитает в пойме Онона у с. Нижний Цасучей. Следы жизнедеятельности цокора нами наблюдались в августе 2015 г. также у с. Буйлэсан в приграничье с Монголией (рис. 2.38). На поверхности кучек были видны следы последнего дождя. Пик роющей деятельности животного приходится на весну и продолжается до осени. Норы цокора имеют два яруса. Верхний – сложная система кормовых ходов. На поверхности он отмечен кучками земли. Кормовые ходы находятся на глубине до 20 см, их диаметр – от 4–5 до 10–12 см. Протяженность поверхностных ходов 150–300 м, средний диаметр выбросов 30–55 см, высота кучек 20–30 см (рис. 2.38). В дальнейшем рыхлый материал со свежих кучек размывается во время летних ливней или уносится сильными ветрами. Со временем кочки зарастают, создавая своеобразный кочкарный микрорельеф.

Нижний ярус с гнездовыми камерами располагается на глубине 1,0–2,5 м. В последние годы численность цокора уменьшается, ареал сокращается из-за истребления зверьков на сельскохозяйственных угодьях (перевыпас скота, распашка), общего усиления антропогенного пресса [Баженов, 2012].

В степях большую роль по выносу рыхлого материала на поверхность выполняют **суслики** (*Citellus*). Сусликовины имеют обычно диаметр 0,5–1,0 м, реже около 3 м; высоту – 03–05, иногда до 1 м (рис. 2.39, а). Плотность населения сусликов в степях существенно различается. На исследуемой территории встречаются даурский суслик (*Spermophilus dauricus* Brandt, 1844) и длиннохвостый суслик (*Spermophilus undulatus*).

Даурский суслик населяет полынные и дерновинно-злаковые степи. Предпочитает антропогенно-нарушенные геосистемы: пастбища, выгоны, обочины дорог и др. Наибольшая численность даурского суслика на Харанорском полигоне в отрогах Нерчинского хребта наблюдалась в вострещово-тырсовой степи южного склона – 0,5 особей/га [Шведов, 1970]. Длиннохвостый суслик там встречался крайне редко.

Норы в различных частях ареала суслика различаются по строению. Типичны норы с 1–3 входами, перед входом старой норы бывает бугор площадью до 2 м². Наклонный ход длиной до 12 м (обычно 3–4) делает несколько поворотов и на глубине 1–3 м заканчивается гнездовой камерой диаметром 25–30 см с подстилкой из травы и листьев. Обычно перед самой камерой ход резко сворачивает вверх (защита от затопления). Несколько боковых ходов ведут к камерам-кладовым с запасами корма. Обычно зверьки каждый сезон перестраивают свою нору или роют новую по соседству со старой, образуются зоогенные пятна.

Даурский суслик часто селится в бутанах тарбаганов, в норах даурской пищухи. Норное отверстие относительно небольшое, глубиной 1,5–2,0 м, без земляного выброса и вертикальных ходов, с одним входом глубиной от 70–80 см до 1,5–2,0 м. Ход с резкими изгибами и несколькими отнорками заканчивается гнездовой камерой диаметром 15–16 см. В местах со скальным грунтом норы сусликов способствуют проникновению воды к поверхности скалы, что вызывает ее постепенное разрушение и развитие почвенного слоя. Иногда зверьки устраивают в верхней части норы, в конце короткого отнорка, еще одну камеру – спасательную. В ней суслик отсиживается, если в нору попадает вода.

В Даурской степи среди **мелких грызунов** наиболее многочисленной на полигоне была узкочерепная полевка (*Microtus gregalis* Pallas, 1779). Максимальная ее плотность была зафиксирована в пижмовой степи северного склона и в фации днища пади – до 8 особей/га. В Даурском заповеднике узкочерепная полевка является обычным, а в отдельные годы многочисленным видом – 5–10 особей/га [Баженов, Кирилук, 2012]. В районе Торейских озер встречаются колонии когтистой песчанки (*Meriones unguiculatus* Milne-Edwards, 1867). Обычно плотность их нор достигает 10–30 особей/га [Баженов, Кирилук, 2012].

Монгольские полевки (*Microtus mongolicus* Radde, 1861), или восточные полевки, встречались в фациях днища пади Харанорского участка редко, но регулярно. Они и в Даурском заповеднике обычные или редкие виды в зависи-



Рис. 2.39. Следы деятельности сусликов (а), мышей (б) и муравьев (в) на поверхности степных склонов

мости от гидроклиматических условий лет наблюдений. Встречаются на различных участках заповедника с луговой растительностью. В Цасучейском бору монгольская полевка обычна на берегу оз. Бутывкен. В 2011 г. – многочисленный вид (более 100 особей/га) и на закустаренных старых гарях. На Торейских озерах наиболее многочисленна на лугах в поймах рек Ульдза и Ималка [Баженов, Кириллюк, 2012].

Полевки Брандта (*Lasiopodomys brandti* Radde, 1861) на Харанорском участке наиболее часто встречались в тырсово-пижмовой степи – 1–3 особи/га (рис. 2.39, б). В Даурском заповеднике они в отдельные годы крайне многочисленны на степных участках и на залежах к югу от Торейских озер и в Межозерье. Численность подвержена резким колебаниям. В 1996–2002 гг. полевка Брандта сохранялась лишь отдельными небольшими колониями-резерватами. Плотность в ключевых местообитаниях в годы с высокой численностью достигает 8–20 жилых нор на 1 га, а на отдельных участках в несколько раз больше.

Широко распространена в районе **пищуха даурская** (*Ochotona dauurica*) (сеноставка). Особенно предпочитает увлажненные геосистемы с высоким и густым травостоем – вострещово-тырсовые и разнотравно-тырсовые степные сообщества по днищам падей, где ее численность достигает 8–10 особей/га. Животное колониальное, роет норы со сложными разветвленными ходами. Глубина их 15–20 см. Одна семья может иметь до 20 выходов. Площадь территории, которую занимает одна семья, 25–35 м². Разрыхленный материал поступает в ливневые и эоловые потоки, а с ними в Торейскую котловину.

Немаловажную роль в выносе вещества на поверхность степных склонов выполняют **муравьи** (Formicidae) (рис. 2.39, в). В Даурских степях самый многочисленный вид *Formica candida*. Наибольшая плотность гнезд на солончаковых почвах, на которых они распределены мозаично: 0–10 холмиков на 1 м², на солонцах – 8–11 на 1 м², на каштановых почвах – 5–7 гнезд на 1 м² [Жигульская, 2009]. Внешняя часть гнезд имеет кратерообразный холмик 10–15 см в поперечнике и 2–4 см в высоту. Вес почвы, выброшенной муравьями на поверхность за сезон, составляет 1,4 кг/м² на солончаках, 0,6 на солонцах и 0,5 кг/м² на каштановых почвах.

В результате роющей деятельности муравьев происходит перемешивание почвы, ее разрыхление, увеличение порозности, улучшение аэрации, что приводит к смене растительности и может влиять на сдвиг в соотношении дернового и степного почвообразовательных процессов [Жигульская, 2009]. В середине лета, когда выпадают ливневые дожди, конусы интенсивно разрушаются. Муравьи являются важным агентом морфолитогенеза степных склонов.

Итак, в морфолитогенезе степей Даурии важную роль играют норные животные. Они выносят на поверхность рыхлый мелкозем, создают положительные и отрицательные формы рельефа, а также подготавливают материал для переноса другими рельефообразующими процессами (табл. 2.6). Отрицательные формы (норы) по времени существуют меньше, чем положительные. Норы засыпаются мелкоземом, особенно после того как они становятся нежилыми. Положительные наноформы рельефа существуют дольше – в течение нескольких сезонов, а иногда, даже заросшие, длительное время (десяtkи лет) читаются в рельефе.

Морфометрические характеристики зоогенных микроформ рельефа

Микроформы	Диаметр, см	Высота, см	Объем, м ³	Кол-во форм на 1 га	Материал	Автор
Буганы	500–800	50–150	9,4–72,0	10–20	Суглинок	Данные авторов
Кучки цокора	30–53	12–30	0,01–0,06	–	Песок	То же
Сусликовины	50–100	30–50	0,05–0,4	От 18–20 до 400	Суглинок	«
Земляные муравейники	10–15	2–4	0,0001–0,0007	От 5–7 до 10–12	Солончаки, солонцы, каштановые почвы	Жигульская, 2009

Для грызунов характерно локальное избирательное предпочтение форм рельефа (борта террас, поймы, вершинные поверхности, овраги, дороги и др.), где они имеют максимальную численность. В условиях открытых степных пространств животным характерна способность рыть норы и выбрасывать рыхлый материал на поверхность в виде разнообразных по форме кучек. Чем крупнее по размерам грызун, тем, соответственно, больше выбросы. Так, тарбаганы создают формы объемом до 10–72 м³, а значит, могут выносить 10–100 т/га мелкозема. В середине прошлого века они создавали своеобразный облик степи. Но в последние годы их численность значительно сократилась. Более мелкие животные (суслики, мыши) имеют большую численность и в связи с этим выносят на поверхность до 8–10 т/га. Выбросы из нор состоят из минерального субстрата до 80–95 % (суглинок, песок), включений обломочного материала – дресвы и щебня, растительных и органических остатков. Благодаря норной деятельности на поверхность выбрасывается значительное количество сухого, часто пылеватого рыхлого материала мощностью более 6–10 см и объемом от 0,0001 до 72 м³. Величина биогенной переработки материала от первых тонн на 1 га до 10–15 т/га, в малых эрозионных формах до первых сотен тонн на 1 га. Большое влияние оказывают мелкие животные на формирование литопочек на склонах.

Таким образом, роющая деятельность животных в степях Даурии является интенсивным геоморфологическим процессом, в годы экстремальной численности зверьков зоогенный снос соизмерим с другими процессами склоновой денудации.

2.5. АНТРОПОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В ДАУРСКОМ РЕГИОНЕ

Антропогенная деятельность оказывает прямое и косвенное воздействие на рельеф, изменяя механизмы рельефообразования, интенсивность процессов и площади их развития. Прямое воздействие вызывает коренное преобразование рельефа под постройками, дорогами, различными промышленными сооружениями и приводит к созданию рельефоидов – ям, канав, насыпей, выровненных

площадок [Евсеева, 2009]. Земли поселений занимают в Забайкальском крае менее 0,5 % площади [Регионы..., 2021]. В Даурии положение населенных пунктов определяется развитием добывающих отраслей промышленности, производством продукции сельского хозяйства, энергетики. Большое количество населенных пунктов приурочено к железной дороге, среди них города Борзя, Краснокаменск, поселки городского типа Приаргунск, Оловянная, Ясногорск, Забайкальск, имеется значительное количество сельских поселений.

В Даурии земли промышленности, энергетики, транспорта и иного несельскохозяйственного назначения составляют 3,1 %; находятся они за пределами черты населенных пунктов. На этих землях расположены предприятия горнодобывающей, топливно-энергетической отраслей промышленности, железные и автомобильные дороги, а также объекты и предприятия оборонного комплекса. Так, в Приаргунском районе основными отраслями промышленности являются топливно-энергетический комплекс (производство теплотенергии от Приаргунской ТЭЦ), развитый агропромышленный комплекс (сельское хозяйство специализируется на тонкорунном пастбищном овцеводстве и производстве зерна), а также горнорудная промышленность, связанная с добычей полиметаллических руд (Кличкинский рудник), бурого угля (Кутинский разрез). В Борзинском районе остается угледобывающая промышленность, главный источник угля – Харанорский угольный разрез. В Ононском районе ведущее значение в экономике района имеет сельское хозяйство. Среди земельных угодий преобладают пастбища и пашни. Основную часть денежных доходов обеспечивает выращивание зерновых и животноводство. Горный характер рельефа в значительной степени осложняет размещение площадок промышленного производства, прокладку и эксплуатацию дорог и линий связи. Земли промышленности включают территории, на которых расположены карьеры, отвалы, хвостохранилища, шламохранилища, золошлакоотвалы и пр. (рис. 2.40).

Вокруг населенных пунктов отмечается активизация экзогенного рельефообразования. Появляется множество рельефоидов, активизируется оврагообразование, дефляция, оползнеобразование (рис. 2.41).

К значительным нарушениям приводит сельскохозяйственная деятельность: распашка склонов, использование земельных угодий под пастбища. В Забайкальском крае земли сельхозназначения составляют 7,646 млн га, 17,7 % от общей площади, из них пастбища 4,482 млн га, пашни – 0,484 млн га [Государственный (национальный) доклад..., 2021].

Земли сельскохозяйственного назначения – самая ценная категория земель. Наибольшую площадь занимают сельскохозяйственные угодья в южных, остепненных районах края (табл. 2.7).

Распределение земель сельскохозяйственного назначения по угодьям свидетельствует о животноводческом уклоне сельскохозяйственного производства. Геоботанические обследования кормовых угодий в Онон-Аргунской степи (часть Нерчинской Даурии) показали, что около 30 % пастбищ находится на последних стадиях сбоя [Горшкова, Гринева, 1977]. При усиленной пастбищной нагрузке наблюдается коренная перестройка экологии степных сообществ и их структуры, меняются особенности микроклимата сообществ, происходит иссушение почв, резко возрастает нагревание поверхности почвы. На послед-

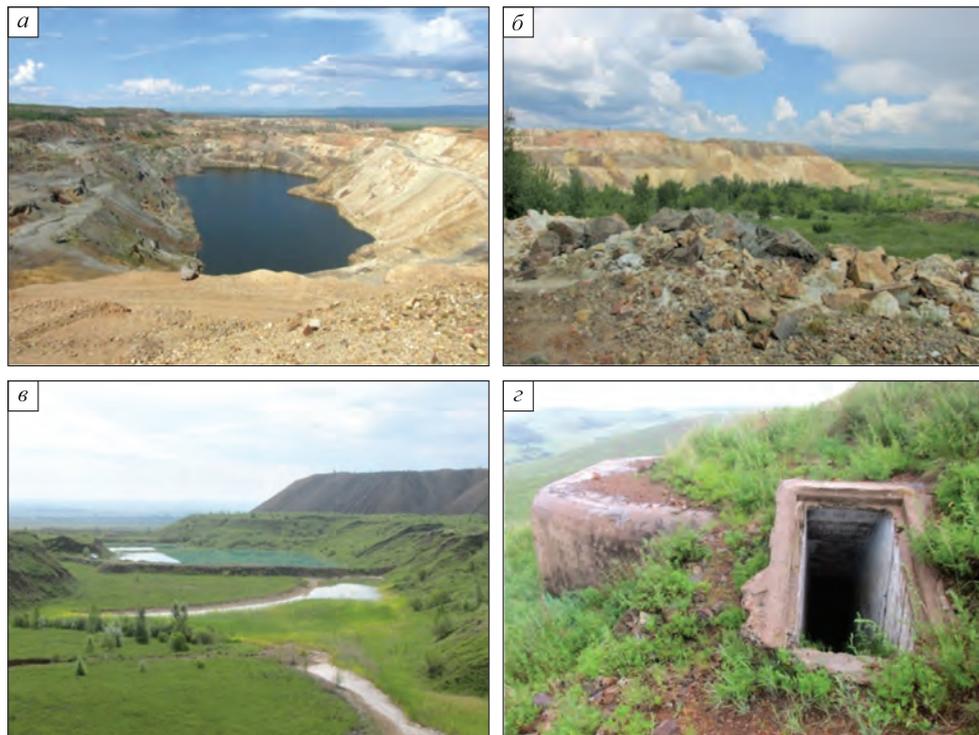


Рис. 2.40. Антропогенный рельеф Даурии: а – карьер Шерловая гора, б – отвалы, в – искусственная дамба в долине ручья и отвалы, г – сооружения оборонного комплекса



Рис. 2.41. Земли под населенными пунктами: а – Оловянная (свежий овраг на переднем плане), б – пос. Ясногорск Оловянинского района с ТЭЦ и искусственным озером

них стадиях пастбищной дигрессии, когда проективное покрытие уменьшается до 30 %, температура поверхности почвы может на 20–22 °С превышать такую в коренном сообществе [Горшкова, 1974]. Изменение микроклимата приводит к выраженному опустыниванию растительного покрова. Сообщества, формирующиеся на последних стадиях сбоя, состоят из типичных ксерофитов, уменьшается участие травянистых видов и злаков и увеличивается роль полукустарничков и кустарников, упрощается структура сообществ, укорачивается вертикальный профиль.

Характеристика структуры сельскохозяйственных угодий и виды деятельности в южных районах Забайкальского края

Муниципальный район	Площадь территории района, км ²	Площадь сельскохозяйственных угодий, км ²	В % от общей площади	Направление сельскохозяйственной деятельности
Борзинский	8848	6880	78	Разведение КРС, овец; производство пшеницы, овса (урожайность 26,9 ц/га)
Краснокаменский	5327,57	4764	89	Разведение КРС, овец; производство зерновых, рапса
Приаргунский	5185,6	3963	76	Тонкорунное пастбищное овцеводство; разведение КРС, свиней; производство зерна (пшеница, овес), рапса, подсолнечника
Забайкальский	5253,65	5024	96	Разведение овец
Ононский	6030	4402	73	Разведение овец, верблюдов, КРС, свиней; производство зерна

В Даурии доля посевных площадей от площади сельскохозяйственных угодий составляет 15–25 %, более половины пахотных земель эродировано. На протяжении последних десятилетий в составе земель доля пашен постоянно уменьшалась. Но в последние годы прослеживается тенденция к увеличению площади земель сельскохозяйственного назначения.

Растениеводство в Забайкальском крае ведется в сложных природно-климатических условиях, которые характеризуются недостаточной теплообеспеченностью, острозасушливым весенним и раннелетним периодом, малоснежной и суровой зимой, большими амплитудами колебания температур, разнообразием и специфичностью почв, повсеместным проявлением ветровой и водной эрозии. Все эти факторы ограничивают ассортимент возделываемых в Забайкальском крае культур.

Текущее состояние растениеводства в Забайкальском крае довольно сложное, использование такого ограниченного ресурса, как земли сельскохозяйственного назначения, не соответствует принципам рациональности, земли не рекультивируются и не восстанавливаются. Почвенные, геоботанические и другие специальные обследования в последние два десятилетия в Забайкальском крае не проводились [Доклад..., 2020]. Интенсивно снижается содержание питательных веществ в почвах, происходит их закисление, что также связано с истощительным использованием земель, прекращением в большинстве сельскохозяйственных предприятий внесения в почвы минеральных и органических удобрений, нарушением севооборотов, невыполнением почвозащитных, агрохимических и мелиоративных мероприятий.

Земледельческая эрозия почв – наиболее интенсивная из природно-антропогенных видов эрозии – является важным фактором экономики сельского хо-

зайства и экологии, способствуя загрязнению вод, развитию оврагов, ухудшению естественного плодородия и экологических функций почв [Литвин и др., 2021]. Так, из природных процессов, влияющих на качество и состояние земель в Забайкальском крае, наибольшее негативное влияние оказывает эрозия почв. По результатам почвенных обследований, проведенных в 2000 г., водной эрозии подвержено 631,7 тыс. га (11,7 %) площади сельскохозяйственных угодий, из них пашен – 321 тыс. га, ветровой эрозии – около 10 % угодий, из них 50 % пашен. Совместному воздействию водной и ветровой эрозии подвержено 299,3 тыс. га, или 5,6 % площади сельскохозяйственных угодий. Ветровая эрозия наиболее интенсивно проявляется в степных районах: Ононском, Агинском, Борзинском, Забайкальском и Краснокаменском. Водная эрозия активна на пахотных угодьях Балейского, Шелопугинского, Сретенского, Красночикои-ского и Карымского районов [Помазкова, 2010].

Отмечается устойчивая тенденция дегумификации почв пашен, ежегодная потеря гумуса на различных почвах составляет от 0,8 до 6,3 т/га. Уменьшению содержания гумуса способствуют главным образом сильные ветры и водные потоки, которые уносят гумусовые частицы почвы. Период наблюдений за смывом на пастбищных угодьях составляет 7–12 лет. Скорость смыва изменяется от 0,2 до 3,1 мм/год и зависит в первую очередь от состояния растительности [Титова, 1977]. Различия в интенсивности смыва почв на пастбищах, находящихся в одной стадии пастбищной дигрессии, связаны с геоморфологическими показателями – формой склона, его длиной и крутизной.

На распаханых склонах крутизной 3–5° во время сильных ливней вынос почвы с поля может достигать 240 м³/га. Образуется густая сеть струйчатых размывов глубиной до 30 см, протяженностью 150–200 м. Так, во время ливня 11 июля 1979 г., когда выпало 107 мм осадков с максимальной интенсивностью 2 мм/мин, на одном из полей на склоне крутизной 5–6° образовалось 10 промоин, направленных поперек пахоты через все поле. На заброшенных пашнях у ряда населенных пунктов (Цаган-Олуй, Нижний Цасучей, Усть-Борзя, Чиндант, Ясногорск и др.) сформировались пояса эрозии и бедленды («дурные земли»), где густота промоин и оврагов достигает 45–65 км/км². В конце XX в. бурное развитие овражной эрозии на ряде участков пашни привело к резкому увеличению числа оврагов и формированию новых участков бедлендов площадью 0,2–1,5 км². Кроме того, в Даурском регионе встречаются активные береговые овражные формы на бортах речных и озерных террас, склоновые – на участках с нарушенным почвенным покровом по колеям полевых дорог и вторичные донные промоины, и овраги в руслах временных водотоков, что следует учитывать при планировании современных систем землепользования.

Как было установлено ранее, Даурия относится к зоне интенсивной дефляционной денудации. Особенно сильно активизируются эоловые процессы вокруг населенных пунктов, расположенных на озерных и речных террасах, сложенных песком, где отмечаются большие площади нарушенных земель. Экстремальное проявление эоловых процессов в Даурии наблюдается в последние годы. Например, 29 апреля 2019 г. пыльная буря протяженностью более 150 км со скоростью ветра более 30 м/с накрыла Соловьевский, Борзинский, Оловянинский и другие районы, что привело к пожарам, сгорело с. Ималка.

В последнее время сокращается интервал между экстремальными эоловыми и флювиальными событиями, расширяется ареал проявления процессов и, следовательно, повышается риск их неблагоприятного влияния на окружающую среду. Природные предпосылки экстремального проявления процессов многократно усилены нерациональной хозяйственной деятельностью человека. В связи с этим Даурию следует считать регионом с низким показателем геоморфологической безопасности территории, а значит, рационально подходить к вопросам планирования хозяйственной деятельности и проведения серьезных природоохранных мероприятий. Для этих целей будут полезны представленные в табл. 2.8 результаты оценки риска развития опасных геоморфологических процессов в Даурском регионе.

Таблица 2.8

**Оценка риска развития опасных геоморфологических процессов
Даурского региона для целей хозяйственного использования**

Форма рельефа	Морфометрические параметры	Геоморфологические процессы	Риск, баллы	Возможная хозяйственная деятельность	Нежелательная деятельность
1	2	3	4	5	6
<i>Бассейн Онона (Верхний Амур)</i>					
Пойма	Абс. высота 568–650 м; ширина от 9,2–0,4 до 3,0 км	Затопление, заболачивание, русловые деформации	4	Выпас скота, сенокосы	Строительство хозяйственных и селитебных объектов
Уступы террас	Абс. высота 650–680 м	Линейный размыв, осыпание, осывы	5	Исключена	Запрещена любая хозяйственная деятельность
Поверхность террас	Абс. высота 680–720 м	Эоловые	2	Любая	Хозяйственная деятельность разрешена
Днища межгорных котловин	Абс. высота 700–800 м	Криогенные, биогенные, эоловая аккумуляция	3	Выпас скота, сенокосы	Требуются защитные мероприятия
Низкогорье	Абс. высота 800–880 м; средняя глубина долин 50–65 м; крутизна склонов 3–12°	Склоновые, эоловые, эрозионные (смыв и размыв временными водотоками)	3	Добыча полезных ископаемых, противо-эрозионные мероприятия	Запрещены строительство и распашка
Среднегорье	Абс. высота 1200–1400 м; глубина долин 300–500 м; крутизна склонов до 40°	Склоновые, курумы, скальные останцы, нагорные террасы, эрозия почв, дефляция	4	Добыча полезных ископаемых, экотуризм	Запрещены строительство и распашка

1	2	3	4	5	6
<i>Онон-Торейская равнина</i>					
Озерно-аккумулятивные равнины	Абс. высота 596–745 м; крутизна до 2°	Эоловые, криогенные	1	Сельскохозяйственная деятельность	Требуется проведение противодефляционных мер, лесопосадки
Днища котловин Торейских озер	Абс. высота 596–602 м; крутизна 1–15°	Озерные береговые, криогенные, овражная эрозия	5	Охрана биоразнообразия	ООПТ – хозяйственная деятельность запрещена
Малые котловины озерного пояса	Абс. высота 640–680 м; уклон 1–3°	Эоловые, криогенные, биогенные	3	Сельскохозяйственная деятельность	Строительство промышленных объектов
Дельты рек Ималка и Ульдза	Абс. высота 590–610 м	Флювиальная аккумуляция, заболачивание, криогенные	5	Охрана биоразнообразия	ООПТ – хозяйственная деятельность запрещена
Пади временных водотоков	Абс. высота 750–850 м; глубина расчленения 50–90 м; ширина днища от 70–100 до 200–350 м; уклоны бортов до 20°	Овражная эрозия, наледи, пучение грунта, термокарст, сход грязевых потоков	4	Выпас скота, сенокосы	Строительство промышленных объектов и распашка

Таким образом, в Даурском регионе серьезным лимитирующим фактором бесконфликтного природопользования служит антропогенное рельефообразование, связанное с селитебной нагрузкой, сельскохозяйственной деятельностью, разработкой минеральных ресурсов, увеличением площади дорог и др. Хозяйственное освоение территории активизирует природные процессы рельефообразования – флювиальные, эоловые и др. Поэтому южные районы Забайкальского края на федеральном уровне следует отнести к числу регионов с низким показателем геоморфологической безопасности территории, требующим тщательного планирования хозяйственной деятельности и проведения серьезных природоохранных мероприятий.

Глава 3

ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЗЫ ВНУТРИВЕКОВЫХ ЦИКЛОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ СТАЦИОНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЗЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ МАЛОГО ЛИТОСБОРНОГО БАССЕЙНА

При изучении временной организованности рельефообразования мы опираемся на ряд основополагающих теоретических работ. Первым обобщением к временной составляющей рельефообразования была теория геоморфологических циклов В.М. Дэвиса [1962]. Следует также отметить концепцию морфоциклов, изложенную в ряде работ советских исследователей [Мещеряков, 1965; Чемеков, 1964, 1973; и др.], согласно которой в каждом морфоцикле выделяются стабильная и мобильная фазы. Эти исследования охватывали крупные циклы рельефообразования, имеющие в основном тектоническую природу. Их продолжительность составляла миллионы лет.

Временная организованность экзогенного рельефообразования относится к слабоизученным разделам геоморфологии, хотя климатически обусловленная цикличность (ритмичность) хода отдельных современных процессов убедительно показана в ряде публикаций [Маккавеев, 1955, 1982; Иверонова, 1959; Петров, 1973; Ивановский, Титова, 1986; Полуниин, Агафонов, 1998; Чичагов, 1998; Хмелева и др., 2000; Воскресенский, 2001; и др.]. Впервые теоретические представления о динамических фазах рельефообразования были выдвинуты В.В. Ламакиным [1948], который особенности рельефа и синхронных рельефообразованию осадков рассматривал в тесной зависимости от направленности геоморфологического процесса. Идеи В.В. Ламакина получили дальнейшее развитие применительно к деятельности реки. В последние годы появились работы, в которых в центре внимания рассматриваются динамические фазы экзогенного рельефообразования [Голосов, 2008; Баженова, 2008, 2011; Тимофеев, Переслегина, 2009; Баженова, Тюменцева, 2010].

В проблеме временной организованности геосистем одним из ключевых понятий является состояние системы – ее некоторое качество, которое описывается набором признаков или параметров, сохраняющихся некоторое время [Симонов, 1988, 1999, 2005; Полуниин, 1989]. Согласно Ю.Г. Симонову [1988], весь путь эволюции рельефа можно рассматривать как непрерывную смену разнокачественных состояний различной длительности, характеризующихся единством структуры и функционирования систем.

Исходя из этого, для изучения внутривековой организации геоморфологических систем на траектории их изменения необходимо найти такое минимальное число точек (состояний) – однозначных функций времени, которые

бы достоверно и полностью описывали движение системы за вековой период. Причем особую важность приобретает нахождение критических перегибов в траектории изменения хода денудации, переломных моментов, качественных сдвигов, рубежей, которые знаменуют смену состояния системы. Смена таких состояний носит упорядоченный циклический характер и является неотъемлемой структурной особенностью систем. Следует подчеркнуть, что речь идет об изменении во времени целостного состояния системы, а не отдельных процессов и явлений [Грин, 1986]. Современные знания о характере изменения состояний системы должны включать такие качественные и количественные параметры, как длительность того или иного состояния, последовательность их смены, направленность, интенсивность преобразования рельефа.

Учитывая тот факт, что процесс рельефообразования представляет собой непрерывно протекающую, бесконечную смену геометрических характеристик рельефа, отражающих различные комбинации и взаимодействие рельефообразующих потоков вещества [Симонов, 2005], для раскрытия механизмов функционирования систем необходимо найти в этом, на первый взгляд хаотичном, взаимодействии потоков параметры пространственно-временной упорядоченности.

Один из подходов комбинирования пространства и времени в географических исследованиях заключается в последовательном рассмотрении географического пространства в различные временные срезы [Пузаченко, 2010]. Каждому иерархическому уровню систем свойственно свое характерное время функционирования. Поэтому при изучении механизмов формирования рельефа важен выбор такого пространственного масштаба геоморфологической системы, который позволит полностью рассмотреть ее функционирование за определенный цикл рельефообразования. При этом следует взять такую наименьшую геоморфологическую ячейку (систему), которая была бы носителем свойств некой группы геоморфологических систем.

В географии основной ячейкой материально-энергетического обмена выступают элементарные геосистемы [Сочава, 1978], в геоморфологии в качестве элементарных геоморфологических систем чаще всего используются малые лито- и водосборные бассейны [Важенин, 1982; Бондарев, 2008]. Все элементы такого бассейна представляют собой единое целое, так как объединены потоками вещества и энергии. На этих небольших по размерам и очень динамичных объектах можно в течение относительно короткого времени проследить всю совокупность изменений, составляющих механизм функционирования геоморфологических систем.

Детальные многолетние наблюдения за динамикой рельефа проводились в малом литосборном бассейне пади Веснянка (рис. 3.1), расположенном в отрогах Нерчинского хребта. Площадь бассейна около 3 км². Район исследования сложен юрскими конгломератами. Сверху они перекрыты четвертичными отложениями.

В субаридных районах юга Сибири управляющим параметром поведения морфодинамических систем в естественных условиях выступает климат [Баженова, Мартынова, 2002]. Отмечается тесная зависимость хода экзогенных процессов от климатических колебаний [Баженова и др., 1997; Обязов, 1998;

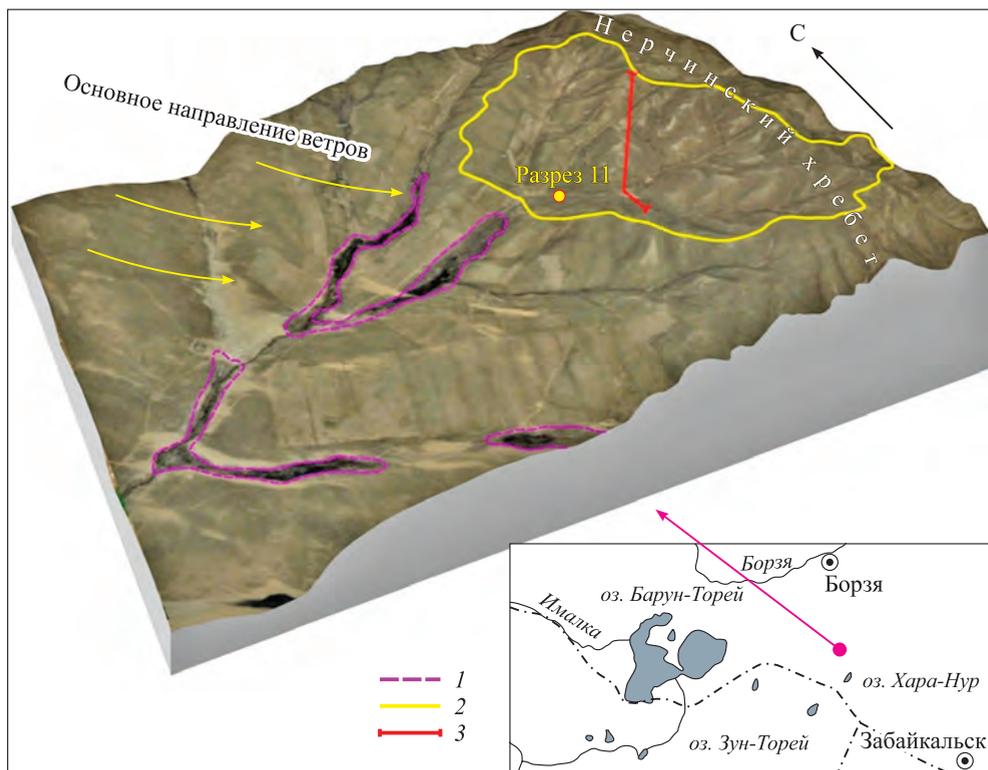


Рис. 3.1. 3D модель рельефа Харанорского ключевого участка в отрогах Нерчинского хребта [Баженова и др., 2017].

1 – границы наледных полей, 2 – бассейн пади Веснянка, 3 – полигон-трансект Харанорского физико-географического стационара ИГ СО РАН. На вставке здесь и на других рисунках 3D моделей указано стрелкой расположение разрезов

Баженова, Мартъянова, 2004; Баженова, 2018]. Особенно высокая согласованность геоморфологических и климатических изменений выявляется при анализе сглаженных рядов, что позволяет нам достаточно надежно использовать климатические данные при изучении временной организованности морфодинамических систем.

Наиболее детально сопряженный ход климатических и геоморфологических показателей изучен по данным Харанорского стационара и метеостанции Борзя (рис. 3.2). Установлено, что многолетний, в основном противофазный ход тепла и влаги вызывает соответствующую ему смену интенсивности и направленности литодинамических потоков. Это находит отражение в балансе вещества на степных склонах, что показывает кривая хода денудации (рис. 3.2, D), полученная по данным З.А. Титовой [Ивановский, Титова, Выркин, 1983]. По данным стационарных исследований установлено, что в разные типы лет в степях проявляются характерные процессы с определенным уровнем интенсивности, направлением воздействия на рельеф и распределением по элементам склонов разной экспозиции [Баженова, Мартъянова, 1998].

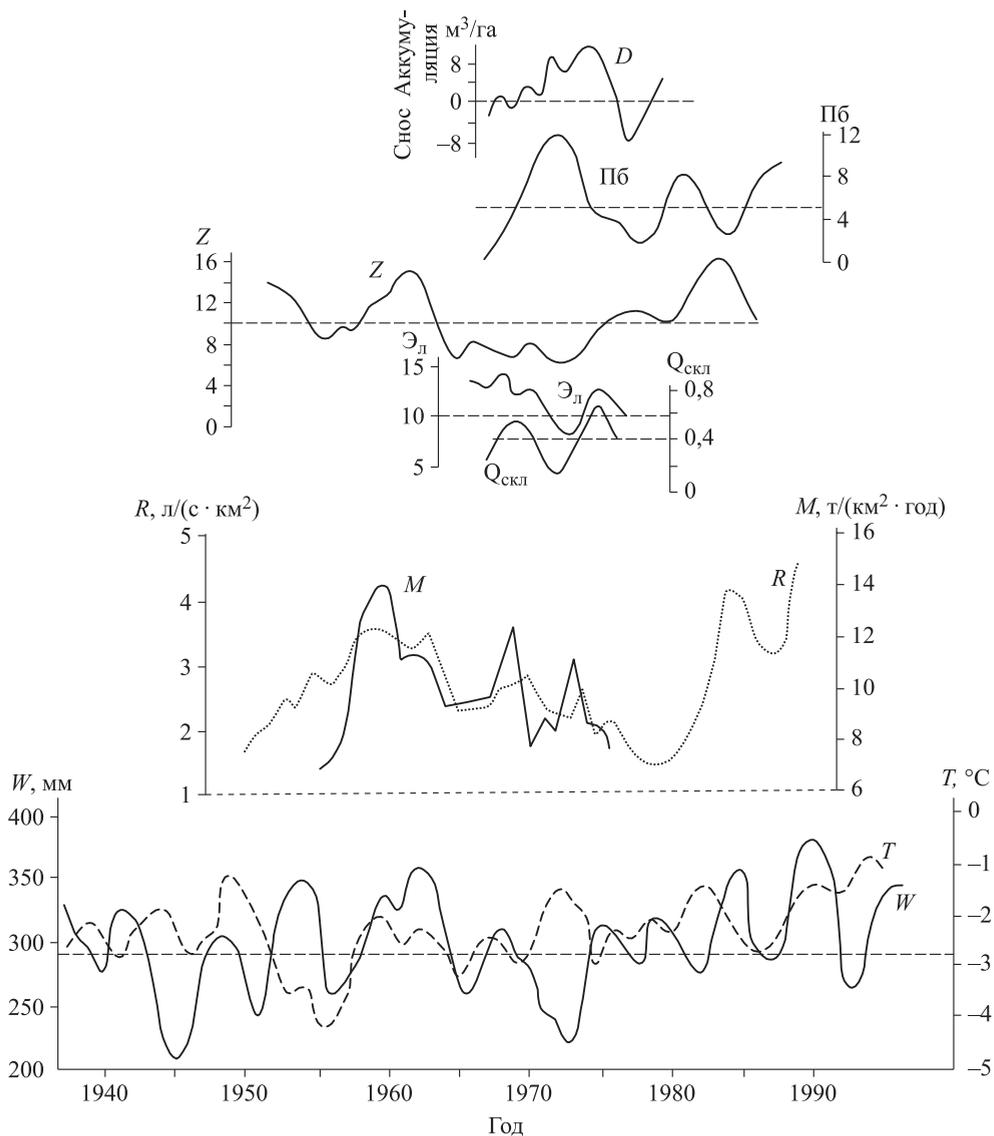


Рис. 3.2. Сопряженный ход сглаженных по трехлетиям гидроклиматических и морфодинамических показателей экзогенного рельефообразования в степях Даурии [Баженова, Мартыанова, 2002].

