

## ГЕОГРАФИЯ ЗА РУБЕЖОМ

УДК 624.131

DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2018-1(197-206)

А. Р. МЕДЕУ, В. П. БЛАГОВЕЩЕНСКИЙ, В. В. ЖДАНОВ

Институт географии Министерства образования и науки Республики Казахстан, 050010, Алматы, ул. Пушкина, 99, Казахстан, [ingeo\\_2009@mail.ru](mailto:ingeo_2009@mail.ru), [victor.blagov@mail.ru](mailto:victor.blagov@mail.ru), [zhdanovvitaliy@yandex.ru](mailto:zhdanovvitaliy@yandex.ru)

### ГРАВИТАЦИОННЫЕ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Приведены данные об обвалах и оползнях, вызванных сильными землетрясениями, в хребтах Жетысу Алатау, Иле Алатау, Кунгей Алатау и Терискей Алатау на территории Юго-Восточного Казахстана. Выявлено более 60 крупных сейсмогенных обвалов и оползней, из них 25 имеют объем от 10 до 100 млн м<sup>3</sup>, а объем четырех наиболее крупных превышает 100 млн м<sup>3</sup>. Установлен объем самого крупного обвала в долине р. Улкен Алматы в хр. Иле Алатау — 380 млн м<sup>3</sup>. Наибольшая плотность сейсмогенных оползней отмечена в низкогорной зоне северного склона хр. Иле Алатау, где при землетрясении 1887 г. интенсивностью 9 баллов произошло массовое образование оползней общим объемом более 400 млн м<sup>3</sup> и плотностью 1/5 км<sup>2</sup>. Определена доля пораженных оползнями участков — 5 % площади их распространения. В среднегорной и высокогорной зонах хребтов Жетысу, Иле и Кунгей Алатау плотность сейсмогенных обвалов составляет от 1/100 до 1/50 км<sup>2</sup>, а доля пораженных обвалами участков — от 1 до 1,5 %. Выявлено, что сейсмогенными обвалами подпружено 26 озер, объем девяти завальных озер превышает 10 млн м<sup>3</sup>. Установлено самое крупное завальное озеро — Верхний Жасылкол в долине р. Аганакты в хр. Жетысу Алатау объемом 44 млн м<sup>3</sup>. По данным каталогов землетрясений составлена карта повторяемости сотрясений силой более 6 баллов, способных вызвать сейсмогенные обвалы и оползни. Зафиксировано, что в последние 130 лет в хребтах Иле и Кунгей Алатау такие сотрясения повторялись четыре раза. Установлено, что во всех горных районах Юго-Восточного Казахстана возможны землетрясения с максимальной интенсивностью 9 баллов.

Ключевые слова: обвалы, оползни, сейсмогенные сели, сильные землетрясения, сейсмогенный ущерб.

A. R. MEDEU, V. P. BLAGOVESHCHENSKIY, V. V. ZHDANOV

Institute of Geography, Kazakhstan Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan, ul. Pushkina, 99, Almaty, 050010, Kazakhstan, [ingeo\\_2009@mail.ru](mailto:ingeo_2009@mail.ru), [victor.blagov@mail.ru](mailto:victor.blagov@mail.ru), [zhdanovvitaliy@yandex.ru](mailto:zhdanovvitaliy@yandex.ru)

### GRAVITATIONAL SEISMODISLOCATIONS IN MOUNTAINOUS REGIONS OF SOUTHEASTERN KAZAKHSTAN

Data on rock falls and landslides caused by strong earthquakes in the Zhetysu Alatau, Ile Alatau, Kungei Alatau and Teriskei Alatau mountain ranges on the territory of Southeastern Kazakhstan are presented. The study revealed more than 60 large seismogenic rock falls and landslides, the volume of 25 of them varies from 10 to 100 mil. m<sup>3</sup>, and the volume of the four largest exceeds 100 mil. m<sup>3</sup>. The volume of the largest rock fall in the valley of the Ulken Almaty river in the Ile Alatau mountain range is estimated at 380 mil. m<sup>3</sup>. The highest density of seismogenic landslides was recorded in the low-mountain zone of the northern slope of the Ile Alatau range where the magnitude 9 earthquake of 1887 caused a massive formation of landslides with the volume totaling more than 400 mil. m<sup>3</sup> and a density of 1/5 km<sup>2</sup>. The proportion of landslide-affected areas is estimated at 5 % of the area of their occurrence. In the mid- and high-mountain zones of Zhetysu, Ile and Kungei Alatau, the density of seismogenic rock falls varies from 1/100 to 1/50 km<sup>2</sup>, and the proportion of rock fall-affected areas varies from 1 to 1,5 %. It is found that seismogenic rock falls have dammed 26 lakes, and the volume of nine such lakes exceeds 10 mil. m<sup>3</sup>. The largest rock fall-affected lakes is Upper Zhasylkol in the valley of the Aganakty river in Zhetysu Alatau with the volume of 44 mil. m<sup>3</sup>. Data from earthquake catalog were used to compile the map for the recurrence frequency of earthquakes of magni-

