

ОБВАЛЫ И ОПОЛЗНИ ЮГА РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА¹**Введение**

Формы и отложения, образующиеся при быстром обрушении горных пород вследствие ослабления связности, относятся к гравитационным образованиям. В эту группу нами включены обвалы, оползни и осыпи, которые, независимо от первопричин, оказывают наибольшее воздействие на устойчивость природных геосистем и хозяйственную деятельность человека, прежде всего в горных странах. Среди них в качестве катастрофических на всем протяжении человеческой истории чаще всего рассматриваются активные обвалы и оползни, вызванные сейсмикой, глубинной эрозией, интенсификацией склонового и флювиального морфогенеза в результате сильных ливней и наводнений, возрастанием морской абразии во время трансгрессий (в ходе штормов и цунами) [1–10 и др.].

Исходные предпосылки и методические подходы

Основой для данной статьи послужили материалы многолетних геоморфологических и геологических исследований в различных горных и депрессионных системах Дальнего Востока (включая Восточно-Маньчжурские горы, Сихотэ-Алинь, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Буреинский хр., Становое нагорье и др.). С наибольшей детальностью обвалы и оползни исследованы в Сихотэ-Алине, где изучение выполнялось в ходе геологической съемки с применением крупномасштабных карт, материалов аэрофотосъемки, космических снимков, и составлением геоморфологических карт. Для определения возраста обвальных и оползневых накоплений проводилось бурение с изучением вещественного состава отложений, содержащихся в них спор и пыльцы, диатомей, а также выполнялось радиоуглеродное датирование (C^{14}).

Результаты

Следы гравитационных процессов, зафиксированные в виде соответствующих форм рельефа и сопряженных с ними комплексов склоновых и долинных отложений, сохраняются сотни тысяч лет, при этом наиболее длительно – катастрофические [10], имеющие максимальный масштаб.

Среди системообразующих процессов региона, в первую очередь, следует выделить крупноамплитудное (до 200–300 м) плиоцен–раннечетвертичное расчленение горных стран и депрессий [11]. С ним было связано чрезвычайно активное развитие обвалов и оползней – особенно в горном обрамлении впадин и на крупных полях излияний базальтов [12]. Оползшие ступени достигали по простиранию 3–5 км, а амплитуда их смещения составляла 200–250 м (в бассейнах рек Мои, Ботчи, Опасная, Иссими и др.). Крупные обвалы и оползни приводили к образованию плотин и озер, вызывали интенсивную аккумуляцию на выше лежащих участках речных долин. С последующими прорывами этих озер и разрушением плотин связано возникновение локальных террас, детально изученных нами в среднем и верхнем течении р. Партизанская.

Сейсмогенные гравитационные образования. В геоморфологической литературе образование оползней и обвалов в прибрежной зоне и прилежащих горных странах нашего региона нередко связывается с землетрясениями, участки их распространения часто трактуются как зоны сейсмодислокаций, а сами обвально-оползневые образования рас-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 06-1-П16-058 и № 06-111-А-09-402).

считаются как сейсмогенные структуры [13–16]. Действительно, часть обвалов и оползней вблизи эпицентров сильных (свыше 8 баллов) землетрясений являются сейсмогенными [17, 18], но чаще их генезис требует более серьезных доказательств, чем это сделано в известных авторам публикациях [14–16]. Нам представляется вполне обоснованной критика выделения ареалов сейсмических процессов только по морфологическим признакам, тем более для образований, иной механизм формирования которых уверенно доказан [19, 20]. При анализе следов катастроф в рельефе необходимо учитывать значительное сходство экзогенных и сейсмогенных дислокаций. Один из разработчиков палеосейсмологического метода [21] допускает его использование в качестве бесспорного только в том случае, если геоморфологические признаки связаны со следами реальных землетрясений, но без поспешных выводов, дискредитирующих сам этот метод.

Обвалы. Этот тип процессов характерен для крутых склонов, имеющих значительную высоту, слабую задернованность, сильную трещиноватость и обводненность слагающих их пород. Из анализа условий обвалообразования следует, что они чаще отмечаются при интенсивном эрозионном расчленении горной страны, а на морских побережьях – при интенсивном развитии процессов абразии (рис. 1), по времени совпадающей с пиками морских трансгрессий [9]. Обвалы особенно характерны для верхнего пояса гор, где наибольшая их активность отмечена в вершинах речных систем, испытавших ледниковую и нивационную обработку, что наблюдалось нами на хребтах Ям-Алинь, Дуссе-Алинь и Становом нагорье [10].

Региональные особенности обвальных накоплений. В настоящее время на континентальном юге Дальнего Востока России обвалы наблюдаются в небольших масштабах, что связано с относительно слабой активностью эрозионных и абразионных процессов, умеренной крутизной и сильной задернованностью склонов. Интенсивность обвалов и их размеры менее значительны (рис. 1), чем это фиксируется в разрезах ниже-плейстоценовых осадков. В целом, морфолитогенетический эффект обвалов в условиях муссонного климата менее существен по сравнению с действием других склоновых процессов [22], а их развитие приурочено к определенным геоморфологическим зонам [9].

