

## NEW DATA ON THE PLEISTOCENE GLACIATION OF THE CHUISKAYA BASIN MOUNTAIN FRAMING (SOUTH-WESTERN ALTAI)

A.R. AGATOVA, R.K. NEPOP

### Summary

Paleogeographical reconstructions of the late Pleistocene glaciation of the Chagan-Uzun massif, which separate Chuya and Kurai intermountain depressions, are represented. The ice basin in the Jeldyskel depression on the top of the Chagan-Uzun massif had the maximum square about 80 km<sup>2</sup> and ice thickness about 100 m. The generation of this glacier happened without preliminary stage of mountain glaciers accumulation and its development proceeded with the weak morpholithogenesis in the depression, partly due to low-grade of its slopes. The conformity of the Kyzylchin outlet and the Chagan-Uzun glaciers moraines allows considering the Chagan-Uzun massif and the foot of the South-Chuya ridge as an area of the same glaciation – the first of the Late Pleistocene glaciations. The generation and evolution of the Jeldyskel ice basin is the result of both the depression of snow-line in the cold epoch in the beginning of the Late Pleistocene and considerable tectonic uplift of the Chagan-Uzun massif by this time.

УДК 551.435.24(–925.16)

© 2010 г. Н.И. ДЕМЬЯНОВИЧ

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛОНОВ, ВРЕЗАННЫХ В ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕВЕРХНЕКЕМБРИЙСКОЙ ТЕРРИГЕННОЙ КРАСНОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

### История изучения

Отложения терригенной красноцветной формации верхоленской свиты средневерхнего кембрия являются региональным оползнеформирующим горизонтом на юге Сибирской платформы. С породами этой формации связано наибольшее количество оползней в долинах Ангары, Илима и их притоков. Здесь они хорошо изучены в процессе изысканий для подготовки к заполнению Братского и Усть-Илимского водохранилищ [1–3]. В этих районах смещения захватывают породы ордовика, обводненные на контакте с подстилающими глинистыми разновидностями красноцветной формации. В долине р. Лены специализированного изучения склонов не выполнялось. Имеющиеся указания на наличие оползней касаются также смещений доломито-песчаниковой толщи ордовика по кровле глинистых пород средневерхнего кембрия [4]. Смещения пород ордовика по глинистым отложениям верхоленской свиты, отнесенные к оползням выдавливания, отмечены на верхнем отрезке долины р. Лены в пределах Прибайкальского инженерно-геологического региона второго порядка [5], выделяемого в контурах Предбайкальского краевого прогиба [6]. Однако южная граница распространения отложений ордовика проходит севернее пос. Качуг [7], за пределами Прибайкальского региона, причем здесь они образуют разобщенные поля на водораздельных поверхностях. В сложении склонов породы ордовика принимают участие ниже пос. Жигалово при постепенном погружении под них отложений красноцветной формации.

Таким образом, на протяжении более 200 км (юго-восточная окраина Ангаро-Ленского и западная часть Прибайкальского инженерно-геологических регионов второго порядка) р. Лена врезана в отложения терригенной красноцветной формации. Впервые изучение таких склонов началось в 1987 г. при подготовке археологического памятника “Шишкинская писаница” к музеефикации. Скальный массив памятника гене-

тически диагностирован как оползень выдавливания – по аналогии со склонами рек Ангары и Илима [8]. Однако, в отличие от последних, здесь склон полностью сложен красноцветами. В 1999–2003 гг. Институтом земной коры СО РАН выполнялись специальные инженерно-геологические исследования для разработки мер по сохранению и повышению устойчивости памятника. Они включали изучение геологического строения склона с помощью проходки скважин и создание цифровых моделей рельефа (ЦМР) для анализа пространственного расположения элементов структуры скального массива. Оказалось, что морфология последнего специфична [9, 10] и не укладывается в полной мере в рамки установленных ранее механизмов формирования склонов.

