

пробл. эрозионных, русловых и устьевых процессов. Волгоград, 3–5 октября 2000 г. Волгоград: Перемена, 2000. С. 40–43.

16. Природные условия и ресурсы Волгоградской области / В.А. Брылёв. Волгоград: Перемена, 1995. 264 с.
17. Инженерная геология и геоэкология Волгограда. Волгоград: ВолгГАСУ, 2007. 126 с.
18. Самусь Н.А. Оползневые процессы на территории Волгоградской агломерации // Изв. ВГПУ. Сер. ест. и физ.-мат. науки. 2007. № 6 (24). С. 86–101.
19. Доклад о состоянии окружающей среды Волгоградской области в 2008 г. / Комитет природных ресурсов и охраны окружающей среды Администрации Волгоградской области. Волгоград: Панорама, 2009. 384 с.

Волгоградский государственный
педагогический университет

Поступила в редакцию
24.11.2009

ANCIENT AND RECENT LANDSLIDES IN THE LOWER VOLGA REGION AND FACTORS OF THEIR FORMATION

V.A. BRYLEV, Yu.A. KORKHOVA

Summary

In the Lower Volga region the landslides are typical for the large bights of the Volga: Scherbakovskaya and Volgogradskaya ones. The landslides appear at the contact of confining and water-bearing beds and are brought about by river erosion and abrasion. In the Scherbakovskaya bight the level of slumping coincides with Syzran gaizes and Maastricht clays. In the Volgogradskaya bight there are two levels of landslides formation: the upper one – Maikop jointed clays, the lower one – Khvalyn “chocolate” clays. There are ancient (prehistoric) landslides in the Lower Volga region, mainly connected with Khvalyn transgression of the Caspian Sea (Scherbakovskaya bight), old (“pretechnogenic”) ones, submerged by Volgograd water reservoir, and recent (mainly technogenic) ones, on the reservoirs’ shore and in the Volgogradskaya bight. The ancient and the old landslides were formed by natural processes and are not active in the last decades; the recent landslides of Volgogradskaya bight have mostly appeared in the result of economic activity.

УДК 551.435.5:551.435.6(571.61/.64)

© 2010 г. А.М. КОРОТКИЙ, В.В. КОРОБОВ, Г.П. СКРЫЛЬНИК

ПРИЗНАКИ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В РЕЛЬЕФЕ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА¹

Характеристика склоновых процессов и отложений

Склоновые отложения в речных бассейнах и на морских побережьях горных стран преобладают среди других генетических типов по объему, площади распространения и обеспечивают сильнейшее влияние как на рельеф, так и на структуру разрезов рыхлых отложений. Характер преобразований продуктов денудации на склонах, включаемых в эти разрезы, зависит от климата, типа процессов и скорости перемещения в различных фациях рельефа. Роль климата двойкая: с одной стороны, гидротермический

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 06-1-П18-084 и № 06-111-А-09-402).

режим определяет тип и скорость перемещения, с другой – характер выветривания обломочного материала. На протяжении плейстоцена структура склоновых отложений юга Дальнего Востока претерпела изменения: произошло огрубление молодых склоновых отложений и увеличение их объемов в разрезах за счет гравитационных и открытых солифлюкционных процессов (курумовые и каменно-глетчерные).

Причины изменения режима склоновых процессов хорошо согласуются с направленно-ритмическими похолоданиями климата, которые приводили к резкому смещению зон влияния перигляциальных процессов, а также к увеличению их продолжительности в эпохи похолоданий и уменьшению их роли в эпохи потеплений на юге Дальнего Востока [1]. Все это обусловило изменение скорости возобновления экспозиции склонов и активизацию процессов моделировки склонов и перемещения обломков в речные долины.

Осыпные процессы. При широком региональном распространении осыпи в лесной зоне отличаются разорванностью ареалов, что определяется биоклиматическими (осыпи – зональные образования) и геоморфологическими причинами (осыпи – азональные явления). Поэтому уровень организации осыпной фации, как части склоновой системы, выступает признаком динамического состояния ландшафтов, что может быть использовано при палеогеографическом анализе горных территорий.

Анализ распространения осыпей на юге Дальнего Востока показывает, что они приурочены к ландшафтам, близким по своим характеристикам к неравновесным системам. В средневысотных горах осыпи приурочены к гольцам, полосе березового криволесья и стланиковых стелющихся лесов, эпизодически спускаясь в пояс хвойных (на севере Сихотэ-Алиня) и хвойно-широколиственных лесов (на юге Сихотэ-Алиня). Современное распространение осыпей как зональных образований контролируется прежде всего климатом, своеобразие которого на юге Дальнего Востока обуславливает меридиональную и широтную асимметрию в ареальном распределении осыпей с наибольшим их распространением в северном сегменте и уменьшением в южном и западном направлениях. Эти тенденции фиксируют изменения биоклиматических условий осыпеобразования: первая – связанные с широтной зональностью, вторая – с ослаблением океанических влияний [2, 3].

Изучение распределения осыпей в высоких массивах Сихотэ-Алиня, вскрыло существенные различия разноориентированных склонов. На юге Сихотэ-Алиня осыпи южных склонов опускаются до абсолютных высот 800–900 м, а на склонах северной экспозиции – до 1400–1500 м. Сходное асимметричное смещение границы осыпеобразования отмечается и на севере Сихотэ-Алиня. Особенно отчетливо эта анизотропность проявляется в северо-западных секторах Японского и Охотского морей, где наблюдается их охлаждающее влияние на побережье [4].