1. Наиболее активное обвалообразование отмечается на склонах речных долин Восточного и Южного Сихотэ-Алиня, где этому благоприятствует энергичная глубинная эрозия, чаще в краевых частях базальтовых плато и на участках перехватов. Особенно активное образование обвалов происходило при интенсивной глубинной эрозии в позднем плиocene–раннем плейстоцене в пределах базальтовых плато, в тех местах, где мощные покровы основных эффузивов (до 200–250 м) залежали на песчаных корках выветривания. Мощные пачки щебнисто-глыбовых красноцветов в обрамлении крутых склонов известны в бассейне рек Раздольной, Артемовки, Партизанской, Максимовки, Кабаньей, Самарги.

Наиболее крупные обвалы изучены в бассейнах левых притоков р. Артемовки, где Шкотовское базальтовое плато с абсолютными отметками до 700 м расчленено глубоко-резанными (до 400 м), крутосклонными (20–45°) и узкими (от 25 до 100 м) долинами. На большей части площади базальты залегают либо на коренных породах, либо на корках выветривания. Ширина обвальных ступеней у подножия эскарпов в отдельных случаях достигает 250–300 м, а крутизна не превышает 8–12°. Отсутствие у подножия эскарпа хорошо выраженного рва и пологой поверхности с обратными уклонами – свидетельство обвального происхождения ступеней и шлейфов грубообломочного материала. Развитие обвалов было продолжительным, предположительно на первом этапе происходили крупные обрушения, о которых свидетельствуют отторженцы высотой до 20 м с вертикальной или наклонной ориентировкой пластов базальтов. Объемы этих обвалов исчисляются от 4×10^4 до 4×10^6 м³, высота образовавшихся уступов на участках обрушения превышает 100–110 м. Мощное развитие обвалов привело и к некоторому замедлению глубинной эрозии [8].

2. В меньших масштабах, чем на склонах речных долин, обвалы отмечены в верхнем поясе западного склона Сихотэ-Алиня, для которого характерна сильная выположен-

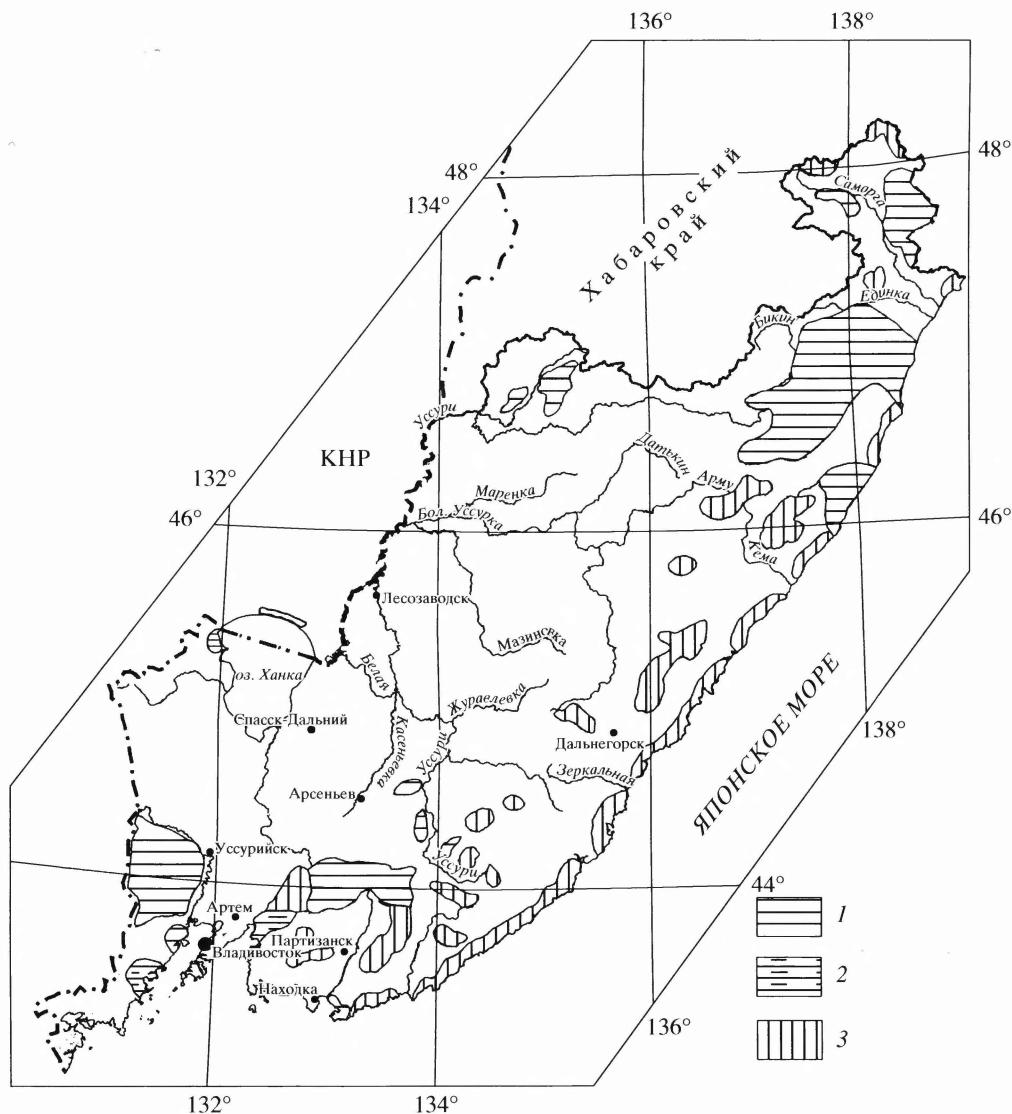


Рис. 1. Распространение обвально-оползневых форм и накоплений на территории Приморья
 Ареалы распространения форм и накоплений: 1 – оползневых, 2 – древних оползневых, 3 – обвальных

ность водоразделов, постепенный переход от вершин к крутосклонным частям водосборных воронок и развитием в вершинном поясе выветрелых пород. Здесь обвалы наблюдаются чаще на участках, где водосборные воронки врезаны в мощные зоны сапролитов (до 30 м), как установлено, например, в Северном Сихотэ-Алине. Активизации обвалов также благоприятствуют большие скопления снега и развитие лавинных процессов.