### **Особенности терригенной красноцветной формации как среды формирования склонов**

Специфичность морфологии склонов на площади развития отложений средневерхнекембрийской красноцветной формации связана с фациальной изменчивостью ее состава в различных структурно-тектонических условиях обширной площади осадконакопления. Территория верховьев современной долины Лены в этот период представляла собой периферийную часть бассейна седиментации, близкую к области сноса, что предопределило первую особенность красноцветной формации как среды формирования склонов – более грубый состав пород и их частую смену в разрезе. Поэтому не случайно, что естественных обнажений красноцветов почти нет в долине р. Илим, а Лена окаймляется отвесными скалами. Дело в том, что на рассматриваемой территории красноцветная формация представлена породами верхоленской свиты, в разрезе которой выделяются три подсвиты [11]. Каждая из подсвит начинается пачкой прочных песчаников и завершается пачкой глинистых (мергели, алевролиты, аргиллиты) разностей, отличающихся по устойчивости к процессам выветривания. Изменение соотношения этих пород в разрезе склонов предопределяет разные механизмы денудационных процессов. Соответственно изменяется характер склонов: для песчаников характерны практически вертикальные откосы, а для глинистых разностей – откосы средней крутизны и слабонаклонные.

Вторая особенность красноцветной формации как среды формирования склонов предопределена тектонической обстановкой территории. На фоне общего погружения пород на СЗ в толще красноцветов выделяются антиклинальные и синклинальные складки (валы и прогибы). Соответственно, склоны в зоне эрозионного вскрытия всегда сложены породами разных пачек и отличаются по гипсометрическим уровням положения прочных песчаников. Изменяющееся в разрезе положение пород разной прочности обуславливает механизмы и последовательность проявления склоноформирующих процессов относительно общего и локальных базисов денудации.

Отмеченные особенности пород верхоленской свиты в полной мере проявлены на отрезке долины в пределах скального массива “Шишкинская писаница”, что делает его репрезентативным для рассмотрения склоноформирующих процессов на площади развития пород красноцветной формации.

Скальный массив “Шишкинская писаница” представляет собой крутой склон с бровкой на высоте до 60–70 м, окаймляющий на протяжении 3.5 км правобережную излучину р. Лены (рис. 1). В его геологическом строении участвуют породы кардинской (частое переслаивание песчаников, аргиллитов и мергелей), рютинской (песчаники с тонкими прослоями алевролитов и аргиллитов) пачек верхней подсвиты, подстилаемых михайловской (преимущественно глинистые разности) пачкой средней подсвиты верхоленской свиты. На породах первой пачки сформировалась выположенная до 20–25° мелкоступенчатая верхняя часть склона. Песчаники рютинской пачки образуют практически вертикальные стенки в его верхней, средней или нижней частях. Отложения михайловской пачки вскрыты рекой на 2–3 м у подножия склона в центральной части излучины. Их кровля повышается на 12–15 м в направлении западного фланга