Материалы исследований показывают, что интенсивность осыпеобразования испытывала неоднократные резкие колебания во времени и связана прежде всего с крупными флуктуациями климата в плейстоцене. В холодные криоксеротические фазы происходило сильное смещение фронта распространения осыпей в зону низкогогорья Сихотэ-Алиня, а на севере рассматриваемой территории – вплоть до уровня моря. В глубине материка нижняя граница была расположена на высоте около 400–700 м. В более теплые эпохи в горах установлено ослабление осыпеобразования, а его усиление – на морских абразионных побережьях во время трансгрессий.

Наблюдаемое сложное строение склоновых отложений объясняется изменениями климата в течение антропогена. Образование щебнистого горизонта сопоставляется с последней эпохой похолодания [5–8]. Появление прослоев щебня в разрезах речных террас Сихотэ-Алиня связывается с похолоданиями позднего плейстоцена, о чем свидетельствуют фригидные спорово-пыльцевые комплексы [9].

Признаки активного движения гравитационных накоплений. В истоках р. Оуми (бассейн р. Самарги) изучались осыпи в пределах массива (абс. отг. около 1300 м), сложенного гранитами и базальтами. Плоская вершина, перекрытая курума-

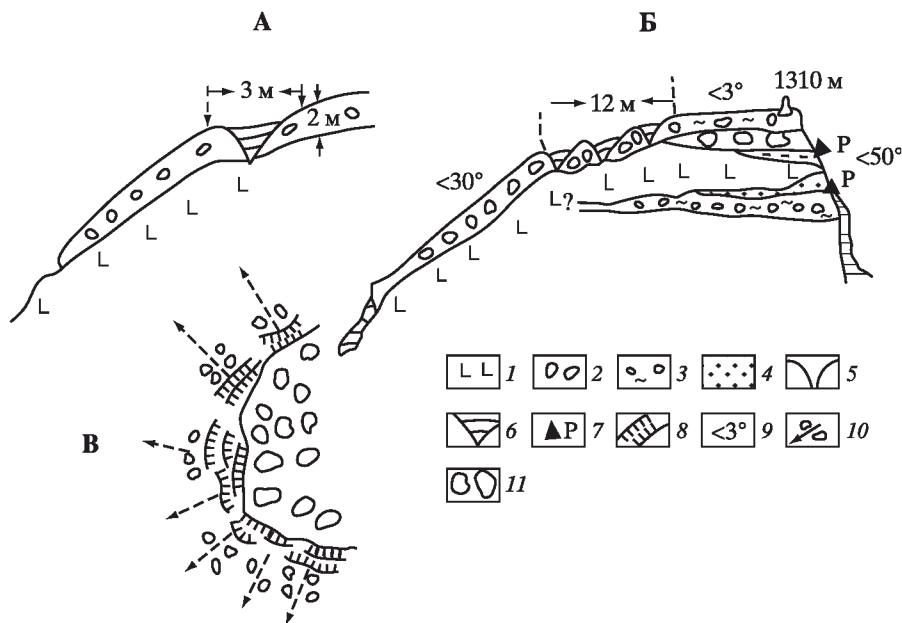


Рис. 1. Трещина отседания (оползания) на границе площадных курумов и склоновых осыпей (бассейны р. Оуми – Дагды – Самарги) (сост. А.М. Короткий, по данным наблюдений за май 1982 г.)

А и Б – профили, В – вид сверху.

1 – базальты, 2 – осыпи, 3 – галечник с алевритом, 4 – песок, 5 – асимметричные трещины, 6 – наледи, 7 – родник, 8 – рвы отседания, 9 – углы наклона поверхностей, 10 – направления смещения осыпей, 11 – площадные курумы

ми, довольно круто обрывается к водосборной воронке ручья Правого (рис. 1). Верхняя часть склона покрыта осыпями: переход от курумов к осыпям постепенный, через серию аккумулятивных тел с хорошо выраженными рвами – трещинами отрыва. Образование системы трещин вдоль обрамления верхней части осыпного склона связано с ускорением движения обломочного материала на более крутой поверхности. Отчетливая связь крутизны и скорости движения обломочного чехла с системой трещин (рвов) фиксируется в настоящее время на других участках подвижных осыпей. Здесь обычно наблюдается серия рвов (до 2–3), заполненных плотным снегом или наледями.

Ускорение движения осыпей связано с выходами в вершинном поясе кор выветривания, поставляющих глинистый материал далеко вниз по склону. Подобные трещины отрыва, четко выраженные в верхней части крутого склона, наблюдались нами в водосборной воронке руч. Конусного в среднем течении р. Оуми, где рвы частично заполнены более тонким материалом – продуктом разрушения коры выветривания на кислых эффузивах. Реликтовые структуры угадываются по ориентировке обломков во фронтальной части уступа трещины-отрыва и поверхности отрыва.

Склоновые процессы, связанные с массовыми движениями обломочного материала. Изучение склоновых отложений горных стран умеренного пояса показало сложное генетическое строение покровного чехла [10]. Установлена большая роль в его формировании открытых и закрытых смещений обломочного материала. Однако генетические критерии для расчленения покровного чехла на склонах гор юга Дальнего Востока находятся еще в стадии разработки. Это и заставляет нас при описании склоновых отложений в геологических разрезах выделять только крупные группы, связанные с открытым или закрытым массовым перемещением обломков. Встречаемые в разрезах четвертичных отложений текстуры, внешне похожие на проявления быстрой солифлюкции [7, 11], пока не получили надежного генетического толкования.