3. Обвальные накопления в гольцовой зоне чаще наблюдаются в вершинах тех водосборных систем, где в позднем плейстоцене имели место нивационно-ледниковые явления. Преобладающее развитие нивационных процессов в Сихотэ-Алине на склонах восточных экспозиций [23, 24] обусловило формирование здесь относительно крутых склонов, к которым вплоть до настоящего времени и приурочены обвалы. В определенных ситуациях обвальные накопления Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор принимаются за ледниково-моренные отложения [25, 26].

4. Зона активного проявления обвалов – побережье дальневосточных морей и Тихого океана, особенно на участках развития разновозрастных вулканитов. Гигантские обвалы возникают при разрушении стратовулканов с перемещением материала на десятки километров. С ними связано возникновение мощных селевых потоков, отложения которых часто принимают за древнеледниковые образования. Активное развитие обвалов здесь, как правило, совпадало с землетрясениями и климатическими флуктуациями позднего плейстоцена и интенсивными колебаниями уровня моря [22].

Оползни. Этот тип катастрофических процессов на юге Дальнего Востока распространен довольно широко (рис. 1). Зона массового развития оползней почти полностью совпадает с контурами базальтовых плато, где отмечаются оползшие блоки с амплитудой перемещения до 60–200 м, сохранившие нормальную последовательность потоков [9, 12, 26–29 и др.]. Оползнеобразование в окраинных частях плато и в речных долинах, их расчленяющих, развивалось с перерывами от момента излияния базальтов и вплоть до голоцена, поэтому здесь отмечаются оползневые накопления большой мощности. Широкому развитию оползней на площадях распространения базальтов способствуют залегающие в их основании туфогенно-осадочные породы неогена и глинистые коры выветривания, особенно в прибрежной зоне дальневосточных морей (рис. 1). На исследуемой территории наблюдаются оползни разных типов (рис. 2).

Региональные особенности оползневых накоплений. Анализ следов оползневых процессов на побережье Японского моря и других территориях юга Дальнего Востока позволяет выявить особенности их пространственного распределения [9].

1. Преобладающее развитие оползней отмечается в пределах ареалов распространения разновозрастных базальтов (рис. 1). Наибольшее проявление оползневых процессов отмечено в местах залегания базальтового покрова на: а) глинистых корках выветривания (бухта Неми); б) осадочных толщах, в составе которых имеются глины-алевриты (мысы Теляковского, Поворотный, Гиляк, бухта Птичь). А также в) на участках распространения вторичных кварцитов и зон палагонитизации (междуречье Соболевки и Кузнецовой) и г) в местах развития просадочных процессов в подбазальтовой осадочной толще.

2. Наиболее благоприятные условия для проявления оползней складывались в эпохи интенсивного эрозионного расчленения территории Приморья (с амплитудой вреза в позднем плиоцене–плейстоцене до 150–400 и более метров). Морфология рельефа участков обвально-оползневых накоплений свидетельствует о мощности последних, превышающей 20–30 м [11].

3. Наиболее активное образование оползней непосредственно в прибрежной зоне происходило в начале позднего плейстоцена и в середине голоцена, когда уровень Японского моря во время трансгрессии достигал максимума [22, 30]. Видимо, наибольшему подъему уровня соответствовало активное образование клифов, особенно неустойчивых на участках развития базальтов с прослоями палагонитов, туфов и осадочных пород, где и наблюдается максимальное распространение древних оползней, земельных глетчеров и осовов. Выработка бенча и превращение клифов в абразионно-денудационные склоны способствовали затуханию катастрофических оползневых процессов. В целом, для таких участков побережья характерен зубчатый тип берега [22].

Примеры современных оползней. С максимальной интенсивностью (вплоть до катастрофических проявлений) оползневые процессы развиваются в благоприятных геолого-геоморфологических обстановках и в настоящее время [10]. Исследованный нами крупный оползень на морском берегу к северу от устья р. Амгу приурочен к базальтам с прослоями палагонитизированных туфов и осадочных пород. Здесь во время летнего шторма и интенсивного ливня в 1971 г. был подрезан древний оползень. Образовавшийся береговой обрыв (до 12–15 м), обследованный сразу после шторма, был устойчив, хотя наличие в его основании глинистых пород позволило предположить возможную активизацию оползания берега. Действительно, в 1977 г. на месте обрыва был обнаружен оползень, частично перекрывший бенч. Последующее смещение оползня с уменьшением высоты уступа до 4 м было зафиксировано после сильнейших ливней в 1981 году.

