

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.4.044; 550.379

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-1(26-35)

**СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ СЕЙСМОГЕННОГО ОПОЛЗНЯ
В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ**

М.С. Достовалова, В.В. Оленченко*

*АО “Геологическое предприятие “Алтай-Гео”,
649100, Республика Алтай, с. Майма, ул. Заводская, 52, Россия; ya.toyma@yandex.ru
* Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, пр. Акад. Коптюга, 3, Россия; OlenchenkoVV@ipgg.sbras.ru*

Представлены и обсуждаются результаты многолетних натуральных наблюдений и геофизических исследований, проведенных методом электротомографии в пределах одного из сейсмогенных оползней на территории Горного Алтая. Установлено, что оползень образовался в период общей сейсмической активизации Алтае-Саянского региона в 2008 г. и представляет собой сложный по морфологии циркообразный оползень покровного типа, созданный скольжением рыхлых наносов по кровле многолетнемерзлых пород. Прогнозируемая по геофизическим данным мощность многолетнемерзлой толщи изменяется от 22–30 до 10 м в зонах разломов. За период наблюдений 2008–2015 гг. максимальное смещение надоползневой уступа составило 62 м, а средний ежегодный прирост площади в уступе составил 278 м², варьируя от 45 до 651 м² в год. В истории развития оползня отмечаются непродолжительные периоды усиления активности на фоне общего ее снижения. Такие периоды связаны с кратковременным возрастанием сейсмической активности района и повышением среднелетней температуры воздуха на 2.1 °С относительно среднесезонной нормы. Предполагается, что при дальнейшем повышении среднегодовой и среднелетней температуры на территории Чуйской сейсмогенной зоны Горного Алтая произойдет активизация оползневых процессов.

Сейсмогенный оползень, горная мерзлота, электротомография

**SEISMOGENIC LANDSLIDE STRUCTURE AND EVOLUTION
IN THE PERMAFROST AREA OF THE ALTAI MOUNTAINS (GORNYY ALTAI)**

M.S. Dostovalova, V.V. Olenchenko*

*Joint Stock Company “Geological company “Altay-Geo”,
52, Zavodskaya str., Mayma, Altai Republic, 649100, Russia; ya.toyma@yandex.ru
* Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS,
3, Koptuga ave., Novosibirsk, 630090, Russia; OlenchenkoVV@ipgg.sbras.ru*

The results of multiyear observations and electrical resistivity tomography studies of one of the seismogenic landslides on the territory of Gornyy Altai have been presented and discussed. The investigation has revealed that the landslide had formed in 2008 during the period of enhanced seismic activity of the Altai-Sayan region. A cirque-like landslide of complicated morphology had formed due to the sliding of the unconsolidated sediments along the permafrost table. Based on geophysical data, the expected permafrost thickness has varied from 22–30 m to 10 m in fault zones. During the 2008–2015 period of observations, the maximum displacement of the landslide scarp was 62 m, with the annual growth of its area averaging 278 m² (in the range from 45 to 651 m²/year). The landslide evolution was characterized by short-term periods of activation against the backdrop of generally declining landslide activity. Such periods has occurred due to the short-term increase of seismic activity in the region and the rise of the mean summer air temperatures by 2.1 °C versus the multiyear norm. The activation of landsliding processes has assumed to occur under the further growth of the mean annual and mean summer temperatures in the Chuya seismogenic zone of Gornyy Altai.

Seismogenic landslide, mountain permafrost, electrical resistivity tomography

ВВЕДЕНИЕ

Оползневые процессы широко развиты в горных регионах с высокой сейсмической активностью и могут представлять существенную опас-

ность для линейных сооружений и населенных пунктов. Мониторингом оползневой опасности на территории России занимается Федеральный

центр государственного мониторинга состояния недр (Центр ГМСН). Одна из задач деятельности Центра ГМСН – оценка региональной активности и динамики отдельных проявлений опасных процессов, а также их прогнозирование.

На территории Горного Алтая расположено несколько наблюдательных участков, на которых проводится ежегодный мониторинг за динамикой оползней. На одном из таких участков проводились наблюдения за развитием оползневого процесса с момента его образования до настоящего времени. Для изучения геокриологического строения оползневого склона, в пределах которого образовался оползень, выполнены геофизические исследования методом электротомографии, основной целью которых было определение морфометрических параметров многолетнемерзлых пород (ММП) – глубины залегания кровли, мощности, особенностей распространения.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В административном плане район исследований расположен в Кош-Агачском районе Республики Алтай, в 4,5 км к юго-западу от пос. Чаган-Узун (рис. 1). Исследования проведены на Чуйском наблюдательном участке, на оползне № 86. Этот участок расположен в пределах Чуйской сейсмоактивной зоны, в области влияния активных глубинных разломов Курайско-Саянского структурного шва и оперяющих его тектонических структур более низкого порядка [Платонова, 2000; Рогожин, Платонова, 2002].

В геологическом отношении оползневые структуры района приурочены к полям распространения палеоген-неогеновых, неогеновых и четвертичных отложений, представленных карачумской, кош-агачской, туерьской, бекенской, кубадрино-башкаусской свитами, субаэрально-субаквальными осадками квартала и современным полигенетическим комплексом.

Основными деформируемыми горизонтами в большей части как древних, так и современных активизировавшихся оползней являются палеоцен-миоценовые отложения кош-агачской свиты в сочетании с неогеновыми и четвертичными осадками. Свита представлена серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми, желтоватыми, коричневыми глинами, алевролитами, алевролитистыми глинами, песчанистыми глинами, песками, галечниками и конгломератами озерного, аллювиально-озерного и озерно-болотного генезиса, с линзами и прослоями бурых углей и лигнитов мощностью от 0,05 до 9 м, иногда с конкрециями и горизонтами сидеритов. Комплекс осадков кош-агачской свиты, как правило, расположен в тектонических блоках, приуроченных к основным разломным структурам Курайской шовной зоны.