Площадные курумы. Курумовые процессы, приводящие к образованию россыпей и “каменных морей”, связаны в основном с плосковершинными и шатровыми водоразделами в разных зонах горного рельефа. В отличие от классических курумов, образование которых идет за счет разрушения ложа прочных коренных пород, накопление щебнисто-глыбового покрова на таких водоразделах шло в основном за счет выскоблечения невыветрелых ядер из коры выветривания [3]. Поэтому при разборке таких курумов вскрываются горизонты, все менее насыщенные обломками (в основании покрова – сапролиты). В местах интенсивных пожаров на пологих склонах встречаются также площадные курумы, пришедшие в движение.

Иногда площадные курумы наблюдаются в днищах долин. Подобный курум на правом берегу р. Бурматов ключ (бассейн р. Венюковки) берет свое начало у древнего осыпного склона и пересекает долину вплоть до современного русла. Фригидный спорово-пыльцевой комплекс из гнезда груботорфянистого гумуса в куруме соответствует палинозоне *Betula M – Alnaster*. Получены ^{14}C -даты для оторфованных гнезд – 10500 ± 200 л.н. (КИ–1926) и 11050 ± 210 л. н. (ТИГ–117). Подобный переход осыпей в площадной курум зафиксирован и в верховьях руч. Терпового в бассейне р. Милоградовки.

Линейные курумы высоко- и среднегорья. Почти все водосборные воронки массивов высоко-, средне- и низкогогорья Сихотэ-Алиня имеют в тальвегах каменные реки. В отличие от площадных курумов, “каменные реки” проникают в елово-пихтовую тайгу до отметок 800–900 м [8]. Усиленно поступавший в позднем плейстоцене из осыпных кулуаров (например, на северном склоне массива горы Облачной) обломочный материал способствовал возникновению в днище водосборной воронки мощного щебнисто-глыбового покрова (до 10–12 м), опускающегося до абс. высоты 800–900 м. Это образование рассматривается как древняя каменная река, функционировавшая на разных этапах как каменный глетчер и курум, но в настоящее время расчлененная современными эрозионными ложбинами. Глубина последних на абс. высоте 1200–1350 м составляет 10–12 м, в тальвегах отмечены выходы коренных пород. Ниже в ложбинах формируются каменные потоки длиной до 1 км. Крутизна поверхности современного каменного потока-курума в месте его зарождения составляет $25\text{--}30^\circ$, а ширина не превышает 60 м. Вниз по простиранию потока наблюдается уменьшение глубины вреза эрозионной ложбины, а на высоте около 1000 м каменная река полностью выполняет это понижение. С увеличением мощности щебнистого покрова отмечается появление в его центре вала выпирания, превышающего на 3–5 м краевые части. На абс. высоте около 900 м каменная река образует мореноподобный вал (высотой до 20 м) со следами напознания на поверхность I надпойменной террасы (нпт). В момент наблюдения (20 июля 1965 г.) из-под основания вала начинался водный поток с расходом воды 26 л/сек, вероятно, обусловленный таянием льда внутри курума.

Каменные потоки в настоящее время испытывают поступательное движение, что наблюдалось нами в истоках ручья Медвежьего. На это указывают как микрорельеф поверхности потока (наличие продольных борозд, поперечных гребней, валов выпирания, захоронение стволов деревьев), так и отсутствие растительности, в то время как радиальные увалы, разделяющие водосборы, покрыты темнохвойной тайгой [8, 12].

Формирование и функционирование каменных потоков отмечается и непосредственно в зоне кедрово-еловой тайги. Так, в бассейне р. Поворотной (падь Ималиновская) на склоне западной экспозиции в днище водосборной воронки с крутизной тальвега в $7\text{--}10^\circ$ наблюдается небольшой каменный поток, расположенный в интервале 950–650 м абс. высоты [13]. Условия для формирования каменной реки здесь в целом неблагоприятны, так как она приурочена к относительно пологому склону в зоне кедрово-елового леса. Смещение обломков, установленное на основе пятилетних наблюдений за отмаркированной линией, в центре курума составило 0.6–0.8 м. Причина существования курума объясняется развитием в днище водосборной воронки

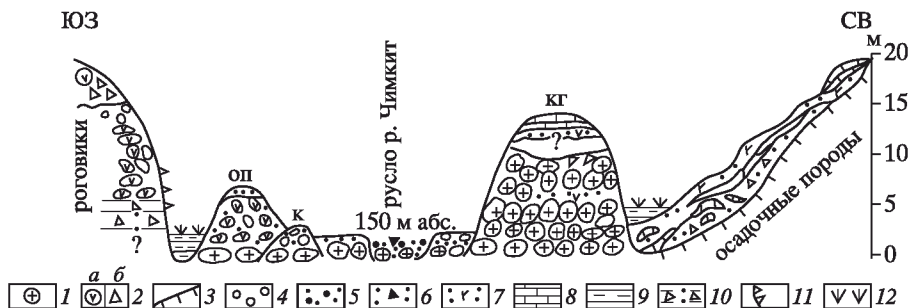


Рис. 2. Геологическое строение склоновых и долинных отложений в среднем течении р. Чимкит (бассейны р. Керби – Амгуни) (сост. А.М. Короткий)

1 – глыбы и “валуны” гранитов; 2 – роговики (а) и ороговикованные породы (б); 3 – слабо измененные осадочные породы; 4 – галечник с песком; песок: 5 – с гравием, 6 – с щебнем, 7 – с растительными остатками; 8 – торф; 9 – обводненный жидкий торф; 10 – лед с щебнем; 11 – уступ; 12 – болотная растительность. Другие индексы: оп – оползень, к – курум, кг – каменный глетчер (?)

наледи. При обследовании курума в конце апреля 1973 г. установлено почти полное совпадение контуров каменной реки и наледи.