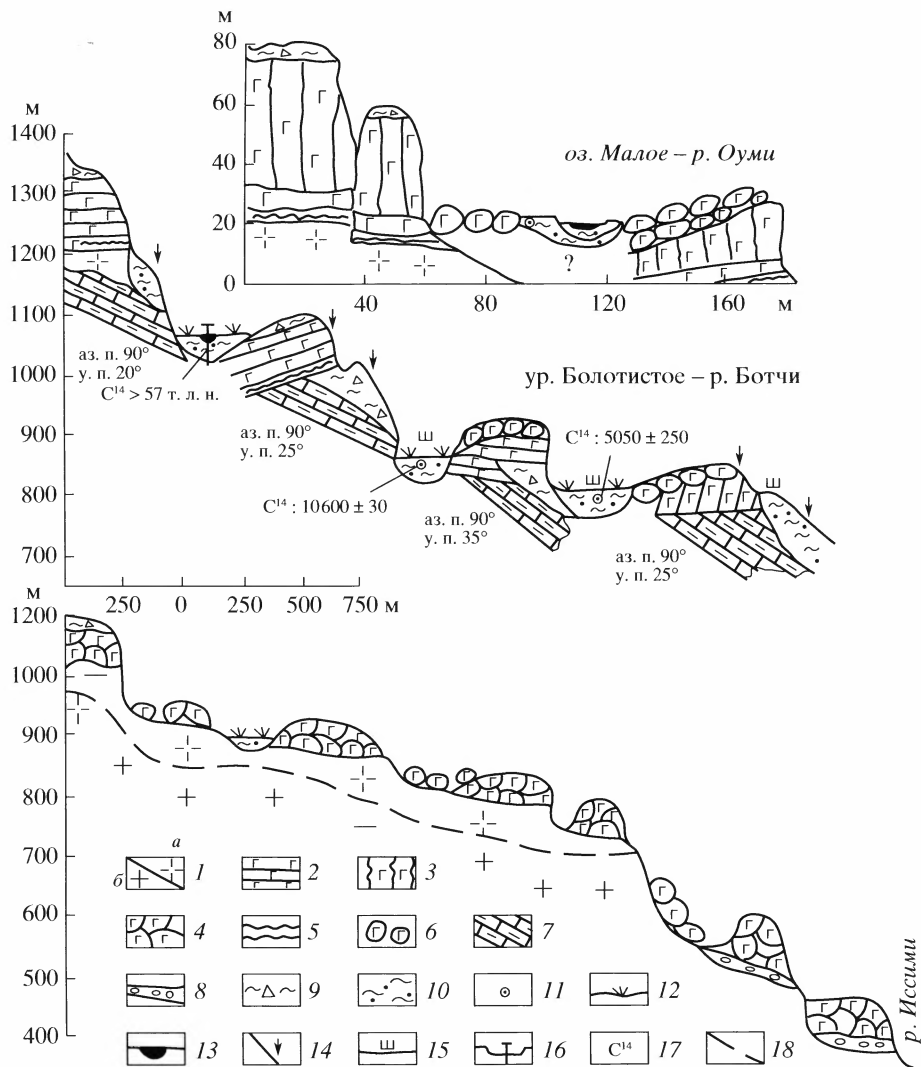


Рис. 2. Примеры оползневых накоплений в бассейне рр. Самарги и Ботчи (сост. А.М. Короткий по материалам геологической съемки: данные А.А. Симоненко, Т.К. Кутуб-Заде, А.В. Олейникова, В.С. Высочина) 1 – коренные породы (а – выветрелые (сапролиты), б – плотные); базальты: 2 – плитчатые, 3 – столбчатые, 4 – глыбовые; 5 – туфы базальтов и палагониты; 6 – глыбы и щебень базальтов; 7 – алевриты; 8 – аллювий (валуны с галькой); 9 – суглинки с щебнем; 10 – песчаный суглинок; 11 – древесина; 12 – болото; 13 – озеро; 14 – расчистки; 15 – шурфы; 16 – скважина; 17 – радиоуглеродные даты; 18 – предполагаемые границы. Аз. п. – азимут падения; у. п. – угол падения

После цунами 1983 г. произошло абразионное подрезание оползня с увеличением высоты уступа до 8 м.

Динамика оползневых процессов

Условия смещения четвертичных оползней. В прибрежной зоне Японского моря развито несколько крупных оползневых комплексов. На побережье Татарского пролива (на участке от бухты Нельмы и до бухты Кипрейной) прослежены оползни с внешне активной зоной отседания, свидетельствующей об активной современной динамике. На