*tude higher than 6, capable of causing seismogenic rock falls and landslides. It is found that during the last 130 years, in Ile and Kungei Alatau such earthquakes recurred four times. It is established that earthquakes with maximum magnitude 9 are possible in the mountainous regions of Southeastern Kazakhstan.*

Keywords: rock falls, landslides, seismogenic debris flows, strong earthquakes, seismogenic damage.

## ВВЕДЕНИЕ

В горных районах сильные землетрясения с магнитудой ( $M$ ) более 6 часто сопровождаются опасными оползнями и обвалами. Подобные явления называются гравитационными сейсмодислокациями. Их разрушительные последствия могут быть даже больше, чем самих землетрясений.

В 1911 г. при землетрясении на Памире Усойский обвал объемом 2200 млн  $m^3$  в Таджикистане привел к образованию Сарезского озера глубиной 500 м и объемом 17 км<sup>3</sup> [1]. В Северном Тянь-Шане на территории Казахстана и Киргизии катастрофические сейсмогенные оползни и обвалы случались в 1887 и 1911 гг. [2, 3]. При землетрясении 1920 г. в провинции Гансу под оползнями погибло около 100 000 чел. [4]. Оползень при Хаитском землетрясении в Таджикистане в 1949 г. засыпал несколько поселков, погибло 26 000 чел. [5]. Во время Гоби-Алтайского землетрясения 4 декабря 1957 г. в горах Монголии произошло множество крупных обвалов на расстоянии до 200 км от эпицентра, их объемы достигали 200 млн  $m^3$  [6]. В Перу при землетрясении  $M$  7,75 в 1970 г. гигантский ледово-каменный обвал с горы Уаскаран разрушил г. Юнгай и еще несколько поселков, погибло 18 000 чел. [7]. Кашмирское землетрясение в Пакистане в 2005 г. вызвало сход 25 500 оползней, унесших жизни 87 500 чел. [8]. Сычуаньское землетрясение  $M$  7,9 в Китае в 2008 г. вызвало сход почти 200 000 оползней на площади 110 000 км<sup>2</sup>, объем самого крупного превысил 750 млн  $m^3$ . Число погибших составило почти 70 000 чел. [9, 10].

Помимо оползней и обвалов при землетрясениях могут сходить и сели, которые возникают при прорывах завальных озер, образующихся выше завалов на дне долин. Селевые потоки, спровоцированные землетрясениями, отмечались в Иле Алатау в 1887 г. [2], на Тянь-Шане при Хаитском землетрясении в 1949 [5], в Сычуане в Китае в 2008 [10], в Японии в 2011 г. [11].

Современные и древние гравитационные сейсмодислокации дают очень важную информацию о сейсмичности региона, которая дополняет данные текущих инструментальных наблюдений и позволяет существенно уточнить карты сейсмического районирования [12, 13]. На территории Юго-Восточного Казахстана эти явления изучены очень слабо [14]. В литературе о них имеются только отрывочные сведения и очень мало количественных данных [2, 15]. Целью выполненной работы было формирование представления о распространении гравитационных сейсмодислокаций, получение их количественных данных, а также корректировка схемы сейсмического районирования.

## РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Район исследований расположен на юго-востоке Казахстана в пределах Алматинской области. Здесь находятся горные хребты Жетысу Алатау, Иле Алатау, Кунгей Алатау, Терискей Алатау и Узынкара, имеющие субширотное простирание. Все они пограничные, и часть их территории расположена в Китае и Киргизии. Высота водораздельной части в хр. Узынкара — 3300–3400 м, Жетысу Алатау — 4000–4100, Иле и Кунгей Алатау — 4100–4300, Терискей Алатау — 4300–4500 м, а в бассейне р. Баянкол — до 5000 м.

В геоморфологическом отношении в хребтах выделяются низкогорная, среднегорная, высокогорная перигляциальная и высокогорная гляциальная зоны. В Иле Алатау, Кунгей Алатау и Узынкара низкогорная зона распространена на высотах от 900–1000 до 1300–1400 м и характеризуется сглаженными формами рельефа и небольшой глубиной расчленения — 200–300 м. Долины здесь узкие с V-образным поперечным профилем.

Среднегорная зона расположена на высотах от 1300–1400 до 2900–3000 м. Здесь преобладает крутосклонный рельеф с узкими водоразделами и V-образными долинами. Глубина расчленения рельефа составляет 600–800 м.