W – годовая сумма осадков; $Q_{\text{скл}}$ – сток воды на склонах; \mathcal{E} – показатель эрозионной опасности ливней; Z – количество ливней; Пб – количество пыльных бурь; D – средняя величина сноса и аккумуляции рыхлого материала на склонах; M – модуль стока взвешенных наносов; R – расходы воды; T – среднегодовая температура воздуха

Важным морфологическим индикатором при диагностике состояний является микро- и нанорельеф, орнаментирующий поверхность степных склонов, днищ падей, долин и озерных котловин. В семиаридных и семигумидных условиях юга Сибири он представлен положительными (холмики, валики, микрогряды, бугры и др.), отрицательными (воронки, ниши, микрокотловины, трещины, ложбины, микрорусла и др.) и ступенеобразными (террасеты и др.) формами размером от нескольких сантиметров до нескольких метров. Сочетание длительно существующих (многолетних) форм микрорельефа, таких как дюны, бутаны, гидролакколиты, овраги, делли, нивальные ниши, наледные поляны, карстовые воронки, суффозионные степные блюдца и другие, могут служить визитной карточкой экзогенного морфогенеза Даурского региона. Наноформы образуют морфологические комплексы, сменяющие друг друга во времени. Эти изменения отражают смену состояний систем экзогенного рельефообразования.

Для выявления количества, последовательности и характера внутривековых смен структуры и функционирования денудационных систем в степях Центральной Азии нами применялся метод разностных интегральных кривых. С его помощью достоверно определяется продолжительность циклов и их хронологическая привязка. Метод ранее успешно использовал В.А. Обязов [1994, 1998, 1999] при изучении структуры многолетних колебаний атмосферного увлажнения, водности озер и стока рек исследуемого региона. Им установлена высокая степень согласованности климатических и гидрологических колебаний на обширной территории, включающей Юго-Восточное Забайкалье и сопредельные районы Монголии и Китая. Можно предположить, что и в недавнем историческом прошлом изменение природной среды происходило синхронно. Это позволяет привлекать данные о колебании уровней бессточных Торейских озер и исторические сведения об изменении климата соседних районов Китая для решения наших задач.

Известно, что в районах недостаточного увлажнения геосистемы чутко реагируют прежде всего на колебания атмосферных осадков. В Онон-Аргунской степи в разные по атмосферному увлажнению типы лет проявляются характерные геоморфологические процессы с определенным уровнем интенсивности, направлением воздействия на рельеф и распределением по элементам склонов разной экспозиции [Баженова, Мартянова, 2002]. Здесь выделено три фазы денудационного цикла: экстремальная аридная, нормальная зональная и экстремальная перигляциальная [Баженова, 2007]. Материалы стационарных исследований и данные Росгидромета позволяют дать достаточно подробную характеристику фаз, которая представлена в табл. 3.1.

Положение фаз однозначно определяется на кривой хода увлажнения степей Центральной Азии в XX столетии, что можно видеть на рис. 3.3. Здесь нами показаны внутривековые циклы изменения увлажненности, выявленные с помощью разностной интегральной кривой стока р. Шилки и графика колебаний уровней озер Барун-Торей и Далайнор [Обязов, 2012], представляющих естественную разностную интегральную кривую изменения увлажнения территории степного Забайкалья и сопредельных районов Китая и Монголии. Они определяют частоту, последовательность и продолжительность внутривековых смен денудационных циклов.

Количественные параметры систем денудации в различные фазы цикла

Параметр	Фаза		
	Экстремальная аридная	Нормальная зональная	Экстремальная перигляциальная
Годовая сумма осадков, мм	100–200	200–350	350–450
Фитомасса, г/м ²	171	230–270	330
Количество пыльных бурь и поземок	14,4	4–6	0
Количество дней с ливнями	3,5	7–14	18
Сток воды на склонах, мм [Титова, Любцова, 1980]	0,15	0,30–0,50	Более 0,70
Модуль стока взвешенных наносов, т/(км ² · год)	Менее 8	8–22	25–158
Прирост размеров малых эрозионных форм [Любцова, 1988]			
	линейный, м	0	0–0,3
площадной, м ²	0	0–5	0,3–1,0 5–10
Интенсивность криоморфогенеза	Слабая	Умеренная	Высокая
Криогенные процессы	Морозобойное растрескивание	Пучение, наледообразование	Нивация, пучение, наледообразование, криогенная сортировка
Массовое смещение грунтов	Десерпция	Дефлюкция	Солифлюкция

Перигляциальная фаза характеризуется значительным повышением в морфогенезе роли криогенных процессов. Ее индикаторами служат солифлюкционные валики, мерзлотные сальзы, гидролакколиты, наледные бугры в руслах рек, родниковые наледи в днищах падей, полигональный микрорельеф. Мерзлотной переработке подвергаются склоны и днища малых эрозионных форм рельефа. Лимитирующим фактором формирования перигляциальных фаз выступает влага. Вероятность их возникновения около 8 %, они приурочены к пикам ветвей высокого увлажнения (см. рис. 3.2) и отмечались в 1936–1937, 1941, 1962–1963, 1989–1990 и 1998 гг. Уровень озер в эти годы был высоким (рис. 3.3, а).

Аридная фаза формируется в экстремально и аномально сухие годы. Она проявляется в господстве дефляционной (эоловой) денудации высокой интенсивности в условиях разреженного травостоя и сильного иссушения верхних горизонтов склоновых отложений, чему способствуют суховеи. Дефляция усиливается также благодаря активной деятельности землероев, в результате которой на поверхность склонов выбрасывается большой объем сыпучего материала, легко подхватываемого ветровым потоком. Глубокой эоловой переработке подвергаются верхние горизонты отложений вершинных поверхностей,

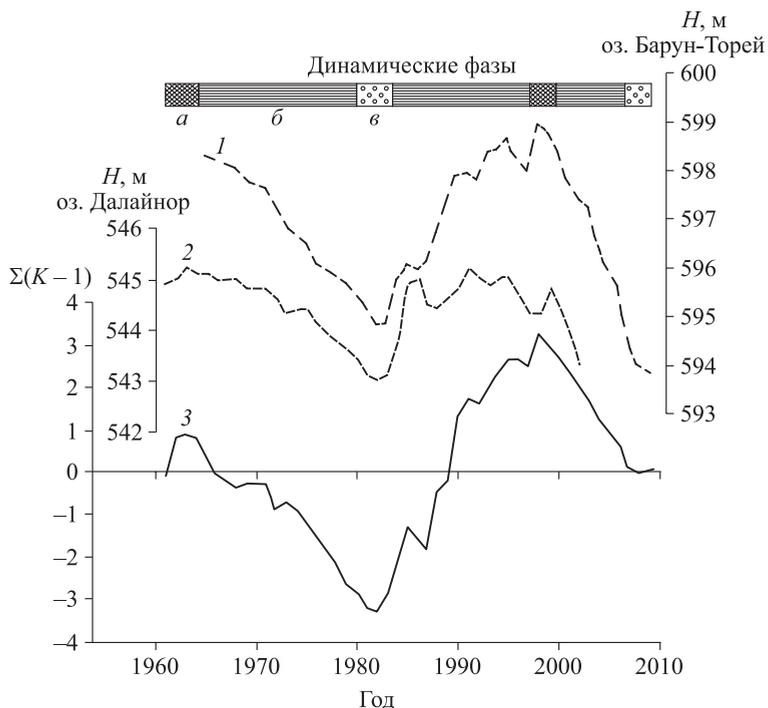


Рис. 3.3. Смена динамических фаз функционирования геоморфологических систем в степях Даурии на фоне изменений уровней воды оз. Барун-Торей (1), оз. Далайнор (2) и интегральной разности кривой стока р. Шилки (3) (по: [Обязов, 2012]).

Динамические фазы: *a* – перигляциальная, *b* – зональная, *v* – аридная

склонов, где резко увеличивается защебенность, ветром моделируются береговые склоны русел рек и озер, выдуваются соленосные осадки сухих днищ озерных котловин, т.е. все ярусы рельефа становятся ареной эоловой миграции вещества.

В структуре микроморфологических комплексов выделяются эоловые дефляционные и аккумулятивные формы (котловины, ложбины, ветровая рябь, ветровые косички, флажки, гряды, дюны), а также зоогенные (покопы, выбросы-холмики, сурчины и т.д.). Отмечается эоловая переработка бортов и днищ оврагов, размеры которых могут уменьшиться в связи с накоплением в них эолового материала. Вероятность формирования аридных фаз около 12 %, они соответствуют минимумам ветвей пониженного увлажнения исследуемой территории (рис. 3.3, *v*). В XX столетии они отмечались в 1901–1903 (котловины Торейских озер безводны), 1920–1922 (озера безводны), 1945–1946 (озера безводны), 1951 (низкий уровень Барун-Торей, Зун-Торей высох), 1971–1972 (уровень озер очень низкий), 1981–1982 гг. (Барун-Торей высох, уровень Зун-Торей низкий). На рис. 3.4 оз. Барун-Торей в период высокого увлажнения летом 2000 г., а на рис. 3.5 – в конце ветви пониженного увлажнения в 2009 г. В сухих котловинах озер получают развитие солончаки.



Рис. 3.4. Озеро Барун-Торей в период высокого увлажнения летом 2000 г. (фото Г. Снытко)



Рис. 3.5. Сухое днище котловины оз. Барун-Торей в конце ветви пониженного увлажнения в 2009 г. (фото А. Коновалова)

Для продолжительной *зональной фазы* характерно взаимодействие эоловых и делювиальных процессов, скорость которых близка к средним значениям, свойственным зональным степным системам экзогенного рельефообразования. В эоловую миграцию вовлекаются отложения склонов и вершинных поверхностей. Основная часть вещества перераспределяется между наветренными и подветренными склонами и далее смещается вниз по склонам. У их подножий постепенно формируются делювиальные шлейфы. Фаза диагностируется микроморфологическим комплексом, представленным сочетанием эоловых, эрозийных и зоогенных форм при ведущей роли первых.

Криогенные процессы ослаблены, среди них преобладает морозобойное расстрескивание грунтов. Для нее свойственно расширение спектра процессов. Вероятность возникновения зональной фазы интеграции вещества в системе высока (около 80 %). Она характерна для периодов среднего увлажнения Онон-Аргунской степи (рис. 3.3, б).

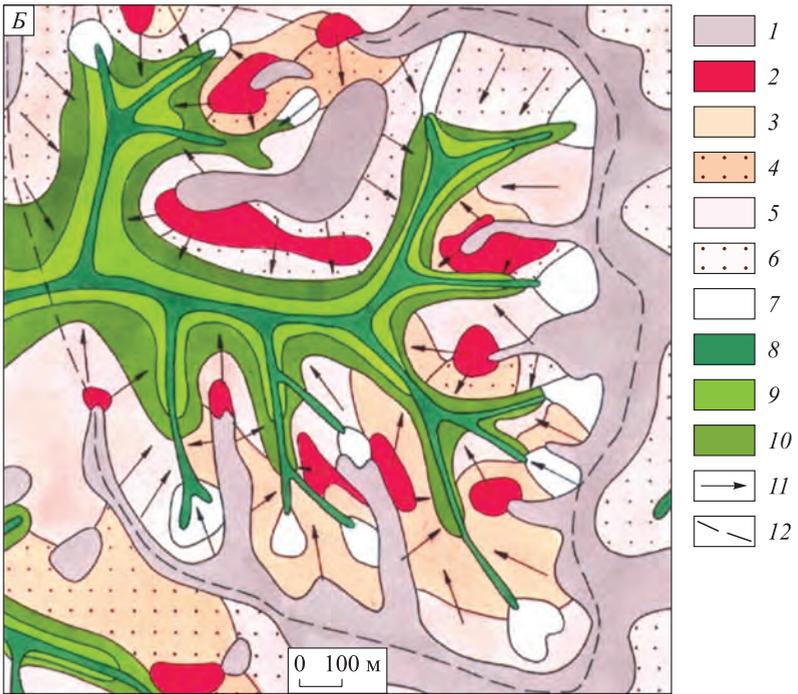
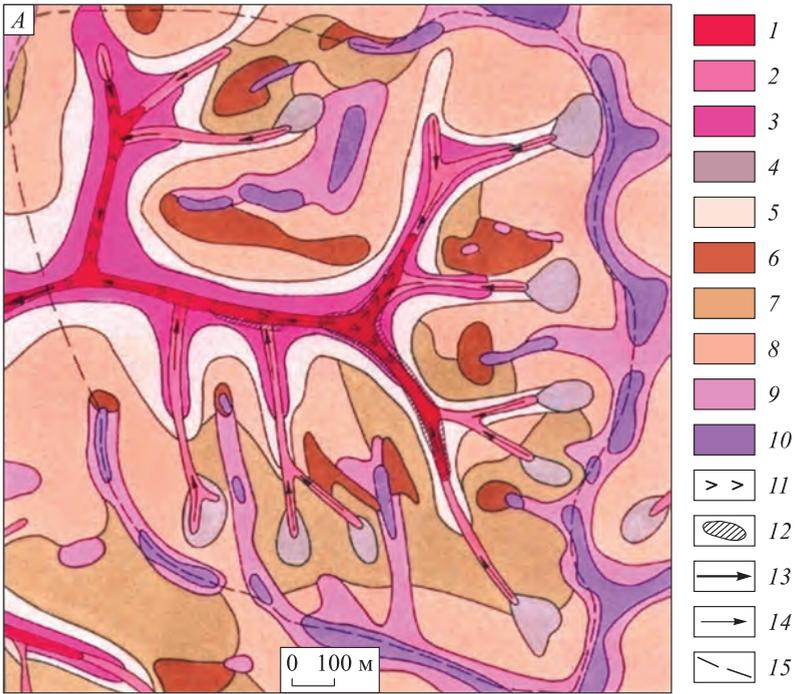
Картографическая модель функционирования малого литосборного бассейна

Фактический материал, полученный на Харанорском стационаре, позволил нам создать картографическую модель современного функционирования денудационных систем в степях Центральной Азии на примере малого литосборного бассейна в отрогах Нерчинского хребта. Интегрирующим элементом системы выступает днище пади с временным водотоком (ручей Веснянка). Функционирование системы включает 3 фазы с различным механизмом обмена веществом и энергией между элементами системы и внешней средой, направлением движения и расходом вещества в литодинамических потоках. Продолжительность одного полного цикла функционирования составляет 27–35 лет. За это время последовательно система проходит все фазы, которые показаны на трех картографических сюжетах (рис. 3.6).

Основу представлений о механизме современного *перигляциального рельефообразования* (рис. 3.6, А) в рассматриваемом бассейне дают круглогодичные, временами ежедневные наблюдения за динамикой криогенно-наледных процессов, выполненные Э.В. Фриш [1967] в период высокого увлажнения территории. По ее данным, в результате значительного роста атмосферного увлажнения и резкого повышения уровня грунтовых вод с осени 1962 г. последовала мощная вспышка наледообразования во всех падах, включая и их сухие днища, где ранее наледей не было, в том числе по ручью Веснянка.

В первой декаде октября 1962 г. здесь открылся родник на слиянии двух распадков и начала формироваться наледь. В конце октября в нижних частях склонов вдоль тальвега появились ледяные куполки высачивания верховодки высотой до 30 см и диаметром 50 см, подножия куполков быстро сливаются. Затем, в конце первой декады ноября, склоновая наледь объединяется с русловой, начинается обильное высачивание и сплошное намерзание верховодки по всей полосе нижних частей склонов. Ледяная каша «наползает» на склоны. К концу ноября средняя ширина наледи составила 10 м, высота 80 см, длина по левому распадку около 1 км. В январе 1963 г. ниже по течению от этой наледи образовалось новое наледное поле длиной более 250 м. В пади ручья Южный, в которую открывается падь Веснянка, формируется ряд более мощных наледей. Площадь одной из них составляла 25 000 м², а запас воды примерно 28 400 м³. А в верхней части днища долины р. Шарасун (приемный бассейн ручьев) зимой 1962/63 г. было отмечено 20 наледных бугров [Фриш, 1966].

В начале марта наледи начинают таять, 18 марта талый поток с наледей достиг русла р. Шарасун, расположенного в 8 км от малого литосборного бассейна. Разрушение наледей наиболее активно происходит в апреле, в это время наблюдается интенсивное оползание блоков грунта по задним стенкам промоин



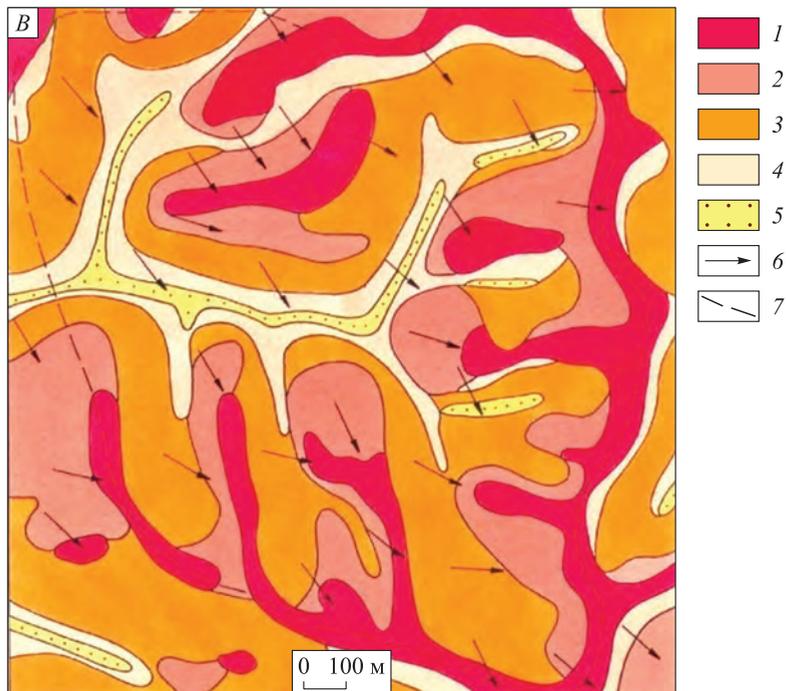


Рис. 3.6. Картографическая модель функционирования денудационных систем в степях Центральной Азии [Баженова, 2007].

А. Механизм современного перигляциального рельефообразования (сценарий 1962 г.) [Фриш, 1967]. Ведущие процессы: 1 – интенсивная эрозия временных водотоков в сочетании с наледообразованием; 2 – эрозия временных водотоков в сочетании с солифлюкцией; 3 – солифлюкция, пучение грунта в сочетании с делювиальной аккумуляцией; 4 – дефлюкция в сочетании с нивацией; 5 – дефлюкция в сочетании со слабым смывом и делювиальной аккумуляцией; 6 – смыв очень сильный в сочетании с десерпцией; 7 – смыв умеренный в сочетании с десерпцией; 8 – смыв слабый; 9 – криогенное выветривание; 10 – криогенное выветривание в сочетании с морозной сортировкой грунта. 11 – промоины; 12 – наледи; 13 – основное направление движения вещества; 14 – дополнительное направление; 15 – граница малого литосборного бассейна.

Б. Механизм и направление движения вещества в малом литосборном бассейне в зональную фазу интеграции вещества в системе (сценарий 1976 г.) [Титова, Баженова, 1978]. Ведущие процессы: 1 – физическое выветривание, умеренная дефляция; 2 – интенсивный плоскостной смыв от стока ливневых вод в сочетании с дефляцией; 3 – плоскостной смыв умеренный с дефляцией, десерпцией, морозобойным растрескиванием; 4 – плоскостной смыв умеренный в сочетании с золовой аккумуляцией; 5 – плоскостной смыв слабый от стока дождевых вод в сочетании со слабой дефляцией и морозобойным растрескиванием; 6 – слабый плоскостной смыв, золовая аккумуляция; 7 – кратковременная дефлюкция в сочетании с нивацией и делювиальным процессом; 8 – эрозия временных водотоков; 9 – аккумуляция делювия; 10 – дефлюкция в сочетании с делювиальной аккумуляцией и зоогенным сносом. 11 – основное направление движения вещества (литопотоков); 12 – граница денудационной системы (малого литосборного бассейна).

В. Особенности функционирования денудационных систем в экстремальную аридную фазу (сценарий 1971 г.) [Титова, 1976, 1979]. Ведущие процессы: 1 – дефляция очень сильная в сочетании с температурным выветриванием; 2 – дефляция сильная в сочетании с десерпцией и слабым смывом; 3 – дефляция умеренная в сочетании с морозобойным растрескиванием и зоогенным сносом; 4 – дефляция слабая в сочетании с зоогенным сносом; 5 – золовая аккумуляция. 6 – основное направление движения вещества (литопотоков); 7 – граница денудационной системы (малого литосборного бассейна)

и солифлюкция на нижних участках склонов. Э.В. Фриш [1967] зафиксирован хорошо выраженный интенсивный твердый сток в днище пади, связанный с размывом оплывших блоков грунта, склоновым смывом и русловой деятельностью ручья Веснянка. Интенсивный вынос вещества наблюдался также из воронкообразных расширений вершин распадков, что отображено на рис. 3.6, А.

В конце июня 1963 г. после обильных дождей вновь открываются родники в верховьях пади, формируется временный водоток, обладающий значительной эрозионной и транспортирующей способностью. Ширина водного потока превышала 10 м, а глубина 40 см. Возникает четко оформленное русло ручья. Свежий эрозионный врез регрессивно продвигается примерно на 600 м от слияния двух распадков. В середине июля начинается новое обильное высачивание грунтовых вод в нижней части степных склонов. В результате этого происходит устойчивое и длительное затопление всего днища пади и нижней части правобережного склона и интенсивный флювиальный вынос вещества из системы в нижние звенья гидрографической сети (рис. 3.6, А). При этом в днище пади формируется новый более мощный врез, увеличиваются размеры малых эрозионных форм рельефа (см. табл. 3.1).

Следы деятельности таких потоков отмечались неоднократно в пади Веснянка и в соседних падах. Для них характерен русловой врез глубиной 30–40, местами 60 см [Титова, Любцова, 1980]. При экстремальном развитии эрозионных процессов объемы стока наносов превышают средние (фоновые) значения в 11–15 раз и достигают в целом по бассейну Шилки (ст. Часовая) почти 160 т/(км² · год) [Баженова, Мартыанова, 2004]. Соответственно, в верхних звеньях гидрографической сети объемы выносимого вещества могут быть на 1–2 порядка выше, о чем свидетельствуют данные стационарных наблюдений [Изучение..., 1976]. Выносимый из элементарных бассейнов материал поступает в бассейны более высокого порядка (Шарасун, впадающий в бессточный бассейн, в бассейны Онона, Шилки) и, в конечном счете, в гиперсистему бассейна Амура. В целом это фаза выноса вещества из системы. Она отличается усложнением структуры системы.

В *нормальную (зональную) фазу* происходит обмен веществом и энергией между элементами системы, вынос из системы незначителен. Перераспределение вещества выражается в его переносе с наветренных склонов на подветренные, в делювиальном и дефлюкционном сносе с верхних уровней рельефа на нижние. Фаза включает семиаридные и семигумидные состояния систем. На карте-схеме (рис. 3.6, Б) показан сценарий 1976 г., когда проводились детальные круглогодичные наблюдения за перемещением вещества на степных склонах [Титова, Баженова, 1978; Титова, 1979]. Основное направление движения вещества, показанное на схеме стрелкой, указывает на его интеграцию в днище пади при ведущей роли делювиальных процессов.

При снижении увлажнения до минимума система вступает в третью, заключительную фазу функционирования – *экстремальную аридную фазу* выравнивания рельефа за счет мощной дефляционной денудации (рис. 3.6, В). Механизм выравнивания определяется максимальным эоловым сносом вещества с верхних элементов рельефа, образно говоря – «эоловой шлифовкой» вершин и частичным заполнением эрозионных врез. Такая ситуация отмеча-

лась в 1971 и 1972 гг., когда годовая сумма атмосферных осадков не превышала соответственно 157 и 215 мм. Для фазы характерно упрощение структуры денудационной системы в связи с господством одного процесса – эолового. Но отмечаются значительные различия в интенсивности дефляции на разных формах рельефа и склонах разной экспозиции. Годовой объем перемещаемого вещества на пологих степных склонах – педиментах – в 1971 г. составлял 9,5–16,0 м³/га (дефляция умеренная), а его снос с верхних, более крутых участков ветроударных склонов достигал 22–26 м³/га (дефляция сильная) [Изучение..., 1976; Титова, 1979]. Объем выносимого эолового вещества в эту фазу превышает фоновый на порядок величин. Эоловый поток направлен на юго-восток – в область транзита и аккумуляции вещества обширной восточно-азиатской эоловой морфодинамической системы [Чичагов, 1998].

На этом цикл функционирования заканчивается, начинается следующий. Такова схема внутривековой организации денудационных систем в степях Центральной Азии. Она характерна также и для флювиальных, озерных и других типов систем, которые на Харанорском стационаре детально исследованы на примере долины верхнего течения р. Шарасун и бассейна оз. Хара-Нур [Баженова, Кобылкин, 2014]. Для них свойственна другая структура, но их функционирование контролируется синфазным на всей территории чередованием сухих и плювиальных периодов. Смена циклов увлажнения находит отражение во всех природных процессах. В наиболее динамичных фациях происходит коренная смена растительности, резко меняются геохимические параметры метаболизма вещества геосистем, изменяется микроморфология почв.

Смена динамических фаз сопровождается перестройкой микрорельефа. Наиболее яркое выражение в микрорельефе находят процессы экстремальных фаз. При этом следует подчеркнуть особую роль в морфогенезе наледней, получающих массовое развитие во многих падах в годы высокого увлажнения. Следы их деятельности в форме наледных полей хорошо видны на трехмерной модели рельефа Харанорского ключевого участка (см. рис. 3.1), созданной по данным космической съемки. Здесь же отчетливо проявляются и морфологические признаки последней эоловой экстремальной фазы в виде потоков эолового материала, вытянутых по направлению господствующих ветров. Практически во всех падах, расчленивающих склоны Нерчинского хребта, выступающего преградой на пути ветра, эоловые отложения заполняют борта наледных полей, а на отдельных участках даже создают перемычки, перекрывая днища падей, перпендикулярно ориентированных к направлению эоловых потоков вещества.

Дальнейшее обобщение представленного материала позволяет выявить наиболее существенные стороны денудации, свойственные Даурской степи. При этом учитывается, что денудация является функцией распределения на поверхности Земли тепла и влаги [Мещеряков, 1970], и в островных степях юга Сибири отмечается тесная зависимость хода денудации от климатических колебаний [Баженова, 2018]. Поэтому за основу систематизации материала взят широко используемый в палеогеографии подход рассмотрения поведения природных процессов в соответствии с изменением климатических параметров, прежде всего в соответствии с режимом тепла, влаги и их взаимным соотношением, позволяющим использовать балансовый метод для выяснения тен-

дений современного рельефообразования. Баланс рыхлого материала определялся для главных морфологических элементов рельефа ключевых участков Даурского региона.

Результаты такой систематизации получены в форме принципиальной схемы – структурно-динамической модели функционирования денудационных систем, отражающей главные связи в системе и дающей общее представление о механизмах денудации. При построении схемы учитывалось, что денудационные процессы носят автоколебательный характер, для них свойственно последовательное чередование периодов активного сноса вещества, во время которых рельеф перестраивается, и периодов относительной стабилизации. Эти особенности временной организации денудационных систем контролируются главным образом климатическими колебаниями, имеющими иерархическую структуру, поэтому в функционировании денудационных систем различного ранга проявляется определенная климатически обусловленная цикличность.

Схема включает пять основных блоков (рис. 3.7). Первый блок (вход в систему) показывает структуру климатических колебаний. Именно они дают импульс для движения литодинамических потоков и определяют способ транзита вещества на склонах. Влияние на процессы денудации других факторов было вынесено за рамки исследования. Принималось допущение, что тектонические движения и уровень техногенного воздействия за рассматриваемые интервалы времени не меняли характеристики своих параметров, а литологический состав пород ключевых участков относительно однородный.

Взаимодействие процессов рассматривается во времени, что отражает второй блок модели. Во временном аспекте схема охватывает один денудационный цикл. Цикл подразделяется на части (фазы) неодинаковой продолжительности, каждая из которых характеризуется определенным уровнем интенсивности рельефообразования, разнообразием агентов денудации и локализацией их воздействия на тот или иной морфологический элемент системы. При этом происходит кумуляция энергии рельефообразования на верхнем привершинном, среднем склоновом или нижнем долинном элементах системы.

Процессы сноса вещества принадлежат к основным динамическим элементам денудационной системы и составляют третий блок модели. Интенсивность процессов показана в относительных величинах (высотой столбца), что позволяет проследить изменение относительного участия каждой группы процессов в ходе денудации.

В результате взаимодействия процессов с формами рельефа на выходе из системы изменяется расход вещества как отдельных литодинамических потоков, так и в целом баланс вещества основных элементов морфологической триады, что показывает четвертый блок модели. При этом соответствующим образом изменяется и направленность рельефообразования, которая представлена на пятом итоговом блоке модели, где в общем, схематичном виде рассмотрено преобразование элементов морфологической триады за один денудационный цикл. Стрелками показано взаимодействие климатических факторов, процессов и морфологических элементов денудационной системы в пределах одной динамической фазы цикла.

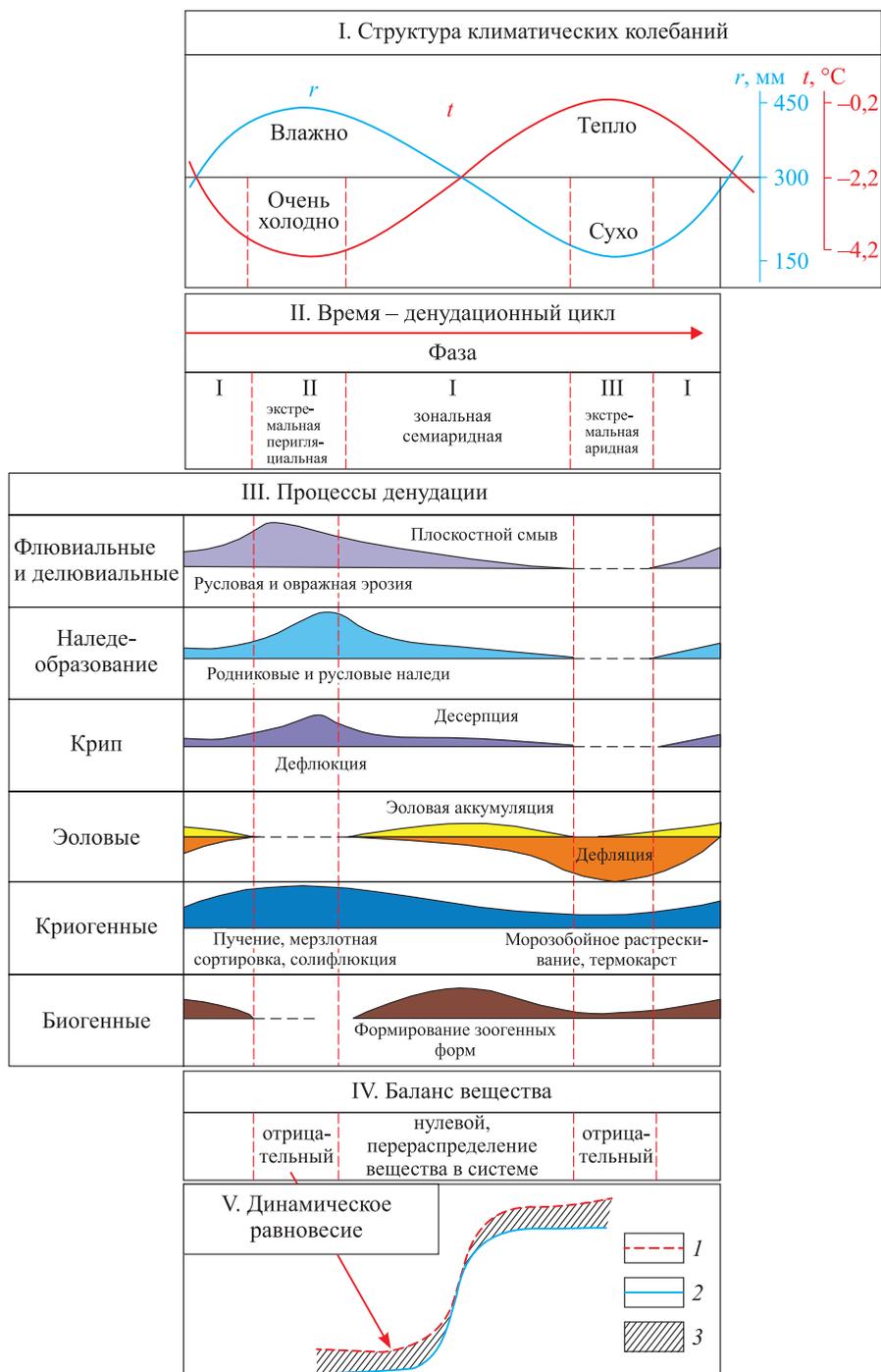


Рис. 3.7. Принципиальная схема функционирования денудационных систем в Даурской степи.

Циклы: 1 – предыдущий, 2 – последующий; 3 – снос вещества

Перемещение вещества происходит в условиях повышенной аридности (индекс аридности 0,7–1,0) и крайней континентальности ($K_k = 79–93$), средние годовые температуры варьируют от $-0,2$ до $-4,2$ °С, амплитуды колебания увлажненности 157–457 мм. Для района характерен противофазный ход тепла и влаги – относительно влажные и очень холодные периоды чередуются сухими и относительно теплыми.

В *нормальную (зональную) фазу интеграции вещества* происходит обмен веществом и энергией между элементами системы, вынос из системы незначителен (рис. 3.7). Ближний транспорт вещества, свойственный семиаридным условиям функционирования систем, сопровождается максимальным преобразованием среднего, склонового яруса рельефа. Для фазы характерна четко выраженная корреляция зон смыва, транзита и аккумуляции делювия с морфологическими элементами степных склонов. Снос с привершинных пологих элементов склонов составляет $-0,11 \dots -0,40$ мм/год, на уступах денудационных останцов смыв интенсивный ($-0,70 \dots -1,50$ мм/год), на педиментах, представляющих зону транзита, баланс делювия близок к нулю, и, наконец, в нижней аккумулятивной части формируются делювиальные шлейфы со скоростью $0,3 \dots 2,6$ мм/год [Баженова и др., 1997]. С наветренных, более крутых склонов северо-западной экспозиции мелкозем переносится в результате эоловой миграции вещества на склоны юго-восточной экспозиции.

Резкий рост увлажненности территории дает импульс для перехода системы в новое качественное состояние – *экстремальную перигляциальную фазу дальнего транспорта вещества*. Вынос вещества из системы осуществляется флювиальными потоками, формирующимися в результате таяния родниковых наледей и ливневого стока при резкой активизации солифлюкционно-наледных процессов. В зоне вогнутых перегибов склонов у подножий уступов педиментов «подновляются» мерзлотные забои и происходит солифлюкционный вынос мелкозема в днища падей. На педиментах активны также дефлюкция и струйчатый смыв. В свою очередь сильный подъем уровня грунтовых вод и массовое развитие наледей практически во всех падах приводят к образованию мерзлотных долинных поясов, при разрушении которых водными потоками выносятся большой объем материала.

Последний поступает в бассейны рек более высоко порядка (Шарасун, Онон, Шилка), а в конечном счете – в бессточные бассейны и гиперсистему бассейна Амура. При этом объем твердого стока в целом по бассейну Шилки (ст. Часовая) превышает фоновый более чем в 15 раз и достигает 158 т/км². Вынос же из элементарных литосборных бассейнов верхних звеньев гидрографической сети, подсчитанный нами по объему свежих эрозионных врезов, выше на 2 порядка величин по сравнению с бассейном Шилки и достигает $60–80$ т/га [Баженова, 2007].

В период дальнейшего снижения увлажненности региона система вновь возвращается к нормальной зональной фазе интеграции вещества в днище пади и делювиальных шлейфах. При снижении увлажнения до минимума система вступает в следующую, заключительную фазу функционирования – *экстремальную аридную фазу выравнивания рельефа за счет мощной дефляционной денудации*. Механизм выравнивания определяется максимальным эоловым

сносом вещества с верхних элементов рельефа, образно говоря, «эоловой шлифовкой» вершин и частичным заполнением эрозионных врезов. При этом структура системы упрощается, так как господствует один процесс – эоловый. На ветроударных склонах северо-западной экспозиции благодаря интенсивной дефляции происходит дальнейшее отступление привершинных уступов и расширение педиментов.

Объем выносимого эолового вещества с поверхности степных склонов варьирует от 10–16 до 25–50 т/га, а с вершинных поверхностей он составляет 100 т/га и более [Титова, 1978]. Благодаря такому чередованию экстремальных фаз дальнего транспорта вещества с примерно одинаковым объемом удаления вещества с привершинных и долинных участков в системе сохраняется динамическое равновесие (рис. 3.7).

Таким образом, ход денудационных процессов неравномерен во времени. Процессы носят волновой автоколебательный характер [Маккавеев, 1955, 1982; Иверонова, 1959; Полунин, Агафонов, 1998]. Для них свойственно последовательное чередование периодов активного сноса вещества, во время которых рельеф перестраивается, и периодов относительной стабилизации склонов. Эти особенности временной организации денудационных систем контролируются главным образом климатическими колебаниями, имеющими иерархическую структуру. Поэтому в функционировании денудационных систем различного ранга проявляется определенная климатически обусловленная цикличность. Самые малые системы (элементы склонов) реагируют на смену климатических фаз в годовом цикле, а литосборные бассейны верхних звеньев гидрографической сети наиболее чувствительны к вековым и многовековым колебаниям климата. Каждый цикл последовательно включает подготовку вещества к движению, его снос и временную аккумуляцию на склонах, в логах, днищах падей, делювиальных шлейфах (фаза интеграции вещества в системе) и, наконец, фазы выноса вещества из системы. В результате смены этих фаз система проходит законченный круг (цикл) своей временной организации. Продолжительность цикла увеличивается с повышением ранга системы от нескольких месяцев, необходимых для перестройки самых малых форм нанорельефа, например микроград на поверхности степных склонов, до десятков миллионов лет. Последние (миллионы лет) характерны для географических циклов В. Дэвиса [1962] и требуются для образования глобального пенеплена [Маккавеев, 1982].