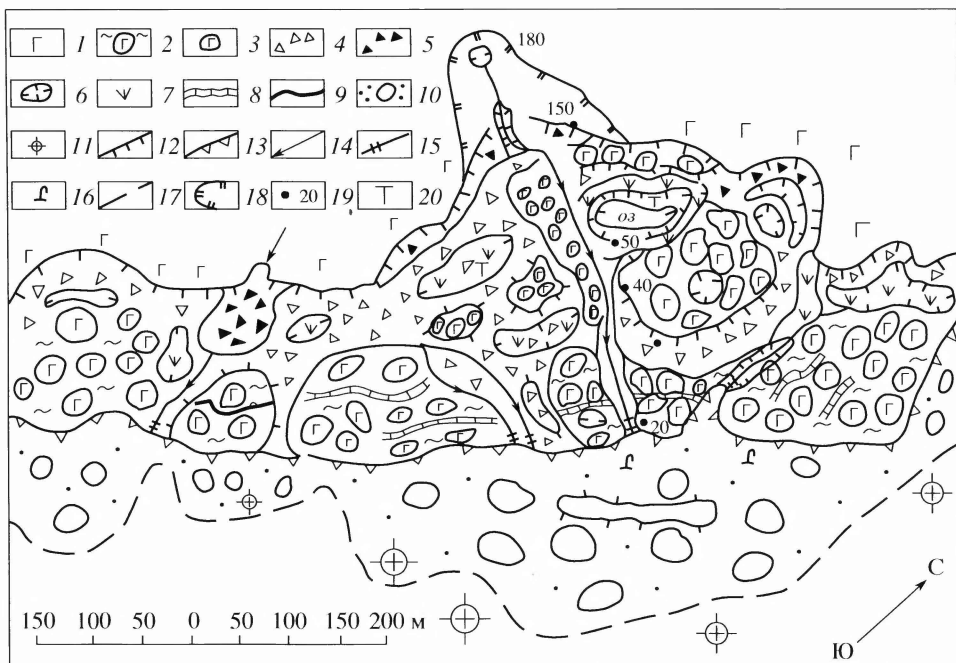


Рис. 3. Обвално-оползневой рельеф на морском побережье в северном Приморье близ бухты Птичь-Сонье (Татарский пролив, Японское море)

1 – базальты; глыбовые накопления (обломки базальтов): 2 – задернованные, 3 – слабо задернованные и незадернованные; щебнистые накопления: 4 – задернованные, 5 – незадернованные; 6 – западины; 7 – лугово-болотная растительность; 8 – заплывшие рвы расщедания; 9 – свежие трещины; 10 – глыбовый бенч; 11 – кекуры; 12 – уступы; 13 – клиф; 14 – тальвеги водотоков; 15 – водопады; 16 – выходы напорных пресных вод (на бенче); 17 – изобаты; 18 – водосборная воронка; 19 – высотные отметки; 20 – скважина

фоне залесенности поверхностей оползней в зоне отседания (отрыва) отмечаются отсутствие растительности, подвижное состояние глыбового материала и постоянное образование просадок, указывающие на медленное смещение древних оползней в сторону моря. Детальное обследование такого оползня вблизи бухты Птичь, активное формирование которого охватило промежуток времени от среднего плейстоцена и до позднего юрм, показало, что ниже его основания (в пляжевой зоне и на дне моря) выходят пресные воды, а фронтальная часть оползня активно разрушается как морем, так и денудационными процессами. Среднеголоценовый возраст террасы (C^{14} – дата 3630 ± 40 л.н.), окаймляющей озеро и имеющей высоту 1 м над его уровнем, позволяет предположить о продолжении медленного расползания древних накоплений и фильтрации воды из озера благодаря процессам расщедания и оползания.

На рис. 3 показано плановое распределение отдельных оползневых тел, сложенных разнообразными накоплениями, отражающими динамику формирования оползня. Здесь, включая базальтовый покров, выделено шесть основных геологических комплексов, отражающих стадии формирования этого оползневого склона.

Условия смещения кайнозойских оползней. Наиболее древние обвално-оползневые комплексы с наибольшим разнообразием форм рельефа развиты на тех территориях, где базальты перекрывают древние кайнозойские угленосные отложения [31]. Установленный при бурении в бассейне р. Артемовки погребенный оползень (мощностью до 88 м) состоит из двух тел, разделенных красноцветными щебнистыми глинами, накопление которых, как это установлено в бассейне р. Теляковки, происходило около 1.2 млн. л. н. [32]. Остаточные тела крупнейших оползней в нижнем течении р. Шко-