Высокогорная перигляциальная зона от 2900–3000 до 3500–3600 м выступает областью распространения следов древнего оледенения в виде широких троговых долин глубиной 400–600 м, заполненных моренами. Водоразделы узкие, скалистые.

В высокогорной гляциальной зоне выше 3500–3600 м преобладают современные ледники. Долины широкие, глубиной 400–600 м. Водоразделы узкие, скалистые. В хр. Узынкара, где высота не превышает 3400 м, этой зоны нет.

В расположенном севернее хр. Жетысу Алатау высотные зоны смещены вниз на 400 м, в находящемся южнее хр. Терискей Алатау — на 200 м вверх, по сравнению с хребтами Иле и Кунгей Алатау.

Горные хребты Юго-Восточного Казахстана представляют собой сводово-глыбовые поднятия, образовавшиеся в эпоху альпийской складчатости на месте палеозойского пенеплена. Новейшие суммарные амплитуды воздымания этих поднятий составляют 3000–4000 м. В создании современного рельефа основную роль сыграли тектонические движения в неоген-четвертичное время, сопровождаемые процессами эрозии и ледниковой экзарации, которые превратили мезозойский пенеплен в ступенчатую горную систему. В горной области широко развиты магматические и осадочные породы палеозоя и допалеозоя, часто метаморфизированные. Во внутригорных впадинах накоплены отложения мезозоя и кайнозоя.

Физико-механические свойства горных пород приведены в [16, 17]. В строении горных хребтов Юго-Восточного Казахстана значительное участие принимают гранитоидные интрузии, преобладающие в высокогорной и среднегорной зонах их осевых частей. Плотность минеральной части гранитов колеблется от 2,65 до 2,70 г/см<sup>3</sup>, пористость — в пределах 1,2–2 %. Прочность этих пород сильно зависит от степени развития процессов выветривания. Временное сопротивление сжатию — от 120 (выветрелые граниты) до 210 МПа (слабо выветрелые граниты).

В нижней части среднегорной и в верхней части низкогорной зоны поверхность склонов обычно покрыта элювиально-делювиальными суглинками, мощность которых составляет 3–5 м. Плотность минеральной части таких суглинков — 1,4–1,9 г/см<sup>3</sup>, пористость — 37–50 %, сцепление при естественной влажности — 100–230 кПа, при замачивании водой — 20–60 кПа.

В низкогорной зоне повсеместно распространен лёссовый покров мощностью до 100 м. Плотность минеральной части лёссовых грунтов — 1,3–1,4 г/см<sup>3</sup>, пористость — 48–53 %, естественная влажность — 10–15 %. Сцепление при естественной влажности составляет 20–35 кПа, при замачивании водой — 5–10 кПа. Коэффициент относительной прорабочности при давлении 0,3 МПа — до 0,10.

Сейсмичность территории обусловлена наличием ряда сейсмогенерирующих зон, приуроченных к геологическим разломам и ориентированных преимущественно в широтном направлении. Самые мощные из них в Жетысу Алатау — Восточно-Джунгарская и Западно-Джунгарская; в Иле Алатау — Алматинская и Заилийская; в Кунгей Алатау — Кунгейская; в Терискей Алатау — Баянкольская. Максимальная магнитуда землетрясений в Восточно-Джунгарской, Западно-Джунгарской и Баянкольской сейсмогенерирующих зонах может достигать 7,0, а в Алматинской, Заилийской и Кунгейской — превышать 8,0 [18].

В исследовании использованы сведения о землетрясениях из литературы [2, 3, 19–21] и сети Интернет [22–24]. Распространение и характеристики современных гравитационных сейсмодислокаций взяты из работ И. В. Мушкетова [2] и К. И. Богдановича с соавторами [3]. Данные о палеосейсмодислокациях получены по результатам дешифрирования космических снимков Google и по крупномасштабным топографическим картам. Анализ литературных источников показывает, что крупные обвалы чаще всего образуются при сильных землетрясениях. Поэтому все выявленные по космическим снимкам обвалы объемом более 1 млн м<sup>3</sup> были отнесены к сейсмодислокациям. Обвалы скальных пород образуют характерные формы рельефа, которые хорошо определяются при наземных и аэровизуальных обследованиях и дешифрируются на космоснимках. Следы оползней из лёссов и суглинков, даже крупных, довольно быстро затушевываются, покрываются растительностью и с большим трудом опознаются уже через 30–50 лет. Так, например, обвалы Кайынды и Чон-Урюкты 1911 г. в Кунгей Алатау и сейчас четко видны на местности, а оползни 1887 г. едва различимы. Поэтому оползневые палеосейсмодислокации можно распознать только при тщательных геодезических и инженерно-геологических исследованиях.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Дешифрированием космических снимков в горах Юго-Восточного Казахстана выявлено более 60 сейсмогенных оползней и обвалов (рис. 1, см. таблицу).