Благодаря этому отложения кош-агачской свиты наиболее подвержены воздействию сейсмических и неотектонических событий малой амплитуды. Этот факт подтверждается широким развитием в данных блоках тектонических брекчий, травертинов и грейзенов, а также развитием вторичных сейсмодислокаций, в том числе современных, образованных в последние годы.

С геокриологической точки зрения, район исследований относится к области распространения горной мерзлоты. Здесь характер распространения ММП изменяется в соответствии с законом высотной поясности: с ростом высоты – от островного к прерывистому и сплошному [Шац, 1978]. С высотой местности увеличивается и мощность мерзлой толщи. Так, на Чаган-Узунском месторождении мощность ММП составляет 25 м на высоте 1780 м, 65 на высоте 1850 м, 160 на высоте 1930 м и 400 м на высоте 2920 м [Шац, 1978]. Температура ММП меняется от -0.2 до -1.8 °С в Чуйской впадине [Достовалова, 2006] и до -5 °С на склоне северной экспозиции в районе г. Сукур [Шац, 1978]. Верхняя граница многолетней мерзлоты залегает на глубине 3–12 м, в зависимости от литологического состава и обводненности пород деятельного слоя. Максимальная глубина сезонного протаивания характерна для скальных пород (до 12 м), минимальная – для крупнообломочных грунтов (1–4 м) [Пятницкий, Павлов, 1981].

В процессе мониторинговых исследований на Чуйском участке многолетнемерзлые грунты часто наблюдались в надоползневых уступах оползней, где они вскрывались на глубине 1,3–3,0 м от дневной поверхности. Мерзлые породы были представлены, как правило, суглинистыми и су-

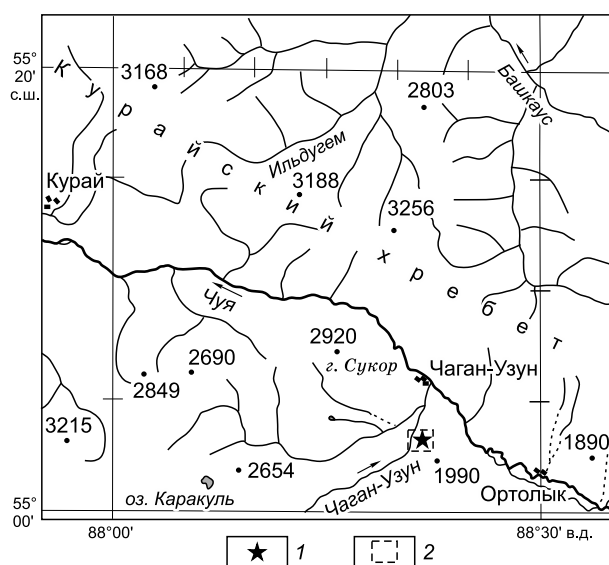


Рис. 1. Карта района работ:

1 – участок исследований; 2 – границы космоснимка.

песчано-гравийными осадками с льдистым цементом, нередко с линзами льда. Помимо этого, мерзлые породы нередко встречались и на дне оползневых трещин, на глубине от 0.7 до 1.2–1.5 м. В этом случае породы на дне трещин имели в основном текучую и текучепластичную консистенцию.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И СТРОЕНИЕ ОПОЛЗНЯ

Летом 2008 г. на Чуйском участке наблюдений произошла активизация оползневых процессов. Об этом свидетельствовало образование семи новых оползней в пределах восточного фланга Чаган-Узунского блока – сейсмогенерирующей структуры произошедшего в 2003 г. Чуйского землетрясения. Оползень № 86 возник в правом борту р. Чаган-Узун (рис. 2). Это сложный по морфологии циркообразный оползень покровного типа с элементами глетчерообразного оползня площадью 5945 м² (рис. 3). В вертикальной стенке отрыва высотой до 4.5 м вскрывались многолетнемерзлые породы с линзами чистого льда (рис. 4).

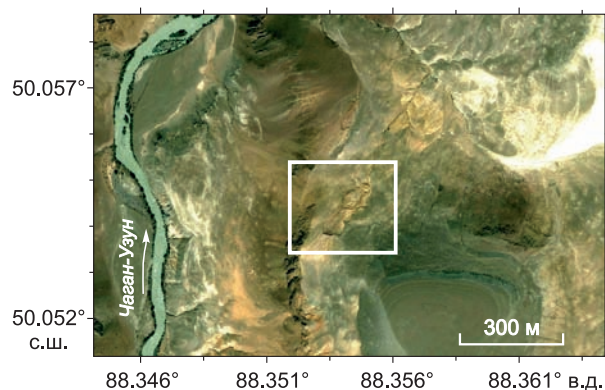


Рис. 2. Космоснимок участка образования оползня (<http://www.bing.com/mapspreview>).



Рис. 3. Вид на оползень в 2008 г. (фото М.С. Достоваловой).

По механизму формирования оползень образован скольжением рыхлых наносов с элементами вязкого мокрого течения. Предполагаемая мощность оползневого тела, исходя из высоты стенки отрыва оползня, составила 4–6 м. В 2008 г. к подошве уступа оползня не было возможности подойти из-за очень вязких пород в оползневом массиве. Переувлажнение пород в кровле ММП и подошве стенки отрыва вызывало микрооползни вязкого течения в присклоновой западине и языке оползня. Мощность оползня в зоне аккумуляции, судя по высоте фронтального и боковых уступов его языка, составляет 4–7 м.