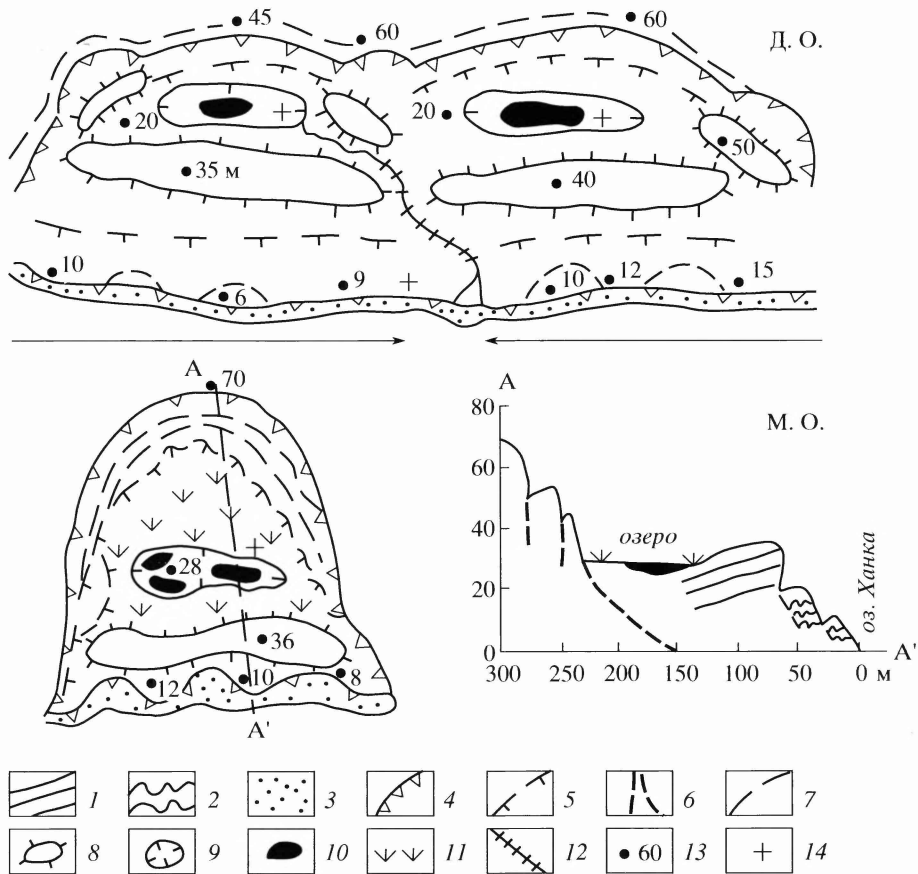


Рис. 4. Оползневой рельеф на западном побережье оз. Ханка на участке Турга – м. Белоглиняный (Западное Приморье) (сост. А.М. Короткий)

1 – субгоризонтально залегающие горные породы, 2 – пликативные смятия, 3 – пляжи, 4 – уступы (оползания и абразионные), 5 – полого наклонные поверхности, 6 – предполагаемые границы смещения блоков, 7 – трещины, 8 – оползневые тела, 9 – озерные котловины, 10 – зеркало воды, 11 – заболоченные луга и кочкарные болота, 12 – эрозионное русло, 13 – высотные отметки (относительные), 14 – скважины. Оползни: Д.О. – древний, М.О. – молодой

товка являются цоколем раннечетвертичной (Q_1^1) и среднечетвертичной (Q_{II}^2) речных и позднечетвертичной (Q_{III}^1) морской террас. Это поле оползневых накоплений пересекается речной долиной с нижнеплиоценовыми осадками, что свидетельствует о достаточно древнем возрасте огромного поля оползней в междуречье Шкотовки и Суходола. Для этой территории установлено сильное воздействие оползневых тел на подстилающие осадки (появление в кровле разреза зеркал скольжения и вертикально-ориентированных галек) и медленное расползание блоков базальтов (появление пликативных дислокаций).

Затухание процессов оползания отмечается в тех случаях, когда базальтовый покров имеет значительную мощность и, особенно, если толща основных эффузивов не вскрыта полностью. Практически не развиты оползни и на тех участках побережья, где в основании покрова залегают породы с хорошими дренажными свойствами (например, валунно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем).

Оценка палеогеографических условий оползнеобразования в депрессиях. За пределами распространения базальтовых покровов оползни развиты локально, один из участков интенсивного образования оползней отмечается на западном берегу оз. Ханка [9]. Здесь слабоуплотненные породы плиоцена, залегающие на миоценовых алевролитах с прослоями туфодиадомитов, смещаются от места отрыва иногда на 80–100 м в виде крупных монолитных блоков, формируя в четвертичном разрезе Ханкайской впадины селеподобные и мореноподобные отложения.

Имеющиеся материалы позволяют нам также выделить две разновозрастные генерации оползней на участке побережья оз. Ханка от устья Первой речки и до м. Белоглиняный (рис. 4).

Обсуждение результатов (вместо заключения)

Палеогеографическая и палеоэкологическая информативность обвальнo-оползневых накоплений рассматривается как результат воздействия этих процессов на состояние и устойчивость геосистем и зависит от времени, условий и интенсивности проявления процессов, а также характера их воздействия.

Время проявления обвальнo-оползневых процессов. Максимальный вклад аномальных процессов в экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке, как свидетельствуют имеющиеся в нашем распоряжении материалы, приурочен к важнейшим палеогеографическим рубежам позднего плиоцена–плейстоцена.

1. Интенсивное развитие этих процессов в позднем плиоцене–раннем плейстоцене увязывается с эпохой крупного регионального эрозионного вреза, охватившего как горные территории, так и внутри- и межгорные впадины [9, 26, 31, 33 и др.]. В прибрежной зоне дальневосточных морей развитие оползневых процессов в позднем плиоцене–раннем плейстоцене было связано с глубинной эрозией при более низких уровнях моря. Активные оползания продолжались до среднего плейстоцена, когда повышение базиса аккумуляции привело к стабилизации склонов речных долин. К этому времени относится срезание оползней эрозией и их перекрытие среднечетвертичным аллювием [9, 34].

2. Среднечетвертичная эпоха характеризуется специфическими геоморфологическими процессами – прежде всего, это время крупнейшего похолодания – Q_{II}^4 . Сильное изреживание растительности на склонах, перекрытых мощным чехлом глинисто-щебнистого материала, в условиях вечной мерзлоты и достаточного летнего увлажнения привело к развитию оползней, обвалов, осовов и селевых процессов.

3. Подъем моря и его ингрессия, видимо, уже в ресс–бюрме привели к затуханию оползневых процессов на склонах речных долин, но началось оползание на участках с активной абразией берега. Размеры этих оползней из-за значительной высоты и крутизны уступов и широкого развития абразии были значительными, оползнеобразование занимало на побережье Восточного Приморья участки протяженностью до десятка и более километров. Наиболее активно образование обвалов и оползней в прибрежной полосе развивалось в начале позднего плейстоцена, когда уровень Японского моря во время трансгрессий достигал максимума [22]. Крупнейшие оползни на этом рубеже, обусловленные интенсивной абразией побережья, отмечались вдоль западных побережий Амурского и Уссурийского заливов, а также в районе мыса Поворотный и особенно на восточном макросклоне Сихотэ-Алиня (от устья р. Кема до устья р. Амур). Интенсивные абразионные процессы в среднем – начале позднего плейстоцена в сочетании с глубинной эрозией привели к проявлению оползней в осадочно-вулканогенных толщах пермского возраста на побережье Уссурийского залива [34].