3.2. ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЗЫ ВНУТРИВЕКОВЫХ ЦИКЛОВ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В БЕССТОЧНЫХ ОЗЕРНЫХ БАССЕЙНАХ

Наблюдения за ходом экзогенных геоморфологических процессов длительное время проводились в бассейне оз. Хара-Нур и на прилегающих территориях. В нашей работе на примере этого бассейна показаны особенности современной внутривековой организации рельефообразования во внутриконтинентальных семиаридных условиях восточного муссонного сектора Центральной Азии. Влияние большого набора факторов на ход экзогенного рельефообразования обеспечивает высокую динамичность геоморфологических систем, смену на-

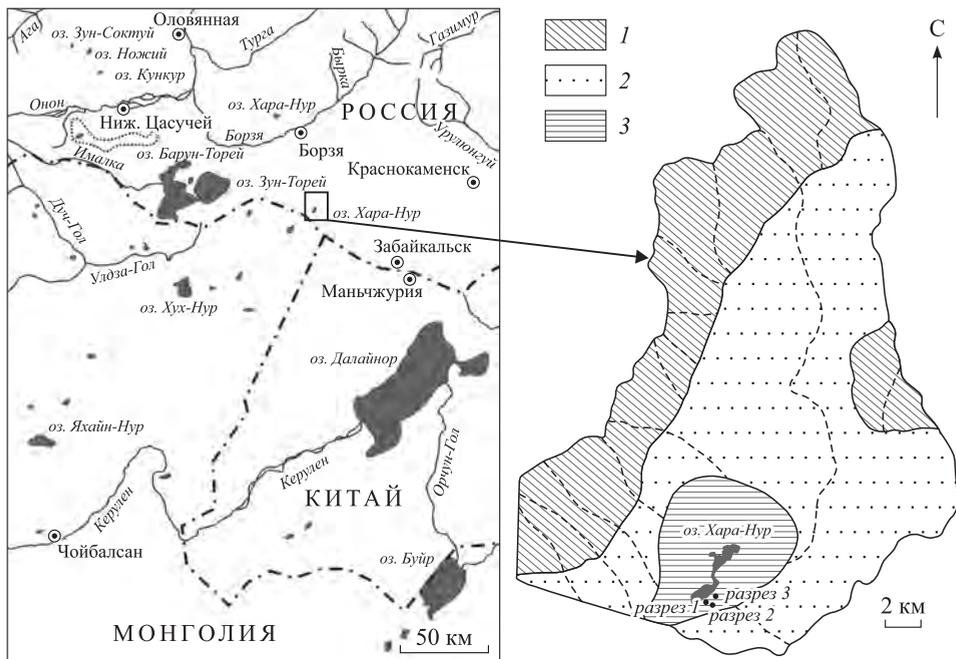


Рис. 3.8. Трансграничное положение бассейна оз. Хара-Нур и его структура.

1 – зона денудации (малые литосборные бассейны), 2 – зона транзита вещества (пади временных водотоков), 3 – зона интеграции вещества (озерная котловина). На карте точками показан «озерный пояс»

правлений перемещения вещества. Для района 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 [Воскресенский и др., 1965]. В настоящее время область внутреннего стока Центральной Азии, включающая сопредельные территории России, Китая и Монголии, представлена системой бессточных бассейнов различного размера, насчитывающих порядка 5000 озер. На российской части территории расположено более 350 больших и малых соленых озер [Склярков и др., 2011].

Бассейн оз. Хара-Нур расположен на границе с Монголией (рис. 3.8.), и его можно рассматривать в качестве наименьшей геоморфологической системы, сохраняющей целостность и обладающей всеми свойствами субаридных морфодинамических систем Центральной Азии.

Пространственная структура опорного бассейна оз. Хара-Нур

Согласно морфоструктурному районированию, бассейн оз. Хара-Нур относится к обширной Восточно-Забайкальской депрессии [Воскресенский, 1965]. Впадина озера имеет грабен-синклиналиную структуру. Положение озерной котловины и долин временных водотоков (падей) предопределено тектоническими нарушениями, по которым идет разгрузка подземных вод. Площадь

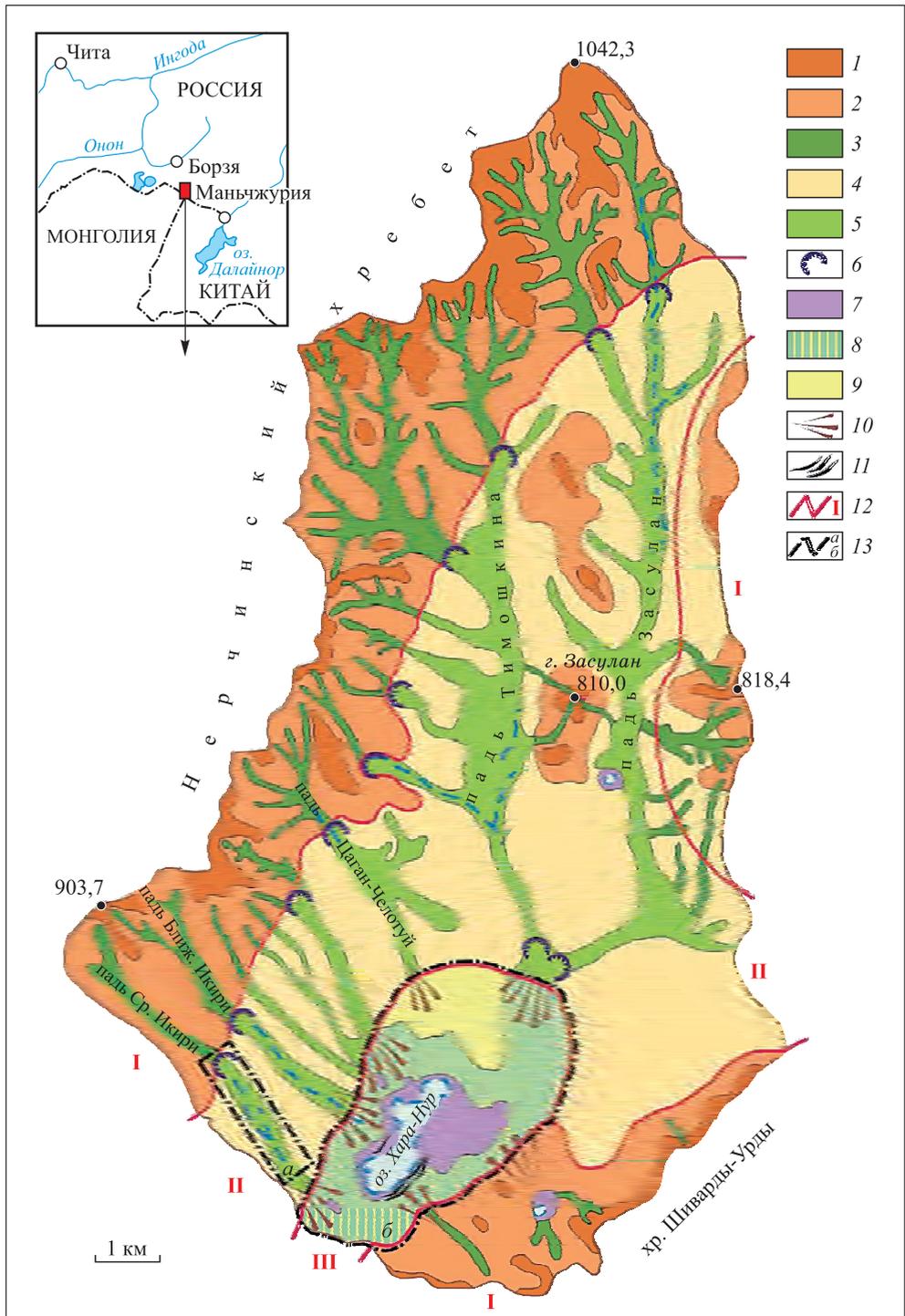
бассейна составляет 473 км². Бассейн имеет вид треугольника, вытянутого с севера на юг на 38 км (рис. 3.9). Его северный угол представлен самой высокой точкой – горой Маргинтуй с абсолютной высотой 1042,3 м. Преобладающие потоки вещества направлены на юг к озерной котловине, являющейся интегрирующим элементом бассейновой системы. Минимальная высота – 665 м. Этот уровень широко распространен в Даурии и соответствует уровню ниже-среднеплейстоценовой озерной равнины, которая по возрасту связана с уровнем главной террасы р. Онон [Воскресенский и др., 1965].

В верхнечетвертичную эпоху происходила редукция обширного озерного бассейна, занимавшего дно южных грабен-синклиналей Юго-Восточного Забайкалья [Воскресенский и др., 1965]. Озеро Хара-Нур представляет собой одну из небольших сохранившихся частей этого бассейна. Для юго-восточной части бассейна, относящейся к хр. Шиварды-Урды, характерна близость высот уплощенных вершинных поверхностей, абсолютная высота которых колеблется в интервале 735–760 м. Здесь фиксируется хорошо выраженный в рельефе уровень поверхности выравнивания. Общий перепад высот в бассейне озера превышает 350 м, что обеспечивает активное перемещение вещества.

Структура озерного бассейна как сложной морфодинамической системы включает три подсистемы: 1) малые литосборные бассейны (зона денудации) занимают около 40 % общей площади бассейна; 2) пади временных водотоков (выводные каналы транзита вещества) распространены на 50 % площади бассейна; 3) озерная котловина (зона аккумуляции вещества) составляет 10 % общей площади (рис. 3.9). Структура контролируется геологическим строением. Бассейн озера асимметричен – его западная часть, принадлежащая отрогам Нерчинского хребта, значительно выше. Средние отметки высот в верхнем ярусе рельефа составляют 850–950 м. Это поднятый блок относительно восточного опущенного блока.

Сдвиг блоков происходит по разлому, совпадающему с контактной зоной между более древними и прочными породами (конгломератами нижней и средней юры) и осадочными отложениями верхней юры и нижнего мела, сложенными песчаниками, аргиллитами и алевролитами. К этой контактной зоне и приурочена граница между малыми денудационными бассейнами и выводными каналами падей временных водотоков. В зоне происходит разгрузка подземных вод, и эта геоморфологическая граница хорошо диагностируется по многочисленным выходам родников (рис. 3.9). Площадь отдельных литосборных бассейнов изменяется от 3 до 12 км². Они приурочены к мелкосопочному, местами низкогорному рельефу. Глубина его расчленения колеблется от 80 до 185 м, густота расчленения составляет 3–5 км/км². Преобладающая крутизна склонов 5–10°, но у самых вершин крутизна склонов денудационных останцов может увеличиваться до 25–30°. На склонах иногда выходят на поверхность коренные породы. В бассейнах широко распространены нагорные педименты.

Малые денудационные бассейны поставляют вещество в ниже расположенную подсистему – пади временных водотоков. Своими размерами выделяют крупные широкие пады Засулан и Тимошкина, относительные превышения



верхних участков над устьями которых составляют 80–120 м. Остальные пади характеризуются малой длиной, глубина расчленения рельефа снижается до 40–50 м. Отличительная особенность всех падей заключается в ступенчатости продольных профилей – чередовании продолжительных более пологих участков долины и коротких относительно крутых. На первых, как правило, располагаются мерзлотно-ниважно-наледные комплексы, для вторых характерно развитие эрозионных процессов.

Основные пади имеют крутизну склонов порядка 7–12°, ширина их варьирует от 500 до 1200 м. Сочленение склонов с днищем падей происходит посредством хорошо выраженного в рельефе уступа. В днищах распространен криогенный микрорельеф, включающий туфуры, гидролакколиты, термокарстовые воронки, морозобойные трещины. Эрозионный микрорельеф представлен руслами временных водотоков, на склонах встречаются овраги и промоины.

Пади поставляют вещество в зону аккумуляции – котловину оз. Хара-Нур, которая имеет овальную форму (6 × 12 км), вытянутую и наклоненную с северо-востока на юго-запад. В свою очередь слабо выраженным линейным понижением котловина соединяется на юге с котловиной оз. Шаварт-Нур в Монголии. В котловине оз. Хара-Нур морфологически хорошо выделяется три террасовых уровня. Современная озерная терраса высотой над урезом воды 2–5 м приурочена к наиболее низкой части котловины и представляет собой плоскую поверхность с уклоном 0,5–3,0°. Поверхность осложнена конусами выноса временных водотоков, буграми пучения и термокарстовыми воронками, полигональным криогенным микрорельефом, а также серией береговых валов, которые отчленяют от озера лагуны, занятые солончаками.

Вторая терраса высотой 15–20 м имеет наклон к озеру. Поверхность ее подвержена интенсивной дефляции, о чем свидетельствуют многочисленные котловины выдувания. Третья терраса распространена фрагментарно и представляет собой аккумулятивно-абразионную платформу, приуроченную к высоте 690–710 м.

Все элементы бассейна связаны между собой потоками вещества и энергии, которые образуют сложный механизм функционирования системы, отличающийся четкой временной организованностью.

Рис. 3.9. Структура бассейна оз. Хара-Нур и ведущие процессы зональной фазы рельефообразования [Баженова, Кобылкин, 2014].

I – зона денудации (малые литосборные бассейны), II – зона транзита, III – зона аккумуляции вещества.

Ведущие процессы: 1 – физическое выветривание, умеренная дефляция; 2 – умеренный плоскостной смыв от стока ливневых вод в сочетании с десерпцией и морозобойным растрескиванием грунтов; 3 – дефлюкция в сочетании с делювиальной аккумуляцией; 4 – десерпция в сочетании со слабым плоскостным смывом и умеренной дефляцией; 5 – кратковременная эрозия временных водотоков в сочетании с пучением грунта, солифлюкцией и наледообразованием; 6 – мерзлотные «забои» у выходов родников; 7 – криогенное пучение грунта в сочетании с умеренной золовой аккумуляцией; 8 – слабая дефляция в сочетании с пролювиальной и делювиальной аккумуляцией; 9 – дефляция; 10 – формирование конусов пролювиальной аккумуляции; 11 – береговые валы. 12 – границы между зонами денудации, транзита и аккумуляции вещества.

13 – участки детальных исследований: а – падь Средняя Икири, б – котловина оз. Хара-Нур

Временная организованность геоморфологических систем бассейна

В функционировании озерных бассейнов также отмечаются внутривековые циклы продолжительностью 27–35 лет, которые контролируются ходом атмосферного увлажнения. В соответствии с этими циклами меняется площадь водного зеркала оз. Хара-Нур (рис. 3.10). Особенно хорошо цикличность проявляется в многолетних изменениях уровня крупнейшего водоема российской части Даурии – бессточного оз. Барун-Торей, с которыми хорошо согласуется изменение площади водного зеркала оз. Хара-Нур (рис. 3.11). В экстремально влажные 1962–1963 гг. уровень озер был максимальным, площадь оз. Хара-Нур превышала 6 км². В последующие годы происходило сокращение площади озер, достигшее минимума в 1982 г. Затем началось наполнение озерных котловин. Уровень оз. Барун-Торей повышался вплоть до 1998 г. Далее на озерах началось понижение уровня воды, которое продолжалось до конца первого десятилетия XXI в. и завершилось практически полным высыханием озер (рис. 3.11).

Выявленные циклы изменения увлажненности территории определяют частоту, последовательность и продолжительность внутривековых смен динамических фаз рельефообразования бессточных озерных бассейнов. В.В. Ламакин [1948] в зависимости от направленности экзогенных процессов выделил «три состояния земной поверхности: состояние срезывания, которое влечет за собой снижение и углубление соответствующих участков, состояние наращивания кверху и состояние равновесия» (с. 154). Эти состояния он и назвал динамическими фазами земной поверхности. Мы используем это понятие для обозначения частей циклов рельефообразования, следующих друг за другом в определенном порядке и различающихся между собой дальним или ближним транспортом вещества, уровнем интенсивности и структурой процессов,

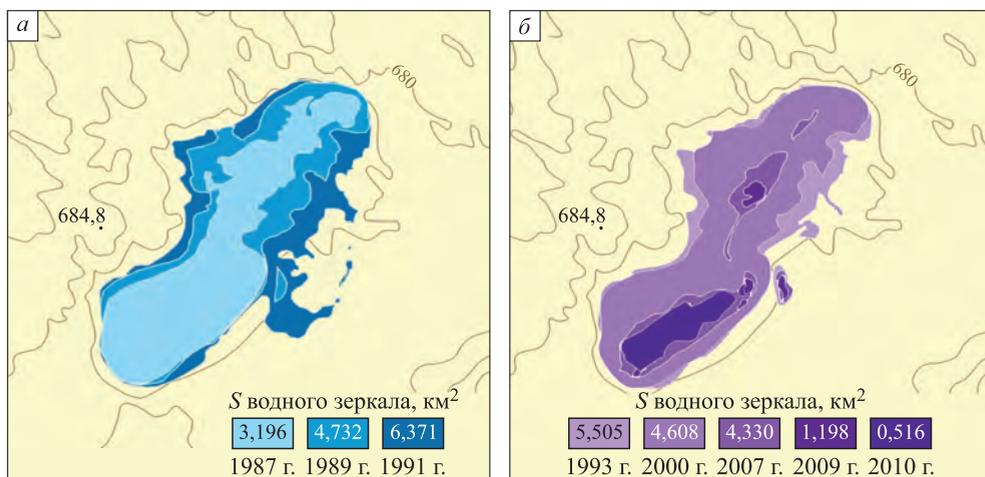


Рис. 3.10. Динамика площади водного зеркала оз. Хара-Нур в многоводную трансгрессивную (а) и маловодную регрессивную (б) фазы в разные годы

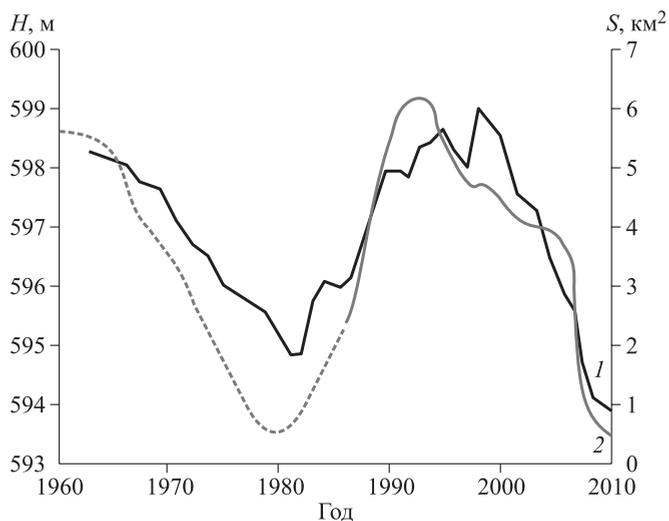


Рис. 3.11. Колебания уровня (H) оз. Барун-Торей [Обязов, 2012] (1) и динамика площади (S) водного зеркала оз. Хара-Нур (2), по данным космоснимков. Штриховой линией показана площадь зеркала, рассчитанная по модели

а также характеризующихся тем или иным состоянием земной поверхности. Структура динамических фаз дает представление о временном инварианте морфодинамической системы, свойственном тому или иному морфоклиматическому району [Баженова, 2011].

Рассмотрим, каким образом в течение цикла меняется механизм функционирования бассейна оз. Хара-Нур. Для этого проведем анализ изменения скорости и направления движения потоков вещества в отдельных звеньях бассейна в различные динамические фазы рельефообразования. Результаты такого анализа обобщены в табл. 3.2, а также представлены в виде картографических сюжетов (см. рис. 3.9; рис. 3.12, 3.13). Выше нами была представлена картографическая модель функционирования малого денудационного бассейна (см. рис. 3.6), в этом разделе внимание уделено особенностям функционирования элементарных систем бассейна оз. Хара-Нур в зонах транзита и аккумуляции вещества.

Нормальная зональная фаза отмечается в средние по условиям увлажнения годы и занимает около 80 % продолжительности всего цикла. Она характеризуется средними скоростями геоморфологических процессов, перераспределением вещества внутри отдельных элементов системы. Комплексы ведущих процессов, характерных для этой фазы, показаны на рис. 3.9.

В денудационных бассейнах основное перераспределение вещества выражается в максимальном преобразовании склонов – в переносе вещества с наветренных склонов на подветренные, в делювиальном и дефлюкционном сносе отложений с верхних участков склонов на нижние. При этом ведущую роль в интеграции вещества выполняют делювиальные процессы.

**Изменение направленности рельефообразования в элементарных системах бассейна оз. Хара-Нур
в различные динамические фазы внутривекового цикла**

Фаза	Элементы бассейна		
	Малый денудационный бассейн	Транзитно-денудационные пади	Озерная котловина
Зональная семиаридная фаза интеграции вещества в системах	Выравнивание рельефа; формирование делювиальных шлейфов	Выравнивание рельефа; формирование склоновых шлейфов; накопление материала в днищах падей	Выравнивание рельефа; формирование береговых валов и современной озерной террасы
Транстрессивная перигляциальная фаза дальнего флювиального транспорта вещества	Расчленение рельефа; формирование нагорных педиментов, эрозионный врез, криогенно-флювиальный вынос вещества	Расчленение рельефа; расширение наледных полей, формирование долинных педиментов, эрозионный врез, флювиальный вынос	Выравнивание рельефа; формирование пролювиальных конусов выноса и приозерных педиментов
Регрессивная аридная фаза дальнего эолового транспорта вещества	Выравнивание рельефа; интенсивная дефляция	Выравнивание рельефа; дефляция, транзит и аккумуляция эолового материала	Выравнивание рельефа; дефляция, интенсивная эоловая аккумуляция
Результующее состояние системы	Динамическое равновесие; расширение нагорных педиментов	Расчленение рельефа; расширение долинных педиментов	Выравнивание рельефа; формирование полигенетической аккумулятивной равнины

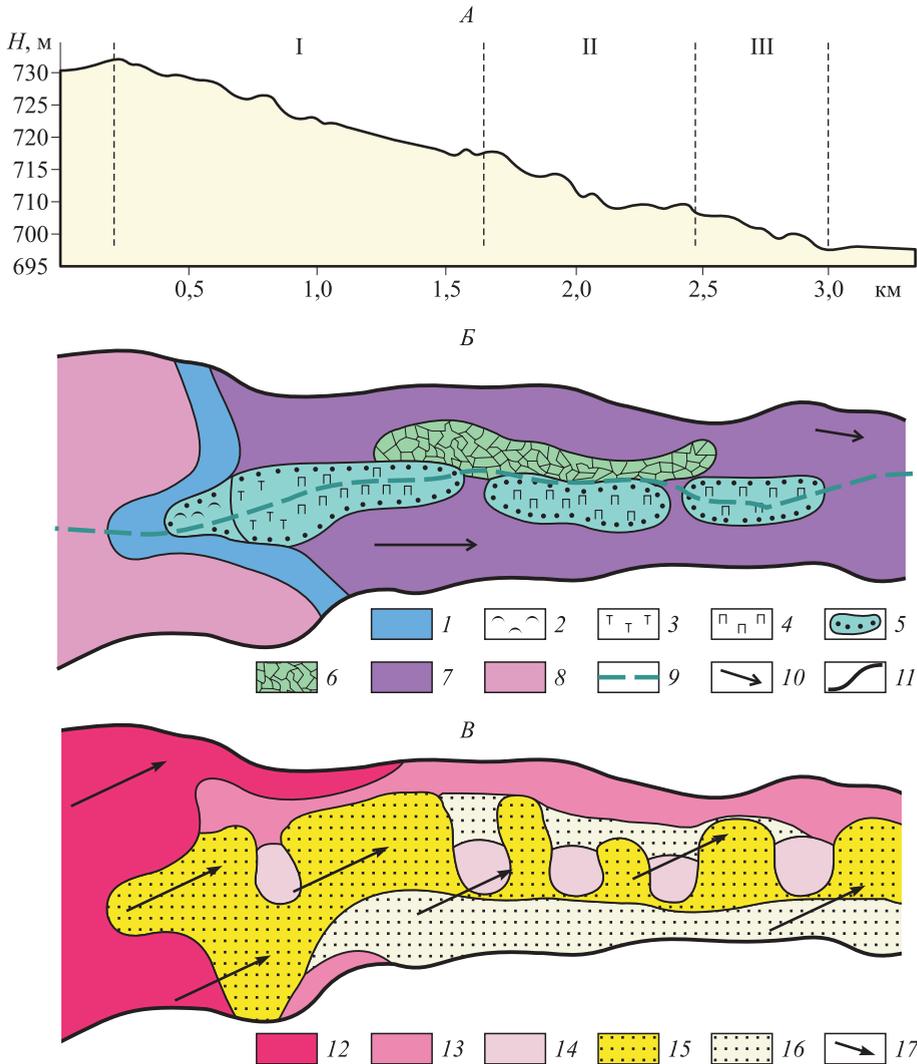


Рис. 3.12. Механизм и направление транспортировки вещества в транзитно-денудационных системах (падь Средняя Икири).

А – гипсометрический профиль. I–III – морфологические ступени.

Б – перигляциальная фаза. Ведущие процессы: 1 – нивация; 2 – локальное пучение грунта (формирование гидролакколитов); 3 – термокарст; 4 – формирование туфуров и солифлюкция в днище пади (в пределах наледных полей); 5 – наледообразование; 6 – развитие полигональных грунтов; 7 – плоскостной смыв в сочетании с дефлюкцией и кратковременной солифлюкцией в нижней части склонов; 8 – слабый плоскостной смыв в сочетании с десерпцией и морозобойным растрескиванием грунтов; 9 – эрозия временных водотоков. 10 – основное направление движения вещества; 11 – граница системы.

В – аридная фаза. Ведущие процессы: 12 – сильная дефляция; 13 – дефляция умеренная в сочетании с десерпцией и слабым смывом; 14 – слабая дефляция в сочетании с зоогенным сносом; 15 – интенсивная эоловая аккумуляция; 16 – умеренная эоловая аккумуляция.

17 – основное направление ветровых потоков

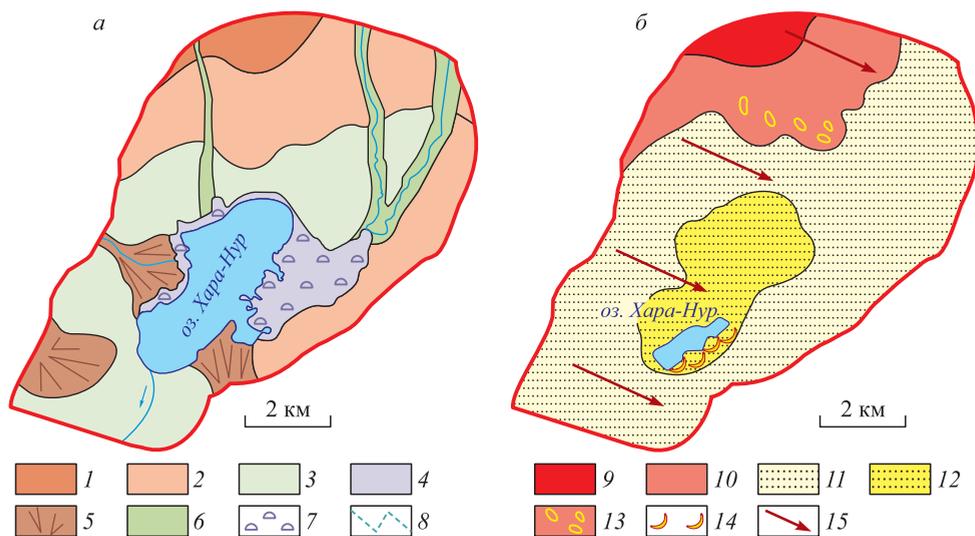


Рис. 3.13. Перигляциальная (а) и аридная (б) динамические фазы рельефообразования котловины оз. Хара-Нур.

Ведущие процессы: 1 – слабый смыв в сочетании с десерпцией; 2 – интенсивный смыв в сочетании с дефлюкцией; 3 – солифлюкция в сочетании с делювиальной аккумуляцией; 4 – пучение и морозобойное растрескивание грунта в сочетании с пролювиальной аккумуляцией; 5 – пролювиальная аккумуляция; 6 – эрозия временных водотоков, морозобойное растрескивание; 7 – гидролакколиты; 8 – временные водотоки. 9 – умеренная дефляция; 10 – очень сильная дефляция; 11 – умеренная эоловая аккумуляция; 12 – интенсивная эоловая аккумуляция. Формы рельефа: 13 – котловины выдувания; 14 – эоловые аккумулятивные гряды. 15 – основное направление ветровых потоков

В транзитно-денудационных системах участвует более широкий набор процессов средней интенсивности. При этом происходит незначительный снос вещества со склонов в результате слабого смыва и дефлюкции, а также перераспределение отложений в днищах падей. Здесь, у выходов родников, формируются небольшие наледы, объем которых не превышает 30–40 тыс. м³. Весной при таянии наледей на поверхность льда активно оседает эоловый мелкозем, процесс этот идет неравномерно. Эрозия временных водотоков кратковременна, большее развитие получает термокарст.

В котловине оз. Хара-Нур площадь водного зеркала варьирует в интервале 3–4 км². В нормальную зональную фазу идет активное преобразование берегов, формируются береговые валы, на озерных террасах отмечается слабая дефляция, вдоль восточного побережья озера происходит пучение грунта и морозобойное растрескивание, широкое развитие получает термокарст.

В целом для этой фазы характерен ближний транспорт вещества (табл. 3.2). Обмен веществом и энергией между элементами системы незначителен, для них свойственны автономное развитие и свой механизм рельефообразования. В соответствии с внутривековой цикличностью хода атмосферного увлажнения продолжительная зональная фаза рельефообразования сменяется экстремальными фазами дальнего транспорта вещества.

Перигляциальная фаза приурочена к пикам ветвей высокого увлажнения (см. рис. 3.11). Уровни озер в эти годы были высокими, соответственно данную фазу следует назвать трансгрессивной.

Представление о механизме перигляциального рельефообразования в транзитно-денудационных системах дают наши наблюдения в пади Средняя Икири. Их результаты, а также материалы дешифрирования космических снимков позволили составить картографическую модель функционирования системы в экстремальные фазы цикла (см. рис. 3.12). При росте увлажненности территории и резком подъеме уровня грунтовых вод в днище пади отдельные участки (ядра) криогенного рельефообразования сливаются в единый мерзлотный пояс. При этом размеры наледей и интенсивность процессов в транзитно-денудационных системах на порядок превышают таковые в денудационных бассейнах. Практически все днище и нижние части склонов испытывают активное преобразование, сопровождающееся мощным выносом большого объема вещества. В пределах днища пади наиболее активное развитие нивальных и криогенных процессов сконцентрировано в зонах разгрузки грунтовых вод. В результате этих процессов здесь образуются мерзлотные «забои» – зоны кумуляции энергии рельефообразования, приводящие к отступанию крутых склонов и формированию долинных педиментов. Наблюдается четкая пространственная упорядоченность в распространении процессов криогенного выветривания и сноса вещества.

Непосредственно к подножию уступа примыкает снежник мощностью 130–250 см. Далее вниз по склону зону нивации сменяет зона интенсивного пучения грунта шириной 70–150 м. В ней вертикальные перемещения грунтов, определяющие мощность динамически активного слоя с учетом сезонного оттаивания – промерзания грунта, достигают 7–10 м. Плановые смещения положения бугров пучения в разные годы способствуют расширению зон мерзлотных забоев у подножий уступов склонов.

Пучение грунта сочетается с развитием наледей, объем которых в перигляциальную фазу может составлять 240–850 тыс. м³. В днище пади Средняя Икири формируется три наледи, которые активно влияют на динамику его рельефа. Это находит отражение в морфологии продольного профиля днища пади, на котором выделяются три выположенные ступени, приуроченные к наледным полям (см. рис. 3.12, *а, б*). Размеры наледей закономерно уменьшаются к низовью. Длина наиболее крупного наледного поля в 1991 г. превышала 1300 м, второго – 750, третьего – 600 м. При таянии наледей происходит транспортировка продуктов выветривания, а также накопившегося на поверхности и в теле наледи эолового мелкозема, материала, поступившего из денудационных бассейнов и со склонов пади. Комбинированное воздействие нивации, пучения грунта и наледообразования приводит к интенсивному разрушению подножья склонов пади и поддержанию их крутизны. В пади Средняя Икири достаточно четко прослеживается два уступа, фиксирующих два уровня выравнивания. Такой механизм отступления уступов педиментов широко распространен и в других падах бассейна.

Во время ливневых дождей расход воды в руслах временных водотоков пади на порядок увеличивается, благодаря чему происходит врез русел, кото-

рый особенно интенсивен на относительно крутых участках днища пади между наледными полянами. О масштабах эрозионной работы временных водотоков в перигляциальную фазу, связанной с таянием наледей и ливневыми дождями, говорят размеры эрозионных форм в днище пади Средняя Икири. Так, в августе 1991 г. их преобладающая глубина варьировала от 170 до 340 см, а на отдельных участках она превышала 450 см. Ширина русел изменялась от 5 до 14 м. Средняя длина свежих участков вреза составляла 300 м, а максимальная – 550 м. Средний объем материала, вынесенного из пади в перигляциальную фазу, составил не менее 22 500 м³. В результате поступления вещества в днище озерной котловины происходит формирование пролювиальных конусов выноса.

Особенности формирования озерных котловин в перигляциальных условиях рассмотрены Ю.Г. Симоновым [1962], который отметил, что для бортов и днищ озерных ванн характерно активное мерзлотное и солончаковое выветривание, пучение грунта и нивация. Материалы дешифрирования аэро- и космоснимков, а также данные полевых маршрутных исследований позволили нам создать картографическую модель механизмов рельефообразования котловины оз. Хара-Нур в экстремальные фазы внутривекового цикла (рис. 3.13). В перигляциальную фазу здесь образуются три вида бугров пучения – гидролакколиты, мерзлотные сальзы и туфуры. Мерзлотные сальзы располагаются группами вдоль восточного побережья озера. Пучение грунта в озерной котловине способствует вымораживанию солей на поверхность [Симонов, 1962]. На уровне уреза озера возникает мерзлотный забой, который расширяет котловину, создавая приозерные педименты. Основная часть вещества поступает в котловину озера со стоком временных водотоков. Пролувиальные конусы наиболее выражены в южной половине котловины. В крупных падах основная часть твердого стока аккумулируется на участках расширений днища, не доходя до озерной котловины, куда попадают только тонкие фракции. В экстремально влажные годы, когда уровень воды озера повышается более чем на 5 м, из котловины озера происходит кратковременный сток воды. Во время перигляциальной фазы элементы бассейновой системы взаимодействуют с помощью мощных флювиальных потоков (см. табл. 3.2). При этом совершается залповый вынос вещества из денудационных бассейнов в озерную котловину.

В соответствии с ходом климатических циклов перигляциальная фаза вновь сменяется нормальной зональной фазой. При снижении увлажнения до минимума система вступает в третью, заключительную фазу функционирования – *экстремальную аридную фазу* выравнивания рельефа за счет мощной дефляционной денудации и аккумуляции. Механизм выравнивания определяется максимальным золовым сносом вещества с верхних элементов рельефа, образно говоря – «золовой шлифовкой» вершин и частичным заполнением эрозионных врезов. Вероятность формирования аридных фаз около 12 %, они соответствуют минимумам ветвей пониженного увлажнения исследуемой территории, фиксируемым уровнями озер (см. рис. 3.10). Такая ситуация отмечалась в 1980–1982 и 2009–2010 гг. Для фазы характерно упрощение структуры систем в связи с господством одного процесса – золового.

Дефляция усиливается также благодаря активной деятельности землероев, в результате которой на поверхность склонов выбрасывается большой объем

сыпучего материала, подхватываемого ветровым потоком. Глубокой эоловой переработке подвергаются верхние горизонты отложений вершинных поверхностей, склонов, где резко увеличивается зашебненность, ветром моделируются береговые склоны русел временных водотоков и озера, выдуваются соленосные осадки сухого днища озерной котловины, т.е. все ярусы рельефа становятся ареной эоловой миграции вещества. Объем выносимого эолового вещества в эту фазу превышает фоновый на порядок величин.

В транзитно-денудационных системах дефляции подвержены ветроударные склоны, а также выпуклые перегибы дниц падей (см. рис. 3.12, *в*). В зоне ветровой тени отмечается эоловая аккумуляция. Происходит эоловая переработка бортов и дниц оврагов, размеры которых могут уменьшиться в связи с накоплением в них эолового материала. Скорость эоловой аккумуляции в днице пади весьма неравномерна, она варьирует от первых миллиметров до первых десятков сантиметров.

Максимальной интенсивностью эоловые процессы характеризуются в озерной котловине, где при отсутствии растительности сухие соленосные песчаные осадки становятся легкой добычей ветра. Согласно направлению господствующих ветров с северо-запада на юго-восток, в котловине отмечается закономерная смена зон дефляции, умеренной и очень сильной эоловой аккумуляции на осушенном дне озера, где формируются эоловые гряды (см. рис. 3.13, *б*). Особенно большой мощности (0,7–2,0 м) эоловые отложения достигают у препятствий, возникающих на пути эоловых потоков вещества, вдоль уступов террас и береговых валов, у кустов солянки и т.д. Далее на юго-восток мощность отложений уменьшается и на задернованных поверхностях террас составляет первые сантиметры. Наиболее мелкие частицы эолового потока направлены еще дальше – в область транзита и аккумуляции вещества обширной восточно-азиатской эоловой морфодинамической системы [Чичагов, 1998]. Таким образом, в аридную фазу происходит взаимодействие элементов системы с помощью эоловых потоков дальнего транспорта вещества. После ее прохождения система возвращается к зональной фазе. При этом текущий внутривековой цикл рельефообразования завершается и начинается следующий.

Как установлено, главная тенденция современного рельефообразования семиаридных районов Центральной Азии заключается в интенсивном комбинированном выравнивании рельефа. Его сложный механизм включает как выравнивание сверху (пенепленизацию), так и сбоку (педипленизацию). Конкретные способы выравнивания меняются как в пространстве, так и во времени. Формирование педиментов (нагорных, долинных и приозерных) особенно активно происходит в экстремальную перигляциальную фазу на участках мерзлотных забоев. Интенсивное выравнивание сверху характерно для аридной фазы, во время которой в результате дефляции снижаются верхние ярусы рельефа. Такой же способ выравнивания наблюдается и в нормальную зональную семиаридную фазу, когда происходит формирование делювиальных шлейфов. В озерной котловине формируется аккумулятивная полигенетическая поверхность выравнивания. В ее строении участвуют пролювиальные, эоловые и озерные отложения.

Таким образом, проведенное с системных позиций исследование позволило рассмотреть полностью весь механизм рельефообразования бассейна оз. Хара-Нур, который включает три динамических фазы, следующие одна за другой в определенном порядке. При прохождении фаз меняется механизм процессов, а также направления движения и расход вещества в литодинамических потоках. Процессы, принадлежащие одной фазе, образуют в пространстве парагенетические цепочки.

В пределах цикла отмечается продолжительный период (зональная фаза), когда все элементы системы характеризуются автономным развитием. В это время происходит интеграция вещества, его подготовка к последующему выносу. В подготовке вещества большую роль играют криогенные и зоогенные процессы, значительно разрыхляющие верхние горизонты отложений, ослабляющие связи между отдельными частицами грунта и повышающие их подвижность, подверженность смыву и дефляции. Подготовленный к движению материал доставляется и накапливается на отдельных участках (делювиальных шлейфах, наледных полянах, береговых валах и др.), с которых в последующие экстремальные фазы происходит залповый вынос вещества. При этом наблюдается упорядоченное во времени чередование максимального воздействия процессов на верхние (дефляция) и нижние (эрозия временных водотоков) ярусы рельефа.

Преобразование (дефляционное выравнивание) верхних ярусов происходит во время экстремальной аридной фазы, а расчленение днищ падей и формирование конусов выноса в озерной котловине свойственно перигляциальной фазе. В целом вещество и энергия передаются от одного элемента системы к другому в форме пульсаций. Эти постоянные пульсации и составляют суть иерархически организованного механизма рельефообразования. Механизм сочетает в себе черты аридного и перигляциального рельефообразования в условиях непосредственного соседства криогенной и аридной морфоклиматических зон. Вместе с тем он отличается устойчивостью, так как установлен не только современными многолетними наблюдениями, но обнаруживается в строении опорных разрезов четвертичных отложений.

3.3. ОСОБЕННОСТИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ В ИСТОРИЧЕСКИЙ ПЕРИОД

Синхронность крупных (внутривековых) колебаний климата была характерна также и для исторического прошлого региона, детально изученного китайскими климатологами. Особенно большие успехи ими были достигнуты в изучении климата последних 500 лет. По степени обеспеченности данными, полноте анализа и территориального охвата эти исследования не имеют мировых аналогов [Кренке, Чернавская, 1991]. Для выяснения временной организации систем денудации эти сведения представляют несомненный интерес. Выполненное нами сопоставление колебания увлажненности Даурской степи в первую половину XX столетия с изменением индекса засушливости – увлажненности Китая за этот же период показывает в общих чертах их согласованность (рис. 3.14, *а, б*). Характер температурных изменений в степном

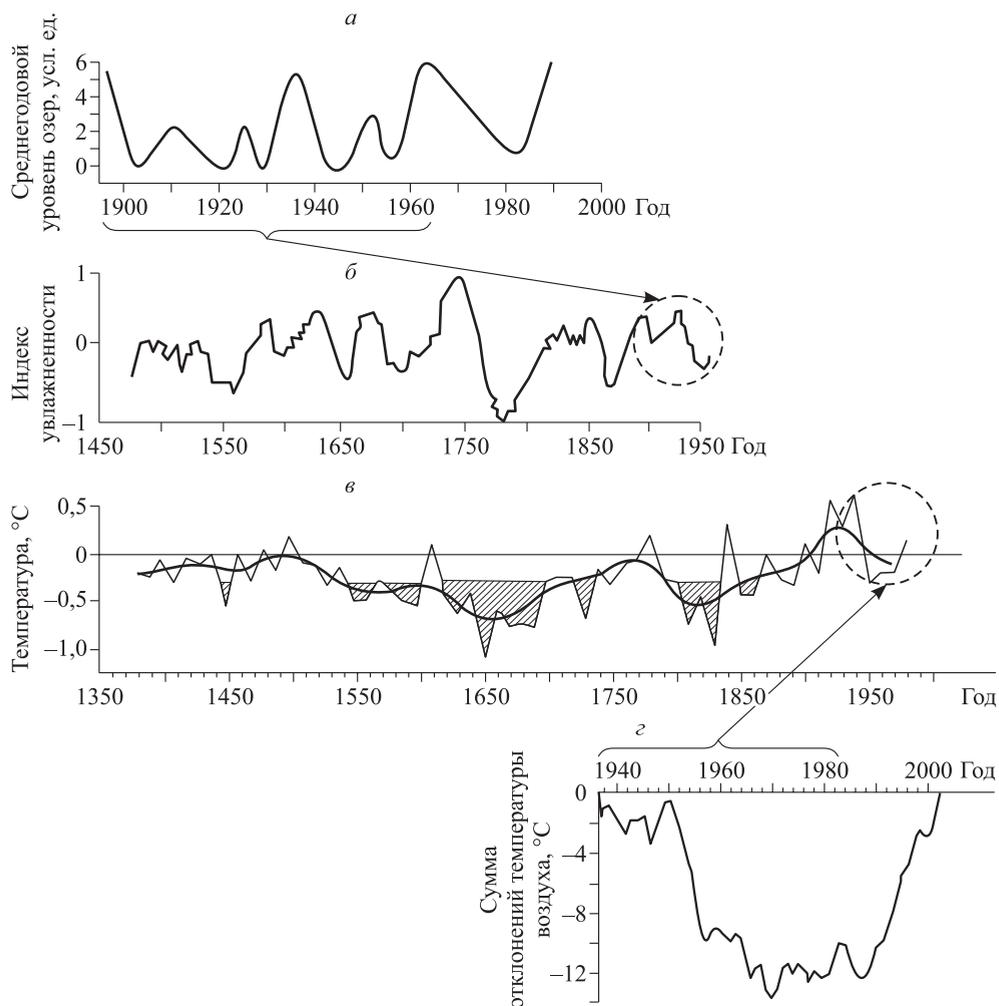


Рис. 3.14. Изменение климатических параметров Даурской степи в XX столетии и Северного Китая в историческом прошлом.

а – колебания уровня Торейских озер [Обязов, 1994]; б – динамика индекса засушливости (увлажненности) в северных районах Китая [Кренке, Чернавская, 1991]; в – годовые температурные аномалии в Северном Китае, сглаженные по десятилетиям, аномалии ниже средних заштрихованы [Чичагов, 1998]; г – разностная интегральная кривая средней годовой температуры воздуха в степном Забайкалье (метеостанция Борзя)

Забайкалье и Северном Китае на временном отрезке 1937–1980 гг. также имеет большое сходство (рис. 3.14, в, г).

Отсюда следует два важных геоморфологических следствия. Во-первых, это позволяет нам найти место современного функционирования систем денудации в степях Центральной Азии на историческом отрезке эволюции природной среды региона (показано кружком на рис. 3.14, б, в). Во-вторых, используя материалы стационарных наблюдений, можно реконструировать ход экзогенного рельефообразования за последние 500 лет.

Для дальнейшей расшифровки временной организации денудационных систем в Даурской степи на более продолжительный период (голоцен) необходим анализ отложений днищ падей и озерных котловин. Для этих целей определенный интерес представляет детальное исследование отложений пади Веснянка в пределах модельного литосборного бассейна, в которых наблюдается несколько погребенных гумусовых горизонтов. Весьма перспективно также изучение истории формирования осадков в котловинах бессточных Торейских озер, несущих интегральную информацию.

Сравнение хода климатических характеристик показывает, что уровень увлажненности территории в современный период существенно не отличается от предшествующего отрезка времени, за исключением периода 1730–1820 гг., когда возрастала амплитуда колебаний увлажненности (рис. 3.14, б). Однако последнее столетие исторического периода ознаменовалось значительной положительной температурной аномалией, особенно выраженной на фоне малого ледникового периода XIV–XIX вв. (рис. 3.14, в). В Восточной Монголии пик похолодания этого периода (маундеровский минимум) отмечался с 1620 по 1700 г. [Кренке, Чернавская, 1991].

Влияние похолодания на рельефообразование детально исследовано В.П. Чичаговым [1998]. По его данным, этот короткий, но яркий, а главное – весьма результативный в рельефообразовании, период резко изменил эволюционный ход развития природной среды. Он отличался катастрофическим проявлением дефляции, оказавшей серьезное воздействие на ход всех природных процессов. Если в настоящее время ураганы повторяются приблизительно раз в 11 лет и реже, то в маундеровском периоде они могли повторяться гораздо чаще: несколько лет подряд, через год, через три-четыре года [Чичагов, 1998]. В это время наиболее деформированы были флювиальные комплексы рельефа. Массированное воздействие дефляции видоизменило речную сеть. В долинах таких крупных рек, как Онон и Улдза, водотоки резко сократились, русла обмелели. Интенсивному развеванию подверглись осушенные участки русел низкой и высокой поймы, первой надпойменной террасы. Большим ветровым разрушениям подверглись 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 на протяжении маундеровского периода была дефляция наветренных склонов останцов, холмов, островных гор [Чичагов, 1998].

«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., судя по данным наблюдений П.С. Палласа и Г.И. Радде 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. Котловины малых озер также испытали мощную дефляцию» [Чичагов, 1998, с. 151].

Другая отличительная особенность рельефообразования в этот период, по данным В.П. Чичагова, была связана с широким развитием нивальных, наледных и мерзлотных процессов. Их деятельность приводила к формированию многочисленных нивальных ниш, наледных полей и морозобойных трещин, следы которых не только сохраняются, но и активно подновляются в настоящее время. В связи с этим следует подчеркнуть, что хотя в малый ледниковый период и особенно в его маундеровский минимум заметно повышалась интенсивность преобразования рельефа за счет увеличения продолжительности экстремальных аридных и перигляциальных фаз, резкого увеличения объемов перемещаемого рыхлого материала, механизм денудации был близок современному.

Таким образом, проведенное исследование свидетельствует о сложной временной организации геоморфологических систем в степях Центральной Азии. Ритмические колебания климатических параметров, выраженные в неоднократном чередовании периодов увлажнения–иссушения, потепления–похолодания вызывают последовательную смену зональных (средних) и гиперзональных (экстремальных) условий рельефообразования. Эти периоды имеют различную продолжительность. Но их чередование сопровождается сменой строго ограниченного набора состояний. Вероятный спектр таких состояний определяется положением степей близ южной границы криолитозоны и вдоль северных пределов обширной аридной области Центральной Азии, а также их приуроченностью к бассейну Амура. С влиянием криолитозоны связано формирование перигляциальных состояний, соседство с аридными регионами проявляется в форме аридных и семиаридных состояний, а под влиянием муссонов возникают семигумидные состояния. Преобладающая тенденция поведения морфодинамических систем в степях Центральной Азии направлена на вынос вещества в функционально с ними связанные флювиальные и эоловые крупные региональные системы с сохранением динамического равновесия.

Глава 4

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА

История развития рельефа Юго-Восточного Забайкалья в голоцене изучена довольно слабо и только в последние десятилетия появились первые результаты по его палеогеографии [Базарова и др., 2008; Базарова и др., 2014б]. Одна из причин, затрудняющая успешную расшифровку событий последних 10–12 тыс. лет, заключается в высокой динамичности геоморфологических процессов, свойственных району, что обусловлено рядом причин. Напомним еще раз, что степи Юго-Восточного Забайкалья относятся к центральноазиатскому классу степных ландшафтов, сочетающих черты горных и равнинных степей [Сочава, 1964]. Район исследования 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. Влияние большого набора факторов на динамику рельефа обеспечивает частую смену механизмов и направлений перемещения вещества в системах. Эти смены во времени происходят не хаотично, а упорядоченно, что было показано в предыдущей главе.

Однако в постоянно меняющихся условиях осадконакопления последующими процессами часто стираются следы предшествующих событий и сложно найти представительные разрезы голоцена. В этом отношении, на наш взгляд, перспективно изучение малых замкнутых литосборных бассейнов, к которым относятся пади временных водотоков и малые озерные котловины, выступающие своеобразными «ловушками», в которых лучше сохраняется интегральная палеогеографическая информация [Баженова и др., 2017; Баженова, Черкашина, 2018; 2022]. Такие бассейны все чаще привлекают внимание исследователей, их нужно рассматривать как палеоморфолитосистемы со сложной пространственно-временной организацией, для познания которой необходим сопряженный анализ процессов рельефо- и осадкообразования [Судакова и др., 2008]. Поэтому для расшифровки литологических летописей голоцена малых флювиальных и озерных бассейнов Даурии привлекались модели функционирования геоморфологических систем, полученные по данным многолетних стационарных исследований [Баженова, 2007; Баженова, Кобылкин, 2014]. При этом выделенные динамические фазы рельефообразования для нас являются кодом для расшифровки голоценовой летописи морфолитогенеза.

Расшифровка стала возможной в результате детального изучения 18 опорных разрезов голоцена, проведенного в степях Даурии в 2013–2015 гг. в ходе выполнения проекта РФФИ № 13-05-00524. При этом большое внимание уделялось выбору мест заложения разрезов на пути геоморфологического транзита и аккумуляции вещества.

4.1. ФУНКЦИОНИРОВАНИЕ БЕССТОЧНЫХ ОЗЕРНЫХ БАССЕЙНОВ ДАУРИИ В ГОЛОЦЕНЕ

В качестве опорного взят бассейн оз. Хара-Нур, в котором многие годы выполнялись полевые экспериментальные наблюдения за ходом экзогенных геоморфологических процессов. Бассейн расположен на границе с Монголией (см. рис. 3.8). Ранее нами детально рассмотрен внутривековой 27–35-летний цикл функционирования озерных бассейнов [Баженова, Кобылкин, 2014], который используется авторами в качестве модели рельефообразования при реконструкции геоморфологических событий голоцена.

Для выяснения особенностей голоценового морфолитогенеза котловины оз. Хара-Нур исследовались отложения современной озерной террасы высотой над урезом воды 2–5 м. Она приурочена к наиболее низкой части котловины и представляет собой плоскую поверхность с уклоном 0,5–3,0°. Поверхность осложнена конусами выноса временных водотоков, буграми пучения и термокарстовыми воронками, полигональным криогенным микрорельефом, а также серией береговых валов, которые отделяют от озера лагуны, занятые солончаками. Отложения террасы фациально сочленяются с аллювиально-пролювиальными конусами, образуя с ними единую полигенетическую аккумулятивную поверхность. На этой поверхности в юго-восточной части озерной котловины, где лучше сохраняются рыхлые отложения, заложено 3 разреза (см. рис. 3.8). Координаты разрезов приведены в табл. 4.1.

Учитывая недостаточность информации по этим разрезам, для восстановления геоморфологических событий голоцена к анализу привлекались опубликованные данные других исследователей по сопредельным районам высокой Приононской (оз. Зун-Соктуй, Ножий) и Онон-Торейской («озерный пояс», Торейские озера) равнин, а также Восточно-Монгольской равнины (озера Буйр и Хух-Нур) [Шамсутдинов, 1970; Севастьянов и др., 1994; Чичагов,

Таблица 4.1

Координаты разрезов

Номер разреза	Координаты (WGS-84)
1	N 49°56'51,89"; E 116°38'59,35"
2	N 49°56'18,98"; E 116°39'58,69"
3	N 49°57'12,30"; E 116°39'23,40"
4	N 50°09'45,97"; E 115°53'10,61"
5	N 50°10'33,50"; E 115°54'38,60"
6	N 50°09'59,00"; E 115°53'55,30"
7	N 50°09'32,11"; E 115°54'17,35"
8	N 50°08'36,40"; E 115°54'55,40"
9	N 50°09'33,00"; E 115°52'19,60"
10	N 50°09'13,60"; E 115°53'05,30"
11	N 50°06'44,90"; E 116°35'15,20"
12	N 50°13'43,56"; E 115°45'57,90"
13	N 50°06'12,5"; E 115°19'25,9"
14	N 50°5'59,00"; E 115°20'2,83"
15	N 50°32'24,0"; E 115°18' 55,9"
16	N 50°32'24,0"; E 115°18'55,9"
17	N 50°22' 58,8"; E 114° 59'18,8"

2000; Базарова и др., 2011, 2014б]. Возможность использования материалов по голоцену соседних озерных бассейнов определяется общностью геоморфологического развития этой равнинной территории [Чичагов, 2000], относящейся к одной Даурской или Онон-Аргунской физико-географической провинции Центральной Азии [Сочава, Тимофеев, 1968]. Колебания климата в четвертичный период здесь происходили синхронно [Малаева, Мурзаева, 1987; Малаева, 1989]. Изменения водности озер Даурии имеют большое сходство с эволюцией озер Восточно-Степной области Монголии, исследованной на примере озер Буйр и Хух-Нур [Севастьянов и др., 1994]. Для нее характерен синхронный ход природных процессов, обусловленный климатическими колебаниями и в настоящее время [Обязов, 1994].

В этом обширном равнинном районе исследуемые озерные бассейны образуют субмеридиональный профиль, вытянутый с северо-запада на юго-восток, на котором в настоящее время проявляется широтная зональность растительности. На нем основными объектами анализа, помимо оз. Хара-Нур, расположенного в средней части профиля, взяты замыкающие его на северо-западе оз. Зун-Соктуй и на юго-востоке оз. Буйр в Монголии (см. рис. 3.8). Оба озера большую часть голоцена были пресноводными, их отложения содержат богатые комплексы диатомовых [Севастьянов и др., 1994; Базарова и др., 2011], в отличие от сильно засоленных отложений оз. Хара-Нур. В котловине оз. Зун-Соктуй исследован разрез на литорали озера [Базарова и др., 2011]. В котловинах озер Буйр и Хух-Нур изучены донные осадки [Севастьянов и др., 1994].

По всем основным разрезам получены радиоуглеродные датировки, которые представлены в табл. 4.2. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы CalPal 2007_HULU Кёльнского университета. Изучение разрезов в озерных котловинах включало также гранулометрический, геохимический, спорово-пыльцевой и диатомовый анализы отложений. Анализ содержания диатомовых водорослей в отложениях разреза 3 выполнен главным инженером лаборатории кайнозоя Института Земной коры СО РАН канд. биол. наук Г.П. Черняевой. Особое внимание уделялось определению карбонатов в отложениях котловины оз. Хара-Нур, высокие содержания которых в аридных районах являются важным индикатором их озерного генезиса [Last, 2002]. Разграничение озерных и эоловых отложений проводилось также по совокупности литологических признаков – гранулометрическому составу, структуре залегания и цвету. Для озерных отложений региона характерен тяжелый гранулометрический состав, часто сизоватый цвет и плитчатая структура, а для эоловых супесчано-легкосуглинистый состав, отсутствие грубообломочных включений, желтоватая цветовая гамма и призматическая структура, вызванная облессованием. Кроме того, исследовалось строение, содержание и состав гумуса палеопочв, прежде всего, соотношение гуминовых и фульвокислот ($C_{гк}/C_{фк}$) для получения информации о климатических условиях их формирования. Этот методический прием успешно использовался при изучении условий почво- и рельефообразования в соседних районах Монголии [Чичагов, 2000].

Таблица 4.2

Радиоуглеродные даты голоценовых отложений на севере Центральной Азии

Лабораторный номер	Глубина, см	Датируемый материал	Возраст, лет ¹⁴ C	Календарный возраст, лет
<i>I терраса оз. Хара-Нур</i>				
Разрез 1				
ЛУ-7892	8–13		1470 ± 110	1400 ± 100
ЛУ-7895	49–53		5470 ± 130	6240 ± 150
ЛУ-7894	86–90		8250 ± 160	9210 ± 190
Разрез 2				
ЛУ-7897	27–32		4260 ± 130	4820 ± 200
ЛУ-7896	88–92		5130 ± 340	5880 ± 380
Разрез 3				
ЛУ-7781	26–31		2160 ± 110	2160 ± 140
ЛУ-7782	55–59		2610 ± 100	2670 ± 150
ЛУ-7854	72–77		2930 ± 170	3100 ± 200
ЛУ-7784	79–82		3120 ± 160	3310 ± 210
ЛУ-7783	93–98		2880 ± 110	3050 ± 150
ЛУ-7790	127–132		3310 ± 150	3580 ± 180
ЛУ-7791	155–160		3490 ± 140	3780 ± 180
<i>Падь Веснянка (бассейн оз. Хух-Нур) (по: [Баженова и др., 2017])</i>				
ЛУ-8063	18–23		1310 ± 100	1210 ± 100
ЛУ-8064	98–103		5300 ± 140	6080 ± 150
ЛУ-8065	146–153	Гумусированный суглинок	6200 ± 100	7090 ± 120
ЛУ-8066	188–193		7240 ± 130	8070 ± 130
ЛУ-8067	203–208		7090 ± 150	7920 ± 150
ЛУ-8068	213–216		7660 ± 120	8480 ± 130
<i>Восточно-Урулунгуевская котловина (по: [Карасев, 2002])</i>				
СОАН-3441	14–15 м	Торф	8195 ± 125	9177 ± 164
<i>Разрез на литорали оз. Зун-Соктуй (по: [Базарова и др., 2011])</i>				
СОАН-7080	5–7		1475 ± 25	1363 ± 23
СОАН-7081	11–13	Гумусированный алеврит	2550 ± 40	2640 ± 92
СОАН-7082	14–17		3155 ± 70	3371 ± 79
СОАН-7083	25–27		5670 ± 120	6484 ± 131
<i>Разрез на литорали оз. Ножий (по: [Базарова и др., 2014б])</i>				
СОАН-8171	4–7	Гумусированный	290 ± 90	1639 ± 137 AD
СОАН-8171	9–11	песок	510 ± 85	1402 ± 74 AD
<i>Донные отложения оз. Буир (Монголия) (по: [Севастьянов и др., 1994])</i>				
ТА-1831	100–110	Органогенный ил	1320 ± 80	1224 ± 80
ТА-1830	140–150	Серая глина	1650 ± 70	1554 ± 99
ТА-1193	220–240	Органогенный ил	3290 ± 80	3534 ± 89
<i>Донные отложения оз. Хух-Нур (Монголия) (по: [Севастьянов и др., 1994])</i>				
ТА-1174	55–75	Органогенный ил	1320 ± 60	1239 ± 53

Разрез 1 глубиной 150 см охватывает почти весь голоцен (рис. 4.1). Разрез 2 характеризует особенности осадконакопления во вторую половину голоцена в условиях остаточного водоема, сформировавшегося в прибортовой пониженной части озерной террасы в конце атлантического периода (рис. 4.2). Разрез 3 позволяет детально рассмотреть морфолитогенез в котловине озера за последние 4 тыс. кал. лет (рис. 4.3).

Изучение разрезов в котловине оз. Хара-Нур, в соседних бассейнах и на сопредельных территориях Монголии [Шамсутдинов, 1970; Севастьянов и др., 1994; Чичагов, 1998, 2000; Карасев, 2002; Базарова и др., 2011; Yang и др., 2011; Базарова и др., 2014а; Баженова и др., 2017] позволяет достаточно подробно рассмотреть изменение условий осадконакопления и рельефообразования в озерных котловинах бессточного бассейна Центральной Азии в голоцене. Они происходили на фоне чередования трансгрессивных и регрессивных фаз озерных водоемов.

По данным [Севастьянов и др., 1994], в эпоху высокого увлажнения начала голоцена отмечалась **первая трансгрессивная фаза озер (T_1)**. Сток р. Халхин-Гол значительно превышал современный и обеспечивал высокое стояние оз. Буйр. Площадь озера была в 8–10 раз больше современной, а система озер Буйр-Далайнор имела сток в бассейн Амура. По результатам исследований [Базарова и др., 2011] в первую половину бореальной фазы оз. Зун-Соктуй представляло собой водоем большой площади, но глубина его была незначительной. Об этом свидетельствует состав диатомей. Литораль озера была заселена макрофитами, а прибрежная зона занята гигрофитами. Состав спорово-пыльцевых комплексов типичен для влажных и теплых климатических условий – в листовеннично-березовых формациях, свойственных пребореалу, появились в небольшом количестве кедр сибирский и ель [Базарова и др., 2011].

Проведенный Леонтьевской и Харанорской партиями Читинского геологического управления палинологический анализ аллювиально-пролювиальных отложений, выполняющих днища падей и слагающих сухие дельты в южной части соседней с бассейном Хара-Нур Тургино-Харанорской впадины, выявил многочисленные спорово-пыльцевые спектры лесостепного типа, отражающие условия морфолитогенеза в конце плейстоцена – начале голоцена [Карасев, 2002].

В **первую регрессивную фазу развития озер (P_1)** (позднебореальное время) формируется нижняя часть разреза 1 в котловине оз. Хара-Нур. В интервале 87–150 см отложения представлены озерными иловатыми глинами серовато-светло-коричневыми с включением крупного песка (см. рис. 4.1). Толща пронизана криогенными клиньями, которые начинаются из вышележащего погребенного гумусового горизонта, залегающего в интервале 76–87 см. Радиоуглеродная датировка гумусированной глины 9210 ± 190 (ЛУ-7894) позволяет нам уверенно говорить о времени формирования криогенных клиньев и почвы в условиях кратковременной регрессии озера. В Восточно-Урулунгуевской впадине в нижней части разреза озерных отложений фиксируются линзы торфа, радиоуглеродный возраст которых составляет 9177 ± 164 кал. л. н. (СОАН-3441), свидетельствующие о застойности режима водоема и его регрессивной фазе [Карасев, 2002]. В условиях кратковременного значительного

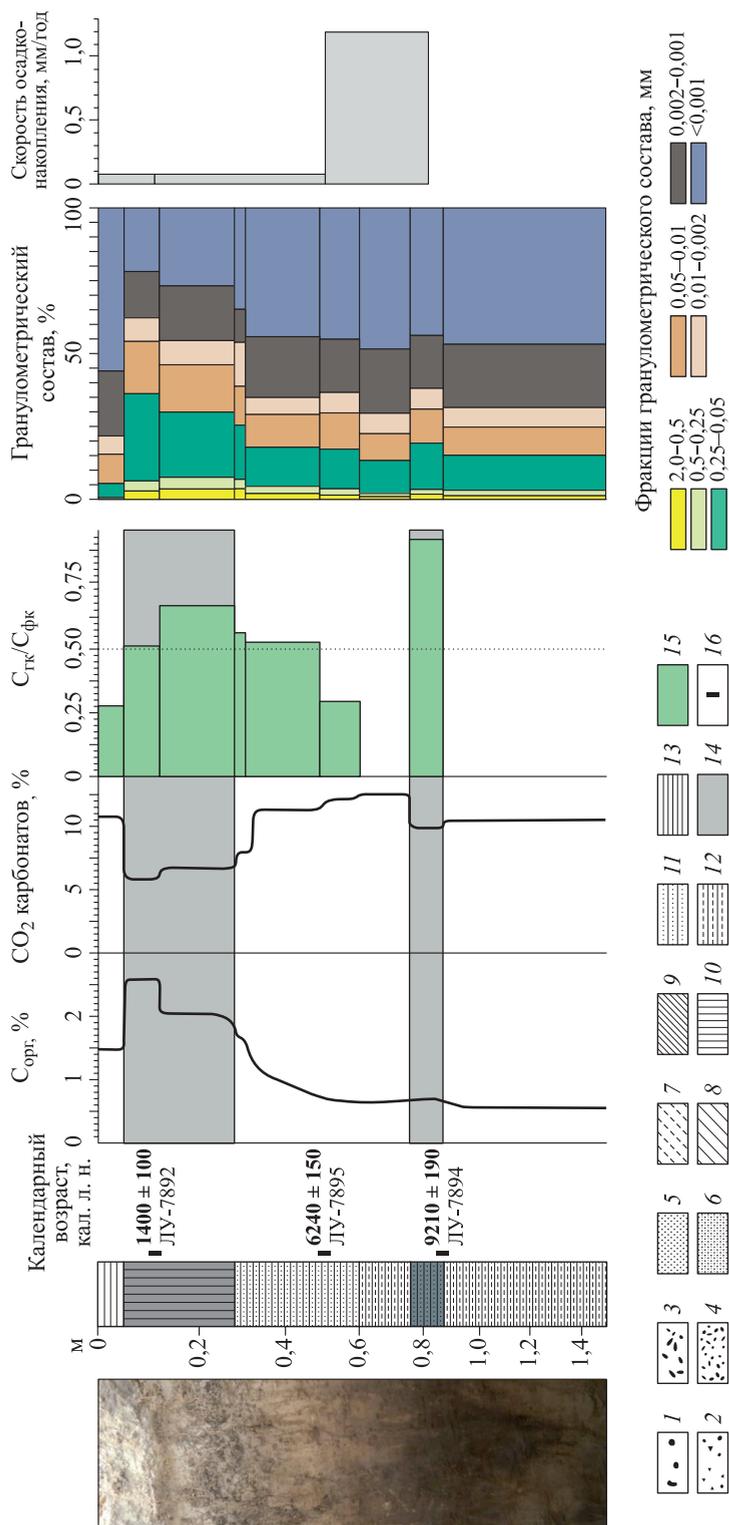


Рис. 4.1. Стратификация, абсолютный возраст и физико-химические свойства отложений разреза 1 в котловине оз. Хатын-Нур.

Здесь и далее в подобных рисунках в разрезах голоцена используются обозначения: 1 – щебень; 2 – древес; 3 – галечник; 4 – гравий; 5 – песок рыхлый; 6 – песок связный; 7 – супесь; 8 – суглинок легкий; 9 – суглинок средний; 10 – суглинок тяжелый; 11 – глина легкая; 12 – глина средняя; 13 – глина тяжелая; 14 – гумусированный материал; 15 – соотношение гуминовых и фульвокислот; 16 – отбор пробы на ¹⁴C; гранулометрический состав

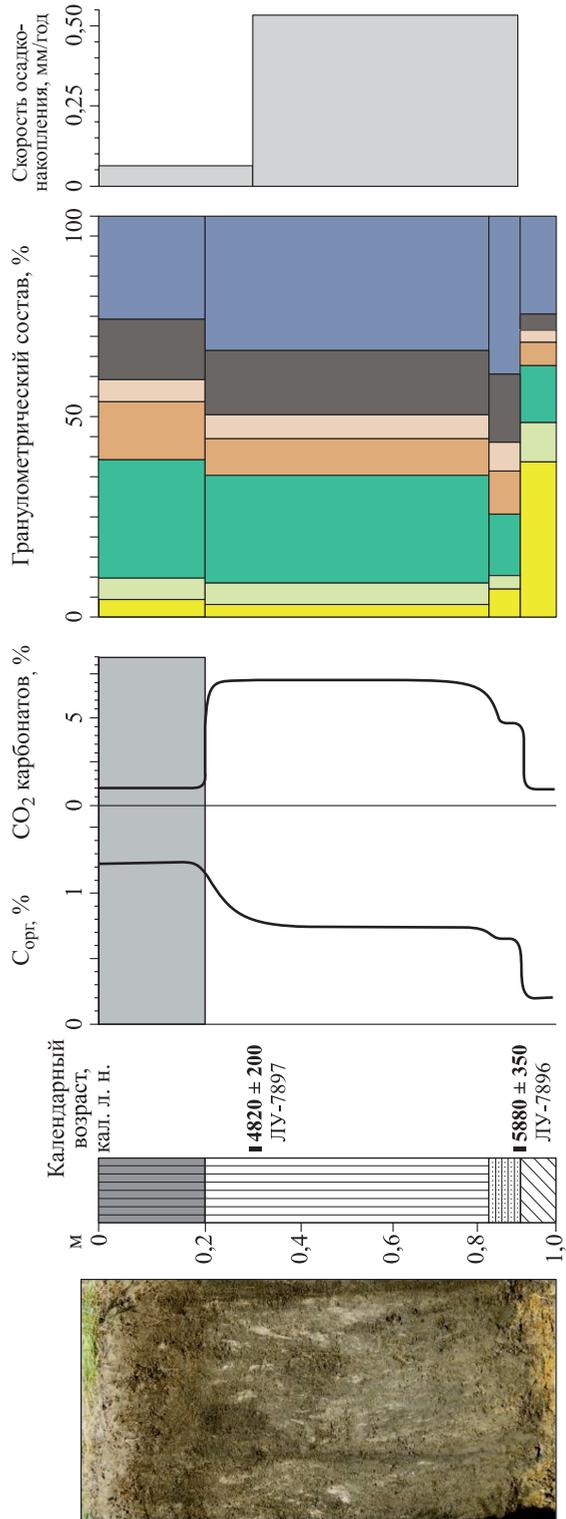


Рис. 4.2. Стрoение, абсолютный возраст и физико-химические свойства отложенный разреза 2 в котловине оз. Хара-Нур.

Усл. обозн. см. на рис. 4.1

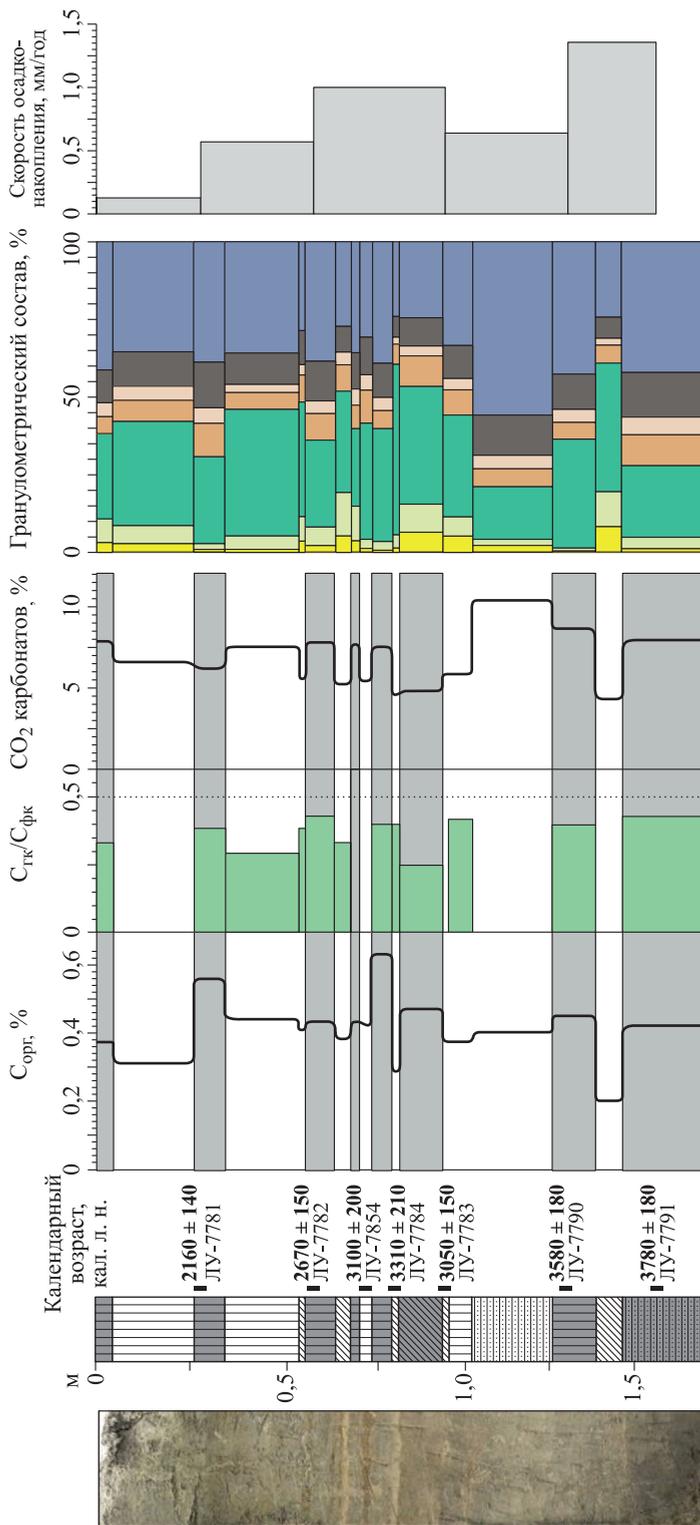


Рис. 4.3. Стрoение, абсолютный возраст и физико-химические свойства отложений разреза 3 в котловине оз. Хара-Нур.

Усл. обозн. см. на рис. 4.1

похолодания отмечается резкое обеднение видового состава и количественного содержания диатомовых в разрезе котловины оз. Зун-Соктуй, что свидетельствует о сокращении площади водного зеркала озера и даже, предположительно, его полном пересыхании [Базарова и др., 2011]. На похолодание указывает также резкое сокращение площади сосновых лесов и увеличение площади холодных степей со значительным участием ксерофитов в растительных сообществах низкогорных хребтов, расположенных к северу от Приионской равнины [Базарова и др., 2011]. В котловине оз. Буйр, по данным палиноспектров отложений высокой и низкой поймы, в бореальную климатофазу в составе растительного покрова преобладали полынно-маревые формации, что предполагает засушливые климатические условия [Малаева, 1989].

В последующую **трансгрессивную атлантическую фазу развития озер (T_2)** в теплых климатических условиях и повышенном атмосферном увлажнении отмечалось значительное увеличение площади водного зеркала озер. Озеро Хара-Нур в эту фазу (на рубеже 8,8–6,2 кал. л. н.), по данным разреза 1, представляло собой обширный сильно минерализованный водоем – содержание CO_2 карбонатов в отложениях достигало 12,5 % (см. рис. 4.1). Этой фазе соответствуют залегающие в интервале 50–76 см озерные серовато-бурые глины с включением крупного окатанного песка, который привносился в результате волновой деятельности из зоны пролювиальной аккумуляции, показанной на рис. 3.9. Скорость осадконакопления составляла 0,12 мм/год.

По падам в периферийные части озерных котловин поступало большое количество обломочного материала. Вынос обеспечивался периодически повторяющимися флювиальными катастрофическими событиями в малых долинах. Так, в пади Веснянка, открывающейся в долину р. Шарасун (бассейн оз. Хух-Нур), в разрезе 11 в пачке отложений на глубине 1,4–2,3 м фиксируются следы целой серии таких флювиальных потоков, представленные слоями балочного аллювия [Баженова и др., 2017]. Возраст флювиального сноса – между 7090 ± 120 (ЛУ-8065) и 8480 ± 130 (ЛУ-8068) кал. л. н. В отложениях пади Крементуй, открывающейся в оз. Зун-Торей, в погребенной почве, возраст которой $8050 \pm \pm 150$ кал. л. н. (ЛУ-7452), получены низкие значения индекса степь/лес, общее распределение основных элементов спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о лесостепном характере растительного покрова [Баженова и др., 2017].

Озеро Зун-Соктуй расширило свои размеры за счет притока речной воды (р. Хила). В опорном разрезе в слое коричневого алеврита (возраст 6484 ± 131 (СОАН-7083)) видовой состав диатомовых водорослей показал быстрое и значительное обводнение озера и максимальную глубину, что сопровождалось развитием планктонных видов. На литорали появились поля макрофитов, а в прибрежной зоне активное заболачивание. По данным палинологического анализа, в атлантическую фазу на Приионской равнине отмечается расширение площади сосновых лесов и сокращение площади степей [Базарова и др., 2011].

По данным [Севастьянов и др., 1994], в донных осадках оз. Буйр в слоях серой глины, перекрывающих серо-голубую, в интервале глубин 3,5–3,1 м обнаружена богатая диатомовая флора. Средний возраст отложений на глубине 3,3 м около 5800 кал. л. н. нами определен расчетным путем, исходя из средней скорости 0,43 мм/год. «Доминирующий комплекс представлен планктонными

Aulacoseira granulate, *Cyclotella meneghiniana*, *C. comta*, *Coseinodiscus lacustris* и эпифитными видами – *Fragilaria brevistriata*, *F. Construens* var. *venter*. Содержание галофильных видов 16–27 %. Подобный комплекс характерен для крупного, неглубокого, проточного, мезотрофного водоема» [Севастьянов и др., 1994, с. 258].

В атлантическую фазу изменяется направление течения р. Халхин-Гол в результате ускоренного заполнения аллювиальными отложениями ложбины стока и разобщения между собой озер Буйр и Далайнор. Для атлантической климатофазы показательно участие в составе спектров отложений первой террасы оз. Буйр заносной пыльцы деревьев и наличие единичных находок пыльцы вяза и лещины; в составе пыльцы травянистых растений увеличивается роль пыльцы мезофитного разнотравья. Климат был достаточно влажным и теплым, в растительности господствовали разнотравные степи [Малаева, 1989]. Увеличение количества и размеров озер в атлантический период голоцена было характерно и для Северного Китая [Yang и др., 2011].

На хронологическом рубеже около 5,0–5,3 тыс. лет начинается **вторая регрессивная фаза эволюции озер (P₂)**. Этот рубеж фиксируется во многих разрезах Даурии резким снижением флювиальной деятельности, в спорово-пыльцевых спектрах отложений возрастает доля степной растительности [Карасев, 2002; Баженова и др., 2017]. В это время произошло резкое сокращение размеров оз. Хара-Нур, что зафиксировано в разрезе 2 по снижению содержания карбонатов в отложениях (см. рис. 4.2). Возможность более детально рассмотреть суббореальную регрессивную фазу дает разрез 3 (см. рис. 4.3). Процесс сокращения озера шел неравномерно, периодически озеро пересыхало совсем, а затем вновь восстанавливало свои размеры. Рассмотрим его более подробно.