Стенка отрыва оползня имела сложную форму из нескольких дуг, уступы высотой до 5–6 м, в верхней части – вертикальные (до 4 м), в нижней части – осыпные или перекрытые оплывшим материалом. В вертикальной части вершинного уступа обнажались:

- супеси с гравием до 10 % ($f_{Q_{III}}$) – 1.1 м;
- супеси слоистые песчаные, слабовлажные с примазками бурых дресвяных грунтов и буро-коричневых включений, иногда с включениями мелких ракушек (ка Pg_3-N_1 – кош-агачская свита) – 1.2 м;
- аналогичные супеси буро-коричневые и желто-коричневые, вечномерзлые, твердомерзлые со слоистой криотекстурой, иногда с линзочками чистого льда мощностью 10–15 см, тяготеющими к подошве сезонноталого слоя (кош-агачская свита) – 1.5 м.

Кровля многолетнемерзлых пород в 2008 г. зафиксирована в стенке отрыва оползня на глубине 1.5–2.3 м. Мерзлые породы представляют собой твердомерзлые супеси со слоистой криотекстурой, с ледяным цементом, с линзами чистого, без включений льда. Вскрытая мощность слоя мерзлых пород в уступе составляла 1.0–1.5 м. В подошве усту-



Рис. 4. Обнажение пласта льда в вершинной части надоползневой уступа (высота уступа 4–5 м).

Фото М.С. Достоваловой, 2008 г.

па и примыкающей к нему присклоновой западине наблюдались вязкие и топкие, мягко- и текуче-пластичные талые грунты, оползающие со стенки отрыва оползня и представляющие собой криогенные оползни течения (оползни-потоки).

Первоначальный орографический интервал оползня 1885–1930 м, перепад высоты составляет 45 м. Оползень образован на склоне северной экспозиции со слабовыраженной ложбиной стока, крутизной 12–20°. Растительность полупустынная.

Поверхность оползня в основном аструктурная, сглаженная в присклоновой западине и лотке вязкого течения, мелкоглыбовая – в валах выдавливания, грядово-западинная – в языке.

Водопроявления представлены талыми текуче-пластичными грунтами в подошве надоползневой уступа, грязевыми озерами в присклоновой западине и по тыловому шву боковых уступов. Мягкопластичные грунты наблюдались в лотках вязкого оползневой течения. В некоторые годы в присклоновой западине наблюдались криогенно-напорные малодобитные источники, образующие лужицы грязи диаметром не более 0.5 м. Напор таких источников составляет первые сантиметры над поверхностью. Как правило, они имеют кратковременный период активности, иногда – не более суток. Судя по голубовато-серому или темно-серому цвету глинистых суспензий, данные источники каптируют подмерзлотные или межмерзлотные горизонты подземных вод, приуроченные к суглинистым и супесчаным осадкам палеоген-неогенового возраста.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ОПОЛЗНЯ

В 2014 г. в пределах участка исследований были выполнены электрические зондирования методом электротомографии (ЭТ) с целью уточнения геокриологического строения участка.

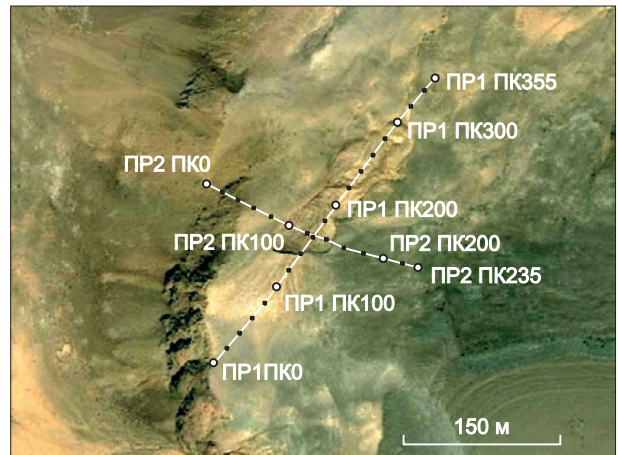


Рис. 5. Схема расположения профилей электротомографии (источник космоснимка – <http://www.bing.com/mapspreview>).

Электротомография является современной модификацией метода вертикального электрического зондирования и сочетает в себе элементы зондирования и профилирования [Бобачев и др., 2006; Loke, 2009]. Измерения выполнены многоэлектродной станцией “Скала-48”, последовательность подключения электродов соответствовала установкам Шлюмберже и дипольно-осевой [Балков и др., 2012], зондирования проводились до глубины 35 м. Обработка данных заключалась в решении обратной задачи электроразведки в рамках двумерной модели с помощью программы Res2Dinv [Loke, 2009]. В результате обработки построены двумерные разрезы удельного электрического сопротивления (УЭС) горных пород по профилям (геоэлектрические разрезы), секущим оползневую структуру в продольном и поперечном направлениях. Схема расположения профилей ЭТ приведена на рис. 5.

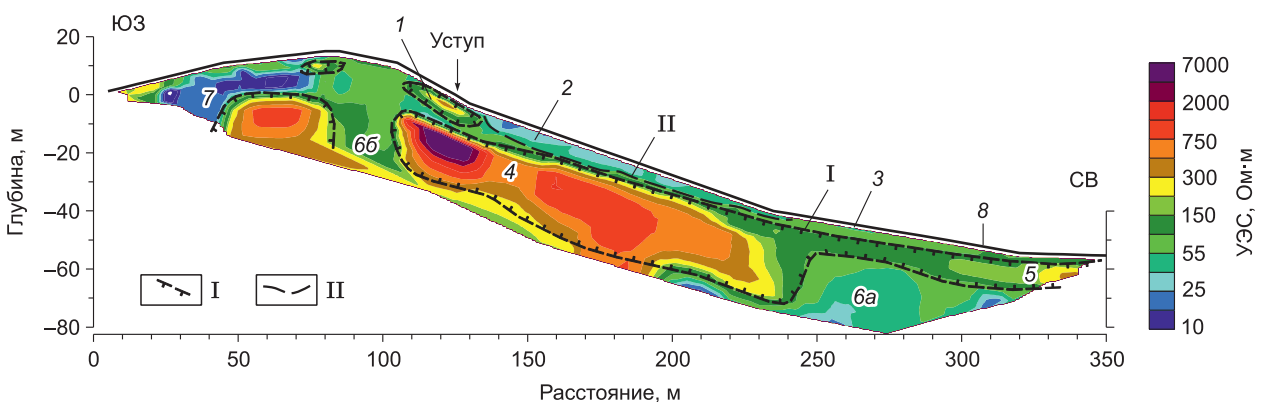


Рис. 6. Геоэлектрический разрез по профилю 1:

1 – линза льдистых пород; 2 – обводненные оползневые массы; 3 – породы оползневой языки; 4 – мерзлые коренные породы; 5 – мерзлые рыхлые отложения; 6а, 6б – аномалии низкого УЭС в зонах разломов; 7 – обводненные рыхлые отложения в ложбине стока; 8 – нижняя граница оползня. I – граница ММП; II – линия сечения поверхности скольжения оползня.

На рис. 6 представлен геоэлектрический разрез по профилю 1. На разрезе показана аномалия повышенного УЭС (120–380 Ом·м), представляющая геоэлектрический образ линзы высокольдистых пород, вскрывающихся в надоползневом уступе (см. рис. 6, усл. зн. 1). Протяженность линзы по простиранию около 25 м при мощности порядка 5 м. Оползневые массы (см. рис. 6, усл. зн. 2) в цирке находятся в талом обводненном состоянии и характеризуются низким УЭС (25–45 Ом·м). Отложения оползневого языка (см. рис. 6, усл. зн. 3) имеют повышенное УЭС (60–70 Ом·м) по сравнению с обводненными породами в цирке, что говорит об их меньшей влажности. Невысокие значения УЭС талых (10–100 Ом·м) и мерзлых пород (100–500 Ом·м) верхней части разреза обусловлены их тонкодисперсным литологическим составом (супеси), в электрических свойствах которых доминирующую роль играет поверхностная проводимость по пленкам рыхлосвязанной воды [Фролов, 1998]. Граница скольжения оползневых масс по мерзлому основанию показана на разрезе штриховой линией. Глубина ее залегания по геофизическим данным оценивается в 5–7 м.

В основании оползневого цирка залегают породы высокого (400–4500 Ом·м) УЭС (см. рис. 6, усл. зн. 4). Пластообразный характер области высокого УЭС дает основание полагать, что таким образом выделяются многолетнемерзлые коренные породы. Мощность мерзлой толщи оценивается здесь в 20–22 м, что согласуется с априорными данными о геокриологическом строении района работ [Шац, 1978].

Мерзлые отложения рыхлого полигенетического комплекса (см. рис. 6, усл. зн. 5) характеризуются УЭС, равным 105–350 Ом·м. Их мощность на геоэлектрическом разрезе оценивается в 10 м. Сокращение мощности слоя высокого УЭС в нижней части склона (интервал 250–290 м), интерпретируемого как многолетнемерзлая толща, может быть связано с зоной разлома, которая выделяется по пониженному УЭС (см. рис. 6, усл. зн. 6а). Сокращение мощности ММП в зонах разломов в условиях горной мерзлоты отмечалось ранее [Оленченко и др., 2011; Северский и др., 2014]. Еще одна вертикальная зона разлома в коренных породах выделяется на разрезе в интервале профиля 80–100 м (см. рис. 6, усл. зн. 6б). Талые обводненные рыхлые отложения в ложбине стока (интервал профиля 30–70 м) характеризуются УЭС 8–18 Ом·м (см. рис. 6, усл. зн. 7).

На поперечном разрезе участка развития оползня, в контурах оползневого цирка талые обводненные оползневые массы (рис. 7, усл. зн. 1) выделяются локальной аномалией низкого УЭС (20–30 Ом·м). В этом месте V-образное дно цирка имеет юго-восточную экспозицию, что в совокупности с активным обводнением обуславливает глубокое протаивание дна оползневого цирка. Глубина протаивания по результатам интерпретации геофизических данных здесь составляет 6–8 м. В основании оползневого тела с юго-восточной (теневой) стороны отмечается область повышенного до 100 Ом·м электросопротивления, интерпретируемая как “вялая мерзлота” (см. рис. 7, усл. зн. 2). Глубина протаивания в ложбине цирка на юго-восточном склоне по геофизическим данным составляет около 2.5 м. Предполагаемая поверхность скольжения оползня показана штриховой линией.

Мерзлые коренные породы выделяются высоким УЭС (см. рис. 7, усл. зн. 4), сопротивление которых в зависимости от степени трещиноватости изменяется от 300–600 до 1500–7500 Ом·м. Мерзлые рыхлые отложения в верхней части разреза (см. рис. 7, усл. зн. 3) оконтуриваются по УЭС, равному 3000–1000 Ом·м, а их мощность оценивается в 18–20 м. Они подстилаются тальми

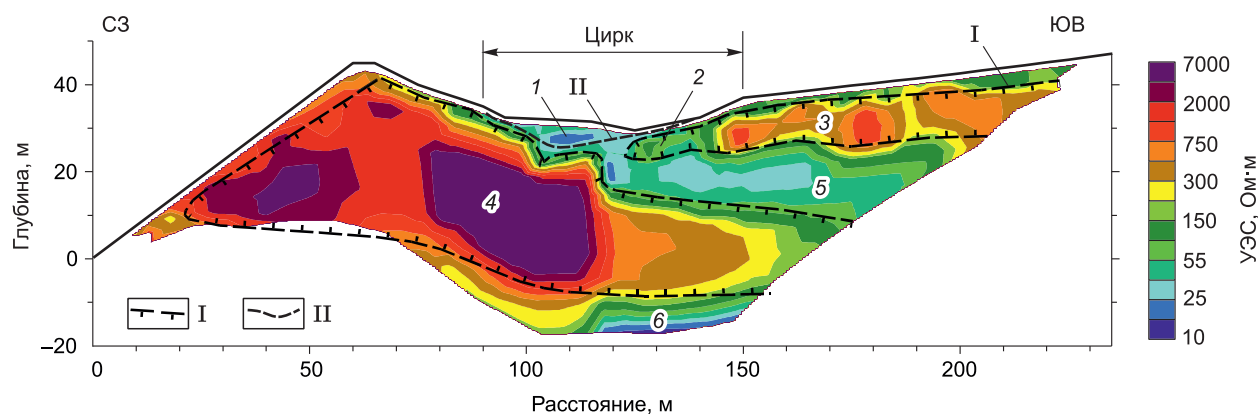


Рис. 7. Геоэлектрический разрез по профилю 2:

1 – обводненные оползневые массы; 2 – многолетнемерзлые породы в основании оползневого цирка; 3 – многолетнемерзлые рыхлые отложения склона; 4 – многолетнемерзлые коренные породы; 5 – талые рыхлые отложения; 6 – аномалия низкого УЭС в зоне разлома. I – граница ММП; II – линия сечения поверхности скольжения оползня.

рыхлыми отложениями кайнозоя (см. рис. 7, усл. зн. 5), выделенными по УЭС 30–50 Ом-м.

Породы зоны дробления, по которой сформировался оползень, выделяются на разрезе областью низких (15–20 Ом-м) УЭС (см. рис. 7, усл. зн. 6).

Таким образом, по геофизическим данным установлено, что оползневые массы, обладающие низким УЭС, залегают по кровле пород повышенного УЭС, интерпретируемых как многолетнемерзлые породы. Линза льдистых пород, вскрывающаяся в надоползневом уступе, имеет мощность 5 м и протяженность по простиранию 25 м, т. е. потенциал развития оползня вверх по склону составляет 25 м. Мощность мерзлой толщи оценивается в 20 м, при этом в зоне разлома она сокращается до 10 м.

По результатам зондирований на поперечном профиле установлено, что в пределах оползневого цирка глубина оттаивания неравномерна и изменяется от 6–8 м на склоне юго-восточной экспозиции до 2.5 м на склоне северо-западной экспозиции. Мощность мерзлоты в коренных породах склона составляет 25–30 м, в рыхлых отложениях – 18–20 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

В результате геоморфологической съемки была построена схема оползня по состоянию на 2008 г. (рис. 8, А). В период с 2009 по 2015 г. проводились наблюдения за развитием оползня, которые включали полуинструментальные замеры марок и GPS-картирование оползневых границ.

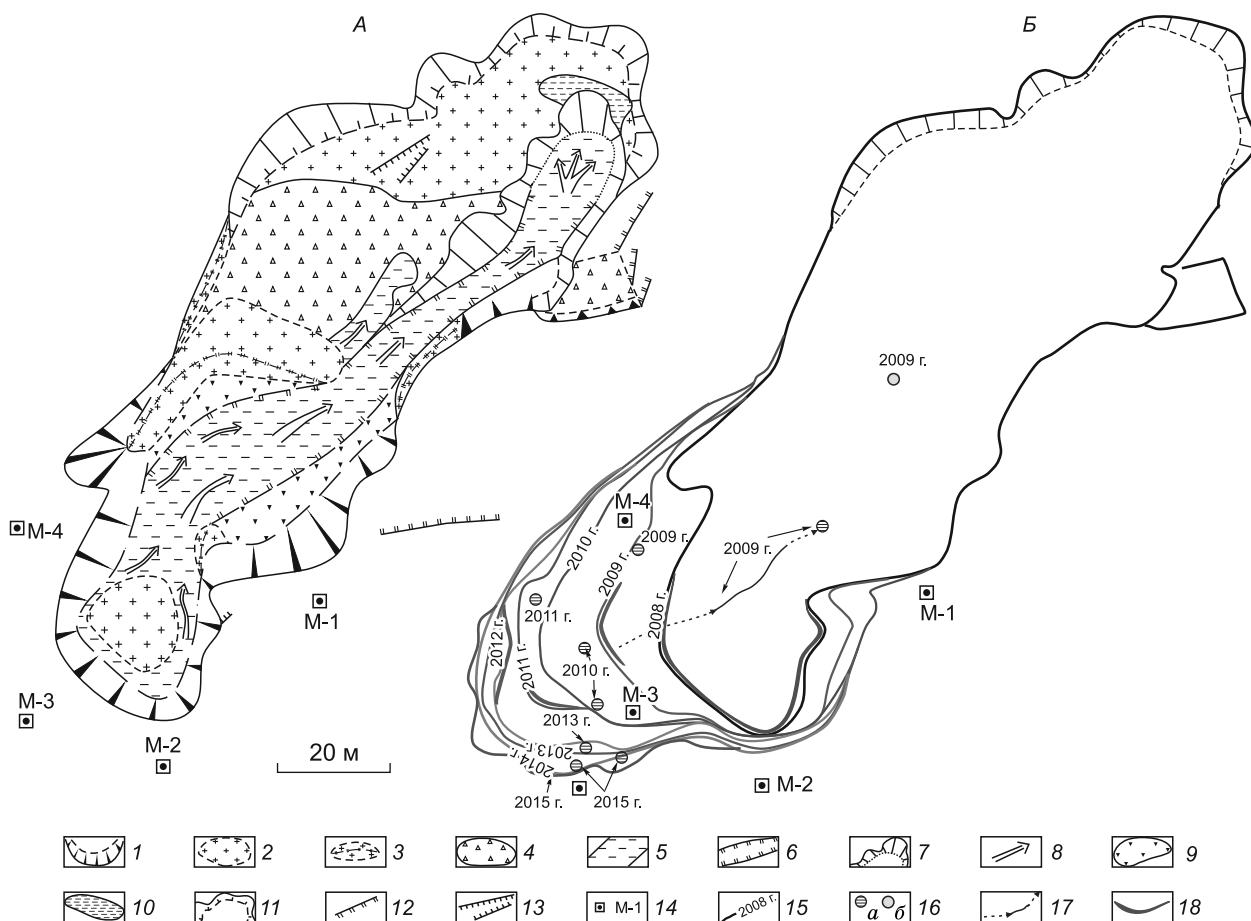


Рис. 8. Геоморфологическая схема оползня (А) и схема деградации надоползневого уступа в период 2008–2015 гг. (Б).