Реликтовые курумы. Детально реликтовые курумы исследовались в бассейнах рек Керби и Нимелена, а также в долине р. Чимкит, где наблюдаются водосборные воронки с курумовым выполнением. Вода, поступающая из курумов, способствует заболачиванию присклоновой части долины, о чем свидетельствуют кочкарники (рис. 2). В русле и за пределами тальвега реки реликтовые курумы перекрыты песчаным аллювием. Подобное соотношение песчано-галечного аллювия с грубообломочным выполнением и накопление пойменного аллювия в долине реки свидетельствуют о сокращении в настоящее время курумового процесса. Мощные прослои щебнистого льда в основании конусов выноса позволяют предположить частично каменно-глетчерную природу этих образований.

В краевых частях и центре долины р. Чимкит были установлены различия в вещественном составе и крупности обломочного материала, слагающего курумы. В устьевых частях правых малых притоков наблюдаются конусы, сложенные щебнем роговиков, ороговикованных и загрязненных пород. В центральной части долины р. Чимкит и в основании аллювиальных отложений залегают валунно-глыбовые накопления гранитов, которые выходят в верхнем течении этой реки (рис. 2). Изучение этих пород в долине показало значительную крупность (вплоть до глыб) обломков с оглаженной поверхностью, типичной для таковых из коры выветривания гранитов. Подобные крупные “валуны” и глыбы гранитов встречаются также в террасовидных останцах высотой 5–12 м в центральной части долины р. Чимкит в ее среднем и нижнем течении. Как правило, к достаточно крутым склонам останцов прислонена низкая и высокая пойма реки, а в отдельных случаях они подрезаются современным руслом. На левобережье к ним также прислонены солифлюкционные шлейфы-террасы (рис. 2). Характерно, что в основании всех геоморфологических уровней долины, вплоть до отметки 150 м над у. м., вскрыты “валуны” и глыбы гранитов и гранодиоритов (около 60%), диоритов и загрязненных пород, сходных с обломками из высоких останцов. Это позволяет предположить, что образование перлювия в русле реки шло за счет переработки более древних отложений, поступивших в долину из верхней части бассейна, скорее всего с каменными глетчерами. Об этом свидетельствуют сохранившиеся в останцах прослои щебнистого льда.

В нижнем поясе Сихотэ-Алиня в эпохи похолоданий наряду с обально-осыпными комплексами получили широкое распространение и курумово-солифлюкционные отложения. Здесь же установлены поверхности со следами мерзлотного пучения грун-

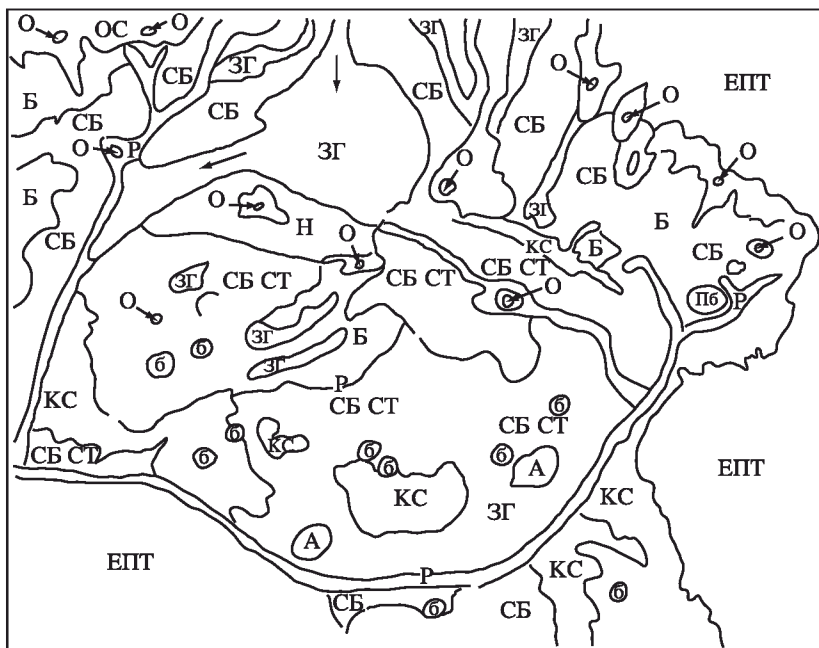


Рис. 3. Схема распределения земельных потоков и других элементов ландшафта на водоразделе рек Бикин (бассейн Уссури), Кабаньей и Пеи (бассейн Японского моря). М-б 1:20000 (сост. А.М. Короткий)
ЗГ – земляные потоки (глетчеры), Б – болото, СБ – сухое болото, СБСТ – сухое болото с туфурами, А – аласы, б – бугры пучения, Н – наледь, О – озеро, Р – ручей, Пб – плоский бугор, ОС – осьшь, КС – кедровый стланник, ЕПТ – елово-пихтовая тайга

тов, внешне сходные с нагорными террасами. Все это позволяет предположить, что наиболее активное образование курумово-солифлюкционных отложений на уплощенных водоразделах в нижнем поясе Сихотэ-Алиня совпадало с вюрмскими похолоданиями климата. В прибрежной зоне Японского моря в пределах древних абразионно-денудационных уступов установлены низкопорядковые долины с курумовым выполнением. Наблюдаемое в разрезах покровного чехла на поверхности морских террас (высотой 8–12 м) чередование песчано-щебнистого и щебнисто-глыбового материала свидетельствует о подавлении в позднем вюрме в долинах флювиальных процессов курумовыми [3].