В хр. Иле Алатау имеется 19 крупных сейсмогенных оползней и обвалов. Многие из них образовались при Верненском землетрясении М 7,3, интенсивность которого составляла 9 баллов. Эпицентр находился у подножия северного склона хребта. По данным И. В. Мушкетова [2], объем отдельных сейсмодислокаций превышал 50 млн м<sup>3</sup>, а общий объем перемещенных масс составил 440 млн м<sup>3</sup> [2]. Через несколько часов после землетрясения по некоторым долинам прошли сели после прорывов завальных озер. Под оползнями и обвалами погибло 152 чел. — больше, чем под развалинами домов в г. Верном.



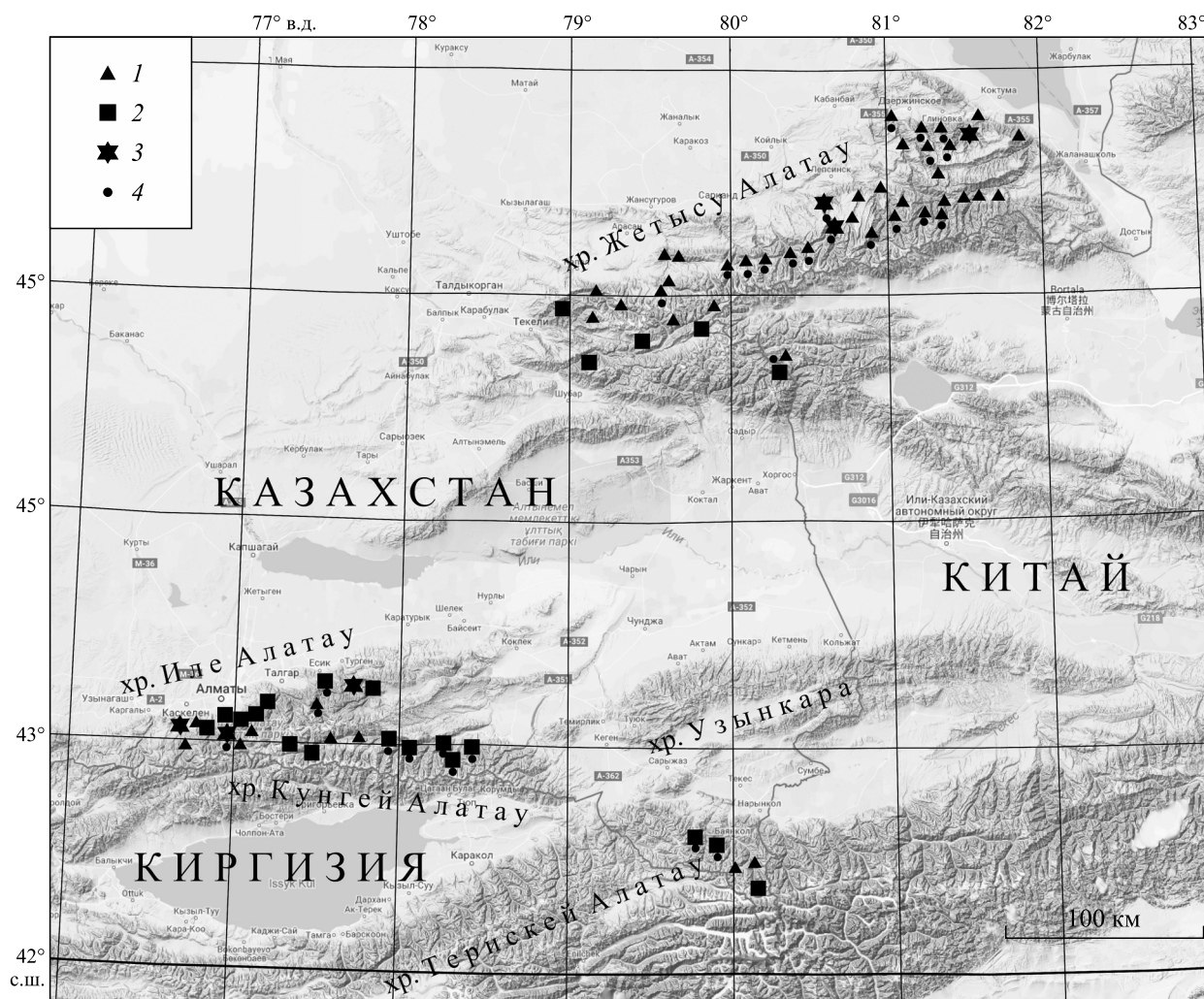


Рис. 1. Распространение сейсмогенных обвалов, оползней и завальных озер в горных районах Юго-Восточного Казахстана.