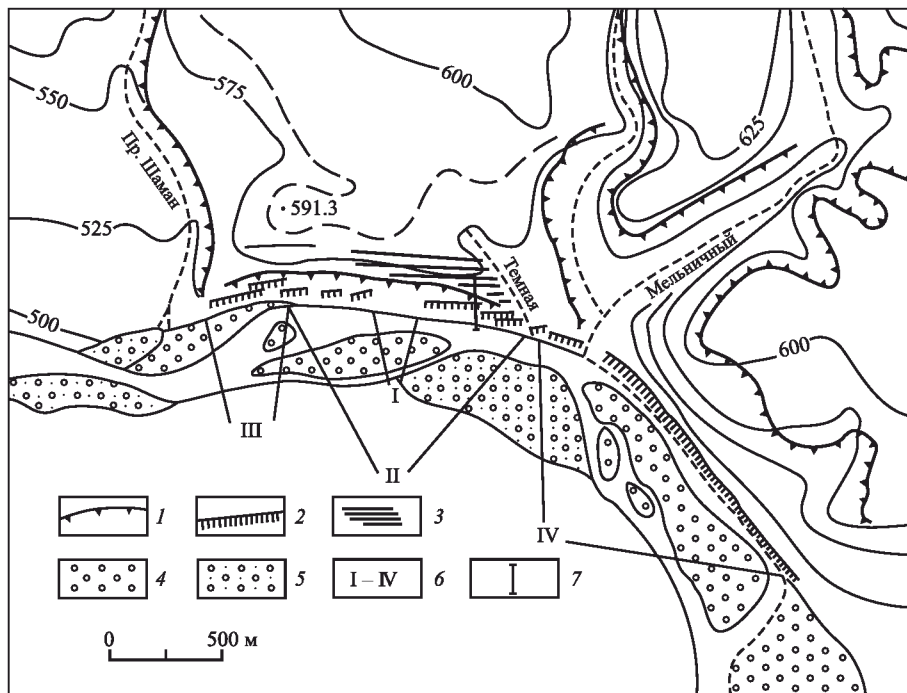


Рис. 1. Схема расположения скального массива “Шишкинская писаница”

Бровки: 1 – склона, 2 – обнаженной части склона; 3 – рвы на водораздельной поверхности; аллювий террас: 4 – пойменных, 5 – надпойменных; 6 – участки склона на разной стадии развития; 7 – положение геологического разреза

(рис. 1, III) в соответствии с выделяемой здесь антиклинальной складкой и погружается в направлении Кистиневского прогиба (рис. 1, IV).

В настоящее время ареной разрушающих процессов являются обнаженные блоки песчаников, в разрезе которых присутствуют маломощные глинистые прослои, выступающие в качестве локальных базисов денудации. В соответствии с долей песчаников в разрезе склона отдельные его отрезки находятся на разных (I–IV) стадиях развития (рис. 1) и отличаются по крутизне и степени задернованности. К центральной части излучины примыкает стабилизированный (I) участок склона крутизной до 25°, полностью задернованный, с локальными обнажениями песчаников в виде гребней высотой до 1 м. На примыкающих к стабилизированному участку отрезках склона песчаники рютинской пачки обнажены на полную мощность, что предопределило длительное (вплоть до настоящего времени) развитие склоноформирующих процессов (рис. 1, II). Крутизна обнаженной части склона – до 50°, а верхней, полностью задернованной – до 20–25°. Часть этого участка размыта, фрагменты, соответствующие всем этапам развития склона, сохранены в полном объеме лишь выше стабилизированного участка (I) – вблизи пади Темной. Этот отрезок долины и рассматривается далее как модельная территория для восстановления истории формирования склонов, врезанных в отложения красноцветной формации.

На западном фланге скального массива обнаженная часть рютинских песчаников прослеживается в верхней части склона (рис. 1, III). К ней примыкает осыпь крутизной 35°, периодически пополняемая продуктами разрушения песчаников. Причленение к склону поймы шириной до 100 м и более способствует стабилизации денудационных процессов. На восточном фланге скального массива бровка обнаженных песчаников постепенно снижается с 20–25 м вблизи пади Темной до 10–15 м выше по течению пади Мельничной (рис. 1, IV). За бровкой прослеживается задернованный склон кру-

тизной 15–25°. Причленение к нему узкой (6–8 м) поймы и близкое расположение острова дестабилизируют процессы нижней части склона выше пади Мельничной лишь в паводковые периоды.

### Склоноформирующие процессы

Развитие склона обусловило формирование серии рвов и ложинообразных понижений, прослеживаемых выше его бровки на протяжении почти 1200 м (рис. 1). Первые три рва осложняют расширяющуюся в виде клина часть водораздела р. Лены и пади Темной. Они короткие, имеют вид отдельных понижений и воронок глубиной 0.7–3 м. При простирании 100–90°, близком к ориентировке склона, их выход к бровке последнего морфологически четко не выражен, а в падь Темную рвы спускаются, полого понижаясь. Простирание следующих рвов изменяется на 90–70°, они в двух местах пересекают бровку склона, образуя некое подобие ориентированных вдоль нее площадок. Рвы имеют корытообразную форму, ширину от 1 до 3–4 м, осложненное локальными понижениями и воронками днище. Как правило, в центральной части рва прослеживается некое подобие седловины, от которых днище снижается в разные стороны, отражая морфологию водораздельной поверхности между падами. При выходе в падь Темную приустьевые части рвов распластываются. Последние рвы начинаются от середины приводораздельной поверхности между падами и спускаются в направлении пади Правый Шаман.