Внизу разреза в интервале 146–160 см залегает пачка озерных сизоватосерых глин плитчатой структуры с обильными включениями железистых конкреций. В них встречены единичные створки рода *Surirella* – *S. aff. tientsinensis* Skv. Это пресноводный вид (вероятно, индифферент). Предположительно осадки формировались в условиях неглубокого слабопроточного водоема.

В интервале 139–146 см, судя по снижению более чем в 2 раза содержания CO₂ карбонатов и C_{орг}, резко меняются условия осадконакопления. Озерные глины перекрываются суглинком мелкопесчаным желтовато-серым. Для этого горизонта характерны максимальные скорости накопления (1,4 мм/год). Вероятно, это был очень короткий (35–40 лет) период сокращения водоема и эоловой аккумуляции, который сменился этапом стабилизации поверхности и формирования почвы в условиях похолодания климата, о чем свидетельствуют криогенные клинья, рассекающие почву. Этот период криогенеза хорошо датирован временем завершения почвообразования – 3580 ± 180 кал. л. н. Следует подчеркнуть, что особенно хорошо криогенные клинья видны в разрезах 1 и 2 (см. рис. 4.1, 4.2). Время образования клиньев, определенное расчетным путем с использованием имеющихся радиоуглеродных датировок, лежит в интервале 3300–3500 кал. л. н. Далее, по данным разреза 3, вновь происходит увеличение площади озера в период с 3580 по 3050 кал. л. н. За это время отложились серые с сизоватым оттенком озерные глины, сильно ожелезненные. Озеро было сильно минерализовано, содержание CO₂ карбонатов достигало 10,2 %.

Следующая пачка отложений в интервале 53–102 см формировалась в среднем со скоростью 1,02 мм/год 380 лет (с 3050 до 2670 кал. л. н.) при многократной смене субаквальных условий на субаэральные и обратно. Пачка имеет слоистое сложение в результате чередования озерных гумусированных бурых суглинков и эоловых горизонтов серовато-желтых супесей. Отметим, что радиоуглеродные датировки, полученные из этой пачки, показывают инверсию дат, связанную с эоловым привнесом более старых отложений с окружающей территории, так как разрез приурочен к зоне эоловой аккумуляции. В отложениях на глубине 81–94 см встречен обломок центрического вида рода *Stephanodiscus* – *St. aff. grandis* Churs. et Yog. Обломок сильно разрушен и, скорее всего, он является переотложенным. В целом это был весьма динамичный суббореальный период в жизни озера, включающий не менее 8 циклов колебания уровня водоема на фоне общей его регрессивной эволюции.

По данным [Базарова и др., 2011], в суббореальный период происходило обмеление оз. Зун-Соктуй, сократилась его площадь, уменьшились глубины, повысилась соленость. В составе диатомовых водорослей появились мезогаалобы. Похолодание и уменьшение атмосферного увлажнения способствовали значительному сокращению площади сосновых и сосново-березовых лесов на соседних горных территориях, расширению площади степей, увеличению доли ксерофитов в составе спорово-пыльцевых комплексов.

Согласно [Севастьянов и др., 1994], в донных отложениях оз. Буйр 3534 ± 89 (ТА-1193) кал. л. н. начали формироваться органические илы. В толще сапропелей на глубине 2,6–2,0 м от поверхности осадков происходит существенная перегруппировка доминантов – ведущее положение занимает *S. meneghiniana* – планктонный галофильный вид, а в верхних слоях этих отложений на глубине 2,3–2,0 м в доминирующую группу внедряется донный мезогаалобный *Campylodiscus clypeus*. Для этих слоев характерно снижение общей численности диатомовых водорослей. Одновременно с сокращением численности диатомовых идет нарастание продуктивности зеленых и синезеленых водорослей, преобладающих в этих слоях. Судя по составу диатомового комплекса донных осадков, отложившихся примерно 3000 кал. л. н., озеро в это время представляло неглубокий, хорошо прогреваемый, слабо проточный, солоновато-водный водоем со слабо развитыми зарослями макрофитов, что связано, вероятно, с нарастанием аридности климата и сильным сокращением проточности водоема [Севастьянов и др., 1994].

Субатлантическая трансгрессивная фаза развития озер (Т) отмечается по резкому изменению литологического состава и диатомового комплекса отложений (2,8–1,5 кал. л. н.). В котловине оз. Хара-Нур после 2670 ± 150 кал. л. н. в интервале 33–53 см в разрезе 3 прослеживается пачка озерных буровато-серых суглинков карбонатных (содержание CO₂ около 7,6 %). В этом слое встречены створки рода *Navicula hungarica*. Этот пресноводно-солоновато-водный вид (индифферент), распространен в литорали щелочных водоемов. В частности, отмечен в водоемах Соликамска, Барабинской степи. Скорость озерной аккумуляции составляла 0,57 мм/год. На рубеже около 2210 кал. л. н. сверху на озерных отложениях формируется слаборазвитая почва, возраст которой 2160 ± 150 кал. л.

На высокие уровни озер Онон-Торейской равнины последней трансгрессивной фазы указывают археологические памятники эпохи раннего железа – поздней бронзы. Особенности нахождения и размещения археологических памятников дают основания для интересных палеогеографических реконструкций. По данным [Шамсутдинов, 1970], подавляющее большинство точек с археологическим материалом (около 100 точек) приурочено к северным бортам озерных котловин, вытянутых цепочкой в субширотном направлении параллельно долине р. Онон на удалении 5–25 км от последней вдоль так называемого озерного пояса. Все памятники связаны с нижними частями развееванных песчаных эоловых бугров, которые в настоящее время представлены лишь в виде отдельных фрагментов. Глубина котловин выдувания достигает нередко 5–7 м, а диаметр колеблется от 50 до 500 м. В разрезе песчаных наносов, слагающих сохранившиеся части развееванных песчаных бугров, повсеместно наблюдаются горизонты погребенных почв мощностью от 5 до 30 см.

Горизонты погребенных почв представлены лессовидными гумусированными супесями, отделенными друг от друга прослоями серовато-желтых, слегка облессованных песков. На дне котловин выдувания почти всюду наблюдаются остатки растительности в виде истлевших стволов и корневищ кустарников (ива, дикая яблоня и др.) диаметром до 10 см, уходящих в глубину, т.е. в ненарушенном залегании с сохранившейся, хотя и истлевшей корневой системой. Днища озерных котловин, к которым приурочены археологические памятники, в большинстве случаев заняты небольшими, преимущественно мелкими озерами с сильно минерализованной, совершенно непригодной для питья водой. Очевидно, что во время нахождения здесь жилищ водный режим озер был иным в связи с более влажным климатом по сравнению с современным.

В донных осадках оз. Буйр глинистые отложения мощностью 0,9 м перекрывают органогенные осадки. Возраст верхней части этих отложений 1554 ± 99 кал. л. н. (ТА-1830). В осадках возрастает численность диатомей и среди них доля пресноводных планктонных видов, что указывает на увеличение увлажненности климата в этот период и восстановление проточности водоема [Севастьянов и др., 1994].

На литорали оз. Зун-Соктуй в слое темно-коричневого алеврита, датированном 2640 ± 92 кал. л. н. (СОАН-7081), обнаружен комплекс диатомовых водорослей с массовым развитием планктонной *Aulacoscira italica* [Базарова и др., 2011], свидетельствующий о новом этапе обводнения озера. В этот период снизилась соленость воды, вероятно, возобновилась связь озера с р. Хила. В структуре комплекса доминировали индифференты, обитающие в нейтральных или слабощелочных водах. На увлажненных северных склонах низкогорных хребтов были распространены березово-лиственничные леса с редким участием ели и кедра. Подножия склонов были сильно увлажнены и способствовали активному распространению ерниково-ольховых зарослей. Отмечалось сокращение ксерофитных видов (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*) в составе спорово-пыльцевых комплексов, что свидетельствовало о незначительном сокращении площади степей.

Около 1,5–2,0 тыс. л. н. условия рельефообразования изменились в сторону аридизации климата, вызвавшего **третью регрессивную фазу развития**

озер (Р), которая продолжается и в настоящее время. Сокращение количества и размеров озер сопровождается значительной активизацией эоловых процессов. В котловине оз. Хара-Нур верхние горизонты разрезов 1–3 представлены эоловыми отложениями. Заметим, что последние имеют небольшую мощность, так как часть материала выносилась ветром далее на юго-восток, часть переотложена ливневыми потоками. В разрезе 1 в интервале 5–12 см залегает погребенная почва, возраст ее 1400 ± 100 кал. л. н. Почва отличается высоким содержанием $C_{\text{орг}}$ (2,5 %). Венчают разрез (0–5 см) соленосные отложения. В разрезе 3 эоловые отложения представлены легким суглинком комковато-призматической структуры. Средняя скорость эоловой аккумуляции 0,13 мм/год. Сверху разреза наблюдается 5-сантиметровая солевая корка.

В оз. Буйр на глубине 1,1 м от поверхности осадков 1224 ± 80 кал. л. н. (ТА-1831) вновь начинается отложение органогенных илов [Севастьянов и др., 1994]. В экосистеме озера, судя по данным диатомового анализа, происходит значительная перестройка. В диатомовом комплексе преобладают представители бентосной и галофильной групп. С начала этого периода (приблизительно 1000 л. н.) проявляется сильная эвтрофикация, вызванная нарастанием аридности климата и изменением гидрологических условий, заполнением осадками озерной ванны и снижением уровня вод, расширением площади литорали и развитием на ней зарослей макрофитов [Севастьянов и др., 1994].

По данным [Базарова и др., 2011], в разрезе на литорали оз. Зун-Соктуй этой фазе соответствует слой коричневатого-охристого алевролита, который накапливался в течение последних 1400 лет (калиброванная ^{14}C дата 1363 ± 23 (СОАН-7080)) в условиях снижения уровня воды в озере и повышения ее солености.

Последняя регрессивная фаза отличается площадным повсеместным развитием дефляционной денудации [Чичагов, 1998]. Так, примерно с 1400 по 1650 г., т.е. около 250 лет шло накопление эоловых песков в котловине оз. Ножий [Базарова и др., 2014б]. Особенно экстремальным проявлением дефляции отличался 40-летний маундеровский минимум (1675–1715 гг.), оказавший серьезное воздействие на ход всех природных процессов [Чичагов, 1998]. В это время наиболее деформированы были флювиальные комплексы рельефа. В долинах рек интенсивному раздуванию подверглись осушенные участки русел, низкой и высокой поймы, первой надпойменной террасы. Образуются обширные откопанные из-под плейстоценовых песчаных отложений дефляционные котловины в долине Улди и озерном поясе степного Забайкалья.

Весьма существенным последствием интенсивной дефляции была избирательная денудация наветренных склонов холмов и островных гор [Баженнова и др., 2015]. Следы дефляционной работы ветра хорошо видны в рельефе западного уступа Зун-Торейского вулканического плато, массивов Адун-Челона и Цаган-Олуя. «Дефляция значительно выровняла осушенные низкие берега Торейских озер и откопала центральные части их котловин, удалив отсюда озерные осадки» [Чичагов, 1998, с. 151]. Ее следы описаны П.С. Палласом, посетившим приграничные с Монголией районы Даурии в 1772 г. Он был поражен видом поверхности сухого дна Торейских озер, которое большей частью было покрыто хрящем (дресвой) и камнями: «Местами торчали каменные бугры, будто острова и высунувшиеся отдельные камни на сем без-

водном океане» [Паллас, 1788, с. 296]. Это описание показывает масштабы процессов выдувания, поскольку практически весь тонкий материал донных отложений был вынесен мощной дефляцией, чему способствовало почти полное отсутствие растительности.

Особенно интенсивно деятельности ветра был подвержен узкий перешеек, разделяющий западную (Барун-Торей) и восточную (Зун-Торей) части котловины озер, который, по описанию П.С. Палласа, возвышался над плоским дном озер в форме «черной шиферной горы», шлифованной ветром [Паллас, 1788].

Все наши попытки пробурить в 2013–2014 гг. отложения в разных частях литорали Торейских озер, чтобы найти представительные разрезы голоцена, были безуспешны, так как практически весь мелкозем вынесен ветром. Лишь в западной, наиболее глубокой части оз. Зун-Торей сотрудники Института природопользования и природных ресурсов СО РАН (г. Чита) смогли со льда отобрать образцы донных осадков и определить темпы их накопления с помощью изотопа ^{137}Cs [Замана и др., 2011].

Установлено, что скорость осадкообразования за период, прошедший после основных ядерных испытаний на Семипалатинском полигоне и Новой Земле, в среднем составляла около 3 мм/год [Замана и др., 2011]. При этом основная часть седиментационного материала имеет эоловое происхождение, так как поступление вещества со склонов и с речным стоком практически исключено. Тенденция усиления аридизации территории Восточного Забайкалья за последние 1900 лет отмечается также на основе исследования послыльных палинологических спектров и химического состава донных осадков оз. Арахлей [Птицын и др., 2010].

4.2. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАПИСИ МАЛЫХ ФЛЮВИАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

Как было отмечено ранее, в качестве опорных полигонов малых флювиальных бассейнов нами выбраны пади Крементуй и Веснянка. Падь Крементуй, площадью 18,2 км², расчленяет вулканическое плато, расположенное к северу от оз. Зун-Торей (рис. 4.4). Плато имеет морфологический облик останцово-сопочного низкогорья с абсолютной высотой 600–810 м. Это платообразный массив, бронированный эффузивами с волнистой вершинной поверхностью, образованной системой щитовых вулканов, изливавших базальтовую лаву по тектоническим нарушениям в начале пермского периода. На плато сохранились сильно разрушенные эруптивные аппараты [Воскресенский и др., 1965]. Склоны останцовых сопки вогнутые, крутизна их 10–12°. Под склонами залегают шлейфы. Расчленяющие плато балки и пади глубоко врезаются. Склоны их достигают крутизны 20–30°. На склонах многочисленные бугры пучения высотой 1,5–2,0 м, диаметром 5–8 м. Падь Крементуй асимметрична, склоны правой части бассейна значительно круче, чем левой. В днище пади, приуроченной к тектоническому нарушению, происходит разгрузка подземных вод. Кроме этой пади, нами проведены исследования отложений устьевых частей соседних падей Безымянная-1 и Безымянная-2, которые также открываются в котловину оз. Зун-Торей (рис. 4.4).

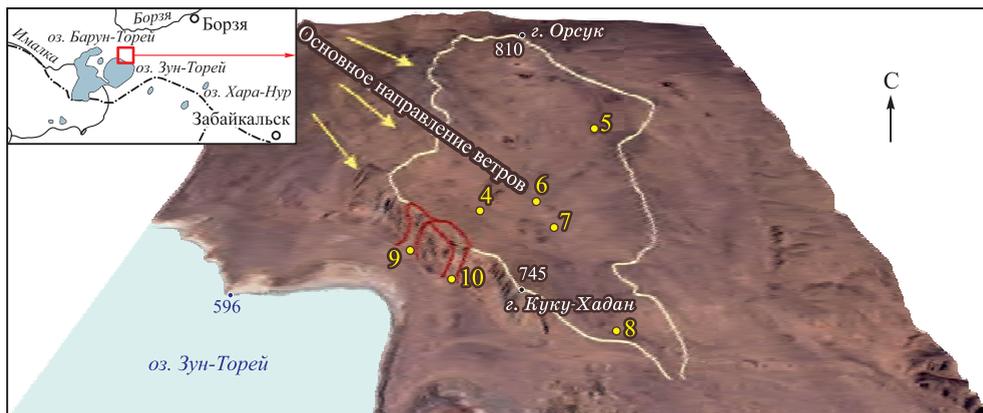


Рис. 4.4. 3D модель рельефа северного побережья оз. Зун-Торей с бассейном пади Крементуй, на которой цифрами показано положение разрезов отложений временных водотоков; красными линиями обозначены пади Безымянная-1 и Безымянная-2

Падь Веснянка расположена в юго-западных низкогорных отрогах Нерчинского хребта (см. рис. 1.2., 3.1). Рельеф представлен сочетанием отдельных массивов сопок и гряд и отличается сглаженностью и округлостью форм. Участок сложен юрскими конгломератами. Широко распространены сухие пади. Падь Веснянка соединяется с падью Южной, которая в свою очередь открывается в долину р. Шарасун. Вся система относится к бассейну оз. Хух-Нур, принадлежащему к области внутреннего стока Центральной Азии. Практически все пади имеют плавный продольный профиль. Абсолютные высоты достигают 800–880 м, глубина расчленения рельефа не превышает 50–90 м. Склоны имеют вогнутый профиль при крутизне 3–12°. Интегрирующим элементом системы выступает днище пади с временным водотоком. Ширина днища составляет 5–10 м.

Эта падь представляет особый интерес для расшифровки голоценового морфолитогенеза в связи с тем, что многие годы она являлась ключевым участком комплексных наблюдений за режимами природных процессов, проводимых под руководством В.Б. Сочавы на базе Харанорского физико-географического стационара Института географии СО РАН. Составной частью этих работ были детальные наблюдения за динамикой рельефа [Ивановский, Титова, 1986]. На базе многолетних экспериментальных исследований в бассейне получена модель его функционирования [Баженова, 2007], которая нами взята за основу реконструкции геоморфологических событий голоцена.

Согласно модели, полный цикл функционирования систем любого иерархического уровня будет включать три динамические фазы. В пределах цикла отмечается продолжительный период (зональная фаза), когда все элементы системы характеризуются автономным развитием и слабой интенсивностью процессов, способствующей стабилизации поверхности и формированию почв, а также две экстремальные фазы интенсивного сноса вещества. Быстрый («залповый») снос связан с периодически катастрофическим развитием эоловых (экстремальная аридная фаза) или эрозионно-аккумулятивных и криогенных

процессов (экстремальная перигляциальная фаза). Следует подчеркнуть особую роль в морфогенезе наледей, получающих массовое развитие во многих падах в годы высокого увлажнения. Следы их деятельности в форме наледных полей хорошо видны на трехмерной модели рельефа Харанорского ключевого участка (см. рис. 3.1), созданной по данным космической съемки.

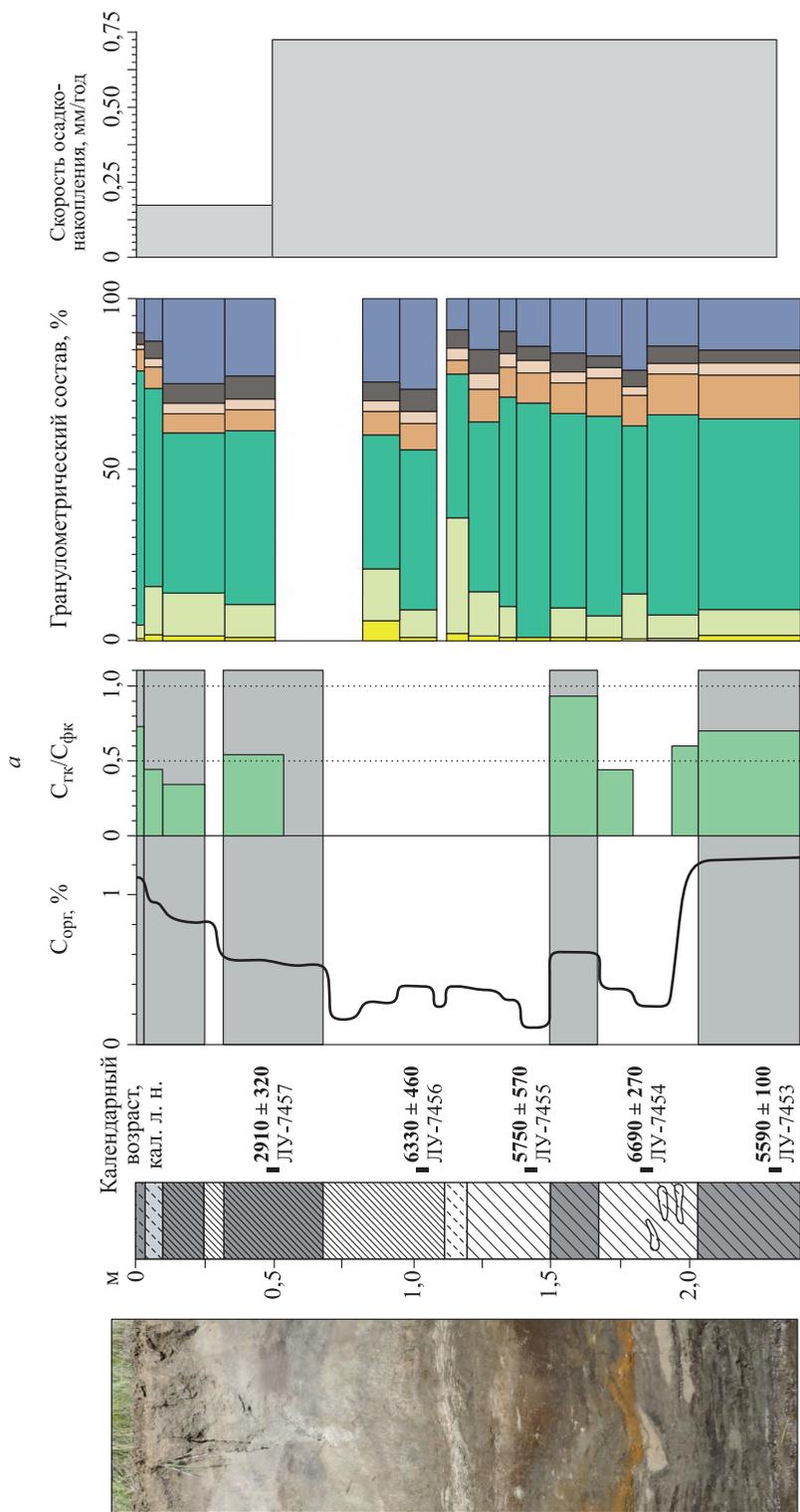
При анализе результатов изучения голоценовых отложений Даурии нами учитывалось, что относительное участие того или другого процесса в морфолитогенезе меняется не только во времени, но также зависит от положения конкретного разреза в структуре бассейна на пути движения литодинамических потоков. По этому признаку выделяются 4 группы разрезов, расположенных в зоне, преимущественно: 1) флювиального транспорта вещества (разрезы 6, 7 и 11), 2) пролювиальной аккумуляции (разрезы 8–10), 3) эоловой аккумуляции вещества (разрез 4), 4) эоловой и делювиально-пролювиальной миграции вещества (разрез 5). Представляя результаты изучения разрезов в таком порядке, подчеркнем, что в каждом из них снижение интенсивности перемещения вещества и стабилизация поверхности фиксируются погребенными гумусовыми горизонтами почв. Исследование погребенных почв позволило нам получить новую ценную информацию о палеогеографии голоцена Даурии.

Зона флювиального транспорта вещества днищ падей

Детально следы флювиальных потоков исследовались в средней части днища пади Крементуй и в нижней части днища пади Веснянка [Баженова и др., 2017]. Согласно данным разреза 6, во вторую половину голоцена в днище пади Крементуй происходила смена обстановок осадконакопления и рельефообразования, включающих предположительно застойный период биогенной аккумуляции, флювиального сноса и развития делювиально-эоловых процессов. Соответственно им в разрезе выделяется три толщи отложений (рис. 4.5).

Формирование нижней толщи отложений в интервале 210–230 см шло в условиях заболоченного слабопроточного водоема. В толще встречены остатки гигрофитной растительности. Отдельные фрагменты растений достигают 3–5 см в длину и 0,5–1,5 см в ширину и визуально похожи на неразложившиеся остатки камыша или тростника. Водоем, скорее всего, был самостоятельным и питался за счет выходов родников. Единичные выходы родников мы наблюдаем и в настоящее время. В период массовых выходов родников, более 5,5 тыс. л. н., почвенный покров вокруг водоема был представлен аллювиальными перегнойно-глеевыми почвами, формирующимися в условиях переувлажнения и активного привноса минерального субстрата со склонов пади. Свидетельством водной аккумуляции субстрата в гумусовых горизонтах являются линзы отмытого кварцевого песка, а также неупорядоченные включения слаборазложившихся остатков гигрофитной растительности. Морфологические следы среднеголоценового озера сохранились по левому борту пади в виде террасовидных ступеней.

В начале голоцена баланс рыхлого материала в долинах и падах Юго-Восточного Забайкалья был положительным, водотоки не справлялись с выносом наносов, шла агградация долин и формирование озерных иловатых суглин-



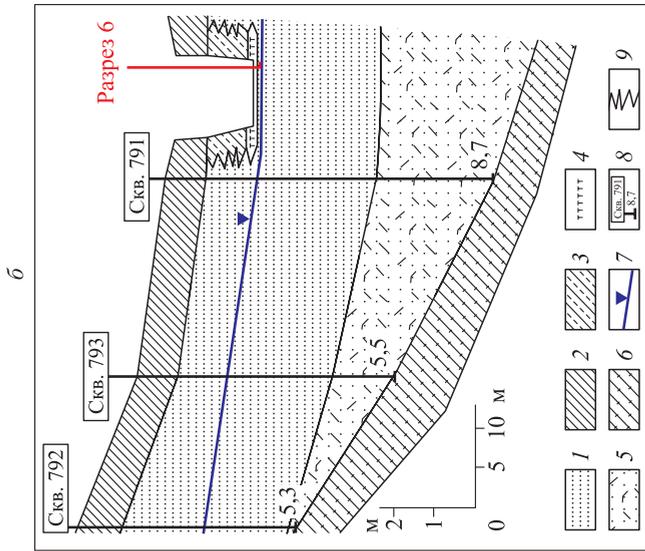


Рис. 4.5. Строение, абсолютный возраст и физико-химические свойства отложений разреза 6 в днище пади Крементугуй (а), схема положения разреза в рыхлых отложениях днища (б) и криогенная деформация в разрезе 7 (в).

Усл. обозн. к рис. а см на рис. 4.1.

Усл. обозн. к схеме б: 1 – песок, 2 – суглинок, 3 – переслаивание песка, супеси и суглинка, 4 – суглинок с растительными остатками, 5 – кора выветривания, 6 – коренные породы, 7 – уровень грунтовых вод, 8 – скважина и ее номер в забое и глубина, м, 9 – предполагаемый контакт между отложениями

ков [Карасев, 2002]. В Восточно-Урулюнгуевской впадине в нижней части разреза озерных отложений из линзы торфа получена радиоуглеродная дата 8195 ± 125 лет (СОАН-3441). Таким образом, до 5590 ± 100 (ЛУ-7453) днище пади было занято мелководным водоемом. На геохронологическом рубеже около 5000–6000 л. н. по всему Забайкалью фаза агградации долин сменилась новой эрозионной фазой [Карасев, 2002].

В разрезе 6 в интервале 95–210 см мы выделили флювиальные отложения, которые, по нашему мнению, сформировались за очень короткий период времени в результате «залпового выброса материала» с верховьев пади. Это произошло за счет выпадения обильных атмосферных осадков, которые привели в движение склоновые отложения. Вероятно, начались сплывы и инициировали массовый снос в направлении днища пади.

В средней толще отложений разреза зафиксированы различные типы перетолженных грунтов, выходы которых можно наблюдать в настоящее время в пределах пади. Например, слой суглинка тяжелого охристого встречается в стенках подмытых берегов и в самом русле. Красноцветные отложения встречаются в верхней части склонов, спускающихся в сторону оз. Зун-Торей, и к ним приурочены сплывы. Эти отложения представляют собой линейные гипогенные коры выветривания, связанные с зонами тектонической проработки по контакту осадочных отложений и прорывающих их эффузивов. Они распространены по северному побережью оз. Зун-Торей, а также по падам, выполняя их днища и залегая на бортах [Крамаренко, Симонов, 1973]. Особенно широко фрагменты кор выветривания представлены в днищах падей Хаберга и Могойтуй. Вероятно, и во время описываемых событий в верховьях пади Крементуй активно размывалась кора выветривания, материал которой в виде охристых прослоев наблюдается в разрезах днища пади. Для толщи характерны также многочисленные линзы и прослои хорошо окатанного и отмытого песка.

Календарный возраст флювиальных отложений оказался древнее возраста предположительно биогенных отложений. Это свидетельствует о том, что в днище пади со склонов сносились более старые отложения, в результате чего произошло переслаивание разных по возрасту грунтов.

Для определения возраста верхней границы флювиальных отложений мы применили следующие методические приемы. Определили среднюю скорость накопления верхней пачки отложений, используя в качестве реперной точки образец ЛУ-7457 с календарным возрастом 2910 ± 320 . Средняя скорость накопления составила 0,18 мм/год. Разделив мощность делювиально-эоловой толщи, равной 950 мм, на среднюю скорость, получили время начала формирования этой толщи – 5277 кал. л. Эта дата также является временем окончания формирования флювиальных отложений.

Расхождение между началом формирования флювиальной толщи и ее окончанием составляет около 300 кал. л., что подтверждает кратковременный этап ее формирования. Близкое совпадение возраста внизу и вверху слоя (в нашем случае флювиального) свидетельствует, что данный слой сформировался вследствие экстремальных природных событий. Так как дата 5277 кал. л. получена расчетным путем, а дата 5590 ± 100 (ЛУ-7453) радиоуглеродным методом, считаем, что именно она является точкой начала процесса быстрого и массо-

вого заноса днища пади рыхлыми отложениями. Средняя скорость накопления толщи составляет 3,83 мм/год, т.е. более чем в 20 раз превышает темпы последующей делювиально-эоловой аккумуляции. Период экстремального флювиального сноса резко выделяется также более влажными условиями почвообразования, о чем свидетельствует соотношение гуминовых и фульвокислот, равное в этих отложениях единице, тогда как в последующий период этот показатель снижается до 0,3–0,5, что указывает на усиление аридности (рис. 4.5).

В отложениях днища пади Крементуй отмечаются также следы криогенных процессов. Особенно ярко они представлены в разрезе 7, где криогенной деформации были подвергнуты все три толщи отложений (рис. 4.5), наблюдаемых в ненарушенном состоянии в разрезе 6. Наиболее вероятное время криогенеза можно определить по результатам изучения отложений оз. Хара-Нур, согласно которым по дате 3580 ± 180 (ЛУ-7790) формирование криогенных клиньев активно шло 3,5 тыс. кал. л. н.

В отложениях пади Веснянка (разрез 11) зафиксирован более продолжительный период голоцена – до рубежа почти 9 тыс. кал. л. (см. рис. 3.1, 4.6). Разрез зачищен в задней стенке промоины на глубину 260 см. Снизу вверх в

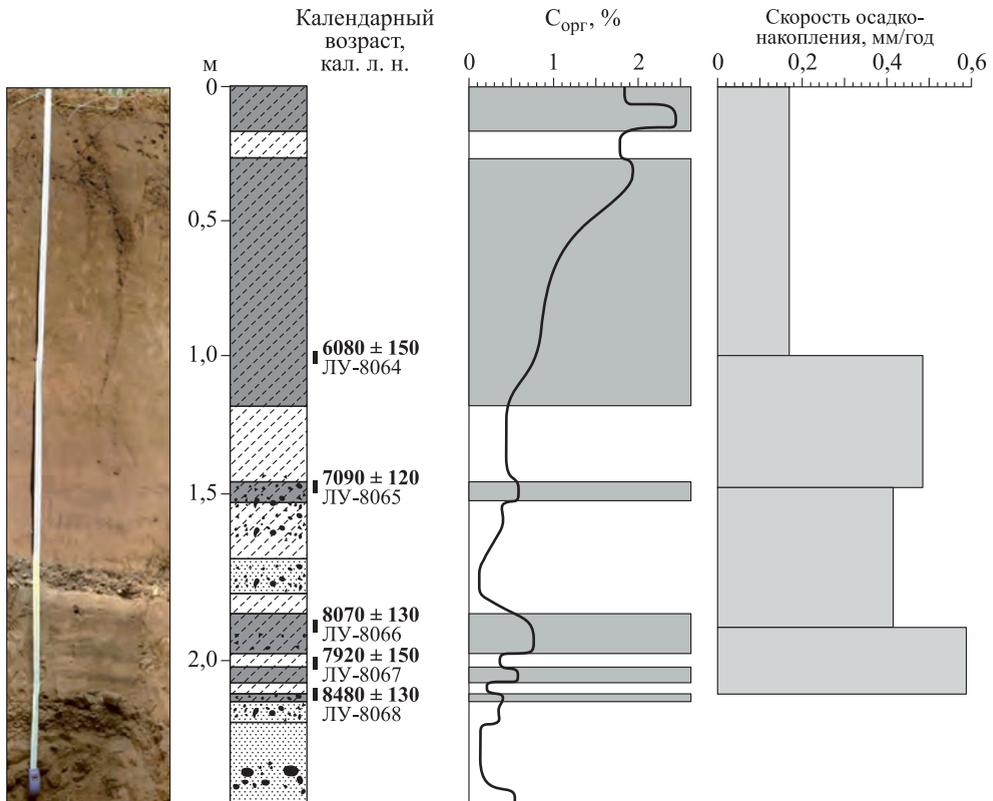


Рис. 4.6. Строение рыхлых отложений пади Веснянка в разрезе 11 и некоторые аналитические данные.

Усл. обозн. см. на рис. 4.1

интервале 146–260 см выделяется сложно устроенная толща, представленная чередованием мелкогалечниково-гравелистых горизонтов балочного аллювия с линзами хорошо промытого среднезернистого песка и гумусированных прослоев супеси и легких суглинков. Возраст погребенных гумусовых горизонтов, разделяющих пачки флювиальных отложений, изменяется от 7,0 до 8,5 тыс. кал. л. Размер галек достигает 10 см, на их поверхности встречаются железо-марганцевые пленки. В интервале 105–146 см флювиальные отложения перекрыты небольшой толщиной делювиально-пролювиальных супесчаных отложений с включением гравия и крупного песка. Вверху разрез венчает эоловая толща серой супеси мощностью 105 см, формирование которой началось около 6080 ± 150 кал. л. н. (ЛУ-8064). В ней отмечается два гумусовых горизонта почв. Возраст нижней почвы (залегает на глубине 28–38 см), определенный по образцу, отобранному в соседнем карьере, – 1210 ± 100 кал. л. (ЛУ-8063). Формирование данной почвы происходило по черноземному типу. Содержание $C_{орг}$ в гумусовых горизонтах равно 2,0–2,4 %. Скорость накопления верхней эоловой толщи составляет 0,16 мм/год, средней – 0,40 мм/год, и нижней, флювиальной – 0,61 мм/год.

Зона пролювиальной аккумуляции вещества

Пролювиальные отложения фиксируются в устьевой части пади Крементуй (разрез 8). Здесь за 40 лет сформировалась пачка отложений мощностью около полутора метров в интервале глубин с 50 до 213 см (рис. 4.7). Она имеет слоистое строение – отмечается чередование мелкого песка с тонкими прослоями гумусированной супеси с углистыми включениями. Образование этой пачки, по данным образца ЛУ-7739, началось 650 ± 70 кал. л. н., а завершилось, согласно ЛУ-7732, 610 ± 50 кал. л. н. Средняя скорость накопления отложений, таким образом, составила около 38,7 мм/год. Процессы в этот короткий период шли неравномерно. Периодически во время сильных ливней со склонов в движение вовлекались более древние почвы, имеющие возраст 1160 ± 110 (ЛУ-7734) и 1350 ± 100 (ЛУ-7736) кал. л. н.

Пролювиальные отложения сверху перекрыты эоловыми отложениями, отличающимися повышенным содержанием CO_2 карбонатов (до 3 %), так как основная часть материала ветром поставлялась в малый ледниковый период с сухих днищ соленых Торейских озер [Баженова и др., 2015]. Данные прослои отличаются столбчатой структурой и имеют признаки солонцеватости.