1 – надоползневый уступ; 2 – аструктурные блоки выдавливания; 3 – аструктурные гряды, валы выдавливания; 4 – структурные блоки оползня; 5 – оползни-потоки (мокрое скольжение масс); 6 – лоток оползания оползня-потока с гребнями по бокам; 7 – фронтальный уступ языка оползня-потока; 8 – направление движения оползня-потока; 9 – аструктурные блоки оползня (сухое скольжение масс); 10 – подпрудная западина с трещинами усыхания (высохшее озерцо); 11 – фронтальный уступ языка оползня; 12 – трещины растяжения, оперяющие оползень; 13 – ров; 14 – марки, установленные для наблюдений; 15 – контур надоползневого уступа и год картирования; 16 – влажные грунты (а), выход воды (б); 17 – ручей вдоль языка течения, закартированный в 2009 г.; 18 – линзы ММП, закартированные в 2008, 2009, 2011, 2012 гг.

В итоге построена схема развития оползня в процессе деградации стенки отрыва оползня и формирования термоцирка (см. рис. 8, Б).

За 2008–2015 гг. тыловая стенка термоцирка оползня № 86 отступила вверх по склону на восточном фланге на 5–10 м, в центре вершины – на 18–37 м, на западном фланге – на 50–62 м (см. рис. 8, Б). Как видно, отступление склона было неравномерным, контролировалось наличием ММП и зависело от экспозиции. Максимальное отступление шло на участке с обнажавшимися в уступе слоями и линзами многолетнемерзлых пород, на склоне юго-западной экспозиции. Высота уступов с 5–6 м в 2008 г. снизилась до 1.0–1.3 м в 2015 г. Обнажавшиеся ранее многолетнемерзлые грунты перекрыты рыхлым материалом. Уступ практически сnivelирован осыпным материалом осадков.

Наблюдение за развитием оползня № 86 показало, что время активизации от начала до затухания оползневых процессов на покровных оползневых массивах в Чуйской сейсмоактивной зоне не превышает 6–10 лет. При прочих схожих режимобразующих факторах (морфология склона, литологический состав пород, криологические свойства мерзлых пород), чем меньше глубина захвата пород в оползневой процесс, тем быстрее происходит затухание процесса. Образованный в 2008 г. оползень № 86 через 7 лет приобрел черты приостановившейся малоактивной оползневой структуры. Следы резкого снижения активности, появившиеся в 2014–2015 гг., имеют следующие визуальные признаки: выравнивание и пересыпание уступов рыхлым материалом; появление расти-

тельности в западинах оползневого рельефа; сглаженные формы элементов оползня; замкнутые трещины.

Анализ наблюдений показывает (см. таблицу), что в развитии оползня можно выделить следующие периоды активности: 2008-й – год образования оползня, 2009-й – год активного отступления тыловой стенки отрыва оползня и формирования термоцирка с максимальными скоростями отступления, 2012-й – год резкой активизации оползневых процессов на фоне поступательного снижения активности оползня, 2015-й – год незначительной активизации оползневых процессов на фоне стабильного снижения активности оползня. Отметим, что по оперативным данным Алтае-Саянского филиала Геофизической службы СО РАН именно в эти годы наблюдалась активизация сейсмических процессов на территории Алтае-Саянского региона (АСР) и, в частности, на территории Республики Алтай, которая выражалась в увеличении количества ощутимых (магнитудой (M) выше 3) сейсмических событий, в том числе происходили землетрясения магнитудой выше 5. В 2008 г. в АСР произошли значимые события (M > 5.0) на территории Республики Тыва (M = 5.2) и в Иркутской области (M = 6.7), в 2011–2012 гг. – землетрясения в Республике Тыва (M = 6.5–6.7), причем в 2012 г. на территории АСР зафиксировано 15 сейсмических событий с магнитудой выше 5 (в другие годы – не более 1–7 событий). В Республике Алтай землетрясения с M > 5 наблюдались в 2012 г. (2 события), 2013 г. (1), 2014 г. (2) и в 2015 г. (1 событие).

Результаты наблюдений на оползне № 86

№ п/п	Показатель активности	2009 г.	2010 г.	2011 г.	2012 г.	2013 г.	2014 г.	2015 г.	2008–2015 гг.*	
1	Высота вертикального надоползневого уступа (в 2008 г. – 4.5 м)	3.8	2.7	2.7	2.8	2.1	1.2	1.35	–	
	Максимальное смещение надоползневого уступа, м:									
2	на западном фланге	11.2	8.5	4.7	6.5	2.65	1.44	4.0	62.0	
3	на восточном фланге	5.3	1.2	1.5	1.8	0.5	0.6	0.6	10.0	
4	в вершине	7.9	8.2	5.3	6.2	2.1	3.2	2.35	37.0	
5	Прирост площади в уступе оползня, м ²	651	476	127	430	117	100	45	1946	
6	Тенденции в развитии	Макс.	Снижение		Рост	Снижение		Рост	–	
7	Степень активности	Высокий	Высокий	Высокий	Высокий	Сред.	Сред.	Сред.	–	
8	Активность относительно средне-многолетней	Выше	Выше	Выше	Выше	На уровне	На уровне	Немного выше	–	
9	Активность относительно предыдущего года	Ниже	Ниже	Ниже	Выше	Ниже	На уровне	Выше	–	
10	Фаза движения	Движущийся оползень					Приостановившийся процесс			–

* Расстояние и площадь вычислялись по данным GPS-картирования спутниковыми навигаторами средней точности. В итоговой графе (2008–2015 гг.) – максимальные показатели по направлениям.