Морфология рвов свидетельствует об участии в их образовании нескольких процессов. О роли карста говорит состояние пород верхней части разреза, вскрытого вблизи бровки склона скважиной № 1 (рис. 2). Здесь при проходке фиксировались про-

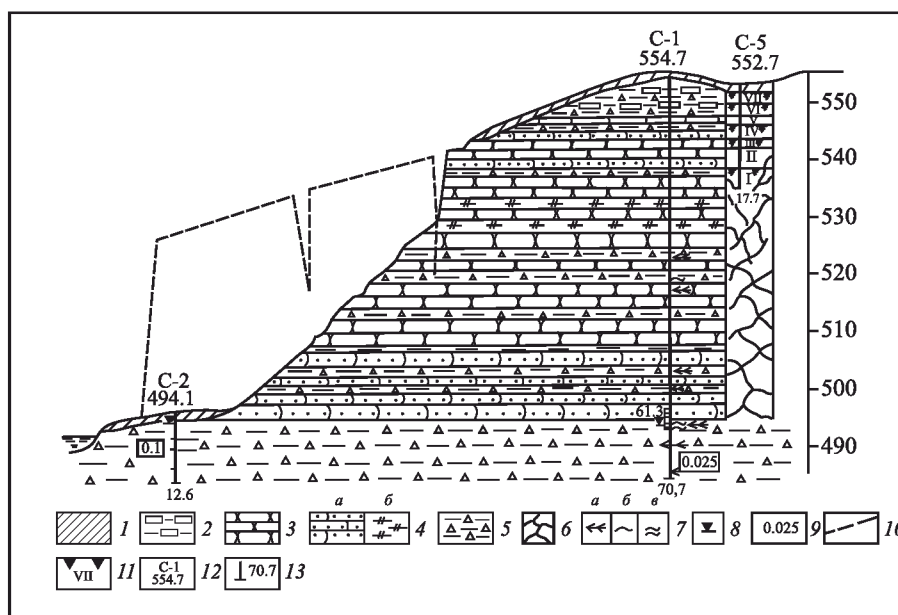


Рис. 2. Геологическое строение скального массива “Шишкинская писаница”

1 – делювиальные образования, 2 – выветрелые алевролиты и аргиллиты, 3 – массивные песчаники, 4 – плитчатые песчаники (а) и алевролиты (б), 5 – аргиллиты и мергели, разрушенные до глинистого состояния, с обломками исходных пород, 6 – зона дробления пород, 7 – признаки движения массива: зеркала скольжения (а), тектуры течения (б) и выдавливания (в), 8 – уровень подземных вод, 9 – величина сопротивления сдвигу (МПа), 10 – контур склона на период формирования рвов отседания, 11 – седиментационные циклы накопления рыхлого заполнителя рва, 12 – номер скважины (вверху) и абс. отм. устья, м (внизу), 13 – глубина скважины (м)

валы инструмента, а в обломках песчаников отмечены каверны. Очевидно, эти признаки еще более выражены были по трещинам бортового отпора, давшим начало рвам. С карстобразованием можно увязать и воронкообразные понижения в днищах рвов. Уклоны последних к дренам (падаям) указывают на суффозионные выносы продуктов разрушения пород. Но главную роль в формировании рвов играет оползневой процесс. Вскрытие в заполнителе ближайшего к бровке склона рва семи седиментационных циклов, завершающихся гумусовыми горизонтами, показало, что заложение рва началось ранее 32200±1300 л. н. (ГИН–12843). Следовательно, развитие этих форм не может увязываться с глинистыми отложениями михайловской пачки, вскрытыми эрозией в голоцене. Как установлено ранее, здесь преобладают оползни пластического течения, формирующиеся при участии в разрезе склона маломощных глинистых прослоев, выполняющих роль водоупоров [3]. Такие прослои мощностью 0.5–1.0 м выделяются среди песчаников рютинской пачки, они приподняты над современным урезом Лены на 10–30 м. О наличии в период заложения рвов подвешенных водоносных горизонтов свидетельствуют кавернозные зоны над каждым глинистым слоем, фиксируемые на обнаженных плоскостях песчаников. По мере углубления реки происходило постепенное дренирование водоносных горизонтов и смещение оползневого процесса на нижерасположенные глинистые прослои. Об этом свидетельствуют зеркала скольжения, текстуры течения и выдавливания в каждом из них, обнаруженные при проходке скважины. Таким образом, описанные выше рвы за бровкой склона представляют собой верхний ярус оползневых смещений, обусловленных глубинной ползучестью маломощных глинистых прослоев.