В устье пади Безымянной-1 в разрезе 9 пролювиального шлейфа наблюдается чередование щебенисто-дресвянистых и гравелистых прослоев, образующих последовательность из 9 завершенных циклов рельефообразования, сверху перекрытых эоловой пылеватой супесью (рис. 4.8, а). Средняя продолжительность цикла составляет около 130 лет. Нижняя часть отложений каждого цикла представлена грубообломочным материалом, вынесенным из пади мощными флювиальными потоками. Согласно полученным датировкам, средняя скорость формирования нижней части разреза в пределах четырех 60-летних циклов достигала почти 4 мм/год. Около 1330 кал. л. н. скорость формирования шлейфа сокращается более чем в 4 раза и составляет 0,9 мм/год. Такие темпы

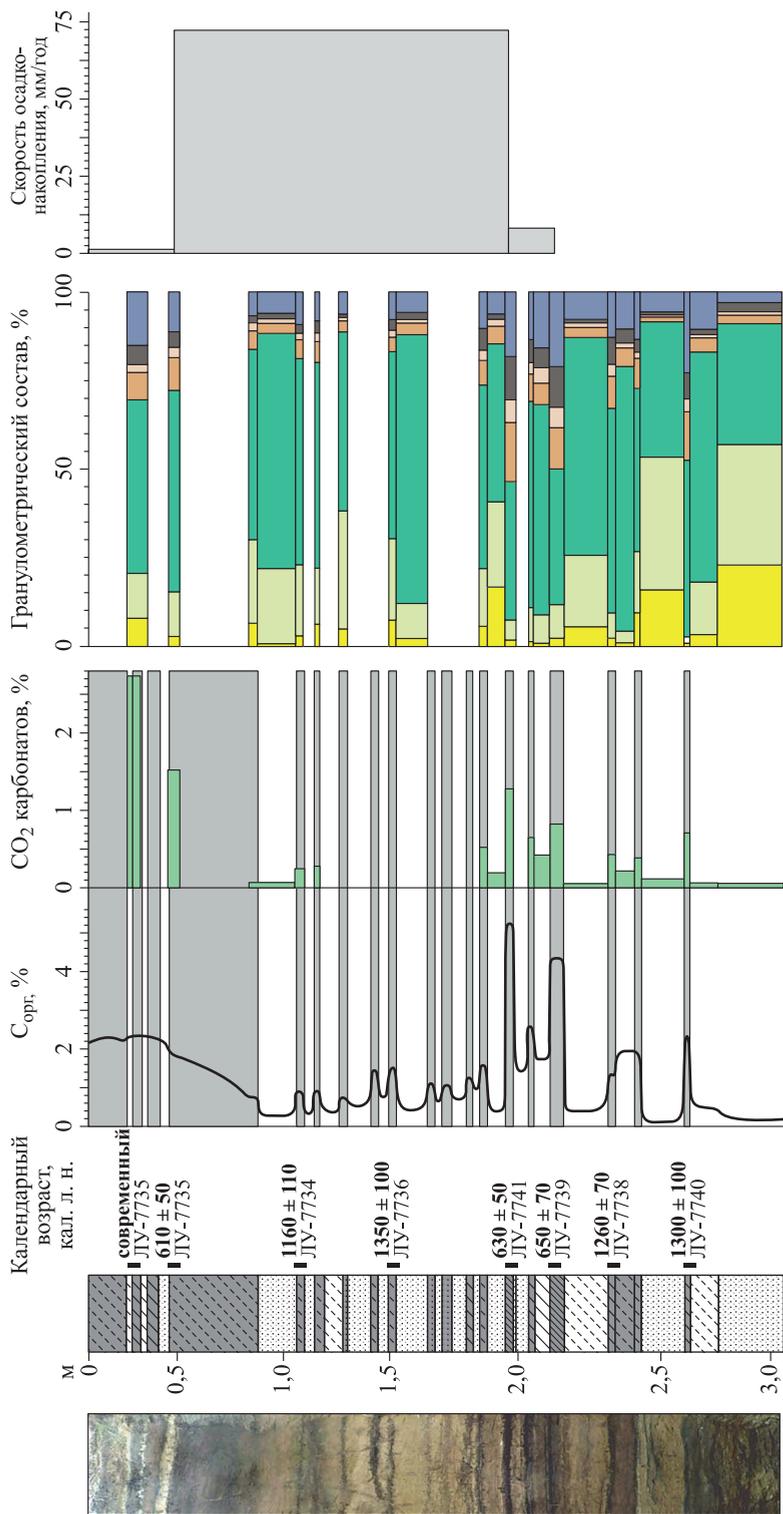


Рис. 4.7. Строение рыхлых отложений пади Крементуй в разрезе 8 и некоторые аналитические данные. Усл. обозн. см. на рис. 4.1

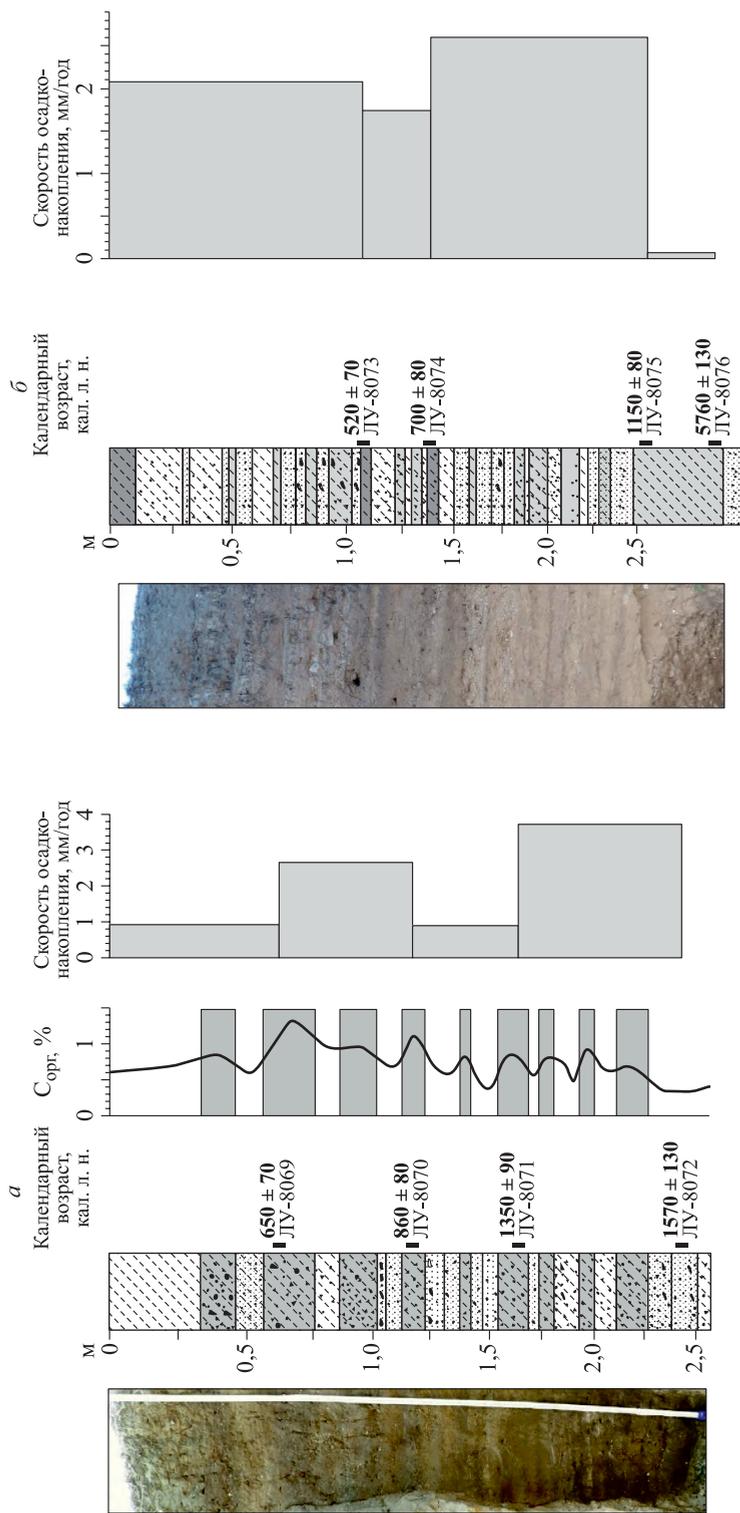


Рис. 4.8. Стрение рыхлых отложений в устьях падей Безымянная-1 в разрезе 9 (а) и Безымянная-2 в разрезе 10 (б) и некоторые аналитические данные.

Усл. обозн. см. на рис. 4.1

были характерны для двух следующих циклов рельефообразования, продолжительность каждого из которых достигала 235 лет. В последующие 3 цикла (от 860 до 520 кал. л. н.) скорость процессов вновь повышается в 2 раза.

В устье пади Безымянной-2 в стенке оврага зачищен разрез № 10 мощностью 365 см (рис. 4.8, б). Снизу вверх в разрезе последовательно сменяют друг друга: перебитая кора выветривания биотитовых сланцев (338–365 см), предположительно озерные отложения со следами оглеения и линзами песка и дресвы (324–337 см), овражный аллювий (298–324 см). На нем в интервале 249–298 см залегает мощная почва, время начала и конца формирования которой по двум радиоуглеродным датам лежит в интервале 5760 ± 130 (ЛУ-8076) и 1150 ± 80 (ЛУ-8075) кал. л. Сверху почва перекрыта метровой толщей, представленной чередованием пролювиальных горизонтов с намывными гумусированными тонкими прослоями, охватывающей не менее пяти 70-летних циклов рельефообразования. Еще выше залегает молодая погребенная почва, возраст которой лежит в интервале 700 ± 80 (ЛУ-8074) и 520 ± 70 (ЛУ-8073) кал. л. Верхняя часть разреза сформировалась преимущественно в результате эоловой аккумуляции при небольшом участии пролювиальных процессов. Эоловые прослои представлены пылеватыми супесями с признаками солонцеватости. Они чередуются с дресвянисто-песчаными отложениями с включением мелкого щебня.

4.3. АРИДНЫЕ ФАЗЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

На 3D модели пади Веснянка (см. рис. 3.1) отчетливо проявляются морфологические признаки последней эоловой экстремальной фазы в виде потоков эолового материала, вытянутых по направлению господствующих ветров. Практически во всех падах, расчленяющих склоны Нерчинского хребта, выступающего преградой на пути ветра, эоловые отложения заполняют борта наледных полей, а на отдельных участках даже создают перемычки, перекрывая днища падей, перпендикулярно ориентированных к направлению эоловых потоков вещества.

Благодаря тому, что часть материала, выносимого дефляцией из котловины Торейских озер и с верхних ярусов рельефа западной, более поднятой части бассейна пади Крементуй северо-западными ветрами, длительное время накапливалась в понижениях рельефа, представилась возможность рассмотреть ход эоловых процессов в голоцене. Наиболее полное строение эоловых осадков прослеживается по правому борту пади в зоне ветровой тени на склонах и в небольших седловинах. В одной из замкнутых седловин, куда поступает только эоловый материал, заложен разрез 4 глубиной 290 см (рис. 4.9). Для него характерно относительно однородное строение верхней и средней части толщи, представленной коричневатой-серой супесью. С глубины 5 см происходит резкое утяжеление гранулометрического состава до легкого суглинка. Обращает на себя внимание полное отсутствие грубообломочных включений.

Вначале (при формировании нижней и средней пачек отложений) эоловая аккумуляция шла со скоростью 0,41–0,42 мм/год, затем ее темпы снизились почти в 2 раза, верхняя пачка отложений до глубины 95 см формировалась со

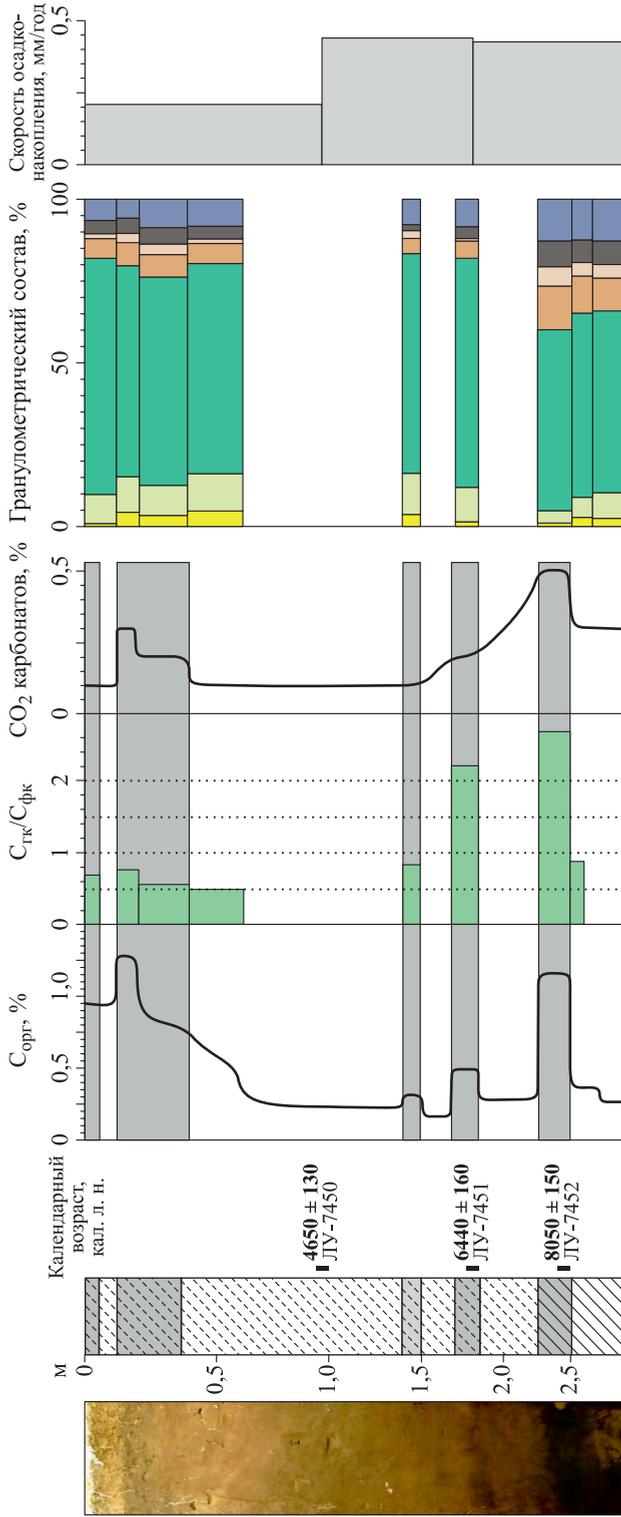


Рис. 4.9. Строение рыхлых отложений пади Крементуй в разрезе 4 и некоторые аналитические данные. Усл. обозн. см. на рис. 4.1

скоростью 0,23 мм/год. В разрезе выделяются несколько погребенных гумусовых горизонтов, свидетельствующих о перерывах эоловой аккумуляции вещества и стабилизации поверхности.

Нижняя почва располагается на глубине 245–250 см. Она представлена одним темногумусовым горизонтом. Ее калиброванный радиоуглеродный возраст составляет 8050 ± 150 кал. л. н. (ЛУ-7452), что соответствует началу атлантического периода голоцена. Относительно высокое (1,15 %) содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) и гуматный состав гумуса (соотношение гуминовых и фульвокислот ($C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$) равно 2,74) указывает на интенсивность процессов почвообразования и гумусообразования по черноземному – лугово-черноземному типу. Данная почва имеет широкое региональное развитие на Онон-Торейской равнине [Шамсутдинов, 1970] и в соседних районах Монголии [Чичагов, 1999].

Возраст гумусового горизонта, залегающего на глубине 183–188 см, датируется 6440 ± 160 кал. л. н. (ЛУ-7451). Схожесть морфогенетических особенностей данной почвы с вышеописанной свидетельствует о близких условиях почвообразования. При этом данная почва имеет меньшую мощность гумусового горизонта, пониженное содержание $C_{\text{орг}}$ (0,49 %) и более узкое соотношение $C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$ (2,2), что свидетельствует о менее благоприятных условиях почвообразования, обусловленных, предположительно, усилением засушливости климата во второй половине атлантического периода.

Погребенные гумусовые горизонты, расположенные в пачке отложений выше глубины 180 см, имеют невысокое содержание $C_{\text{орг}}$, фульватный состав гумуса ($C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$ варьирует от 0,52 до 0,82), однородное распределение карбонатов и монотонный супесчаный гранулометрический состав. На глубине 95–100 см возраст отложений этой пачки датируется 4650 ± 130 кал. л. н., что соответствует середине суббореального периода. В верхней части разреза на глубине 13–18 см обнаруживается светлогумусовая почва с содержанием $C_{\text{орг}}$ 1,27 % и фульватным составом ($C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$ составляет 0,69), перекрытая сверху эоловым наносом, на поверхности которого формируется дерновый горизонт современной почвы. Таким образом, согласно полученным морфоаналитическим характеристикам, можно предположить, что погребенные почвы в пределах 180 см от поверхности формировались в сравнительно менее благоприятных условиях сухих степей, чем почвы атлантического периода, обнаруженные в нижней пачке отложений на глубине 180–290 см, формирование которых происходило в условиях луговых и разнотравных степей, возможно даже, лесостепей.

Методом спорово-пыльцевого анализа были исследованы три почвенных горизонта из этого разреза. В пробах погребенных почв присутствует незначительное количество спорово-пыльцевого материала. Однако общее распределение основных элементов спектра (древесные (AP)/недревесные (NAP)/споровые) свидетельствует о лесостепном характере растительного покрова, продуцировавшего подобный спектр (рис. 4.10). Участие древесных в сложении спектра понижается в течение времени формирования отложений. Также нами был применен расчет индекса SFI согласно [Traverse, 2011]. Этот показатель (индекс SFI, или индекс степь/лес (steppe/forest index)) был использован для демонстрации взаимоотношения между бореальным и степным элемента-

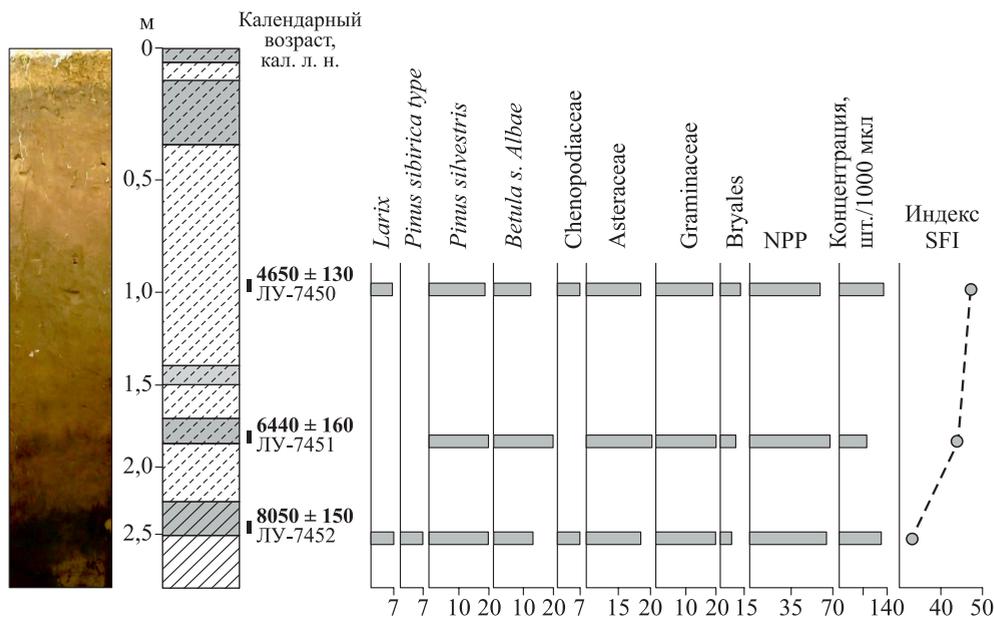


Рис. 4.10. Спорово-пыльцевые спектры в отложениях разреза 4.

Усл. обозн. см. на рис. 4.1

ми в составе растительного покрова как индикаторами изменения уровня атмосферных осадков. Расчет индекса SFI производили по формуле: $(Artemisia + Chenopodiaceae (AC)) / (AC + arboreal pollen (AP)) \cdot 100$. Результаты расчета индекса для изученных почвенных горизонтов также показывают увеличение доминирования степных ландшафтов в направлении к поверхности, т.е. повышение аридизации. Это также подтверждает понижение содержания в изученных горизонтах содержания органического углерода. На фоне крайне малого количества спорово-пыльцевого материала следует отметить значительное (до 70,588 % в горизонте 185 см) присутствие непыльцевых палиноморфов. Среди них – преимущественно односепчатные веретенообразные, а также суженные в области перегородки аскоспоры плесневых грибов (в частности, *Cladosporium* sp. и *Alternaria* sp.). Нахождение последних является вероятным свидетельством относительной гумидности условий почвообразования 6,5 тыс. л. н.

Наиболее полный разрез 12, охватывающий весь голоцен, заложен в днище средней части пади Нарин-Кундуй (рис. 4.11, а). Падь ориентирована с юго-востока на северо-запад, ее устье открывается навстречу господствующим ветрам, поэтому движение эолового материала наблюдается снизу вверх от устья по пологому продольному профилю сухой долины. Периодически, во влажные периоды, отмечается кратковременное обратное премещение материала вниз по пади водными потоками, о чем свидетельствуют плавные изгибы тальвега пади и строение отложений, представленное на рис. 4.11, а. Однако преобладающим является медленное поступательное движение своеобразных долинных эоловых потоков вдоль направления господствующих ветров. Нижняя толща

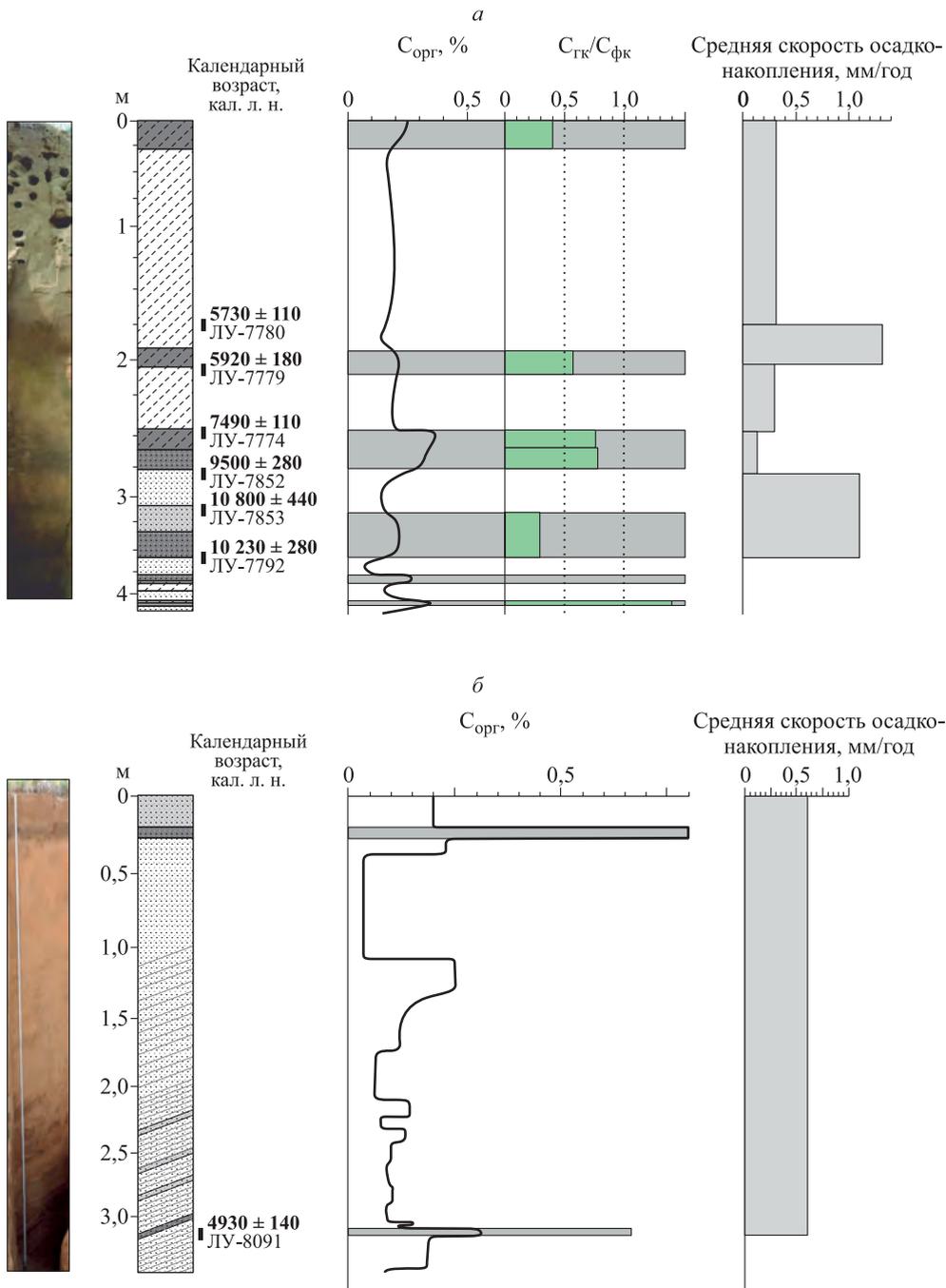


Рис. 4.11. Строение рыхлых отложений в разрезах 12 (а) и 17 (б), а также некоторые аналитические данные.

Усл. обозн. см. на рис. 4.1

разреза мощностью 40 см представлена песчаными слоистыми отложениями с тонкими гумусированными прослойками, сформированными в условиях застойного водоема. На это указывают охристые пятна и железо-марганцевые конкреции. Возраст самого нижнего горизонта оглеенных отложений, с характерной плитчатой структурой, определенным расчетным путем, – около 11 тыс. кал. л. н. Продолжительность застойного режима, зафиксированная в разрезе, может составлять около 360 лет. Он сменился активизацией деятельности ветра, о чем свидетельствует залегающая выше по разрезу пачка эоловых средних и мелких пылеватых бесструктурных песков мощностью 23 см. Следующая мощная толща отложений призматической структуры в интервале 192–364 см представлена чередованием трех погребенных почв, разделенных между собой горизонтами эоловой супеси.

По данным радиоуглеродного анализа, закономерная смена периодов активного развития эоловых процессов и этапов их стабилизации, когда происходило почвообразование, началась около 10 230 кал. л. н., а закончилась 5780 кал. л. н. Почвы хорошо диагностируются в разрезе по цвету и содержанию углерода (см. рис. 4.11, *а*). Возраст двух верхних почв совпадает с возрастом почв, исследованных в эоловых отложениях разреза 4 в пади Крементуй. Выше по разрезу залегают почти двухметровая толща преимущественно эоловых желтовато-серых супесей с неясно выраженной структурой и с включением крупного окатанного песка в тонких прослоях верхней части толщи. В целом результаты демонстрируют усиление эоловых процессов во второй половине голоцена.

Разрез 17 расположен в северо-западной части Онон-Торейской равнины, на участке с аккумулятивным рельефом дюн (см. рис. 1.3). В настоящее время на антропогенно нарушенных участках пески пришли в движение. Разрез заложен в центральной части дюны в колее дороги, секущей дюну вдоль ее длины. Высота дюны варьирует в интервале от 6 до 8 м.

Отложения представлены слоистым песком конвергентной структуры, являющейся четким (надежным) признаком их эолового генеза [Поздняков и др., 2020]. Слои различаются по цвету, включению углей, содержанию гумуса, ожелезнению. Сверху залегают горизонтальная толща мелкого пылеватого, слегка гумусированного эолового песка мощностью 36 см, содержащая на глубине 20–27 см серый гумусовый горизонт ($C_{орг}$ 0,8 %) с включением крупных древесных углей. Далее, в интервале 36–109 см, наблюдается мощная однородная сухая толща желтых эоловых плотных песков, практически не содержащих углерода, с редкими включениями угля. При средней скорости осадконакопления 0,6 мм/год ее формирование закончилось около 1800 кал. л. н. Ниже этой толщи все отложения имеют конвергентную структуру: слои задраны вверх под углом 17–18°, что указывает на преобладающую аккумуляцию эолового материала за последние 5 тыс. лет (см. рис. 4.11, *б*). Следует отметить, что вниз по разрезу за счет углистых прослоев более ярко выражена ритмичность осадконакопления. Снизу вверх до глубины 109 см четко выделяется 11 циклов рельефообразования, продолжительность каждого около 260 лет.

Развитие эоловых процессов в голоцене 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 первом приближении усиление эоловых процессов происходит в противофазе к флювиальной активности. В Даурии, как и в соседних районах Восточной Монголии, дефляция достигала максимума в бореальный и суббореальный периоды голоцена [Чичагов, 1999]. По данным детального изучения разрезов на Онон-Торейской равнине, а также по строению пойм малых рек Иля и Ага, отложений озер Ножий и Зун-Соктуй в Агинской степи [Базарова и др., 2014а, б] и оз. Хара-Нур выделяются периоды усиления эоловых процессов во второй половине голоцена – 4500, 2000–3000 л. н. и в XIV–XVII вв. [Базарова и др., 2008; Баженова, Черкашина, 2018]. Накопление эоловых отложений в пади Крементуй началось после формирования верхней погребенной почвы, возраст которой 2910 ± 320 кал. л. н. (ЛУ-7457) [Баженова и др., 2017]. Наконец, согласно данным по соседним районам Монголии, именно на рубеже около 3000–3400 л. н. значительно возрастает аридизация климата – сокращается проточность и размеры оз. Буир [Севастьянов и др., 1994], в почвенном покрове преобладающими становятся каштановые почвы, в ландшафтах – степь и сухая степь [Малаева, Мурзаева, 1987; Чичагов, 2000]. В этих условиях резко усиливаются эоловые процессы, которые играют главную роль в формировании верхней толщи отложений голоцена. Прогрессирующее иссушение территории происходит и в последующее время. Тенденция к усилению аридизации климата Восточного Забайкалья за последние 1900 лет реконструирована на основе палинологического и геохимического изучения донных осадков оз. Арахлей [Птицын и др., 2010].

Существенно изменялись в голоцене и процессы почвообразования. Индикатором этого может выступать динамика состава и соотношения компонентов гумуса погребенных почв, отражающая изменения природной обстановки, при которых происходило их формирование (см. рис. 4.9). Увеличение соотношения $C_{гк}/C_{фк}$ (аккумулятивный характер гуминовых кислот) косвенно может указывать на изменение климатических условий в сторону увеличения теплообеспеченности и увлажненности почв Даурской степи. Здесь, так же как и в соседних районах Монголии, в атлантический период голоцена были сформированы две мощные региональные почвы черноземного типа около 8 и 6,4 тыс. кал. л. н. с соотношением $C_{гк}/C_{фк}$ более 2 [Чичагов, 1999], которые хорошо сохранились в отложениях пади Крементуй [Баженова и др., 2017] и в пади Нарин-Кундуй (разрез 12) Онон-Торейской равнины. Кратковременная стабилизация геоморфологических процессов в середине суббореального периода фиксируется слаборазвитыми почвами с фульватным составом гумуса ($C_{гк}/C_{фк}$ от 0,25 до 0,6). В субатлантическом периоде в сухостепных условиях сформировалась серия слаборазвитых почв. Процессы почвообразования многократно прерывались активизацией эоловой деятельности. Региональное развитие в Даурии и соседних районах Монголии имеет почва, возраст которой 1200–1400 кал. л. Развитие данной почвы, вероятно, происходило по типу каштановой, о чем свидетельствует ее морфологическое строение, содержание $C_{орг}$ в светло-гумусовом горизонте в количестве 2,5 % и соотношение $C_{гк}/C_{фк}$, равное 0,51.

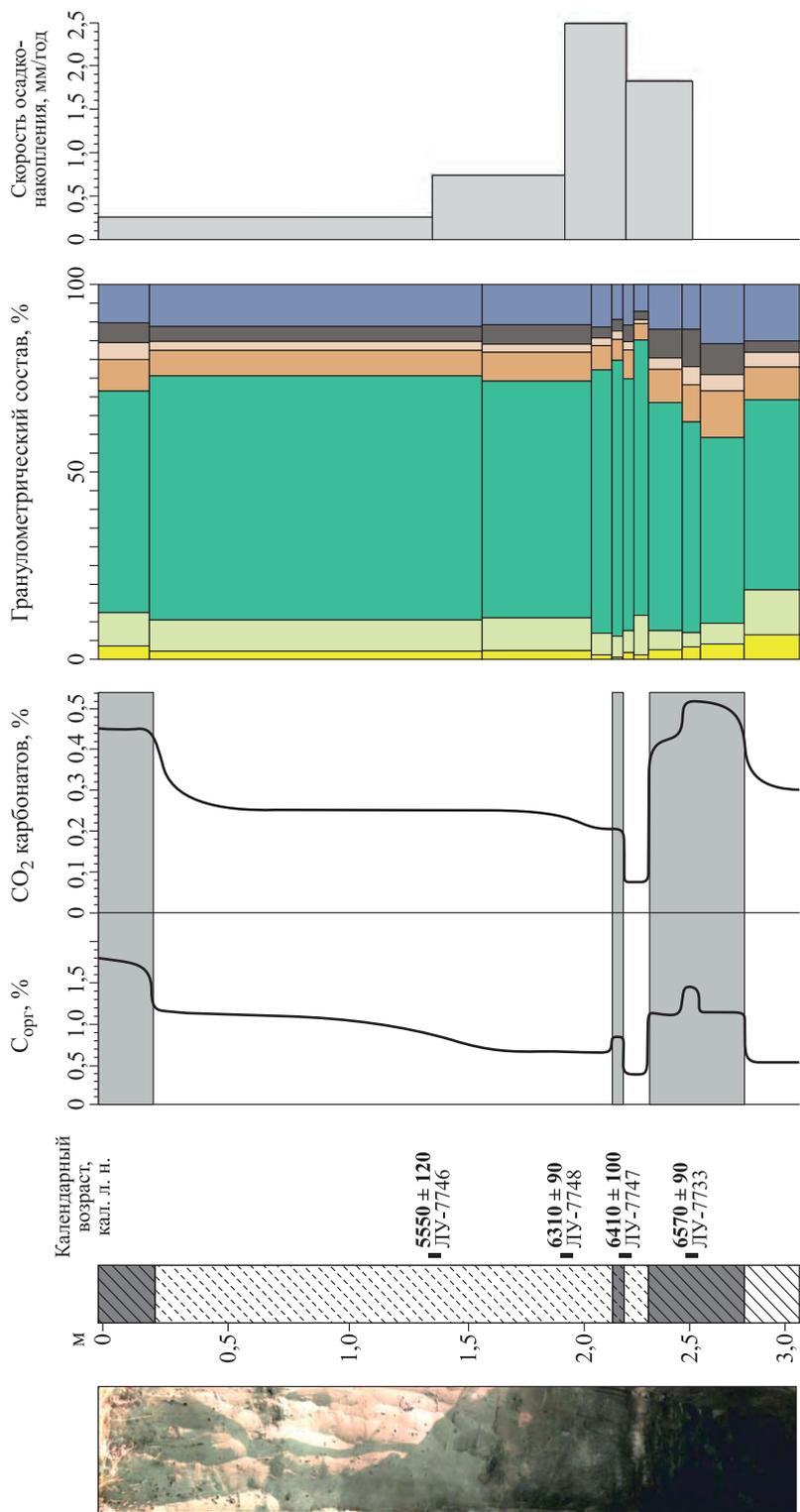


Рис. 4.12. Строение рыхлых отложений пади Кременгуй разреза 5 и некоторые аналитические данные.
Усл. обозн. см. на рис. 4.1

Для зоны эоловой и делювиально-пролювиальной миграции вещества характерен разрез 5, который зачищен в стенке оврага, сформировавшегося в верхней части правостороннего отвершка пади Крементуй в зоне транзита вещества (см. рис. 1.3, 4.4). В разрезе глубиной 3 м последовательно сверху вниз отмечается, как и в предыдущем разрезе, утяжеление отложений от супеси пылеватой до среднего суглинка. Морфогенетический анализ отложений позволяет выделить 4 слоя, различающихся между собой по составу отложений и скорости их накопления (рис. 4.12). Нижняя часть разреза на глубине 280–305 см представляет собой кровлю коры выветривания, которая состоит из серовато-желтого легкого суглинка плитчатого сложения с включением сильно выветрелой дресвы и железо-марганцевых конкреций. На ней в интервале 230–280 см залегает серия погребенных темно-гумусовых горизонтов почв с содержанием $C_{орг}$ 1,13–1,46 %, возраст которых (6300–6600 кал. лет) совпадает с возрастом средней погребенной почвы разреза 4 (6440 кал. лет). Накопление гумусированных отложений шло очень быстро (2,6–3,0 мм/год), хотя этот процесс кратковременно, но резко прерывался экстремальным флювиальным сносом. Формирование средней делювиально-эоловой пачки палево-серой супеси с включением дресвы шло со скоростью 0,75 мм/год, а верхней эоловой с глубины 135 см и выше – 0,25 мм/год. Таким образом, разрез демонстрирует высокую активность геоморфологических процессов за последние 6,5 тыс. лет. Однако она происходит на фоне снижения интенсивности сноса вещества за средний-поздний голоцен в 10 раз, что связано, на наш взгляд, с аридизацией климата.

4.4. ГОЛОЦЕНОВЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ОНОН-ТОРЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Два разреза были изучены в приустьевой части долины р. Ималки (рис. 4.13). Разрез 13 заложен в уступе русла реки вдоль левого борта. Отложения мощностью 2 м охватывают по времени весь голоцен. Генетически они делятся на четыре толщи (рис. 4.13, а). Нижняя галечниково-гравелистая толща с хорошо промытым песком с глубины 190 см (и ниже) имеет озерный генезис. Это отложения II озерной террасы Торейских озер, в которые врезано русло Ималки (см. рис. 1.3). Ориентировочно возраст этой пачки отложений будет соответствовать второй половине сартанского криохрона отложений II озерной террасы Торейских озер [Карасев, 2002]. Озерный генезис пачки также подтверждается тем, что хорошо окатанная галька имеет уплощенную (озерную) форму, кроме того, повышенное содержание карбонатов характерно для соленых озер [Last, 2002]. Выше, в интервале 122–190 см, расположена толща руслового аллювия р. Ималки, закончившая свое формирование в конце первой трансгрессивной озерной фазы голоцена [Баженова, Черкашина, 2018]. Отложения представлены чередованием галечниково-гравелистых линз и слоев с хорошо промытым крупнозернистым песком с обилием железистых конкреций и марганцево-железистых кутан на поверхности галек. Отсутствие карбонатов и органического вещества (рис. 4.13, а) указывает на то, что отложения формировались в условиях хорошего промывного режима.

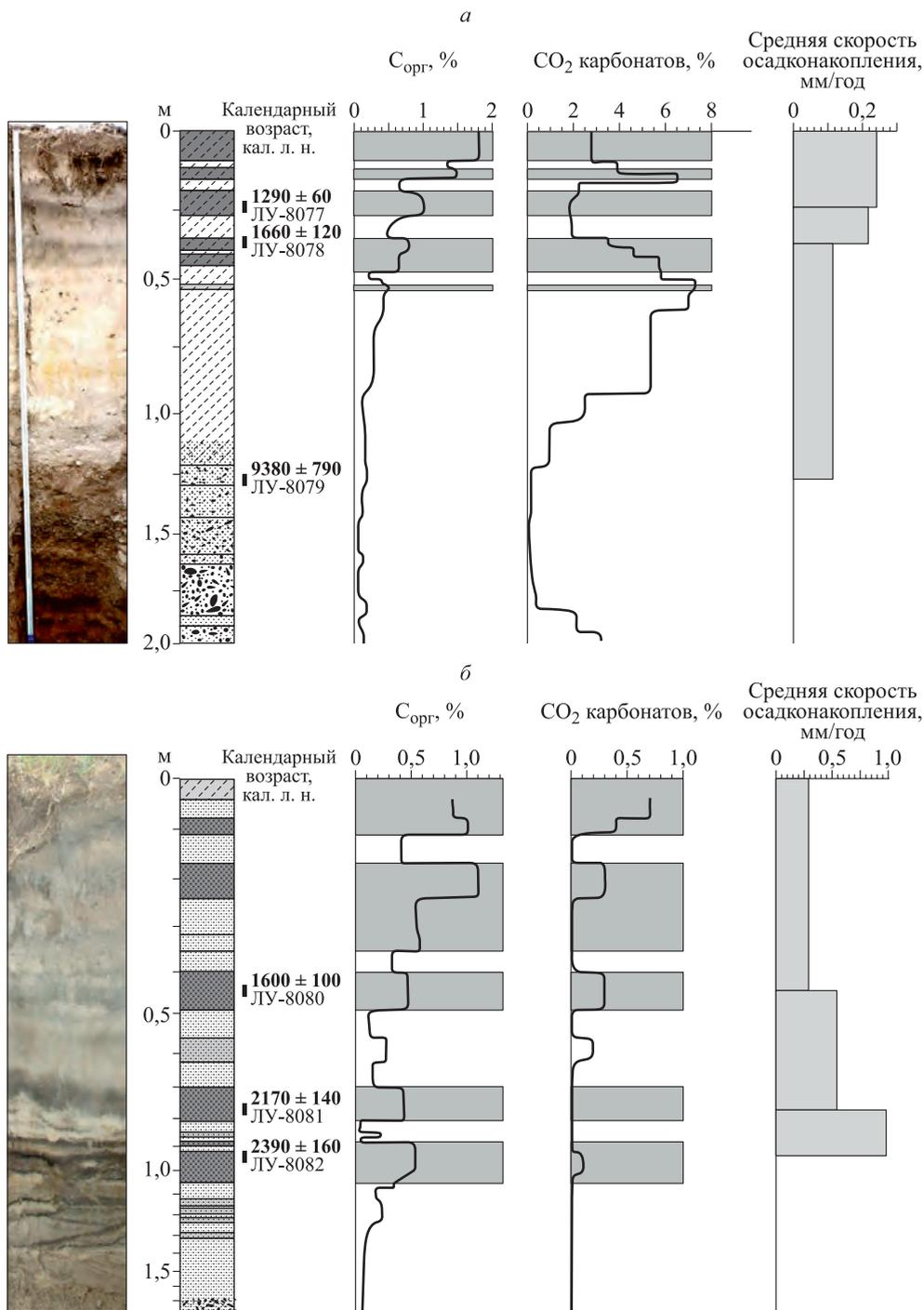


Рис. 4.13. Строение рыхлых отложений разрезов 13 (а) и 14 (б) и некоторые аналитические данные.