Псевдолодниковые образования. Значительное развитие псевдолодниковых накоплений связано с курумовыми, аллювиально-курумовыми, каменно-глетчерными процессами, чрезвычайно широко распространенными в хребтах юга Дальнего Востока [14]. Установлено неоднократное чередование фаз усиления и ослабления этих процессов в холодных климатах позднего плейстоцена. Это привело к возникновению многослойных разрезов склоновых отложений и разновозрастных поверхностей аллювиально-курумовой и каменно-глетчерной аккумуляции [15] в долинах малых водотоков (вплоть до III порядка). Языки грубообломочного материала, выдвигавшиеся от истоков на расстояние в 4–10 км, образовали в устьях рек конусы выноса с характерным холмисто-грядовым рельефом. Высота этих конусов для зырянского времени (Q_{III}^2) составляет 15–20 м, для сартанского (Q_{III}^4) – 8–12 м (рис. 3).

В основании древних аллювиально-курумовых и каменно-глетчерных конусов вскрывается аллювий, накопление которого, судя по составу спорово-пыльцевых спектров (*Abies* – 10.7%, *Picea sect. Eupicea* – 18, *P. sect. Omorica* – 40, *Pinus s/g Haploxydon* – 4.2, *Betula manshurica* – 9, *B. costata* – 2, *Quercus* – 3, *Ulmus* – 2%, *Acer*, *Corylus*), происходило в межледниковых климатических условиях, которые были те-

плее современных [9, 16]. На аллювиальных отложениях с вышеописанными спектрами залегает толща почти неокатанного грубого материала с линзами песка. В кровле она перекрыта глыбово-щебнистым покровом, мощность которого в разрезе 15–20-метровой “террасы” составляет 5–12 м, а в 8–12-метровой – 3–6 м. Из глинистого песка (заполнителя в кровле глыбового горизонта), получены спорово-пыльцевые комплексы с большим количеством фригидной пыльцы – берез, ольховника, кедрового стланика (до 60%), со значительной примесью пыльцы темнохвойных пород (ели, пихты – в сумме до 20%) и представителей термофильной растительности (дуб, клен, ильм – до 3%). Такой спектр соответствует ландшафтам конечных фаз эпох похолодания.

Чередование в разрезах конусов пластов различно ориентированного щебнистого материала позволяет допустить, что в холодные эпохи позднего плейстоцена в низкопорядковых долинах вершинного пояса Сихотэ-Алиня протекали каменно-глетчерные процессы. Этим частично объясняются значительная длина (4–10 км) и чрезвычайная активность курумов в магистральных долинах. Слабая обработка и своеобразная ориентировка глыб, перемещенных на расстояние до 10 км, в отличие от обломков в курумах, также объясняется действием каменных “ледников”. Масштабы этих образований в Сихотэ-Алине и других горных странах в позднем плейстоцене были таковы, что в конечных зонах аккумуляции возникли формы рельефа, сходные с конечными моренами, которые принимались за следы горно-долинных оледенений [7].

Солифлюкционные процессы. Солифлюкция принимается авторами в генетическом толковании, предложенном С.С. Воскресенским [10]. Процессы этого типа широко распространены в горных районах юга Дальнего Востока [13, 17, 18]. На севере района криосолифлюкции способствует развитие вечной мерзлоты, а проявление муссонной солифлюкции на юге связано с сильным сезонным промерзанием и обильным увлажнением толщи глинистых и глинисто-щебнистых пород в летне-осенний период. Региональные особенности солифлюкционных процессов зависят от строения рельефа и субстрата, климата и сопряженных с ними особенностей растительного покрова, характера концентрации поверхностных и грунтовых вод.

Гумидная (муссонная) солифлюкция отмечается в районах развития практически всех разновидностей горных пород – особенно интенсивно она идет на корях выветривания гранитов и кислых эффузивов, а также на осадочных породах. Наиболее быстро рыхлый покров смещается в период разрушения сезонной мерзлоты и во время летних муссонных дождей, когда консистенция отложений становится близкой к вязкотекучей. Мощность чехла, подвергающегося процессам солифлюкции, на участках аккумуляции превышает 2.5–3.0 м. В условиях умеренно-теплого и гумидного климата на северо-западном побережье Японского моря склонообразующие процессы, связанные с массовым смещением, являются основными в окончательном моделировании различных типов абразионного берега [19].

Земляные потоки (глетчеры)

Развитие гумидной и криогенной солифлюкции в днищах бестальвеговых систем, широко распространенных в зонах останцово-денудационного рельефа, холмогорья, мелкогогорья и морского побережья на юге Дальнего Востока, приводит к образованию земляных глетчеров, их осадки генетически неразрывно связаны с балочным и ложковым аллювием [20].

Крупный земляной поток на поверхности 6-метровой морской террасы, возникший в голоцене и активно функционирующий в настоящее время, изучен на побережье в устье р. Венюковки (Северный Сихотэ-Алинь). За последние 6000 лет из долины бестальвегового водотока вынесено около 30.6 тыс. м³ обломочного материала, имеющего мощность в дистальной части потока до 1.5–2.0 м. В разрезе земляного глетчера вскрыты две погребенные лугово-болотные почвы (¹⁴C-дата для нижней почвы 3610±50 л. н.), свидетельствующих о пульсационном перемещении обломочного

материала. Линзы торфа, встреченные в разрезе этого конуса, позволяют заключить о периодической значительной заболоченности его поверхности [21].