С высоты 40–45 м над современным урезом реки в профиле склона прослеживаются обнаженные ступени карбонатных песчаников рютинской пачки (рис. 1, II – вост. часть): к практически вертикальным стенкам песчаников на разных уровнях примыкают горизонтальные площадки. Цифровая модель рельефа (рис. 3) позволила восстановить механизм формирования этой части склона: отчленение (“выколы”) пород от блоков между рвами отседания по сопряженным трещинам, ориентированным параллельно и перпендикулярно берегу [9]. Нижней границей “выколов” являются глинистые прослои, играющие роль местных (литологических) базисов денудации. Положение последних подчеркивается субгоризонтальными площадками, примыкающими к стенкам песчаников.

Однако толчком для проявления указанного механизма деструкции склонового массива явилось первичное вскрытие глинистых прослоев двумя рвами, фрагменты которых сохранены в восточной части рассматриваемого участка (рис. 3А). Их оползневое происхождение исключается, так как зарождение оползневых трещин происходит снизу вверх от пластически деформируемых отложений. Судя по выдержанности слоев в береговом обнажении (рис. 4), корни отмеченных рвов не достигают потенциального оползнеформирующего горизонта (михайловской пачки) в основании склона. Это рвы отседания, сформировавшиеся по трещинам бортового отпора, возникшим вследствие разгрузки напряженного состояния пород после смещения фронтальной части склона. В правой части рис. 4 выделяется фрагмент сместителя простиранием 80°. Он прослеживается вблизи пади Темной в пределах слоя толстоплитчатых песчаников, а в подстилающих тонкоплитчатых разностях разрушен посредством мелких “выколов”. Смещение произошло в конце раннего голоцена, т. к. скважиной в основании склона вскрыто два почвенных горизонта, возраст нижнего из них – 6900±300 л. н. (ГИН–12848). При вскрытии рвами глинистых прослоев и началось разрушение средней части склона посредством “выколов” по локальным базисам денудации (рис. 3Б). Анализ ЦМР позволяет предполагать, что осложненная рвами отседания часть склона в виде полосы шириной до 40 м прослеживалась в направлении центра излучины (рис. 3А). Судя по ориентировке торцов “выколов”, разрушение отчлененных рвами блоков осуществлялось от центра излучины в восточном направлении (рис. 3Б). В районе излучины следы подобной деятельности уничтожены эрозией и сохранены лишь на протяжении 150 м вблизи