Объемы, млн м<sup>3</sup>: 1 — менее 10, 2 — 10–100, 3 — более 100. 4 — завальные озера.

Помимо сейсмодислокаций 1887 г. в Иле Алатау есть много древних обвалов. Масштабы некоторых из них превышают размеры обвалов 1887 г. Самый крупный — сейсмогенный обвал на оз. Улкен Алматы в центральной части Иле Алатау объемом 380 млн м<sup>3</sup>, что позволяет отнести его к числу крупнейших сейсмодислокаций на Земле. По данным А. П. Горбунова [25], он был вызван землетрясением, случившимся 15–20 тыс. л. н., в результате которого произошло обрушение блока скальных гранитных пород длиной 1000 и шириной 700 м. Общая длина пути обвала составила 5,5 км, высота падения — 1160 м. Длина завала на дне долины равнялась 4,8 км, максимальная ширина — 1000 м. Толщина, определенная геоморфологическими методами, достигала 200 м, составив в среднем 120 м. Площадь завала — 3,1 км<sup>2</sup>. Общая площадь нарушения рельефа вместе с площадью ниши отрыва обвала составила 3,8 км<sup>2</sup>. На дне долины возникла дамба, выше нее образовалось озеро, объем которого в настоящее время — 14 млн м<sup>3</sup>. Выше озера в бассейне р. Улкен Алматы есть несколько крупных прорывоопасных моренно-ледниковых озер. При прорыве одного из них может сформироваться сель объемом в несколько миллионов кубических метров. Сход такого селя в озеро приведет к вытеснению из него воды и образованию ниже завала вторичного селя, который вызовет разрушения в нижней части долины реки.

Второй крупнейший обвал в Иле Алатау объемом 150 млн м<sup>3</sup> находится в восточной части хребта, в бассейне р. Турген. Обвальный цирк имеет длину 3,3 и ширину 1,3 км. Вершина его находится на высоте 3100 м над ур. моря. Завал простирается вниз по долине до высоты 1320 м над ур. моря.

## Сейсмогенные обвалы и оползни в горных районах Юго-Восточного Казахстана

Бассейн реки	Высота, м над ур. моря	Высота падения, м	Вид сейсмодислокации	Объем завала, млн м <sup>3</sup>	Объем завального озера, млн м <sup>3</sup>
1	2	3	4	5	6
Хребет Иле Алатау					
Улкен Алматы	2500	1050	Обвал	380	14
Озерная	2700	600	Обвал	15	—
Проходная	1300	900	Обвал	54	—
Кокчека	1300	600	Обвал	24	—
Ойжайлау	1200	500	Оползень	6,0	—
Жаманбулак	1000	500	Оползень	30	—
Тастыбулак	1200	400	Оползень	6,5	—
Есик	1750	800	Обвал	24	15
Есик	3100	700	Обвал	7,0	3,0
Аксай	1400	600	Обвал	40	—
Аксай	1300	400	Оползень	25	—
Аксай	1500	500	Оползень	1,5	—
Каскелен	1400	500	Оползень	2,0	—
Котурбулак	1300	600	Оползень	5,4	—
Прямая Щель	1200	550	Оползень	84	—
Широкая Щель	1300	500	Оползень	1,5	—
Киши Алматы	1400	300	Оползень	12	—
Ремизовка	1500	400	Оползень	6,0	—
Турген	1600	1200	Обвал	150	—
Хребет Кунгей Алатау					
Чон Урюкты	2200	1000	Обвал	22	2,4
Кайынды	1850	900	Обвал	15	1,2
Кольсай	1800	900	Обвал	50	16
Кольсай	2430	800	Обвал	20	20
Шелек	1800	880	Обвал	30	—
Шелек	1750	780	Обвал	5	—
Шелек	2400	750	Обвал	3	—
Шелек	1970	1310	Обвал	8	—
Шелек	2120	1080	Обвал	6	—
Шелек	3330	480	Обвал	1,5	—
Шелек	2800	800	Обвал	36	—
Шелек	3230	1060	Обвал	2,4	—
Шелек	3360	770	Обвал	4,5	—
Хребет Терискей Алатау					
Баянкол	3100	750	Обвал	30	12
Баянкол 1	2600	560	Обвал	21	—
Баянкол 2	2720	950	Обвал	5,0	—
Улкен Кокпак	3050	600	Обвал	25	20
Хребет Жетысу Алатау					
Аганакты	1700	750	Обвал	120	35
Аганакты	2500	800	Обвал	140	44
Баскан	2200	650	Обвал	25	6,0
Коргас	2300	1000	Обвал	50	15
Орта Тентек	2450	930	Обвал	46	2,0
Орта Тентек	2440	410	Обвал	34	0,22
Орта Тентек	2370	750	Обвал	58	0,72
Тентек	2790	690	Обвал	20	4,0
Тастау	2340	600	Обвал	1,5	—
Тастау	2010	610	Обвал	2,1	—
Жаманты	1940	680	Обвал	34	1,3