Усл. обозн. см. на рис. 4.1

В интервале 47–122 см залегает толща белесо-палевой мелкослоистой, местами плитчатой супеси. Вверх по разрезу для толщи характерен значительный рост содержания карбонатов, пятен ожелезнения и затеков, что указывает на повышение застойного режима в условиях чередования пойменной и озерной фазы осадконакопления.

Верхняя толща на глубине 0–47 см представлена чередованием гумусовых горизонтов с серой пылевой супесью. Супесь неоднородна по цвету, для нее характерны пятна ожелезнения и конкреции. Снизу вверх в толще отмечается постепенное снижение содержания карбонатов и происходит рост органического вещества в гумусовых горизонтах с 0,5 почти до 2 % (см. рис. 4.13, а).

Разрез 14 расположен также в уступе русла р. Ималки, вдоль левого борта. Разрез детально показывает взаимодействие процессов в субатлантический период голоцена. Нижняя часть отложений на глубине 137–173 см представлена чередованием косослоистых гравелисто-крупнопесчаных линз русловой фации с углистыми прослоями оглеенных песков. В средней части разреза на глубине 70–137 см вторая толща, сформированная позднее рубежа 2170 л. н., фиксирует чередование пойменных отложений с гумусовыми горизонтами. В слое отчетливо видны проявления глеевого процесса в виде охристых пятен и пропиток. И наконец, в верхней, 70-сантиметровой толще (рис. 4.13, б) залегает серия гумусовых горизонтов аллювиальных почв, чередующихся с прослойками речного песка. В данной пачке отложений также видны линзы и тонкие прослойки эоловых супесей, отличающихся от сизовато-серых аллювиальных отложений с желтовато-палевой окраской. Несмотря на низкое содержание карбонатов, в верхней части профиля заметны солевые выцветы. Таким образом, данную почву можно классифицировать как аллювиальную дерновую солончаковатую. В целом верхняя толща мощностью 70 см образована в результате многократной смены эоловых и пойменных отложений с гумусовыми горизонтами со средней скоростью 0,3 мм/год.

Интересные результаты были получены при изучении разреза 15, заложенного в овраге, расчленяющем II надпойменную террасу р. Онон близ с. Чиндант. Преимущественно песчаные отложения разреза разделяются на восемь пачек. Из отложений получены три радиоуглеродные датировки, позволившие рассчитать скорости осадконакопления. По этим данным, предположительно, нижняя русловая фация аллювия, залегающая с глубины 277 см и ниже (рис. 4.14, а), представленная гравийно-галечниковыми отложениями с крупным песком, соответствует сартанскому криохрону [Карасев, 2002]. В интервале 241–277 см залегает пачка аллювиального средне- и мелкозернистого песка с включением гравия и крупнозернистого песка, осадконакопление которой продолжалось в условиях преимущественно пойменного режима. Ее формирование могло иметь место в позднеледниковое время, возможно, 14–13 тыс. л. н. Следующая пачка отложений в интервале 179–241 см сформирована при циклическом чередовании продолжительных периодов делювиального (субаэрального) осадконакопления желтовато-палевых песков с многочисленными карбонатными выцветами с кратковременными периодами активизации флювиальной деятельности, в течение которых происходило образование линз крупного песка. Пачка включает три таких цикла, а время

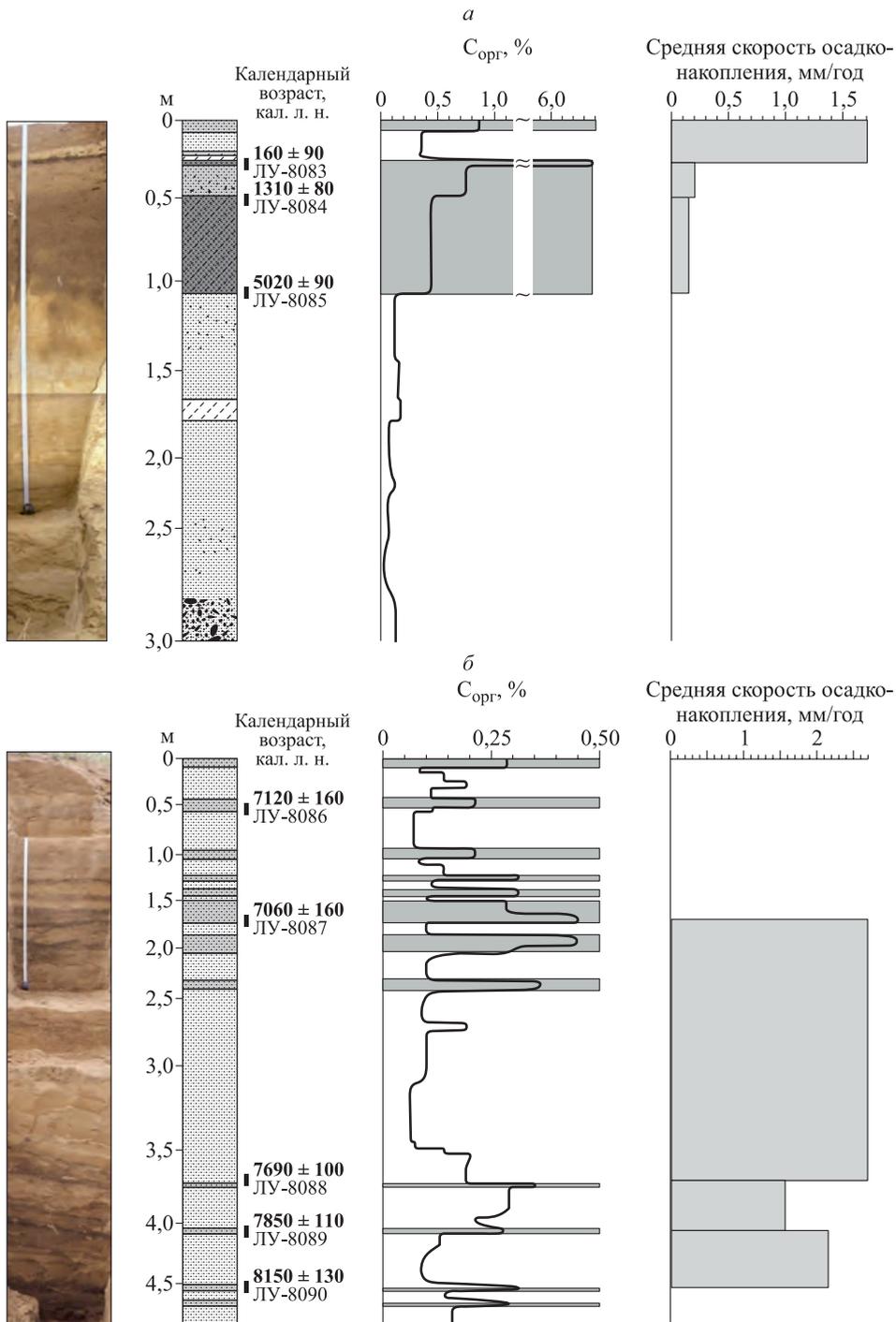


Рис. 4.14. Строение рыхлых отложений разрезов 15 (а) и 16 (б) и некоторые аналитические данные.

Усл. обозн. см. на рис. 4.1

окончания формирования всей пачки могло завершиться около 10 тыс. л. н., когда закончилась эпоха высокого увлажнения в начале голоцена [Баженова, Черкашина, 2018].

Выше, в интервале 107–179 см, залегает мощная пачка неоднородных по цвету и гранулометрическому составу пористых мелкозернистых эоловых песков с плотной супесью. Для отложений характерны гумусированные затеки из вышележащего горизонта по трещинам и ходам насекомых, инкрустированные карбонаты по трубчатым порам и карбонатные трубочки по корням растений. Отмечаются также железистые конкреции и включения гравия в гумусовом клине. Время формирования этой пачки закончилось около 5 тыс. кал. л. н. Далее в разрезе, в интервале 49–107 см, расположена черноземная почва, представленная темно-серой супесью призматической структуры с включением гравия и крупного песка. Ее возраст надежно подтверждается радиоуглеродными датировками 5020 кал. л. н. в начале и 1310 кал. л. н. в конце формирования почвы. Оно происходило при периодическом поступлении минерального субстрата (по синлитогенному типу), о чем свидетельствует высокая скорость осадконакопления (0,15–0,21 мм/год), значительное количество дресвы и сравнительно низкое для черноземов содержание органического вещества (0,4–0,75 %).

Несмотря на отсутствие свойственной черноземам комковато-зернистой структуры, в горизонте отчетливо видны следы деятельности мезофауны и кротовины, встречаются копролиты. Карбонаты отсутствуют. Сверху на почве залегает пачка слоистого пролювиального песка призматической структуры с включением гальки, гравия и мелкого песка. Горизонт перекрыт трехсантиметровым прослоем грубого органического слабо разложившегося материала, возраст которого 160 ± 90 кал. л. н. (рис. 4.14, а). Следует заметить, что в разрезе 17 на северо-западе равнины встречен такой же прослой, сформированный в это же время. Разрез венчает пачка эоловых желтовато-серых мелких песков в интервале 0–26 см.

Детально об активном морфолитогенезе на песчаных аккумулятивных участках Онон-Торейской равнины в середине атлантического периода голоцена, в интервале 7 и 8 тыс. л. н., можно судить по строению разреза 16, зачищенного в карьере, расположенном на склоне, обращенном к пади временного водотока у с. Буйлэсан. Падь открывается в долину р. Ималки. Мощность песчаных отложений около 5 м. Их формирование происходило под действием флювиальных и криогенно-склоновых процессов. Максимальные значения скорости осадконакопления достигали 2,7 мм/год. Четко выделяется четыре толщи (рис. 4.14, б). Верхняя толща мощностью около 1 м (97 см) сложена желто-серым средне- и мелкозернистым делювиальным песком с редкими тонкими прослойками слабогумусированных отложений (содержание $C_{\text{орг}}$ около 0,2 %). Вторая толща мощностью около 1,8 м формировалась в условиях высокого уровня подземных вод. Она представлена чередованием гумусированных крапчатых песков, часто ожелезненных, иногда с включением углистых линз и пролювиальных горизонтов с желтым мелкозернистым песком. Вниз по разрезу этой толщи крапчатость возрастает, появляются псевдофибровый железистый песок. Из гумусового горизонта получен возраст формирования средней

части толщи – 7060 ± 160 кал. л. н. Содержание $C_{орг}$ в гумусовых прослоях повышается в среднем в два раза по сравнению с верхней толщей.

Отложения третьей толщи мощностью около 40 см формировались под действием пролювиальных потоков, так как они представлены крупным, хорошо отмытым песком. Они отличаются высокой скоростью аккумуляции (более 2,5 мм/год). Нижняя, четвертая толща мощностью 1,30 м представлена слоистыми отложениями, сильно наклоненными (12°) к днищу пади. В ней чередуются тонкие гумусированные, иногда углистые горизонты с желтовато-бурым песком, на нижней границе гумусовых горизонтов встречается охристая кайма, отложения часто ожелезнены. Скорость накопления отложений этой косослоистой толщи составляла 1,6–2,2 мм/год. Они образованы в условиях чередования пролювиальных потоков и криогенно-склоновых (солифлюкционных) сплывов переувлажненных отложений по поверхности мерзлоты. Для них характерна ярко выраженная ритмичность осадконакопления, представленная брикнеровскими циклами (примерно 50 лет), и высокая скорость (более 2,5 мм/год). Структура разреза показывает, что отложения сформированы в зоне интенсивной миграции вещества в условиях высокой влажности и широкого развития мерзлоты. Сходное строение имеет и разрез отложений 18 мощностью более 4 м в котловине оз. Ару-Торум, что подтверждает синхронность геоморфологических событий голоцена на Онон-Торейской равнине.

4.5. РИТМИЧНОСТЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СТЕПЯХ ДАУРИИ В ГОЛОЦЕНЕ

Проведенный палеоанализ разрезов, заложенных в разных динамических зонах миграции вещества малых литосборных бассейнов Даурии, выявил участие в голоценовом рельефообразовании территории широкого спектра процессов. При этом для них характерно сложное взаимодействие и четкая упорядоченность во времени, выражающаяся в ритмичности, которая, по мнению А.В. Шнитникова [1968], является одним из наиболее ярких и широко распространенных явлений, присущих ландшафтной оболочке. В степях Даурии ритмический ход осадкообразования в голоцене прослеживается в разных генетических типах отложений. При этом в разрезах зафиксированы ритмы различного иерархического уровня – от внутривековых брикнеровских (разрез 16) до шнитниковских, продолжительностью 1850–2000 лет (разрез 4) и более.

Наиболее продолжительные циклы четко выделяются в озерном осадкообразовании. В функционировании озерных бассейнов выделяется три макроцикла, охватывающих ранний, средний и поздний голоцен, каждый из которых включает трансгрессивную и регрессивную фазы (рис. 4.15). Фазы контролируются климатическими колебаниями.

Следы первого цикла представлены остаточным мощным гумусовым горизонтом погребенной почвы в разрезе 1 котловины оз. Хара-Нур. Ее формирование относится к середине бореального периода и датируется 9210 ± 190 кал. л. н. Соотношение $C_{гк}/C_{фк}$ составляет 0,91 и свидетельствует о достаточно благоприятных условиях почвообразования. Радиоуглеродная датировка позволяет нам уверенно говорить о времени образования криогенных клиньев как резуль-

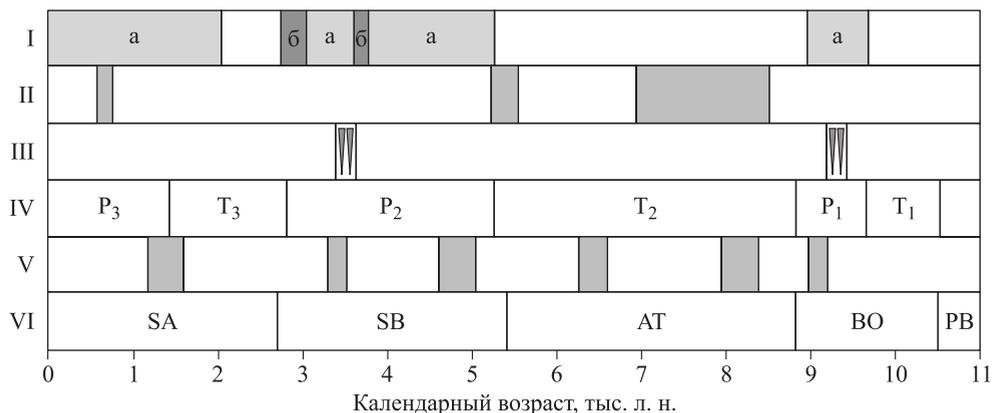


Рис. 4.15. Процессы рельефообразования в озерных бассейнах Даурии в голоцене.

I – этапы активизации эоловых процессов (а) и зафиксированные в разрезах катастрофические эоловые события (б); II – интенсивный флювиальный снос; III – криогенные процессы; IV – трансгрессивные (Т) и регрессивные (Р) фазы озер; V – формирование погребенных почв; VI – продолжительность периодов голоцена

тате непродолжительного, но сильного похолодания на рубеже бореально-атлантического периодов в условиях кратковременной регрессии озера.

По своей продолжительности особенно выделяются трансгрессивная атлантическая и суббореальная регрессивная фазы второго цикла рельефообразования. В атлантический период голоцена сформированы две мощных региональных почвы черноземного типа около 8 и 6,4 тыс. кал. л. н. с соотношением $C_{гк}/C_{фк}$ более 2, которые хорошо сохранились в отложениях пади Крементуй [Баженова и др., 2017]. В озерных бассейнах фиксируются быстрые события интенсивного флювиального сноса, которые иногда приобретали характер селевых потоков [Баженова и др., 2016].

Литологическая запись высокого разрешения в котловине оз. Хара-Нур показывает, что процесс сокращения водоема в суббореальную регрессивную фазу шел достаточно сложно и условия осадконакопления менялись практически каждые 500 лет (разрез 3). В отложениях эти смены представлены серией чередующихся озерных, эоловых и озерно-эоловых прослоев, формировавшихся с середины суббореального периода (3780 ± 180 кал. л. н.). В эту фазу активизировались криогенные процессы, о чем свидетельствуют криогенные клинья, которые отмечаются во всех исследуемых разрезах оз. Хара-Нур. Высокой интенсивностью отличались и эоловые процессы. Временные отрезки кратковременной стабилизации геоморфологических процессов фиксируются двумя слабо развитыми почвами, у которых состав гумуса фульватный (соотношение $C_{гк}/C_{фк}$ от 0,25 до 0,6).

В последний субатлантический цикл рельефообразования резко активизировались эоловые процессы, которые в отдельные отрезки времени приобретали катастрофический характер. При переходе от трансгрессивной к регрессивной фазе этого цикла в Даурии и соседних районах Монголии формируется субатлантическая почва, возраст которой 1200–1400 кал. лет. Развитие данной

почвы, вероятно, происходило по типу каштановой, о чем свидетельствует ее морфологическое строение, содержание $C_{\text{орг}}$ в светлогумусовом горизонте в количестве 2,5 % и соотношением $C_{\text{гк}}/C_{\text{фк}}$, равное 0,51. Почвообразование резко прервалось активизацией эоловой деятельности, в результате чего на поверхности (0–5 см) сформировались перевеянные озерные отложения, представленные солончаком.

Особый интерес вызывает рассмотрение ритмичности геоморфологических процессов в голоцене на фоне изменения почвенно-климатического индекса, вычисленного по данным соотношения гуминовых и фульвокислот в голоценовых почвах разрезов (рис. 4.16). Рисунок показывает закономерную смену механизмов рельефообразования в голоцене в соответствии с колебаниями климата. При этом кардинально выделяется атлантический период голоцена, отличающийся особенно высоким уровнем увлажнения, трансгрессией озер и активным развитием русловых процессов. За последние 10 тыс. лет существенно менялась направленность флювиального рельефообразования. В бореальный период голоцена в долинах отмечалась интенсивная глубинная эрозия русел рек (инстративная фаза), которая в атлантический период чередовалась с аккумуляцией аллювия на участках, расположенных ниже врезания русел (инстративно-констративная фаза). Для этого периода в условиях высокого увлажнения были характерны частые катастрофические проявления флювиальных процессов, в том числе и сход селей (разрез 6). Следы голоценовых селевых потоков описаны В.П. Чичаговым в Восточной Монголии в бассейне Керулена [Чичагов, 1999]. В суббореальный период в долинах преобладала аккумуляция аллювия (констративная фаза). С началом субатлантического периода русловая активность значительно сократилась, отмечались отдельные вспышки флювиальных катастрофических событий редкой повторяемости (перстративная фаза).

Исследованием выявлена упорядоченность рельефообразования во времени, показаны сложное взаимодействие и закономерная смена процессов, которые объединены в циклы различного иерархического уровня. Установлено, что каждый цикл начинается с экстремальной фазы интенсивного флювиального сноса и выноса вещества из системы. Флювиальные горизонты слагают нижнюю часть голоценового макроцикла (разрез 11 пади Веснянка), продолжительность которого около 10 тыс. лет.

Экстремальные флювиальные события неоднократно происходили между 7090 ± 120 (ЛУ-8065) и 8480 ± 130 (ЛУ-8068) кал. л. н. Катастрофический флювиальный снос отмечался также в переходное от атлантического к суббореальному периоду время. Так, в пади Крементуй период активного флювиального сноса, определенный расчетным путем, закончился 5277 кал. л. н., в долине Онона фаза высокой интенсивности флювиальных процессов – 5020 ± 190 кал. л. н. (ЛУ-8085). Наконец, подошва 130-летних циклов субатлантического периода голоцена представлена пролювиальными отложениями.

Нормальная зональная фаза интеграции вещества в бассейнах в разрезах фиксируется погребенными гумусовыми горизонтами почв, по которым в эоловых отложениях хорошо диагностируются 1800-летние циклы. Региональное развитие в Даурии получили почвы, возраст которых около 8000, 6400 и

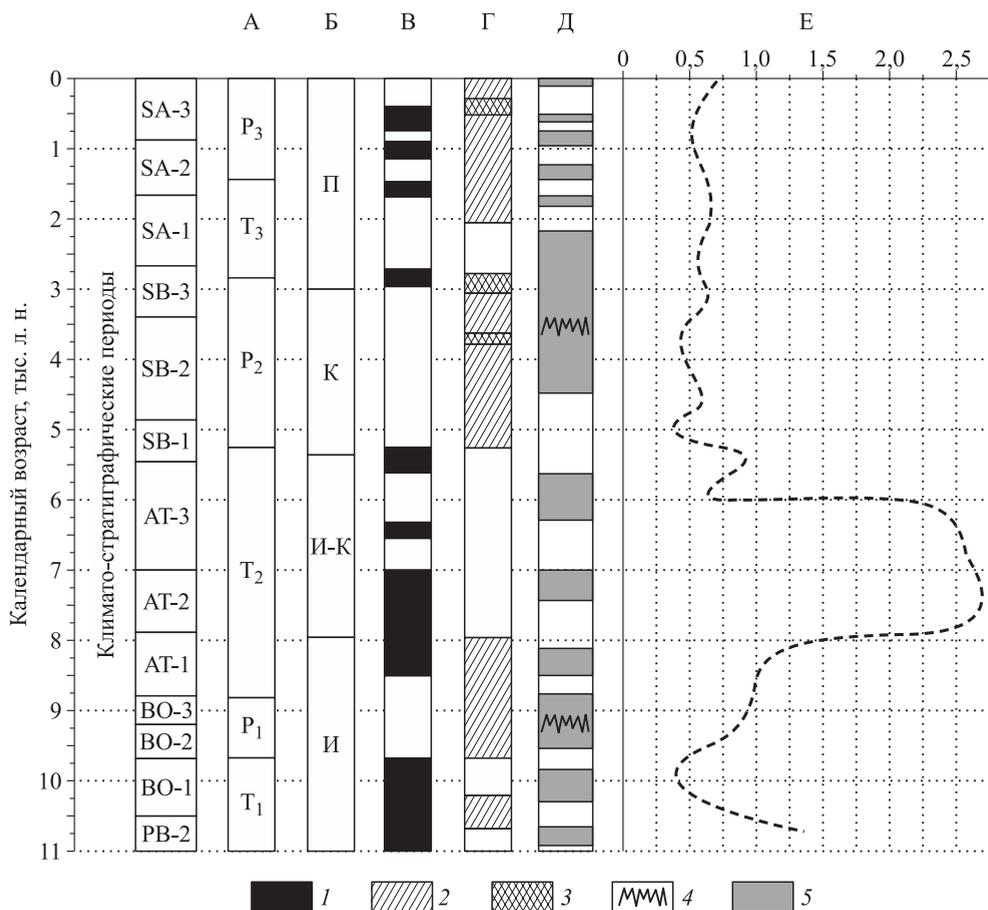


Рис. 4.16. Смена динамических фаз экзогенного рельефообразования в степях Даурии в голоцене на фоне изменения почвенно-климатического индекса.

A – смена процессов в озерных бассейнах (по: [Баженова, Черкашина, 2018]); *B* – направленность флювиального рельефообразования (по: [Чичагов, 1999; Карасев, 2002]); *B* – флювиальные события; *Г* – фазы активизации эоловых процессов; *Д* – зональные фазы интеграции вещества в системах и формирования почв; *Е* – изменение почвенно-климатического индекса (соотношение гуминовых и фульвокислот – $C_{гк}/C_{фк}$).

Фазы: И – инстративная, И-К – инстративно-констративная, К – констративная, П – перстративная. 1 – фазы флювиальной активности; 2 – эоловые процессы аридных фаз; 3 – интенсивная дефляция; 4 – активизация криогенеза; 5 – формирование почв

4600 кал. л. н., а также 1200–1400 кал. л. н. Особо благоприятные для почвообразования относительно влажные и теплые условия отмечались в среднем голоцене, во время которого были сформированы мощные региональные почвы.

Для верхней части отложений каждого цикла характерны супесчано-пылеватые эоловые горизонты экстремальных аридных фаз. В целом на протяжении голоцена отмечается повышение аридизации окружающих ландшафтов. Усиление сухости климата в позднем голоцене было особенно характерно для Забайкалья и других районов Центральной Азии [Базарова и др., 2008;

An et al., 2008; Blyakharchuk, 2009; Wang et al., 2009; Решетова и др., 2013; Вершинин, Рогозин, 2014]. В этих условиях резко возростала интенсивность эоловых процессов, игравших главную роль в формировании верхней части разрезов голоцена. Согласно данным по соседним районам Монголии, на рубеже около 3000–3400 л. н. происходит значительное иссушение территории: сокращается проточность и размеры оз. Буир, в почвенном покрове преобладающими становятся каштановые почвы, в ландшафтах – степь и сухая степь [Базарова и др., 2014б]. Усиление эоловой деятельности отмечалось примерно 4,5, 2–3 тыс. л. н. и в XIV–XVII вв. [Базарова и др., 2014а, б].

Тенденция к повышению аридизации территории установлена по данным исследования донных осадков оз. Арахлей [Птицын и др., 2010]. В котловине оз. Ножий четко выделяется 250-летний отрезок накопления эолового песка в малый ледниковый период [Базарова и др., 2014а].

В целом в степях Даурии и на сопредельных территориях отмечается последовательное снижение роли флювиальных и повышение интенсивности эоловых процессов за последние 10 тыс. лет. При этом на фоне аридизации климата Даурского региона в структуре циклов рельефообразования позднего голоцена выделяются динамические фазы, свойственные современным внутривековым циклам, выявленным в ходе стационарных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные в работе результаты комплексного исследования закономерностей морфолитогенеза, сочетающего в себе натурные стационарные наблюдения за современной динамикой рельефа и палеогеографические реконструкции по данным опорных разрезов голоцена, показали ярко выраженное своеобразие экзогенного рельефообразования в степях Даурии, обусловленное положением района во внутриконтинентальных семиаридных условиях восточного муссонного сектора Центральной Азии. В преобразовании рельефа участвует широкий спектр литодинамических потоков, включающий флювиальные, озерные, эоловые, криогенные и биогенные процессы. Взаимодействуя друг с другом, процессы образуют сложный, но хорошо упорядоченный в пространстве и во времени механизм рельефообразования. Его пространственная упорядоченность проявляется в бассейновой организации вещества, которая в Даурском регионе особенно наглядно отмечается в малых флювиальных и озерных бассейнах. Временная организованность прослеживается в циклах различного иерархического уровня.

Проведенное с системных позиций исследование позволило рассмотреть полностью весь механизм рельефообразования на примере малого литосборного бассейна в отрогах Нерчинского хребта, а затем бассейна оз. Хара-Нур. Механизм включает три динамические фазы, следующие одна за другой в определенном порядке. При прохождении фаз меняется механизм процессов, а также направления движения и расход вещества в литодинамических потоках. Процессы, принадлежащие одной фазе, образуют в пространстве парагенетические цепочки.

В пределах цикла отмечается продолжительный период (зональная фаза), когда все элементы системы характеризуются автономным развитием. В это время происходит интеграция вещества, его подготовка к последующему выносу. В подготовке вещества большую роль играют криогенные и зоогенные процессы, значительно разрыхляющие верхние горизонты отложений, ослабляющие связи между отдельными частицами грунта и повышающие их подвижность, подверженность смыву и дефляции. Подготовленный к движению материал доставляется и накапливается на отдельных участках (делювиальных шлейфах, наледных полянах, береговых валах и др.), с которых в последующие экстремальные фазы происходит залповый вынос вещества. При этом наблюдается упорядоченное во времени чередование максимального воздействия

процессов на верхние (дефляция) и нижние (эрозия временных водотоков) ярусы рельефа.

Преобразование (дефляционное выравнивание) верхних ярусов происходит во время экстремальной аридной фазы, а расчленение днищ падей и формирование конусов выноса в озерной котловине свойственно перигляциальной фазе. В целом вещество и энергия передаются от одного элемента системы к другому в форме пульсаций. Эти постоянные пульсации и составляют суть иерархически организованного механизма рельефообразования. Механизм сочетает в себе черты аридного и перигляциального рельефообразования в условиях непосредственного соседства криогенной и аридной морфоклиматических зон. Вместе с тем он отличается устойчивостью, так как установлен не только современными многолетними наблюдениями, но обнаруживается в строении опорных разрезов голоцена. При этом меняется мощность, вещественный состав и структура отложений. Скорость миграции вещества и осадкообразования в экстремальные фазы повышается на несколько порядков величин.

Выполненный совместный анализ отложений озерных котловин Даурии и Северо-Восточной Монголии подтвердил синхронный ход рельефообразования северной окраины Центральной Азии в голоцене. Получены характеристики морфологических, литологических и динамических параметров каждой фазы и определена последовательность их смены в рамках геоморфологических циклов разных иерархических уровней. При этом каждый цикл начинается с экстремальной перигляциальной фазы активизации криогенных процессов и интенсивного флювиального сноса и выноса вещества из системы. Флювиальные горизонты слагают нижнюю часть отложений голоценового макроцикла в пади Веснянка. Катастрофический флювиальный снос отмечался неоднократно в период 7–8,5 тыс. кал. л. н. и в переходное от атлантического к суббореальному периоду время. Перигляциальные фазы, хорошо выраженные в разрезах активизацией криогенных процессов, отмечались в конце бореального – начале атлантического (8600–9400 кал. л. н.) и в середине суббореального (3500–4000 кал. л. н.) периодов.

Исследованием впервые показана важная роль селевых потоков и катастрофических флювиальных процессов в морфогенезе, которая до недавнего времени недооценивалась. В степном Забайкалье, так же как и в соседних районах Монголии, общее уменьшение количества атмосферных осадков не сопровождается снижением эрозионной активности [Солоненко, 1963], периодически она принимает форму селевых потоков. В условиях полугорного рельефа возникающие во время ливней водные потоки на склонах и в настоящее время обладают высокой транспортирующей способностью [Уфимцев, 1998]. Селевые потоки являются характерной региональной особенностью экзогенного рельефообразования в степях Центральной Азии как в настоящее время, так и в голоцене. Селевой снос фиксируется в разрезах в переходное время от атлантического к суббореальному периоду и в XIV в. Фазам флювиальной активности в позднем голоцене соответствуют высокие уровни озер.

Нормальная зональная фаза интеграции вещества в бассейнах фиксируется погребенными гумусовыми горизонтами почв, по которым хорошо диагностируются 1800-летние циклы. Региональное развитие в Даурии получили

почвы, возраст которых около 8, 6,4 и 4,6, а также 1,2–1,4 тыс. кал. л. В суббореальный период смена условий рельефообразования отмечается в озерных отложениях каждые 500 лет, в разрезах пролювиальных шлейфов выделяются 130-летние циклы, а флювиальные отложения субатлантического периода фиксируют внутривековые циклы продолжительностью 20–40 лет. Для верхней части отложений каждого цикла характерны эоловые горизонты экстремальных аридных фаз.

Развитие эоловых процессов в голоцене 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 первом приближении усиление эоловых процессов происходит в противофазе к флювиальной активности. В Даурии, как и в соседних районах Восточной Монголии, дефляция достигала максимума в бореальный и суббореальный периоды голоцена.

По данным разрезов высокого разрешения на Онон-Торейской равнине, а также по строению пойм малых рек Иля и Ага, отложений озер Ножий и Зун-Соктуй в Агинской степи и оз. Хара-Нур выделяются периоды усиления эоловых процессов во вторую половину голоцена – 4500, 2000–3000 л. н. и в XIV–XVII вв. Накопление эоловых отложений в пади Крементуй началось после формирования верхней погребенной почвы, возраст которой 2910 ± 320 кал. л. н. (ЛГУ-7457). Наконец, согласно данным по соседним районам Монголии, именно на рубеже около 3000–3400 л. н. значительно возрастает иссушение территории – сокращается проточность и размеры оз. Буир, в почвенном покрове преобладающими становятся каштановые почвы, в ландшафтах – степь и сухая степь. В этих условиях резко усиливаются эоловые процессы, которые играют главную роль в формировании верхней толщи отложений.

Прогрессирующее иссушение территории происходит и в последующее время. Тенденция усиления аридизации территории Восточного Забайкалья за последние 1900 лет отмечается также на основе исследования послонных палинологических спектров и химического состава донных осадков оз. Арахлей. В целом Онон-Торейская равнина представляет собой коридор с интенсивной эоловой миграцией вещества с северо-запада (Забайкалье) на юго-восток в соседние районы Монголии и Китая.

По результатам изучения погребенных почв, данным спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования отложений установлено усиление аридизации климата за последние 10 тыс. лет и в целом снижение скорости осадконакопления и рельефообразования.

В заключение следует подчеркнуть, что установленные закономерности экзогенного рельефообразования в Даурской степи представляют интерес при разработке научных основ рационального природопользования и прогноза развития геосистем, при выявлении зон потенциального геоморфологического риска под воздействием природных и антропогенных факторов.

ИССЛЕДОВАТЕЛИ СТЕПЕЙ ДАУРИИ

В степях Даурии работало много исследователей. Всех их или большинство из них мы упоминали в тексте и дали ссылки на их работы. Здесь же мы хотим особо отметить и выразить дань уважения тем, кто сыграл ключевую роль в реализации нашей работы.



Академик Виктор Борисович
Сочава (фото 1965 г.)

Виктор Борисович Сочава (1905–1978) – академик, основоположник сибирской географической школы. Созданный им Институт географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР (в настоящее время Институт географии СО РАН) получил мировую известность и носит его имя. По замыслу В.Б. Сочава был создан Харанорский степной стационар. Его учение о геосистемах сыграло революционную роль в географии, так как появилась единая методологическая основа, позволяющая объединить различные научные направления в географии, включая и наши геоморфологические исследования. Ключевой принцип в его учении – по данным стационарных наблюдений на клеточном уровне, как говорил сам В.Б. Сочава, в рамках молекулярной географии проникнуть в механизмы функционирования самых малых элементарных геосистем. А затем раздвинуть эти знания в пространстве и во времени. Это положение и легло в основу нашего исследования.



Сотрудники Харанорского стационара на ключевом участке в Онон-Аргунской (Даурской) степи (1967 г.). Слева направо: З.А. Титова, Э.Н. Михайлова, С.С. Дубынина, Г.Н. Мартынова, Т.И. Хохлова, В.Б. Сочава, И.И. Кокорин, Н.А. Лисичников, В.А. Снытко, В.Г. Волкова

Валериан Афанасьевич Снытко (1939–2021) – выдающийся российский географ, член-корреспондент РАН. Начал работу в Институте географии в Иркутске после окончания МГУ в 1961 г. по приглашению В.Б. Сочавы, в 1969 г. был назначен заместителем директора института и проработал в этой сложнейшей должности более 30 лет, в 2000–2005 гг. возглавлял Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. Под его руководством было защищено более 30 кандидатских и докторских диссертаций.



Валериан Афанасьевич Снытко выступил проводником идей своего учителя В.Б. Сочавы. При этом его главная задача заключалась в практической реализации учения. Для этого надо было самому глубоко и детально разобраться в сути учения, найти методические подходы к изучению элементарных геосистем, заинтересовать и привлечь к исследованиям коллектив единомышленников. Это у В.А. Снытко получилось, он выполнил свой долг с полной самоотдачей сил, увлекая в данный процесс различных специалистов в рамках физической географии. Среди его единомышленников и мы – геоморфологи. Этому способствовал тот факт, что еще будучи студентом Валериан Афанасьевич работал в геоморфологической Даурской экспедиции, влюбившей его на всю жизнь в Даурские степи и привившей интерес к геоморфологическим исследованиям. Он всегда был в курсе наших работ, знал, как нам помочь, и часто участвовал в обсуждении самых сложных вопросов временной организации геосистем, в нахождении инвариантов механизмов рельефообразования.

Юрий Гаврилович Симонов (1923–2019) – выдающийся российский геоморфолог, участник Великой Отечественной войны, профессор Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Он прошел сложный путь преподавателя и ученого. В 1967 г. блестяще защищает докторскую диссертацию «Проблемы регионального геоморфологического анализа внутриконтинентальных геоморфологических областей (на примере Забайкалья)». Его перу принадлежит более 600 научных работ, включая 20 монографий. Он подготовил около 60 кандидатов и докторов географических наук. Его научные интересы были чрезвычайно высоки. Особо следует отметить работы в области теоретической геоморфологии, касающиеся его учения о геоморфологических системах, на которые мы опирались при оценке смены состояний рельефообразования.



Юрий Гаврилович много лет был научным руководителем Даурской экспедиции МГУ и на региональном уровне показал своеобразие морфолитогенеза

в Даурском регионе, рассмотрев весь спектр процессов, начиная от особенностей выветривания до динамики бессточных озерных котловин. Его исследования значительно расширили наши знания о сложном механизме рельефообразования в восточном муссонном секторе степей Центральной Азии.



Геннадий Феодосьевич Уфимцев (1940–2013) – выдающийся, талантливый и самообытный ученый, председатель Ассоциации геоморфологов России, доктор геолого-минералогических наук, профессор. Его перу принадлежат более 700 научных работ, в том числе десятки монографий и коллективных книг. Особое место в его исследованиях занимало Забайкалье, где он родился, много лет работал. Геннадий Феодосьевич высоко оценивал перспективы Даурского региона как геоморфологического полигона для

познания механизмов рельефообразования. От его зоркого глаза и карандаша не могла ускользнуть ни одна деталь, ни одна морфологическая особенность рельефа, которым его аналитический ум быстро находил соответствующий механизм формирующего процесса. Эти механизмы могли выражаться как тектоническими перекосами, вовлекающими в движение огромные массы пород, так и смещением тонкого верхнего слоя почв, которое он угадывал по деформации комлевой части листовенниц на педиментах Забайкалья.

Его одинаково впечатляли зияющие тектонические трещины, секущие базальты в зоне мощной сбросовой зоны, отделяющей Торейское вулканическое плато от чаши оз. Зун-Торей [Уфимцев, 1968], и последствия летнего ливня 1961 г. на Чиронском поле в Забайкалье, «когда с неба упала водная лавина и не более чем за полчаса пологие склоны покрылись языками щебневого материала, а в устьях суходолов возникли конусы выноса мощностью до 0,5 метров» [Уфимцев, 1998, с. 135]. Обращая внимание на такие важные экстремальные проявления процессов в регионе, Геннадий Феодосьевич сконцентрировал наше внимание на выявлении упорядоченности современного морфогенеза, при этом подчеркнув, что не следует идти по пути формулы «в пространстве и во времени», а следует создавать модель пространства – времени морфогенеза. Мы постарались выполнить его пожелание, представив в нашем исследовании такие модели.

Зинаида Александровна Титова (1928–2021) – видный сибирский геоморфолог, кандидат географических наук. После окончания географического отделения геолого-географического факультета ТГУ осталась преподавать на кафедре. Она воспитанница томской географической школы, основанной Г.Н. Потаниным. Ее учителями были профессора М.В. Тронов, В.А. Хахлов, Г.Г. Григор. Сама З.А. Титова подготовила большое количество специалистов-

геоморфологов и географов, в том числе и кандидатов и докторов наук. Зинаида Александровна относилась к числу преподавателей, «методически сильных, добрых и строгих, простых и внимательных, знающих свой предмет в совершенстве» [Воронина, 2012].