Важным фактором активизации оползневых процессов является и температурный режим воздуха и многолетнемерзлых пород. По данным метеостанции пос. Кош-Агач, расположенной в 23 км от участка исследований, в 2008 г. при образовании оползня средняя летняя температура воздуха составила +14.7 °С при норме +13.1 °С (рис. 9). В 2012 и 2015 гг. средняя температура за летний период также была выше нормы (+15.2 и +15.1 °С соответственно). В остальные годы средняя летняя температура варьировала в пределах 12.7–14.5 °С. Полное оттаивание сезонномерзлого слоя в 2008 г. произошло в первой декаде июля, в 2012 г. – во второй декаде июля, а в остальные годы – в третьей декаде июля–первой декаде августа. Скорости оттаивания можно оценить по состоянию талых грунтов на 30 апреля. Максимальное оттаивание наблюдалось в 2012 г. (79 см), 2014 г. (83 см), 2015 г. (98 см), минимальное оттаивание – в 2009 г. (14 см).

Проведенный анализ позволяет выделить комплекс факторов, способствующих образованию оползня, и триггерные факторы, определяющие последующее отступление стенки отрыва и формирование термоцирка. Режимобразующие факторы появления оползня представлены, с одной стороны, благоприятными геолого-геоморфологическими особенностями участка (тектонические, геоморфологические, литологические и мерзлотные факторы), а с другой – быстродействующими факторами (метеорологические и сейсмические). Следует также отметить важную роль в образовании оползня температурного режима территории в летний период и повышенную сейсмичность юго-восточной части республики и прилегающих к ней территорий, определяющих напряженное состояние недр и, в частности, пород зоны аэрации.

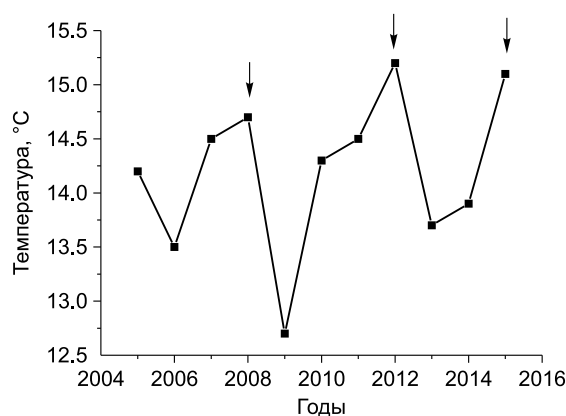


Рис. 9. Среднелетние температуры воздуха на метеостанции Кош-Агач (в 23 км от объекта исследований).

Стрелками показаны периоды активизации оползня.

Триггерные факторы, определяющие рост термоцирка, представлены, в первую очередь, температурой летнего периода и термовлажностным режимом пород деятельного слоя и многолетнемерзлых пород. При повышенных температурах летних месяцев смещение тыловой стенки термоцирка происходило более активно, чем при пониженных летних температурах (рис. 10).

Таким образом, в результате натуральных наблюдений установлено, что развитие оползня происходит с поступательным снижением активности, на фоне которого отмечаются кратковременные периоды активизации, связанные, с одной стороны, с повышением сейсмической активности региона и напряженным состоянием недр, а с другой стороны, с положительными аномалиями среднелетней температуры воздуха.

Проведенными ранее исследованиями [Шитов, Достовалова, 2013] установлено, что высокая корреляционная связь отмечается между температурным режимом, сейсмичностью территории Республики Алтай и активностью оползневых процессов в Чуйской сейсмоактивной зоне. Сейсмический фактор в оползневой активности является триггерным, максимальные коэффициенты корреляции варьируют в пределах 0.43–0.78. Корреляционный анализ также показал, что роль температурного режима возрастает при увеличении числа движущихся и приостановившихся оползней. Это объясняется тем, что большинство движущихся и новообразованных оползней относятся к покровному типу, поверхность скольжения которых зачастую совпадает с кровлей ММП или границей деятельного слоя (границей промерзания–оттаивания). Иными словами, важным фактором активизации оползневых процессов является термовлажностный режим пород зоны аэрации на границе деятельного слоя.

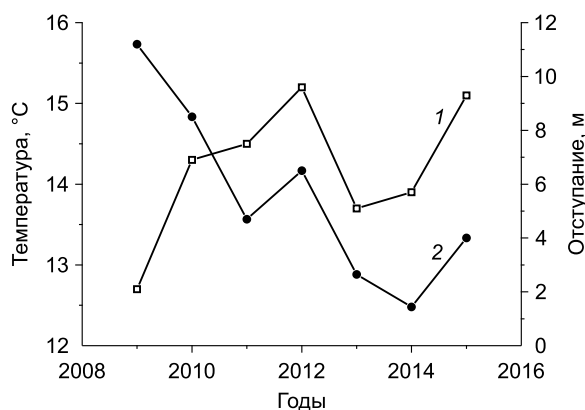


Рис. 10. Изменение среднелетней температуры воздуха (1) и отступление тыловой стенки термоцирка (2) в западном направлении за период наблюдений 2009–2015 гг.

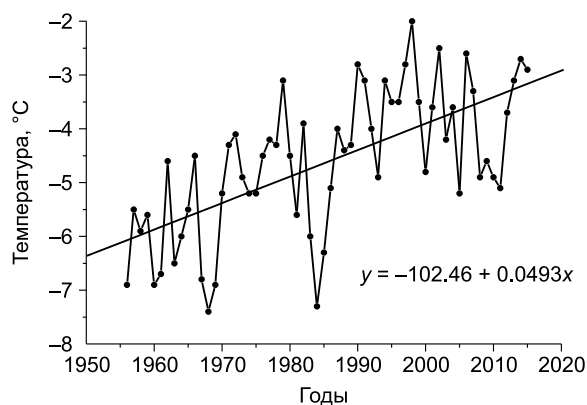


Рис. 11. Среднегодовые температуры воздуха за последние 60 лет и линейная аппроксимация зависимости.