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6
Жаманты	1820	780	Обвал	1,0	0,49
Жаманты	1410	570	Обвал	7,2	1,6
Жаманты	2260	320	Обвал	3,5	0,7
Жаманты	2160	430	Обвал	2,4	0,55
Жаманты	2000	540	Обвал	1,0	—
Жаманты	1200	460	Обвал	1,6	0,32
Жаманты	1080	580	Обвал	12	—
Жаманты	1490	650	Обвал	27	—
Жаманты	1680	740	Обвал	10	—
Коксуат	1080	430	Обвал	2,2	—
Коксуат	1100	300	Обвал	2,3	—
Коксуат	1420	1280	Обвал	9,6	—
Большой Баскан	2740	660	Обвал	2,1	0,42
Большой Баскан	2550	850	Обвал	28	19
Коксу	1820	440	Обвал	68	—
Коксу	1910	580	Обвал	6,6	0,21
Кора	1410	700	Обвал	3,9	—

Примечание. Прочерк — завальное озеро отсутствует.

Длина завала — 5,2 км, средняя ширина — 400 м. Площадь завала — 2,5 км<sup>2</sup>, площадь обрушения — 2,1, общая площадь нарушенных земель — 4,6 км<sup>2</sup>.

В Иле Алатау сейсмогенные обвалы формируются прежде всего в среднегорной зоне (от 2000 до 3200 м над ур. моря), где распространены скальные породы, преимущественно граниты. Эта зона отличается крутосклонным глубокорасчлененным рельефом. Крутизна склонов здесь — более 30°, глубина расчленения рельефа — более 500 м. Сейсмогенные оползни приурочены к низкогорной зоне (от 1000 до 2000 м над ур. моря), где преобладают лёссовидные суглинки. Склоны здесь положе, а глубина расчленения рельефа меньше, чем в среднегорной и высокогорной зонах.

В среднегорной зоне центральной части северного склона Иле Алатау плотность сейсмодислокаций составляет 1/100 км<sup>2</sup>. Общая площадь нарушенных земель равняется 15 км<sup>2</sup> — около 1,5 % площади среднегорной зоны. В низкогорной зоне очень высока плотность сейсмогенных оползней, формирующихся из лёссовидных суглинков — 1/5 км<sup>2</sup>. Суммарная площадь нарушенных земель для сейсмогенных оползней равняется 25 км<sup>2</sup>, что соответствует примерно 5 % площади низкогорной зоны.

В Жетысу Алатау два самых крупных сейсмогенных обвала находятся в центральной части северного склона хребта, в долине р. Аганакты бассейна р. Лепсы. Один обвал расположен на высоте 1700 м над ур. моря. Его объем 120 млн м<sup>3</sup>, площадь нарушенных земель — 4,5 км<sup>2</sup>. Выше завала образовалось оз. Нижний Жасылкол объемом 35 млн м<sup>3</sup>. Второй обвал находится на высоте 2500 м над ур. моря, объем — 140 млн м<sup>3</sup>, площадь нарушенных земель — 3,4 км<sup>2</sup>. Завалом подпружено оз. Верхний Жасылкол объемом 44 млн м<sup>3</sup>.

Однако больше всего сейсмогенных обвалов отмечено в западной части Жетысу Алатау, в бассейнах рек Тентек, Жаманты и Тастау — 20. Из них восемь обвалов имеют объем более 10 млн м<sup>3</sup>. В этом районе один обвал приходится на 70 км<sup>2</sup> площади. Доля земель, нарушенных сейсмодислокациями, составляет 1,5 %.

В центральной части Жетысу Алатау, в бассейнах рек Большой Баскан, Баскан, Саркан и Аксу, имеется шесть крупных сейсмодислокаций, объем двух из них превышает 100 млн м<sup>3</sup>. Плотность сейсмогенных обвалов — 1/250 км<sup>2</sup>, доля площади нарушенных земель — 0,5 %.

Меньше всего сейсмодислокаций зафиксировано в западной и южной частях Жетысу Алатау, в бассейнах рек Каратал, Осек и Коргас. Здесь имеется четыре крупных сейсмодислокации объемом от 25 до 68 млн м<sup>3</sup>, в целом их плотность составляет 1/500 км<sup>2</sup>. Доля площади нарушенных земель — 0,1 %.