В университете З.А. Титова связала свою судьбу с Л.Н. Ивановским, который заведовал кафедрой географии с 1960 по 1963 г. и был деканом факультета. Вместе они занимались фундаментальными научными исследованиями в горах Алтая. Ими осуществлены десятки экспедиций по Горному Алтаю. Здесь, на Алтае, Зинаида Александровна получила большой опыт стационарных наблюдений за ходом геоморфологических процессов.



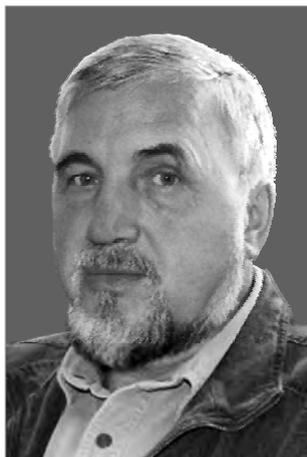
В 1964 г. по приглашению В.Б. Сочавы они переезжают в Иркутск в Институт географии и Зинаида Александровна сразу же начинает свои исследования в Даурии на Харанорском физико-географическом стационаре. Для исследования величины, режима и ритмичности сноса и аккумуляции вещества на склонах полигона-трансекта ею было установлено 2000 шпилек-реперов и 4 рамы Кэмпбэла.

З.А. Титовой уделялось большое внимание природным факторам, влияющим на ход геоморфологических процессов, прежде всего атмосферным осадкам, особенностям ветрового режима, водопроницаемости грунтов, на стоковых площадках измерялся твердый и жидкий сток. Вместе с геоботаниками она исследовала влияние полноты травостоя на срыв продуктов выветривания по склонам. З.А. Титова определила главную зависимость площадного сноса в степях Забайкалья от интенсивности ливневых осадков, показала значение в их развитии сезонной и многолетней ритмичности.

Благодаря наблюдениям Зинаиды Александровны была получена уникальная база количественных данных о закономерностях перемещения вещества на степных склонах, не имеющая аналогов в мире. Эти сведения относятся к тем эмпирическим фактам, на которых, по В.И. Вернадскому [1988], базируется научное познание мира. Их ценность особенно высока потому, что стационарные наблюдения помогли на клеточном уровне проникнуть в механизмы функционирования самых малых элементарных геоморфологических систем.



З.А. Титова за измерениями величины изменения поверхности с помощью рамы Кэмпбэла (1976 г.)



Станислав Александрович Макаров (1951–2020) – ведущий научный сотрудник лаборатории геоморфологии Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, кандидат геолого-минералогических и доктор географических наук, известный исследователь рельефа и опасных геоморфологических процессов юга Восточной Сибири.

В 1973 г. окончил геологоразведочный факультет Иркутского политехнического института по специальности «гидрогеология и инженерная геология» и был направлен в Сибгипротранс (г. Новосибирск), где работал на изыскании автомобильных дорог на БАМе до 1975 г. Затем он занимался защитой подземных кабельных линий связи от опасных природных процессов в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. Итогом исследований этого периода стала защита кандидатской диссертации на тему «Особенности развития склоновых процессов в Прибайкалье и их воздействие на линейные сооружения (на примере подземных кабельных линий связи)» (1988 г.).

С июня 1989 г. и до конца жизни научная деятельность С.А. Макарова была тесно связана с Институтом географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (г. Иркутск). Здесь он прошел путь от старшего инженера до ведущего научного сотрудника. Это был наиболее плодотворный период его работы, обеспеченный увлеченностью наукой, глубокими знаниями в области геоэкологии, сейсмогеологии и динамической геоморфологии в сочетании с солидной практикой полевых инженерно-геологических изыскательских работ. Он виртуозно владел техникой документации разрезов и извлекал из них очень ценную, иногда даже уникальную информацию, позволяющую очень детально воссоздать историю развития той или иной территории. Станислав Александрович одним из первых в Сибири во время полевых работ стал широко использовать беспилотные летательные аппараты (квадрокоптеры) и другие современные технологии получения ценной информации. Эти знания дали ему возможность вникнуть в механизм процессов, понять причинно-следственные связи в морфолитогенезе той или иной территории и выйти на прогноз формирования катастрофических геоморфологических ситуаций.

На юге Восточной Сибири им проведены наблюдения за динамикой селей, курумов, крипа, лавин, обвалов, оползней, сплывов, овражной и склоновой эрозии. Богатый фактический материал был обобщен в форме докторской диссертации на тему «Современный морфолитогенез на юге Восточной Сибири», которая была успешно защищена в МГУ в 2016 г. Особенно большую научную известность получили фундаментальные исследования С.А. Макаровым селей Сибири. За заслуги в области изучения селей он в 2016 г. награжден медалью имени С.М. Флейшмана – высшей наградой Селевой ассоциации.

С.А. Макаров принял активное участие в проведении полевых работ по проекту РФФИ № 13-05-00524 «Динамические фазы формирования озерных котловин Онон-Торейской равнины (Юго-Восточное Забайкалье)» в 2013–2015 гг.



Бурение на литорали оз. Хара-Нур летом 2013 г. под руководством С.А. Макарова



Детальное описание голоценовых отложений в устье пади Крементуй (разрез № 8) под руководством С.А. Макарова. 27 июля 2014 г.

Его наблюдения позволили по новому взглянуть на роль селевых потоков в экзогенном рельефообразовании Даурского региона. Станислав Александрович сыграл ключевую роль в расшифровке литологических записей голоцена в степях Даурии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ариңушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1970. – 487 с.
- Баженов Ю.А.* Проблемы сохранения цокоров Восточного Забайкалья // Записки Забайкальского отделения Русского географического общества. – Чита: Изд-во Забайк. рег. отд-ния ВОО «Русское географическое общество», 2012. – Вып. 131. – С. 52–56.
- Баженов Ю.А.* Современное состояние численности *Marmota sibirica* (Sciuridae, Rodentia) в Юго-Восточном Забайкалье // Nature Cons. Res. Заповедная наука. – 2019. – N 4 (1). – P. 83–92.
- Баженов Ю.А., Кирилюк В.Е.* Аннотированный список млекопитающих биосферного заповедника «Даурский» и заказника «Цасучейский бор» // Наземные позвоночные Даурии: сб. науч. тр. – 2012. – № 2. – С. 29–33.
- Баженова О.И.* Пучение грунта в степном Забайкалье // Процессы современного рельефообразования в Сибири. – Иркутск, 1978. – С. 109–126.
- Баженова О.И.* Морозобойное растрескивание почвогрунтов в степном Забайкалье // География и природ. ресурсы. – 1980. – № 4. – С. 107–115.
- Баженова О.И.* Внутривековая организация систем экзогенного рельефообразования в степях Центральной Азии // География и природ. ресурсы. – 2007. – № 3. – С. 116–125.
- Баженова О.И.* Структура денудационных циклов в лесостепях Средней Сибири // География и природ. ресурсы. – 2008. – № 4. – С. 7–17.
- Баженова О.И.* Современная денудация в островных степях Сибири: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. – Томск, 2011. – 42 с.
- Баженова О.И.* Современная денудация предгорных степных равнин Сибири. – Новосибирск: Изд-во ГЕО, 2018. – 259 с.
- Баженова О.И., Кобылкин Д.В.* Динамические фазы внутривековых циклов рельефообразования бессточных озерных бассейнов Даурии // География и природ. ресурсы. – 2014. – № 3. – С. 113–123.
- Баженова О.И., Мартьянова Г.Н.* Современная многолетняя изменчивость морфоклиматических ситуаций в переходных криоаридных зонах Центральной Азии // География и природ. ресурсы. – 1998. – № 2. – С. 22–31.
- Баженова О.И., Мартьянова Г.Н.* Современные морфоклиматические режимы степей и лесостепей Сибири // География и природ. ресурсы. – 2002. – № 3. – С. 57–64.
- Баженова О.И., Мартьянова Г.Н.* Формирование экстремальных морфоклиматических ситуаций на юге Сибири // География и природ. ресурсы. – 2004. – № 4. – С. 87–94.
- Баженова О.И., Тюменцева Е.М.* Структура современной денудации в степях Минусинской котловины // География и природ. ресурсы. – 2010. – № 4. – С. 86–94.

- Баженова О.И., Черкашина А.А.* Голоценовый морфолитогенез в озерных котловинах Юго-Восточного Забайкалья // Геоморфология. – 2018. – № 2. – С. 4–19.
- Баженова О.И., Черкашина А.А.* Голоценовый морфолитогенез Онон-Торейской равнины // География и природ. ресурсы. – 2022. – № 4. – С. 70–83.
- Баженова О.И., Кобылкин Д.В., Макаров С.А., Рогалева Н.Н., Силаев А.В., Черкашина А.А.* Реконструкция эоловых процессов в степях Даурии в аридные фазы рельефообразования // География и природ. ресурсы. – 2015. – № 3. – С. 126–137.
- Баженова О.И., Кобылкин Д.В., Макаров С.А., Силаев А.В., Черкашина А.А.* Селевой снос в малых бессточных бассейнах Даурии в голоцене (Юго-Восточное Забайкалье) // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: мат-лы IV Междунар. конф. 6–10 сент. 2016 г. – Иркутск: ИГ СО РАН, 2016. – С. 18–25.
- 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.
- Баженова О.И., Черкашина А.А., Кобылкин Д.В., Макаров С.А., Вершинин К.Е.* Геоморфологические события голоцена по литологическим записям малых флювиальных бассейнов Даурии // География и природ. ресурсы. – 2017. – № 2. – С. 135–146.
- Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Орлова Л.А.* Особенности озерного осадконакопления в степной зоне Юго-Восточного Забайкалья в голоцене (на примере отложений оз. Зун-Соктуй) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 3. – С. 426–438.
- Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Орлова Л.А.* Динамика природной среды бассейна Амура в малый ледниковый период // География и природ. ресурсы. – 2014а. – № 3. – С. 124–132.
- Базарова В.Б., Ляцевская М.С., Орлова Л.А.* Палеоклиматические события позднего голоцена в пойменных отложениях малых рек Юго-Восточного Забайкалья // География и природ. ресурсы. – 2014б. – № 2. – С. 115–123.
- Базарова В.Б., Ляцевская М.С., Цыденова Н.В.* Развитие природной среды в долине р. Тогоотынгол (Восточная Монголия) в голоцене // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 2018. – Вып. 7. – С. 73–80.
- 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.
- Баян Г.А., Раменский Л.Г.* О простейших способах учета смыва почв и определения их защебненности // Почвоведение. – 1954. – № 2. – С. 75–81.
- Бобровицкая Н.Н.* Водная эрозия на склонах и сток речных наносов: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. – СПб., 1995. – 58 с.
- Богомолов Н.С., Скляревская А.Н.* О взрывах гидролакколитов в южной части Читинской области // Наледи Сибири. – М.: Наука, 1969. – С. 127–130.
- Болысов С.И.* Биогенное рельефообразование на суше. – М.: ГЕОС, 2007. – Т. 2: Зональность. – 466 с.
- Болысов С.И.* Континентальный биогенный рельеф // Вопросы географии. – М.: Изд. дом «Кодекс», 2015. – Сб. 140: Современная геоморфология. – С. 129–146.
- Бондарев В.П.* Иерархичность процессов малых водосборных бассейнов // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее: мат-лы XXX пленума Геоморф. комиссии РАН. – СПб., 2008. – С. 191–192.
- Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. 3-е изд., перераб. и доп. – М.: Агропромиздат, 1986. – 416 с.

- Важенин Б.П.* Литосборный бассейн и некоторые другие взаимосвязанные с ним понятия и их свойства // Основные направления развития геоморфологической географии. – Новосибирск, 1982. – С. 32–34.
- Вернадский В.И.* Философские мысли натуралиста. – М.: Наука, 1988. – 520 с.
- Вершинин К.Е., Розозин Д.Ю.* 1300-летняя динамика растительного покрова котловины озера Ширы (Сибирь, Хакасия), реконструированная по донным отложениям // ДАН. – 2014. – Т. 457 (6). – С. 732–735.
- Воронина Л.В.* Родную, любимую кафедру географии поздравляем с юбилеем! // Современные проблемы географии и пути их решения: мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. с элементами шк.-сем. Труды Том. гос. ун-та. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 2012. – Т. 283. – С. 8–11.
- Воскресенский К.С.* Современные рельефообразующие процессы на равнинах севера России. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2001. – 263 с.
- Воскресенский С.С.* Динамическая геоморфология. Формирование склонов. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1971. – 230 с.
- Воскресенский С.С., Постоленко Г.А., Симонов Ю.Г.* Генезис и строение рельефа Юго-Восточного Забайкалья // Геоморфологические исследования. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1965. – С. 11–122.
- Втюрина Е.А.* Многолетнемерзлые породы Юго-Восточного Забайкалья // Труды II совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. – Иркутск, 1959. – С. 131–139.
- Втюрина Е.А.* Геокриологическое районирование Юго-Восточного Забайкалья // Труды Ин-та мерзлотоведения. – М., 1961. – Т. 17. – С. 5–16.
- Втюрина Е.А.* Геокриологические явления и создаваемые ими формы рельефа в Юго-Восточном Забайкалье // Труды Ин-та мерзлотоведения. – М., 1962. – Т. 18. – С. 17–25.
- Геокриология СССР.* Горные страны юга СССР. – М.: Недра, 1989. – 360 с.
- Герасименко В.П.* Среднепогодный смыв почвы на пашне в различных сельскохозяйственных условиях // Почвоведение. – 1995. – № 5. – С. 608–616.
- Голосов В.Н.* Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. – М.: ГЕОС, 2006. – 296 с.
- Голосов В.Н.* Количественная оценка перераспределения наносов в верхних звеньях флювиальной сети: достижения и проблемы // Геоморфология. – 2008. – № 3. – С. 29–36.
- Голосов В.Н., Козловская М.Э., Пацукевич З.В.* Специфика эрозионных процессов в Юго-Западном Забайкалье // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. – 1996. – № 4. – С. 91–97.
- Государственный (национальный) доклад* о состоянии и использовании земель в Российской Федерации в 2020 году. – М., 2021. – 197 с.
- Горшкова А.А.* Изменение ритма развития степных сообществ Забайкалья при хозяйственном использовании территории // Экология. – 1974. – № 3. – С. 57–61.
- Горшкова А.А., Гринева Н.Ф.* Изменение экологии и структуры степных сообществ под влиянием пастбищного режима // Экология и пастбищная дигрессия степных сообществ Забайкалья. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – С. 153–178.
- Гравис Г.Ф.* Склоновые отложения Якутии (условия накопления и промерзания, криогенное строение). – М.: Наука, 1969. – 128 с.
- Гравис Г.Ф.* Палеокриоиндикаторы // Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. – М.: Наука, 1974. – С. 113–147.
- Григорьев А.А.* Закономерности строения и развития географической среды. – М.: Наука, 1966. – 382 с.

- Грин А.М. Комплексные стационарные исследования как инструмент познания временной структуры геосистем // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1984. – № 6. – С. 20–28.
- Грин А.М. Временная организованность геосистем // Геосистемный мониторинг. Строение и функционирование геосистем. – М., 1986. – С. 7–18.
- Дедков А.П. К теории экзогенного рельефообразования // Юрий Александрович Мещеряков: Воспоминания, научные статьи. – М.: Изд-во МЕДИА-ПРЕСС, 2002. – С. 124–135.
- Доклад о состоянии и использовании земель в Забайкальском крае в 2020 году. [Электронный ресурс]. – URL: <https://rosreestr.gov.ru/site/> (дата обращения: 15.07.2021).
- Достовалов Б.Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов рыхлых пород // Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике. – М., 1952. – Вып. 3. – С. 162–194.
- Достовалов Б.Н. Исследование морозобойного и диагенетического растрескивания пород // Мерзлотные исследования. – М., 1961. – Вып. 2. – С. 80–95.
- Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. – М.: Иностран. лит., 1962. – 455 с.
- Евсеева Н.С. Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. – Томск: Изд-во НТЛ, 2009. – 484 с.
- Жигульская З.А. Влияние муравьев на почвы Онон-Аргунских степей Забайкалья // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Биология. Экология. – 2009. – Т. 2, № 1. – С. 31–34.
- Замана Л.В., Птицын А.Б., Гуосянь Чу, Решетова С.А., Дарьин А.В., Калугин И.А. Оценка скорости современного осадкообразования в озере Зун-Торей (Восточное Забайкалье) по ^{137}Cs // ДАН. – 2011. – Т. 437, № 3. – С. 370–374.
- Зорина Е.Ф. Овражная эрозия: Закономерности и потенциал развития. – М.: ГЕОС, 2003. – 170 с.
- Ивановский Л.Н., Титова З.А. Основные результаты изучения современных экзогенных процессов на стационарах Института географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР // Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. – М.: Наука, 1986. – С. 136–149.
- Ивановский Л.Н., Титова З.А., Выркин В.Б. Проблема прогноза современных экзогенных процессов рельефообразования // География и природ. ресурсы. – 1983. – № 4. – С. 20–25.
- Ивернова М.И. Движение поверхностного рыхлого материала на задернованных горных склонах в лесолугово-степном поясе северного Тянь-Шаня // Труды Ин-та географии АН СССР. – 1959. – Т. 75, вып. 6. – С. 26–50.
- Изучение степных геосистем во времени. – Новосибирск: Наука, 1976. – 238 с.
- Ильинский Ю.Ф. Трещинные воды интрузивных образований Нерчинского хребта // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. – Чита, 1969. – Вып. 6, ч. 3. – С. 8–13.
- Кайе А. Плоскостной сток и выравнивание рельефа // Вопросы климатической и структурной геоморфологии. – М.: Изд-во иностран. лит., 1959. – С. 83–116.
- Каплина Т.Н., Романовский П.Н. О псевдоморфозах по полигональному льду // Перигляциальные явления на территории СССР. – М.: Наука, 1960. – С. 47–59.
- Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. – Чита, 2002. – 127 с.
- Карпов Н.Н. Наблюдения за растрескиванием грунтов в районе Березовского месторождения в Забайкалье // Мерзлотные исследования. – М., 1961. – Вып. 1. – С. 100–105.
- Кононова М.М. Органическое вещество почвы, его природа, свойства и методы изучения. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 315 с.
- Корнутова Е.И. История развития Торейских озер Восточного Забайкалья // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. – М.: Наука, 1968. – С. 74–88.
- Корнутова Е.И., Хотина Е.Б. Геоморфологическая карта листа М-49 (50) Балей м-ба 1 : 1 000 000. – Л.: Картфабрика объедин. «Аэрогеология», 1979.

- Крамаренко Г.С., Симонов Ю.Г.* Древние коры выветривания Приторейской денудационной равнины (Юго-Восточное Забайкалье) // Поверхности выравнивания: мат-лы IX пленума Геоморфологической комиссии. – М.: Наука, 1973. – С. 154–157.
- Кренке А.Н., Чернавская М.М.* Исследование климата исторического прошлого в Китае // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1991. – № 5. – С. 108–116.
- Ламакин В.В.* Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений // Землеведение. – 1948. – Т. 2 (42). – С. 154–187.
- Ларионов Г.А.* Эрозия и дефляция почв. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1993. – 200 с.
- Лейбман М.О., Романовский Н.Н.* К анализу динамики температурного режима пород в связи с изучением морозобойного растрескивания // Мерзлые породы и снежный покров. – М.: Наука, 1977. – С. 49–53.
- Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г., Горобец А.В.* География динамики земледельческой эрозии почв Сибири и Дальнего Востока // Почвоведение. – 2021. – № 1. – С. 136–148.
- Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А.* Геоморфологические системы и их организованность // Геоморфология. – 2007. – № 1. – С. 3–9.
- Лукашов А.А.* Тектоно-гидрографические загадки территории заповедника «Даурия». Взгляд с орбиты // Земля из космоса. – 2013. – Вып. 16: Зима. – С. 84–95.
- Лукашов А.А., Борсук О.А., Снытко В.А., Постоленко Г.А.* 50 лет Даурской экспедиции МГУ: взгляд на геоморфологические процессы в Забайкалье // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения: труды. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2010. – С. 168–170.
- Любцова Е.М.* Влияние деятельности человека на развитие линейной эрозии в степях и лесостепях юга Восточной Сибири // Рельеф и склоновые процессы юга Сибири. – Иркутск, 1988. – С. 98–119.
- Любцова Е.М.* Динамика малых эрозионных форм рельефа криоксерофитных степей Забайкалья // География и природ. ресурсы. – 1998. – № 1. – С. 92–98.
- Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 346 с.
- Маккавеев Н.И.* Образование глобального пенеплена // Основные направления развития геоморфологической теории. – Новосибирск, 1982. – С. 88–91.
- Малаева Е.М.* История растительности в Монголии в плейстоцене и голоцене и палеоиндикационные признаки ископаемых флор // Поздний кайнозой Монголии. – М.: Наука, 1989. – С. 158–177.
- Малаева Е.М., Мурзаева В.Э.* Голоцен Северной Монголии // Изв. АН СССР. – 1987. – № 2. – С. 69–72.
- Мартыанова Г.Н.* Тепловой режим почв Онон-Аргунской степи и его микроклиматические различия // Сиб. геогр. сб. – Л., 1970. – № 6. – С. 174–196.
- Мартыанова Г.Н.* Многолетние колебания тепла и влаги Онон-Аргунской степи // Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск, 1975. – Вып. 47. – С. 27–37.
- Мартыанова Г.Н.* Гидротермический режим в условиях степного Забайкалья // Климат и воды Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. – С. 104–114.
- Мещеряков Ю.А.* Структурная геоморфология равнинных стран. – М.: Наука, 1965. – 390 с.
- Мещеряков Ю.А.* О теории экзогенных процессов // Современные экзогенные процессы рельефообразования. – М.: Наука, 1970. – С. 15–22.
- Мороз П.В.* Среднепалеолитические памятники южного Забайкалья (по материалам стоянок с поверхностным культурным горизонтом // Древние культуры Монголии и Байкальской Сибири: мат-лы IV Междунар. науч. конф. – Чита, 2013. – Ч 1. – С. 137–145.

- Мудров Ю.В.* Морфология и генезис наледей в Центральном Забайкалье // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. – М., 1962. – С. 173–183.
- Носкова Е.В., Вахнина И.Л., Курганович К.А.* Характеристика условий увлажнения по территории бессточных озер Торейской равнины с использованием метеорологических данных // Вестн. Забайкал. ун-та, 2019. – № 3. – С. 22–30.
- Обручев В.А.* О процессах выветривания и разветвления в Центральной Азии // Избранные работы по географии Азии. – М.: Гос. изд-во геогр. лит. – 1951. – Т. 3. – С. 131–160.
- 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.
- Обязов В.А.* Многолетние колебания стока рек Юго-Восточного Забайкалья // Изв. РГО. – 1998. – Т. 130, вып. 3. – С. 72–78.
- 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.
- Обязов В.А.* Адаптация к изменениям климата: региональный подход // География и природ. ресурсы. – 2010. – № 2. – С. 34–39.
- 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. тр. биосферного заповедника «Даурский». – Чита: Экспресс-издательство, 2012. – Вып. 5. – С. 24–45.
- Окладников А.П., Кириллов И.И.* Юго-Восточное Забайкалье в эпоху камня и ранней бронзы. – Новосибирск: Наука, 1980. – 176 с.
- Орловский Н.В.* Сезонная мерзлота и ее влияние на генезис и плодородие почв Сибири // Почвенный криогенез. – М.: Наука, 1974. – С. 24–33.
- Павленко М.В., Кораблев В.П., Цвирка М.В.* Генетическая дифференциация и систематика цокоров востока России: сравнение периферических популяций маньчжурского цокора // Зоол. журн. – 2014. – Т. 93, № 7. – С. 906–916.
- Павлов А.Б.* Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. – М.: Изд-во МОИП, 1951. – 184 с.
- 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.: Имп. Акад. наук, 1788. – 480 с.
- Патык-Кара Н.Г.* Умыкйская впадина и ее горное обрамление // Геоморфологические исследования. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1965. – С. 123–141.
- Пенк В.* Морфологический анализ. – М.: Географгиз, 1961. – 359 с.
- Петров В.Г.* Наледи на Амурско-Якутской магистрали. – Л.: Изд-во АН СССР, 1930. – 177 с.
- Петров И.Б.* Береговые склоны Нижнего Иртыша и закономерности их развития: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – Иркутск, 1973. – 21 с.
- Поздняков А.В., Пупышев Ю.С., Пучкин А.В., Фузелла Т.Ш.* Генезис грядово-ложбинного рельефа Западно-Сибирской равнины // Геосферные исследования. – 2020. – № 4. – С. 42–57.
- Полунин Г.В.* Динамика и прогноз экзогенных процессов. – М.: Наука, 1989. – 232 с.
- Полунин Г.В., Агафонов Б.П.* Волновые процессы в экзогенном рельефообразовании // Генезис рельефа. – Новосибирск: Наука, 1998. – С. 80–90.
- Помазкова Н.В.* Земельные ресурсы и современные проблемы землепользования Забайкальского края // Ученые зап. ЗабГГПУ им. Н.Г. Чернышевского. Сер. Естеств. науки. – 2010. – № 1. – С. 60–67.

- Попов А.И.* Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). – М., 1967. – 304 с.
- 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.*
- 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.
- Пузаченко Ю.Г.* Инварианты динамической геосистемы // Изв. РАН. Сер. геогр. – 2010. – № 5. – С. 6–16.
- Регионы России. Социально-экономические показатели. 2021: стат. сб. – М., 2021. – 1112 с.*
- Романовский Н.Н.* Влияние температурного режима горных пород на морозобойное трещинообразование и развитие полигонально-жильных форм // Мерзлотные исследования. – М., 1970. – Вып. 10. – С. 164–192.
- Романовский Н.Н.* Формирование полигонально-жильных структур. – М.: Наука, 1977. – 215 с.
- Рыжов Ю.В.* Формирование оврагов на юге Восточной Сибири. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2015. – 180 с.
- Сажин А.Н.* Географические закономерности современной дефляции в степях Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. – М., 1995 – 36 с.
- Севастьянов Д.В., Дорофеюк Н.И., Лийва А.А.* Палеоэкология озер в голоцене // Лимнология и палеолимнология Монголии. – СПб.: Наука, 1994. – С. 248–262.
- Семенов Ю.М.* Топологические и региональные особенности микроморфологии почв степных геосистем Юго-Восточного Забайкалья // Вещество и энергия в естественных и преобразуемых геосистемах. – Иркутск, 1978. – С. 71–85.
- Семенов Ю.М., Суворов Е.Г.* Геосистемы и комплексная физическая география // География и природ. ресурсы. – 2007. – № 3. – С. 11–19.
- 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 Моск. гос. ун-та, 1962. – С. 156–165.
- Симонов Ю.Г.* Региональный геоморфологический анализ. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1972. – 252 с.
- Симонов Ю.Г.* Системный анализ в геоморфологии: основные проблемы и некоторые результаты // Системный подход в геоморфологии. – М., 1988. – С. 3–19.
- Симонов Ю.Г.* Учение о геоморфологических системах // Проблемы теоретической геоморфологии. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1999. – С. 23–25.
- Симонов Ю.Г.* Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. – СПб.: Питер, 2005. – 426 с.
- 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 природ. ресурсы. – 2011. – № 4. – С. 29–39.
- 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.
- Солоненко В.П.* Селевая деятельность в плейстосейстовых областях катастрофических землетрясений // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1963. – Т. 38, вып. 2. – С. 133–140.

- 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.
- Сочава В.Б.* Учение о геосистемах. – Новосибирск: Наука, 1975. – 40 с.
- Сочава В.Б.* Введение в учение о геосистемах. – Новосибирск: Наука, 1978. – 318 с.
- Сочава В.Б., Тимофеев Д.А.* Физико-географические области Северной Азии // Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. – 1968. – Вып. 19. – С. 3–19.
- Старкель Л.* Рельефообразующая роль экстремальных (катастрофических) метеорологических явлений // Проблемы климатической геоморфологии. – Владивосток, 1978. – С. 60–76.
- Стругов А.С.* Взрыв гидролаколита (Читинская область) // Природа. – 1955. – № 6. – С. 117.
- Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Гунова В.С., Карпунин С.С., Костомаха В.А., Немцова Г.М., Рычагов Г.И., Фаустов С.С.* Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена центра Русской равнины. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2008. – 167 с.
- Суходровский В.Л.* Криоморфогенез // Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. – М.: Наука, 1974. – С. 92–116.
- Суходровский В.Л.* Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. – М.: Наука, 1979. – 280 с.
- Суходровский В.Л., Гравис Г.Ф.* Мерзлота и рельеф // Проблемы экзогенного рельефообразования. – М.: Наука, 1976. – Кн. 1. – С. 189–263.
- Тимофеев Д.А.* Эоловые формы песчаного рельефа на аллювиальных и озерных равнинах бассейна Амура // Сибирский географический сборник. – Л.: Наука, 1970. – № 6. – С. 110–136.
- Тимофеев Д.А.* Терминология денудации и склонов. – М.: Наука, 1978. – 242 с.
- Тимофеев Д.А.* Размышления о фундаментальных проблемах геоморфологии: Избр. труды. – М.: Медиа-пресс, 2011. – 528 с.
- Тимофеев Д.А., Переслегина Р.Е.* Временная организованность двух аридных геоморфологических систем // Геоморфология. – 2009. – № 1. – С. 3–7.
- Типы местности* и природное районирование Читинской области. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 157 с.
- Титова З.А.* Твердая поверхность и ее преобразование // Топология степных геосистем. – Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1970. – С. 45–57.
- Титова З.А.* Роль плоскостного смыва и регрессивной эрозии в рельефообразовании степного Забайкалья // Региональная геоморфология Сибири. – Иркутск, 1973. – С. 3–19.
- Титова З.А.* Динамика современных экзогенных процессов // Изучение степных геосистем во времени. – Новосибирск: Наука, 1976. – С. 49–74.
- Титова З.А.* Осадки, сток и эрозия в условиях степного Забайкалья // Вопросы динамической геоморфологии. – Иркутск, 1977. – С. 37–54.
- 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.
- Титова З.А.* Процесс перемещения рыхлого материала на степных склонах Забайкалья // Стационарные исследования метаболизма в геосистемах. – Иркутск, 1979. – С. 68–75.
- Титова З.А., Баженова О.И.* Изучение современных экзогенных процессов рельефообразования в степном Забайкалье // Процессы современного рельефообразования в Сибири. – Иркутск, 1978. – С. 3–21.

- Титова З.А., Любцова Е.М.* Рельефообразующая роль ливневых осадков в степном Забайкалье // География и природ. ресурсы. – 1980. – № 3. – С. 71–78.
- Толстихин Н.И.* Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты // Труды Комитета по изучению вечной мерзлоты. – М., 1932. – № 1. – С. 29–50.
- Толстихин Н.И., Обидин Н.И.* Наледи Восточного Забайкалья // Изв. ГГО. – 1936. – № 6. – С. 844–877.
- Трансграничные озера Торейской котловины: Отчет о научной работе.* – Н. Цасучей, 2015. – 47 с.
- Уфимцев Г.Ф.* Новые данные о неотектонике района Торейских озер // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: Изд-во Забайкальск. фил. ГО СССР, 1968. – Вып. 3, 5. – С. 198–201.
- Уфимцев Г.Ф.* Современный морфогенез на юге Сибири // География и природ. ресурсы. – 1998. – № 4. – С. 134–135.
- Флоренсов Н.А.* Очерки структурной геоморфологии. – М.: Наука, 1978. – 238 с.
- Фриш Э.В.* Наледные явления бассейна р. Шарасун (Юго-Восточное Забайкалье) // Научный поиск в современной географии. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966. – С. 38–46.
- Фриш Э.В.* Фенологические наблюдения за мерзлотно-наледными явлениями (Читинская область) // Ритмы природы Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1967. – С. 74–95.
- Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н., Самойлова А.А., Шевченко Б.Ф.* Бассейн горной реки и экзогенные процессы в его пределах (результаты стационарных исследований). – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2000. – 186 с.
- Чемеков Ю.Ф.* Геоморфологические циклы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1964. – № 4. – С. 17–25.
- Чемеков Ю.Ф.* Ритмичность морфогенеза // Чтения памяти Льва Семеновича Берга. XV–XIX. 1967–1971. Ритмичность природных явлений. – Л.: Наука, 1973. – С. 72–85.
- Чигир В.Г.* Мерзлота и почва // Почвенный криогенез. – М.: Наука, 1974. – С. 18–23.
- Чичагов В.П.* Ураган 1980 года в Восточной Монголии и особенности эолового рельефообразования в Центральной и Восточной Азии. – М., 1998. – 205 с.
- Чичагов В.П.* Эоловый рельеф Восточной Монголии. – М.: Изд-во Ин-та географии РАН, 1999. – 270 с.
- Чичагов В.П.* Эволюция равнинообразования Юго-Востока Азии. – М.: Изд-во Ин-та географии РАН, 2000. – 207 с.
- 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.
- Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентального осадкообразования. – М.: Наука, 1966. – 239 с.
- Шведов А.П.* Население позвоночных животных и его экологические связи // Топология степных геосистем. – Л.: Наука, 1970. – С. 116–126.
- Шнитников А.В.* Природные явления и их ритмическая изменчивость // Чтения памяти Л.С. Берга. – Л., 1968. – С. 3–16.
- Шоллей А.* Структурная и климатическая геоморфология // Вопросы климатической и структурной геоморфологии. – М.: Изд-во иностр. лит., 1959. – С. 11–31.
- Шушерина Е.П., Рачевский Б.С., Отрощенко О.П.* Исследование температурных деформаций мерзлых горных пород // Мерзлотные исследования. – М., 1970. – Вып. 10. – С. 273–283.
- An C.B., Chen F.H., Barton L.* Holocene environmental changes in Mongolia: A review // Glob. Planet Chang. – 2008. – V. 63. – P. 283–289.

- Bazhenova O., Tyumentseva E.* Contemporary aeolian morphogenesis in semiarid landscapes of the intermountain depressions of Southern Siberia // *Catena*. – 2015. – N 134. – P. 50–58.
- Blyakharchuk T.A.* Western Siberia, a review of Holocene climatic changes // *J. Sib. Fed. Univ. Biology*. – 2009. – V. 1, N 2. – P. 4–12.
- Campbell J.A.* Micro relief measurement on unvegetated shale slopes // *Prof. Geogr.* – 1970. – V. 22, N 4. – P. 215–220.
- Fryberg S.G.* Dune forms and wind regime ed ED Mckee study of global sand seas // *US Geol. Survey Prof. Paper*. – 1979. – V. 1052. – P. 137–170.
- Goudie A.S.* *Arid and semiarid geomorphology*. – Cambridge Univ. Press, 2013. – 454 p.
- Hammer U.T.* *Saline lake ecosystems of the world*. – Dordrecht, Netherlands: Dr W. Junk Publ., 1986. – 616 p.
- Last W.M.* Geolimnology of salt lakes // *Geosciences Journ.* – 2002. – V. 6, N 4. – P. 347–369.
- Last W.M., Ginn F.M.* Saline systems of the Great Plains of Western Canada: an overview of the limnogeology and paleolimnology // *Saline Systems*. – 2005. – V. 1, N 10. DOI: 10.1186/1746-1448-1-10.
- Olson D., Dinershtein E.* The Global 200: priority ecoregions for global conservation // *An. of the Missouri Bot. Garden*. – 2002. – V. 89, N 2. – P. 199–224.
- Pekala K., Zietara T.* Concerning the Yearly and Monthly Balance of recent morphogenetic processes in the Sant valley // *Bul. Z'Academie polonaise Sci. Serie des Sci. de la Terre*. – 1977. – V. 25, N 3/4. – P. 149–158.
- Smoot J.P., Lowenstein T.K.* Depositional environments of Non-Marine Evaporites // *Developments in Sedimentology*. – 1991. – V. 50, Chap. 3. – P. 189–347. URL: [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70261-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70261-9).
- Traverse A.* *Paleopalynology*. – Sydney: Allen and Unwin, 2011. – 600 p.
- Wang W., Ma Y., Feng Z.D. et al.* Vegetation and climate changes during the last 8660 cal a BP in Central Mongolia based on a high-resolution pollen records from Lake Ugii Nuur // *Chin. Sci. Bull.* – 2009. – V. 54. – P. 1579–1589.
- 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.
- Yang X., Scuderi L., Paillou P., Liu Z., Li H., Ren X.* Quaternary environmental changes in the drylands of China e a critical review // *Quaternary Sci. Rev.* – 2011. – V. 30. – P. 3219–3233.
- Yang X., Li H., Conacher A.* Large-scale controls on the development of sand seas in northern China // *Quaternary Int.* – 2012. – N 250. – P. 74–83.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава 1. ОБЪЕКТЫ, УСЛОВИЯ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	6
1.1. Даурская степь как уникальный географический полигон	–
1.2. Геоморфологические условия рельефообразования	9
1.3. Ландшафтно-климатические условия рельефообразования	14
1.4. Методика исследования	20
Глава 2. ПРОЦЕССЫ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ	23
2.1. Флювиальный морфолитогенез	24
2.2. Эоловые процессы	40
2.3. Криогенные процессы	55
2.4. Зоогенная миграция вещества	76
2.5. Антропогенное рельефообразование в Даурском регионе	82
Глава 3. ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЗЫ ВНУТРИВЕКОВЫХ ЦИКЛОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ПО ДАННЫМ СТАЦИОНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ	89
3.1. Динамические фазы рельефообразования малого литосборного бассейна	–
3.2. Динамические фазы внутривековых циклов морфолитогенеза в бессточных озерных бассейнах	105
3.3. Особенности функционирования геоморфологических систем в исторический период	118
Глава 4. РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА	122
4.1. Функционирование бессточных озерных бассейнов Даурии в голоцене	123
4.2. Литологические записи малых флювиальных бассейнов	135
4.3. Аридные фазы рельефообразования	145
4.4. Голоценовый морфолитогенез Онон-Торейской равнины	152
4.5. Ритмичность геоморфологических процессов в степях Даурии в голоцене	158
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	163
ИССЛЕДОВАТЕЛИ СТЕПЕЙ ДАУРИИ	166
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	172

Научное издание

Тематический план выпуска изданий
Сибирского отделения РАН на 2023 г.

**ЭКЗОГЕННОЕ
РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ
В СТЕПЯХ ДАУРИИ**

Подготовлено к печати Сибирским отделением РАН

Редактор *Ф.Х. Сагалаева*
Художественный редактор *О.М. Вараксина*
Электронная обработка графики *В.Ю. Антонов, Е.Н. Сентябова*
Оригинал-макет *Т.Р. Пантюхина*
Корректор *Н.В. Счастлива*

Подписано в печать 10.05.2023. Формат 70×100 1/16.
Усл. печ. л. 14,8. Уч.-изд. л. 13,0. Тираж 300 экз. Заказ № 104.

Сибирское отделение РАН
630090, г. Новосибирск, просп. акад. Лаврентьева, 17
Отпечатано в Сибирском отделении РАН
630090, г. Новосибирск, Морской просп., 2
Тел. (383) 330-84-66, e-mail: e.lyannaya@sb-ras.ru