На водоразделе рек Бикин (бассейн Уссури), Кабаньей и Пеи (бассейн Японского моря) к югу от горного массива Дагды–Шайтан (хр. Сихотэ-Алинь) на контакте среднегорья и реликтовой выположенной поверхности с абс. высотами 900–950 м в урочище Глухариное установлен обширный веерообразный земляной поток длиной до 750 м. Он начинается в бестальвеговой эрозионной форме шириной сверху 50 м, а внизу – 500 м (рис. 3). В концевой части веера поток разворачивается по уклону в сторону руч. Сагды-Биаса, вблизи которого его ширина составляет не менее 300 м. Небольшие земляные потоки выявлены также в краевых частях крупной наледи и вдоль бровки отдельных уступов. Заболоченность данной реликтовой выположенной поверхности связана с наличием в ее основании монтмориллонитовой коры выветривания со слабой водопроницаемостью и определяется высоким дебитом источников, выходящих из-под осыпей на контакте крутого склона и педимента. Такие условия помимо заболоченности приводят к образованию наледей, бугров пучения (высотой до 5–6 м) и аласов на вечной мерзлоте.

Земляные потоки длиной до 1.2 км установлены в бассейне р. Единки (урочище Елисеевские поля) на абс. высотах 800–900 м, где они приурочены к зачаточным водосборным воронкам на древней выположенной поверхности с монтмориллонитовой корой выветривания.

Солифлюкционные террасы и оползни-срывы. Криосолифлюкция активно функционирует в ареалах развития островной вечной мерзлоты севернее долины р. Амур и на Сихотэ-Алине. Характерными формами рельефа являются солифлюкционные террасы и оползни-срывы в вечномерзлых породах. Так, на левобережье долины р. Чимкит на склонах южной экспозиции, сложенных осадочными породами мезозоя, наблюдается преобладание накоплений, образующих рельеф солифлюкционных террас (рис. 2). Образование ступенчатости, вероятно, связано с неравномерным протавиванием вечномерзлых грунтов и развитием солифлюкции. Оползни-срывы по правобережью р. Чимкит на участках эрозионных подмывов, приурочены к склонам северной экспозиции. Подобная ступенчатость рельефа на осадочных породах мезозоя характерна для левобережья р. Оуми (бассейн р. Самарги).

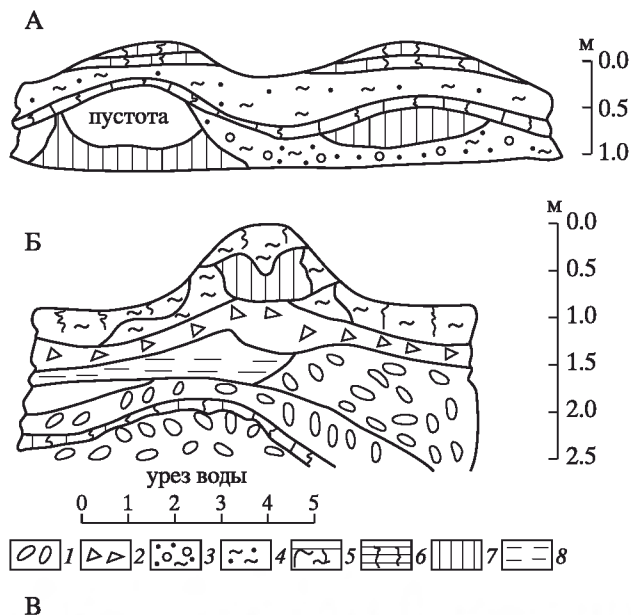
Оползни-срывы совпадают с местами активного накопления обломочного материала в циркообразных формах или в древних ложковых системах с уклонами поверхности свыше 5–7°. Обрушение оползней-срывов несколькими блоками произошло в мерзлом состоянии. Предположительно, данные образования до сих пор являются каменными глетчерами, о чем свидетельствует наличие в стенках отрыва метрового слоя льда со щебнем.

Бугры пучения. Образования этого типа достаточно широко распространены в пределах базальтовых плато и в верхнем поясе ступенчато-плоскогорного средне- и низкогогорья Сихотэ-Алиня, Ям-Алиня и других горных стран. В пределах резко расчлененного среднегорья озера и болота на месте бугров пучения приурочены к ледниковым циркам и водосборным воронкам, обработанным нивацией. В верхнем поясе гор, включая низкоегорье, климатически обусловленная вечная мерзлота распространена на обширных поверхностях с глинистыми корами выветривания. Такое состояние рельефно-субстратной основы в условиях большого количества осадков (свыше 1000 мм), слабого поверхностного и подземного стока ведет к возникновению верховых и переходных болот с разновозрастными буграми пучения высотой от 1.5 до 6–7 м.

На участках разрушения позднеюрмской вечной мерзлоты возникали аласные котловины с озерами и грядово-мочажинными болотами. В Сихотэ-Алине они расположены в интервале высот 700–1200 м, а на Ям-Алине – 300–2000 м. В настоящее время бугры пучения возникают на месте небольших термокарстовых озер, при разрушении булгуниных и плоских торфяных бугров в пределах ледниковых каров и цирков, обширных водосборных воронок и древних речных долин в местах перехватов [22].

Крупнокочкарниковые образования. Среди других форм рельефа, связанных с зимним мерзлотным пучением грунтов, отмечаются крупнокочкарниковые образования, широко распространенные на уплощенных поверхностях и пологих склонах, в водосборных воронках и заболоченных долинах. При вскрытии высоких кочек в их ядре обнаружены аркозово-щебнистые накопления. Эти кочки можно рассматривать как мерзлотные образования – туфуры [22]. Изучение одной из таких кочек произведено в вершинном поясе Сихотэ-Алиня: в ее разрезе ниже грубо-торфянистой почвы вскрыт горизонт черного легкого суглинка с остатками травянистой растительности. Спорово-пыльцевой комплекс из этого слоя соответствует палинозоне *Picea-Abies-Pinus-Quercus*, отвечающей распространению на высотах более 1400 м кедрово-еловой тайги на границе суббореала–субатлантика [23]. Возраст этого горизонта по данным ^{14}C -датирования 2460 ± 55 л. (СОАН–956), а вышележащего грубогумусового – 660 ± 30 л. (КИ–2159). Сопоставление типов почв и дат свидетельствует о формировании туфуров во второй половине субатлантика [23]. Аналогичное по времени активное образование туфуров установлено в верховьях рр. Кемы, Самарги и Нельмы (Северный Сихотэ-Алинь), где оно было, вероятно, связано с возникновением островной вечной мерзлоты в позднем голоцене [22, 24].