В хр. Кунгей Алатау в бассейне р. Шелек отмечено 13 больших сейсмогенных обвалов, самые крупные из них — Чон Урюкты (объем 22 млн м<sup>3</sup>), Колсай Нижний (50 млн м<sup>3</sup>), Колсай Верхний (20 млн м<sup>3</sup>) и Кайынды (15 млн м<sup>3</sup>). У всех этих обвалов имеются озера, которые неоднократно про-





Оценить современную повторяемость сильных сейсмических воздействий можно по инструментальным данным об эпицентрах землетрясений и их магнитуде. Такие сведения о землетрясениях с  $M > 5,0$  за период с 1970 по 2015 г., взятые из каталогов [21–24], были дополнены данными о катастрофических землетрясениях 1887, 1889 и 1911 гг. По этой информации с использованием зависимости дальности распространения сейсмогенных обвалов от магнитуды были составлены карты распространения сильных сейсмических воздействий (рис. 2) и их повторяемости (рис. 3).

К территориям с очень частой повторяемостью сильных сейсмических воздействий отнесены те, на которых за последние 130 лет такие воздействия проявлялись четыре раза. Это районы Иле и Кунгей Алатау восточнее бассейна р. Талгар до бассейна Турген и Кайынды. Именно на эти участки приходится наибольшее количество сейсмогенных обвалов.

К зонам с частой повторяемостью отнесены местности, где за 130 лет такие явления происходили трижды. Это верховья бассейна р. Шелек и бассейны Кунгей Алатау восточнее Кайынды до бассейна р. Кенсу. Редкая повторяемость сильных сотрясений (два раза за 130 лет) отмечается на северном склоне Иле Алатау западнее бассейна р. Есик и восточнее бассейна р. Турген, в Кунгей Алатау – восточнее бассейна р. Мерке, в Териской Алатау – в бассейне р. Текес и в хр. Узынкара. Очень редкая современная повторяемость (один раз в 130 лет) фиксируется в хр. Узынкара и в Териской Алатау западнее и восточнее бассейна р. Текес.