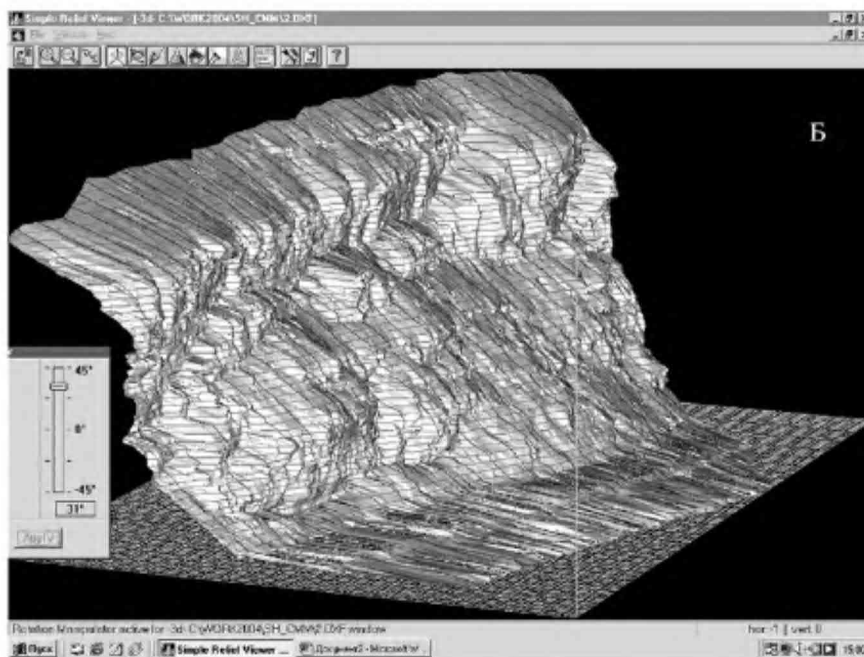
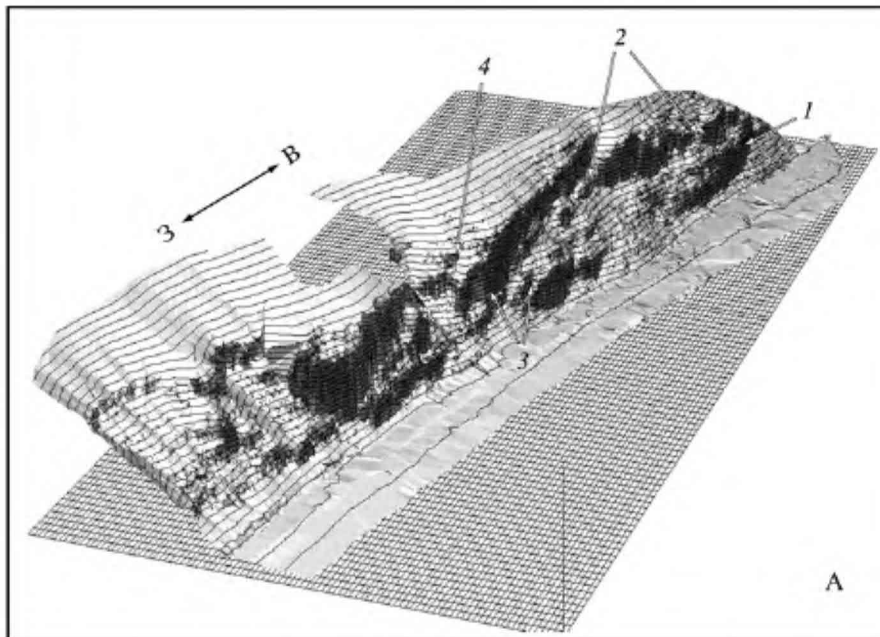


Рис. 3. Цифровая модель рельефа скального массива “Шипкинская писаница”  
 А – ЦМР восточной части участка II: цифрами обозначены фрагмент сбросовой поверхности (1), сохранные части рвов отседания (2), места проявления оползневых трещин (3) и провала (4). Б – увеличенный фрагмент правой части ЦМР



Рис. 4. Общий вид основной группы памятника “Шишкинская писаница” (фото М.В. Свиной). Стрелками показаны фрагмент сбросовой поверхности (1), плоскости “выколов” (2), разрушающих отчлененные рвами отседания блоки пород