Вблизи нижней границы распространения в горах вечной мерзлоты крупные кочки, приуроченные к заболоченным участкам высокой поймы, обрамлению долинных озер и днищам безталевых водотоков, представляют собой образования из остатков травянистых растений с небольшим минеральным ядром в основании. В гольцовой зоне туфуры имеют высоту до 0.5 м и поперечник у основания до одного метра. Внутри минерального ядра, достигающего обычно кровли, наблюдаются обломки горных пород с вертикальной ориентировкой по длинной оси (рис. 4). Течение грунтов с мелкими обломками в верхней части минерального ядра фиксируется текстурами,



В



Рис. 4. Геологический разрез туфуров вблизи русла р. Селиткан в верхнем течении (хр. Ям-Алинь) (сост. А.М. Короткий)
Туфуры: А – ювенильный, Б – зрелый, В – современный растущий (фото А.М. Короткого); 1 – валуны; 2 – щебень; 3 – глинистый песок с галькой; 4 – алевролит; суглинок: 5 – песчаный, 6 – гумусированный; 7 – оторфованная почва; 8 – лед

сходными с расхождением струй в фонтанах. Такие туфуры имеют грибообразную форму минерального ядра и плоскую кровлю с маломощным покровом из растительных остатков. Эти образования типичны для обводненных термокарстовых западин, где они образуют радиально расходящиеся от центра цепочки, плановый рисунок которых внешне сходен с полигональной системой [22].

Туфуры с пирамидальным минеральным ядром и правильной округлой вершиной из растительных остатков приурочены обычно к более сухим элементам рельефа – краевым частям солифлюкционных шлейфов, надпойменным террасам и обрамлению аласных западин. По сравнению с плосковершинными туфурами они образуют более густую сеть с хорошо выраженной системой линий по простирацию склонов. Небольшие вспучивания дернины в таких местах заняты кустарниками. В некоторых случаях в ядре туфуров вскрыты почвы лесного типа и торф, датирование которых доказало в основном позднеголоценовый возраст образований. Более древние кочки, вероятно, разрушены, о чем свидетельствуют образования типа “сурчин” с хорошо выраженным понижением в центре земляного пятна [22].

Изучение геологических разрезов туфуров вблизи русла р. Селиткан в верхнем течении показало многоактность их становления с неоднократным разрушением и вытаиванием ледяного ядра. В последнем случае возникают плоские туфуры, отражающие малую скорость пучения грунтов с остатками ледяного ядра в основании. Конусовидные туфуры высотой до 1 м являются молодыми образованиями с ледяным ядром в его кровле (рис. 4).

Заключение

Склоновые процессы и сопряженные с ними отложения в горных странах оказывают сильнейшее влияние на ландшафты речных бассейнов. Их пространственно-временная динамика во многом осложняется перигляциальными процессами в геосистемах. Установлена большая роль в формировании рельефа склонов открытых и закрытых смещений обломочного материала. Криосолифлюкция и мерзлотное пучение грунтов активно функционируют в ареалах развития островной вечной мерзлоты на различных элементах рельефа Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня. Характерными формами рельефа являются солифлюкционные террасы, бугры пучения, туфуры и др. На юге Приморья благодаря наличию мощной толщи глинистых пород, сильному сезонному промерзанию и обильному увлажнению в летне-осенний период создаются оптимальные условия для проявления муссонной солифлюкции.

Изучение рельефа склонов и сопряженных с ними отложений позволяет определить степень влияния на склоновые процессы резких климатических смен в плейстоцене и оценить действие времени как фактора, достаточного для глубоких преобразований в структуре ландшафтов. На протяжении плейстоцена структура склоновых отложений юга Дальнего Востока претерпела существенные изменения: произошло огрубление более молодых склоновых отложений и увеличение их объемов в разрезах за счет возрастания роли гравитационных и открытых солифлюкционных процессов.