По данным метеостанции в пос. Кош-Агач (Чуйская впадина), за последние 60 лет среднегодовая температура воздуха при линейной аппроксимации увеличилась с -6.1 до -3.2 °С (рис. 11). Очевидно, что термовлажностный режим пород на границе промерзания–оттаивания имеет прямую связь с температурным режимом территории, в частности, глубина промерзания грунтов и скорость оттаивания их в весенне-летний период находятся в прямой зависимости от положительных аномалий температуры воздуха. Это, несомненно, должно сказаться на активизации оползневых процессов в регионе.

ВЫВОДЫ

В результате натурных наблюдений и геофизических исследований установлено следующее.

Оползень № 86 образовался в период сейсмической активизации Алтае-Саянского региона в 2008 г. Он представляет собой сложный по морфологии циркообразный оползень покровного типа с элементами глетчерообразного оползния. По механизму формирования оползень образован скольжением рыхлых пород с элементами вязкого мокрого течения по кровле многолетнемерзлых пород. Мощность оползневого тела в зоне отрыва составляла 5–6 м.

Образование оползния контролируется тектоническими структурами. Надоползневый уступ (стенка отрыва оползния) приурочена к тектоническому разлому, который фиксируется по данным электротомографии. Сейсмические события реализуются в качестве спускового механизма схода оползней, которые образуются вблизи активных тектонических разломов.

В нижней части стенки отрыва оползния обнажаются мерзлые супеси с линзами льда, вскрытая мощность до 1.5 м. По геофизическим данным, мощность слоя мерзлых льдистых пород состав-

ляет 5 м, протяженность по простиранию 25 м, что является потенциалом для развития оползния вверх по склону.

Кровля многолетнемерзлых пород, вскрытая в стенке отрыва, наблюдалась в 2008–2009 гг. на глубине 1.5–3.0 м относительно дневной поверхности, в последующие годы наблюдений – на глубине 1.35–2.0 м. По данным электротомографии, в контурах оползневого цирка кровля ММП залегает на глубине от 2.5 м на склоне северо-западной экспозиции до 6–8 м на склоне юго-восточной экспозиции. Прогнозируемая по геофизическим данным мощность многолетнемерзлой толщи в пределах участка исследований изменяется от 22–30 м в ненарушенных коренных породах до 10 м в зонах разломов.

В истории развития оползния отмечаются периоды кратковременной активизации на фоне общего снижения активности. Такие периоды связаны с возрастанием сейсмической активности района и положительными аномалиями среднелетней температуры воздуха.

На основе полученных данных можно дать предварительный прогноз о развитии оползния. При сохранении современных климатических тенденций потепления климата, и исходя из параметров линзы ММП в надоползневом уступе, развитие данной оползневой структуры до полного затухания процесса с учетом скоростей отступления будет происходить в течение 5–10 лет.

Комплексное геолого-геофизическое изучение оползневых процессов и режимообразующих факторов на примере одного оползния позволяет делать краткосрочные прогнозы дальнейшего развития оползневых структур и оценивать степень их опасности для инженерно-хозяйственных объектов.

Литература

- Балков Е.В., Панин Г.Л., Манштейн Ю.А., Манштейн А.К., Белобородов В.А.** Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения // Геофизика, 2012, № 6, с. 54–63.
- Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А.** Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики, 2006, № 2, с. 14–17.
- Достовалова М.С.** Режимообразующие факторы криогенно-напорного подтопления территории села Кош-Агач // Природные ресурсы Горного Алтая, 2006, № 1, с. 85–89.
- Оленченко В.В., Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю., Поспеева Е.В., Потапов В.В., Шейн А.Н., Стефаненко С.М.** Распространение толщи мерзлых пород в Чуйской впадине (Горный Алтай) по данным электромагнитных зондирований // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 1, с. 15–22.
- Платонова С.Г.** Современные тектонические движения по данным повторного нивелирования // 300 лет горно-геологической службе России: История горно-рудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Материалы регион. науч.-практ. конф. (Барнаул, 14–15 апр. 2000 г.). Барнаул, Изд-во Алт. ун-та, 2000, с. 161–165.

- Пятницкий В.В., Павлов В.В.** Отчет о инженерно-геологической и гидрогеологической съемке масштаба 1:50 000 для целей мелиорации на территории Чуйской котловины. Новокузнецк, ЗСГУ, 1981, т. 1, 137 с.; т. 3, 121 с.
- Северский Э.В., Оленченко В.В., Горбунов А.П.** Влияние локальных факторов на распространение толщи мерзлых пород перевала Жосалькезень (Северный Тянь-Шань) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 4, с. 13–22.
- Рогожин Е.А.** Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене / Е.А. Рогожин, С.Г. Платонова. М., ОИФЗ РАН, 2002, 130 с.
- Фролов А.Д.** Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов / А.Д. Фролов. Пущино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1998, 515 с.
- Шац М.М.** Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны / М.М. Шац. Новосибирск, Наука, 1978, 103 с.
- Шитов А.В., Достовалова М.С.** Анализ факторов, влияющих на некоторые экзогенные геологические процессы Горного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая, 2013, № 17, с. 55–66.
- Loke M.H.** Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2D and 3D surveys, RES2DINV Manual. 2009. [Электронный ресурс]. – URL: <http://www.abem.se/files/res/2dnotes.pdf> (дата обращения: 22.12.2015).

*Поступила в редакцию
25 января 2016 г.*