скального массива торцы блоков обращены на восток, тоже к центру излучины. Именно с центра, как с наиболее размываемой части берега, началось разрушение склона, которое постепенно развивалось в западном и восточном направлениях. В настоящее время к нему примыкает стабилизированная часть склона (рис. 1, I), западный (III) и восточный (IV) фланги массива находятся в стадии стабилизации. Примыкающая к участку I центральная часть (II) склона активно развивается: здесь после размыва осложненной рвами отседания и “выколами” части произошло вскрытие в основании склона глинистых пород михайловской пачки. Это создало условия для развития оползневой процесса, проявляющегося в стадии глубинной ползучести. Следы этого процесса фиксируются на участках наибольшего размыва [12] в виде: а) разворота в отдельных блоках нижней части пород относительно верхней при нарушении контакта между ними, б) отклонения блоков в долину, в) формирования трещин от кровли оползнеформирующего горизонта до уровня литологических базисов, г) образования провала за обнаженной бровкой скального массива, фиксирующего будущий выход трещины оползневой отрыва (рис. 5). Судя по состоянию забровочных рвов, оползневой процесс пока не проявлен на водораздельной поверхности, однако по разрезу скв. № 1 (рис. 2) зафиксированы признаки пластического течения во вскрытой части пород михайловской пачки. Перечисленные выше признаки проявления деформаций свидетельствуют о нахождении оползневой процесса в стадии глубинной ползучести.

При постоянстве общего базиса денудации (современный урез реки) и по мере вскрытия местных базисов денудации активизируются процессы, нарушающие целостность пород в блоках. Этому способствует выветривание и разгрузка напряжений по торцам блоков на участках периодически возникающих “выколов”. Зоны выветривания и разгрузки напряжений составляют область питания склоновых литогенных потоков, нивелирующих неровности склона. Обломочный материал в основном переносится в результате смыва и гравитационных смещений. Тонкодисперсный материал заполняет трещины, более грубый – неровности рельефа и формирует осыпи в основании склона. Чередование в разрезах осыпей горизонтов, в различной степени обогащенных грубообломочным материалом, отражает последовательность разрушения скальных блоков.

### Выводы

Специфика склонового морфогенеза на площади развития отложений красноцветной формации предопределена чередованием в разрезе последней песчаников и глинистых разностей. Глинистые прослои представляют собой ослабленные зоны, выполняющие роль локальных базисов денудации. В зависимости от положения пос-

пади Темной. Здесь от бровки сместителя вверх по склону прослеживаются слабонаклонные, покрытые обломочным материалом площадки, сформировавшиеся на уровне вскрытых глинистых прослоев (местных базисов денудации). Лишь на уровне самого верхнего из них площадка находится еще в стадии формирования и имеет ступенчатый характер (рис. 3Б).

На западном фланге рассматриваемого

ледных относительно общего базиса денудации (эрозионного вреза) прослеживается несколько механизмов формирования склона. Учитывая их пространственное проявление, можно вслед за В. Пенком [13] говорить о самостоятельности развития разных частей профиля склона. Так, верхний ярус смещений представляет собой деформации пластического течения, возникновение которых предопределено возможностью ослабления глинистых отложений в узкой зоне разреза.



Рис. 5. Выходы трещин оползневого отрыва (показаны стрелками) нижнего яруса смещений (фото М.В. Свиной)

Формирование рвов отседания произошло вне связи с деформациями верхней части склона и при близком к современному положению базиса эрозии. Дальнейшее развитие склона осуществлялось практически при стабильном положении базиса. С момента вскрытия рвами отседания глинистых прослоев началось разрушение средней части склона по серии местных базисов денудации. Механизм деформаций вписывается в концепцию Л. Кинга [14] о параллельном отступании склона путем подрезания “сбоку” по уровням вскрываемых локальных базисов денудации (рис. 3). А то, что развитие деформаций шло от нижнего из них к верхнему отражает сформулированную В. Пенком [13] закономерность – выполаживание склонов происходит снизу вверх. Разгрузка напряжений по фронтальному уступу массива в пределах тонкоплитчатых песчаников осуществляется посредством мелких “выколов” (рис. 4), также мигрирующих снизу вверх. И, наконец, снизу, близ современного базиса эрозии, началось развитие нижнего яруса оползневых деформаций. Не исключено распространение этого процесса и на верхний ярус оползней пластического течения.