4. Повторная фаза активного оползнеобразования в прибрежной зоне соответствует пику фландрской трансгрессии в среднем голоцене. Интенсификации катастрофических процессов на этом рубеже способствовали: 1) активная абразия побережий, 2) вынос наносов на подводный береговой склон и мелководный шельф, 3) предшествовавший трансгрессии эрозионный врез (до 60 м). Для позднего голоцена характерно затуха-

ние катастрофических явлений на фоне размыва и медленного смещения ранее сформировавшихся обвальных и оползневых масс [4].

5. Резкая смена типичных для территории процессов нередко вызывает катастрофические явления. Например, в конце позднего вюрма–начале голоцена деградация вечной мерзлоты привела к усилению солифлюкции на склонах речных долин и формированию крупнейших обвалов. Эти катастрофы приводили к перестройке спектра геоморфологических процессов на значительной территории водосборных бассейнов, как это зафиксировано для центральной части хр. Ям-Алинь [10, 35].

Влияние обвалов и оползней на процессы в речных долинах. Гравитационные процессы производят на определенных стадиях развития горной страны громадную работу по перемещению обломочного материала со склонов в днища речных долин. Наиболее крупные оползни и обвалы приводят к образованию запруд и формированию локальных базисов эрозии, меняющих ход аллювиальных процессов ниже и выше плотин. Возникшие седиментационные ванны служат ловушками для грубокластического материала с существенным изменением структуры аллювия в зоне подпора такой плотины. Ниже этих плотин наблюдается смена режима осадконакопления: из-за нарушения баланса наносов в этой части долины происходит оживление глубинной эрозии с некоторым огрублением русловых отложений. Разрушение таких плотин вызывает образование локальных террас в верхней части водосборов, резкое усиление эрозии в средних звеньях гидрографической сети и образование огромных внутренних дельт в зонах фуркации водотоков, а также интенсивную аккумуляцию на участках ниже плотин [9]. Быстрое разрушение таких плотин становится причиной катастрофических паводков, которые по своему эффекту сопоставимы с деятельностью нормальных геологических процессов на протяжении десятков тысяч лет.

Мы надеемся, что проведенное исследование внесет определенный вклад в решение мало разработанной, но актуальной проблемы роли экзогенных и эндогенных катастроф и экстремумов в развитии общей физико-географической оболочки и ее отдельных компонентов (в том числе, рельефа) и тем самым окажет существенную помощь при разработке различных вариантов оперативных и фоновых прогнозов (геоморфологического, географического, геоэкологического) для целей обеспечения устойчивого развития юга российского Дальнего Востока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во МГУ, 1971. 230 с.
2. Алексеев Н.А. Стихийные явления в природе: проявление, эффективность защиты. М.: Мысль, 1988. С. 256.
3. Кульчицкий А.А., Сквитина Т.М., Уфимцев Г.Ф. Плотиновые озера в днищах рифтов Восточной Сибири: свидетельства из прошлого и вероятность в будущем // География и природные ресурсы. 1997. № 1. С. 61–65.
4. Лебедева Е.В. Катастрофические геоморфологические процессы в приморских районах Западного Приохотья // Геоморфология. 1995. № 4. С. 35–42.
5. Reid Leslie M. Calculation of average landslide frequency using climatic records // Water Resour. Res. 1998. 34. № 4. С. 869–877.
6. Iverson Richard M. Landslide triggering by rain infiltration // Water Resour. Res. 2000. 36. № 7. С. 1897–1910.
7. Трифионов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с.
8. Короткий А.М., Макарова Т.Р. Палеогеографические и геоморфологические аспекты устойчивости геосистем в бассейнах горных рек. Владивосток: Дальнаука, 2005. 293 с.
9. Короткий А.М. Палеогеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока). М.: Наука, 1983. 246 с.
10. Короткий А.М., Скрыльчик Г.П. Катастрофические, экстремальные и типичные явления и процессы и их роль в развитии экзогенного рельефа Дальнего Востока // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 5–15.