Эффект современных геоморфологических процессов в значительной мере усложнен особенностями преобразования склонов на более ранних этапах развития рельефа. Так, значительное смещение в холодные эпохи плейстоцена вечной мерзлоты к югу являлось причиной развития в нижнем поясе гор солифлюкции и курумово-осыпных процессов, в теплые эпохи, напротив, отмечалось резкое смещение арены последних вверх по склонам. В рельефе юга Дальнего Востока особенности склоновых процессов наиболее хорошо прослеживаются при сравнении морфологии речных долин и склонов междуречий в различных геоморфологических районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Korotky A.M., Volkov V.G., Grebennikova T.A. et all.* Far East // Cenozoic climatic and environmental changes in Russia. Geol. Soc. of America. Sp. Paper 382. Ch. 7. 2005. P. 121–137.
2. *Короткий А.М., Никольская В.В., Скрыльник Г.П.* Пространственно-временные закономерности осыпного и курумового морфолитогенеза в условиях муссонного и континентального климата Дальнего Востока // Локальные контрасты в геосистемах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 122–134.
3. *Короткий А.М.* Палеогеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока). М.: Наука, 1983. 246 с.
4. *Короткий А.М., Скрыльник Г.П.* Анизотропность геоморфологических процессов и асимметрии разнопорядковых форм рельефа (на примере Дальнего Востока) // Исслед. глобальных факторов климоморфогенеза Дальнего Востока. Владивосток: ТИГ ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 118–142.
5. *Берснев И.И.* Стратиграфия четвертичных отложений Приморья // Инф. сб. ПГУ. 1963. № 4. С. 37–43.
6. *Ганешин Г.С.* Геоморфология Приморья // Тр. ВСЕГЕИ. Л.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. 4. 135 с.
7. *Соловьев В.В.* Следы древнего оледенения и перигляциальных условий в Южном Приморье // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Т. 64. С. 141–149.
8. Юг Дальнего Востока // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с.
9. *Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С.* Четвертичные отложения Приморья // Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. 234 с.
10. *Воскресенский С.С.* Динамическая геоморфология // Формирование склонов. М.: Изд-во МГУ, 1971. 230 с.
11. *Короткий А.М.* Следы криогенных явлений в четвертичных отложениях Южного Приморья // Вопр. геоморфологии и четвертич. геологии юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 131–138.
12. *Короткий А.М.* О развитии четвертичных оледенений в Сихотэ-Алине // Вопр. геол. и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: ДВ филиал СО АН СССР, 1968. С. 32–37.
13. *Короткий А.М.* Мерзлотные и нивационные образования в вершинном поясе Сихотэ-Алия // Климатич. геоморфология Дальнего Востока. Владивосток: ТИГ ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 100–123.
14. *Короткий А.М.* Оледенения и псевдогляциальные образования юга Дальнего Востока СССР // Плейстоценовые оледенения Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 174–185.
15. *Korotky A.M.* Main features for development of natural environment in the Late Pleistocene-Holocene // The INQUA International symposium on stratigraphy and correlation of Quaternary deposits of the Asian and Pacific Regions. Bangkok, Thailand, CCOP technical secretariat. 1991. P. 45–54.
16. *Короткий А.М., Высочин В.И., Гвоздева И.Г.* Вечная мерзлота и ее динамика в позднем вюрме-голоцене // Ландшафтные геофизич. исслед. на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 45–57.
17. Южная часть Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 622 с.
18. *Чернышева Э.Н.* Специфика развития склонов в условиях муссонного климата // Климатич. геоморфология Дальнего Востока. Владивосток: ТИГ ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 74–80.
19. *Короткий А.М., Худяков Г.И.* Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.
20. *Короткий А.М.* Анализ коррелятных отложений и реконструкции рельефа горных стран. М.: Наука, 1985. 190 с.
21. *Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Караулова Л.П., Мохова Л.М.* Позднечетвертичные морские отложения Восточного Приморья (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 2. С. 57–72.
22. *Короткий А.М., Ковалюх Н.Н.* Ритмика вечной мерзлоты как отражение изменений климата в позднем плейстоцене-голоцене // Палеогеографические исслед. на Дальнем Востоке. Владивосток: ТИГ ДВО АН СССР, 1987. С. 20–36.

23. *Короткий А.М., Караулова Л.П., Пушкарь В.С.* Климат и колебания вертикальных ландшафтных зон Сихотэ-Алиня в голоцене // Геоморфология и четвертич. геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 112–119.
24. *Колесников Б.П.* Высокогорная растительность Среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВФ СО АН СССР, 1969. 108 с.

ТИГ ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию
19.05.2009

TRACES OF PERIGLACIAL SLOPE PROCESSES IN THE RELIEF AND QUATERNARY DEPOSITS ON THE SOUTH OF THE FAR EAST

A.M. KOROTKY, V.V. KOROV, G.P. SKRYLNIK

Summary

The standard set of periglacial slope processes (scree, block stream, solifluction, etc.) and their manifestations in the quaternary deposits were studied thoroughly. The spatial-time dynamics of the processes is complicating by actual winter processes and by the results of the ancient cryogenic slope processes. Anisotropy of the slope processes is of special interest because of its peculiar morphologic effect; of the latter the asymmetry of small river valleys is the example.

УДК 551.435.1(68)

© 2010 г. **Е.В. ЛЕБЕДЕВА**

О НЕКОТОРЫХ ФОРМАХ ФЛЮВИАЛЬНОГО РЕЛЬЕФА ЮЖНОЙ АФРИКИ И СПЕЦИФИКЕ ИХ РАЗВИТИЯ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ ОБСТАНОВОК

Особенности строения форм флювиального рельефа (речных долин и их фрагментов, в т.ч. приустьевых частей и конечных бассейнов стока, а также эрозионной сети в целом) позволяют судить не только о характере современных природно-климатических условий, но и о тенденциях новейших тектонических движений территории, об особенностях развития рельефа и об изменениях климата и ландшафтов региона на протяжении достаточно длительных временных интервалов. Тщательный анализ строения речных долин и связанных с ними озерных котловин позволяет проводить детальные палеогеоморфологические реконструкции. Но эти объекты заслуживают пристального внимания геоморфологов даже при проведении обзорных маршрутов и рекогносцировочных исследований, т.к. первыми дают представление о новейшей истории формирования рельефа региона. Это относится как к территориям с умеренным, так и с семиаридным и аридным климатом, где современные флювиальные системы, казалось бы, являются весьма эфемерными образованиями, нередко существуя как таковые лишь короткие влажные периоды годового цикла, иногда не превышающие по продолжительности 1–2 месяцев. Однако, во-первых, за это время водотоки часто успевают проделать колоссальную работу, сравнимую с рельефообразующей деятельностью близкого по параметрам потока в условиях умеренного климата за гораздо более длительный период, а во-вторых, сами формы рельефа, в которых они существуют в настоящее время – долины, котловины и проч., могли формироваться в совершенно иных климатических условиях и при иной водности рассматриваемых объектов.