Таким образом, в профиле рассматриваемого склона выделяется несколько участков, характеризующихся своими механизмами склоноформирующих процессов и находящихся на разных стадиях развития.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пальшин Г.Б. Оползни // Братское водохранилище. Инженерная геология территории. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 130–153.
2. Трещинский Ю.Б. Оползни в долинах Илама и Средней Ангары // Оползни, сели, термокарст Восточной Сибири и их инженерно-геологическое значение. М.: Наука, 1969. С. 7–59.
3. Демьянович Н.И. Прогноз оползней на ангарских водохранилищах. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 80 с.
4. Трофимук П.И. Оползни и отседание склонов // Гидрогеология СССР. Т. XIX. Иркутская область. М.: Недра, 1968. С. 448–450.
5. Трещинский Ю.Б., Козырева Е.А., Верховин И.И. Инженерно-геологические особенности Иркутского амфитеатра. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2005. 124 с.
6. Инженерная геология СССР. Восточная Сибирь. М.: Изд-во МГУ, 1977. Т. 3. 657 с.
7. Куренной В.В. Водонасыщенность отложений ордовика / Гидрогеология СССР. Т. XIX. Иркутская область. М.: Недра, 1968. С. 143–159.
8. Вязкова О.Е. Некоторые принципы инженерно-геологических исследований памятников археологии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1995. 23 с.

9. Демьянович Н.И., Глухов О.В. Модель формирования скального массива “Шишкинская писаница” // Избр. тр. науч.-техн. конф. ф-та геологии, геоинформатики и геоэкологии. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. Вып. 6. С. 130–134.
10. Демьянович Н.И., Мельникова Л.В., Николаев В.С. К вопросу о палеолитических изображениях на Шишкинской писанице // Изв. лаб. древних технологий. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. Вып. 6. С. 133–144.
11. Будников Н.Я., Андреев Р.Ю. Геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Сер. Ангаро-Ленская. Объясн. зап. М.: Недра, 1966. 50 с.
12. Демьянович Н.И., Мельникова Л.В., Николаев В.С. Факторы разрушения памятника Прибайкалья “Шишкинская писаница” // Изв. ВУЗов Сибири. Сер. наук о Земле. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. Вып. 9–10. С. 162–165.
13. Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. 356 с.
14. King L.C. Canons of landscape evolution // Bull. Geol. Soc. of America. 1953. V. 64. № 7. P. 721–751.

ИЗК СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию  
24.03.2009

**THE SLOPE FORMATION IN THE MIDDLE-LATE-CAMBRIAN  
RED TERRIGENOUS DEPOSITS  
IN THE SOUTH OF THE SIBERIAN PLATFORM**

N.I. DEMIYANOVICH

Summary

Mechanisms of slope formation are analysed on the example of the rock massif Shishinskaya Pissanitsa. Thin clayed layers alternating with sandstones form series of micro-bases of denudation; hence different parts of the slope develop independently. After uncovering the lowest of such micro-bases the slope retreats parallel by the side-cutting (according to L. King).

УДК 551.435.7(-925.11)

© 2010 г. Н.С. ЕВСЕЕВА, З.Н. КВАСНИКОВА

**СОВРЕМЕННЫЕ ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ЮГО-ВОСТОКА  
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ**

Таежная зона Западно-Сибирской равнины традиционно считается территорией, где современные эоловые процессы практически не развиваются. Об этом свидетельствует анализ работ, посвященных данной проблеме. Например, в статье М.Ю. Белоцерковского, З.П. Кирюхиной и Г.А. Ларионова по количественной оценке дефляционной опасности земель бассейнов Оби и Иртыша территория тайги юго-востока Западно-Сибирской равнины отнесена к недефляционным районам (0–3 единиц дефляционного потенциала) [1].

К.С. Кальяновым проведено районирование территории бывшего СССР по степени влияния климата на развитие эоловых процессов и выделено пять классов влияния в теплый период года (апрель–октябрь) – практически вся юго-восточная часть Западно-Сибирской равнины отнесена им к пятому классу (слабая степень влияния). В холодный период года выделено шесть классов влияния климата на развитие эоловых процессов, и территория также почти полностью включена в пятый класс (пониженная степень влияния) [2].