11. *Короткий А.М.* Этапы становления рельефа и осадконакопления в прибрежной зоне материкового сектора Японского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания (Японское и Охотское моря). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 59–82.
12. *Хоментовский А.С.* Некоторые особенности рельефа кайнозойских вулканических плато // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1968. С. 335–338.
13. *Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф.* Неотектонические дислокации хребта Джугджур // Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 74–81.
14. *Кулаков А.П.* Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 175 с.
15. *Олейников А.А., Олейников Н.А.* Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.
16. *Важенин Б.П.* Принципы, методы и результаты палеосейсмологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.
17. *Мелекесцев И.В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
18. *Николаев Н.И.* Палеогеоморфология материковых платформ и быстрые тектонические движения // Проблемы палеогеоморфологии. М.: Наука, 1970. С. 43–52.
19. *Смирнов В.Н., Галанин Н.А., Глушкова О.Ю. и др.* Ледниковые кары и псевдосейсмодислокации в горах Приморагания // Берингия в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 99–117.
20. *Галанин А.А., Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н. и др.* Неогляциальный морфолитогенез в горах Северного Приохотья // Страницы четвертичной истории Северо-Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 40–61.
21. *Флоренсов Н.А.* Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 93 с.
22. *Короткий А.М., Худяков Г.И.* Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.
23. *Колесников Б.П.* Высокогорная растительность Среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальневосточн. кн. изд-во, 1968. 108 с.
24. *Короткий А.М., Высочин В.И., Гвоздева И.Г.* Вечная мерзлота и ее динамика в позднем вюрме-голоцене // Ландшафтные геофизические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 45–57.
25. *Колбин М.Ф.* О следах оледенения на Самурском хребте (Приморский край) // Сообщения ДВФ СО АН СССР. 1960. Вып. 12. С. 24–32.
26. *Денисов Е.П.* Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток: Дальневосточн. кн. изд-во, 1965. 82 с.
27. *Пода Б.П.* О некоторых особенностях развития рельефа в пределах базальтовых плато // Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: ДВФ СО АН СССР, 1968. С. 17–19.
28. *Кудров В.Ф.* Оползни базальтов в нижнем течении р. Кангауз и Шитухе Приморского края // Информ. сб. ПГУ. Владивосток: Дальневосточн. кн. изд-во, 1971. № 7. С. 154–156.
29. *Олейников А.В.* О влиянии неогеновых базальтоидов на формирование рельефа в Среднем Сихотэ-Алине // Геоморфология и четвертич. геология Дальнего Востока. Владивосток: Дальневосточн. кн. изд-во, 1976. С. 71–78.
30. *Короткий А.М., Скрыльник Г.П.* Своеобразие катастрофических и экстремальных явлений и процессов в климоморфогенезе юга Дальнего Востока // Климоморфогенез и региональный географический прогноз. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 10–20.
31. *Ганешин Г.С.* Геоморфология Приморья // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. 1957. Т. 4. 135 с.
32. *Медведев В.В.* Геологическое строение и угленосность Майхинской кайнозойской впадины в Южном Приморье // Сов. геология. 1966. № 10. С. 26–38.
33. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока / Г.И. Худяков, Е.П. Денисов, А.М. Короткий и др. М.: Наука, 1972. 424 с.
34. Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен–голоцен) / А.М. Короткий, С.П. Плетнев, В.С. Пушкарь и др. М.: Наука, 1988. 240 с.
35. *Короткий А.М., Ковалюх Н.Н.* Ритмика вечной мерзлоты как отражение изменений климата в позднем плейстоцене–голоцене // Палеогеогр. исслед. на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1975. 254 с.

Summary

The long-term study of landslides and landfalls was carried out in the different mountains of the southern Far East. The geographical, geological and geomorphologic methods were used, including geomorphologic mapping and drilling on some landslides complexes.

УДК 551.432→553.98(470.41)

© 2009 г. М.Н. МИНГАЗОВ, Б.М. МИНГАЗОВ

НЕОТЕКТОНИКА И НЕФТЕНОСНОСТЬ ГЕОСТРУКТУР ТАТАРСТАНА

В основу анализа региональных особенностей новейших движений Республики Татарстан положены вычисления средних суммарных амплитуд деформаций денудационных поверхностей выравнивания, созданных в течение неотектонического этапа, анализ горизонтальной расчлененности дневной поверхности (рис. 1), морфоструктурное изучение долинных комплексов основных рек республики (рис. 2) и геоиндикационное дешифрирование материалов дистанционных съемок.

Анализировались деформации трех уровней водораздельных плато, выделяемых большинством исследователей Урало-Поволжья [1–4]:

- исходной олигоцен–миоценовой поверхности Бугульмино–Белебеевской возвышенности на высотах 250–340 м (верхнее плато);
- позднемиоцен–плиоценовой поверхности выравнивания на высотах 200–240 м (среднее плато);
- позднеплиоцен–плейстоценовой поверхности выравнивания на высотах 150–180 м (нижнее плато).

На составленной карте новейшей тектоники Республики Татарстан (рис. 3) показаны характерные особенности неотектонических движений отдельных районов в неоген–четвертичное время.

Прикамье (Северо-Татарский свод)

В неогеновый период активизировались многие крупные структуры Волжско-Камской антеклизы, в том числе и Северо-Татарского свода (СТС), что достаточно хорошо проявилось на дневной поверхности в виде деформаций среднего и нижнего уровней поверхностей выравнивания. В пределах купольной части СТС развита поверхность позднемиоцен–плиоценового цикла выравнивания (среднее плато); на Ю, ЮВ склонах и в зоне его сочленения с Казанско-Кировским авлакогеном (ККА) – позднеплиоцен–плейстоценового цикла (нижнее плато). В целом для современного структурного плана этой территории характерны крупные зоны новейших поднятий и относительных погружений СВ простирания. К зонам поднятий относятся районы Вятского вала и СТС с его структурными выступами. В качестве зон относительных новейших погружений выделяются бассейн р. Иж и ЮЗ склон СТС (долины р. Кама в районе сочленения с долиной Волги). Амплитуда поднятия за неоген–четвертичное время составила около 220–230 м (судя по деформациям среднего уровня поверхностей выравнивания). Поверхность СТС по отношению к прогибу в бассейне р. Иж приподнята на 60–80 м.

В зонах новейших поднятий (особенно Вятской) на фоне общего валообразного поднятия выделяются отдельные участки с максимальными амплитудами неоген–четвертичных движений. К ним относятся локальные поднятия северной вершины Татар-