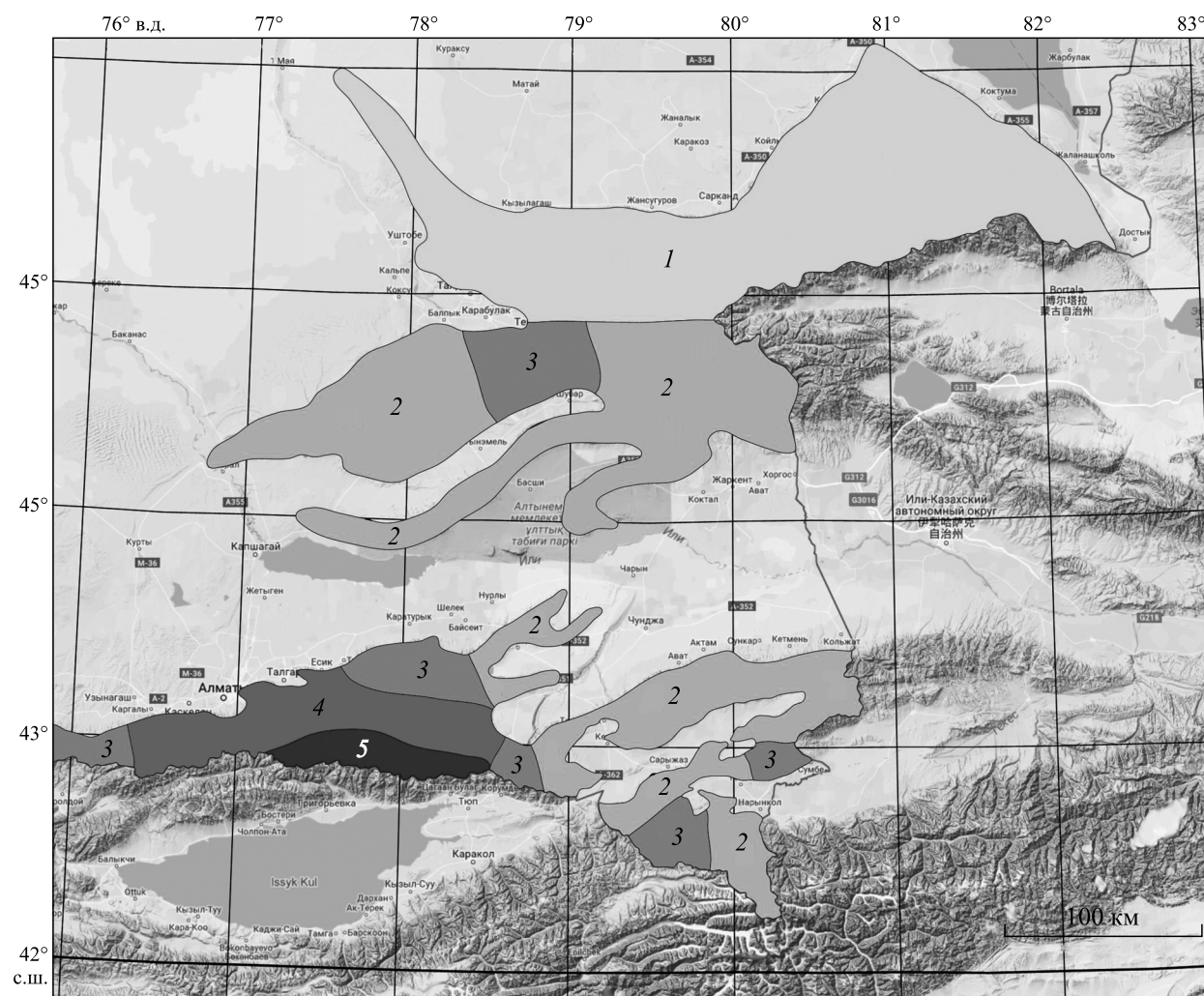


Рис. 3. Повторяемость сильных сейсмических сотрясений.

1 — очень редкая (реже одного раза в 100 лет), 2 — редкая (раз в 100 лет), 3 — довольно частая (два раза в 100 лет), 4 — частая (три раза в 100 лет), 5 — очень частая (чаще трех раз в 100 лет).



На карте сейсмического районирования [18] хребты Жетысу Алатау, Терискей Алатау и Узынкара отмечены как территории, где максимальная сила землетрясений не превышает 7 баллов. Однако данные о распространении и масштабности палеосейсмодислокаций (см. рис. 1) показывают, что в Жетысу Алатау и Терискей Алатау возможны землетрясения такой же силы, что и в Иле и Кунгей Алатау, поэтому участки этих хребтов следует относить к области 9-балльных землетрясений. Поскольку в хр. Узынкара гравитационных сейсмодислокаций не обнаружено, для повышения сейсмической балльности нет оснований.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В горных районах оползни и обвалы происходят при землетрясениях магнитудой более 6,0 на территории, где сила землетрясения превышает 8 баллов по шкале MSK-64. Вероятность формирования сейсмогенных оползней, обвалов и селей необходимо учитывать при оценке природного риска в сейсмоактивных горных районах.

Данные о современной сейсмической активности, полученные по материалам инструментальных сейсмологических наблюдений, характеризуют период продолжительностью не более 150 лет. Поэтому построенные карты сейсмического районирования не отражают землетрясения, которые повторяются реже, чем в несколько сотен лет.

В горах Юго-Восточного Казахстана область 9-балльных землетрясений, отмеченная на карте сейсмического районирования, совпадает с территорией распространения сильных землетрясений, выявленной по данным о крупных гравитационных сейсмодислокациях, только для хребтов Иле и Кунгей Алатау. Хребты Жетысу и Терискей Алатау отнесены к области 7-балльных землетрясений. Однако высокая плотность и большие размеры палеосейсмодислокаций показывают, что балльность землетрясений в этих хребтах необходимо повысить до 9. Это нужно учитывать при строительстве сооружений в указанных районах. Для хр. Узынкара можно оставить 7-балльную сейсмичность.

*Работа выполнена в рамках программы грантового финансирования Комитета науки Министерства образования и науки Республики Казахстан «Селебезопасность Республики Казахстан» (№ AP05132214).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голицын Б. О землетрясении 18 февраля 1911 // Изв. Импер. Академии наук. — 1915. — № 11. — С. 991–998.
2. Мушкетов И. В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. // Труды Геол. комитета. — 1890. — Т. 10, № 1. — С. 1–140.
3. Богданович К. И., Карк И. М., Корольков Б. Я., Мушкетов Д. И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) // Труды Геол. комитета. Новая серия. — 1914. — Вып. 89. — С. 1–203.
4. Close U., McCormick E. Where the Mountains Walked // National Geographic Magazine. — 1972. — Vol. 41, N 5. — P. 445–464.
5. Evans S. G., Roberts N. J., Ischuck A., Delaney K. B., Morozova G. A., Tutubalina O. Landslides triggered by the 1949 Khait earthquake, Tajikistan, and associated loss of life // Engineering Geology. — 2009. — N 109 (3–4). — P. 195–212.
6. Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1962. — № 11. — С. 58–74.
7. Cliff L. S. Peru Earthquake of May 31, 1970 // Seismological Society of America Bulletin. — 1971. — Vol. 61, N 3. — P. 511–521.
8. Dunning S., Mitchell W., Rosser N., Pettey D. The Hattian Bala rock avalanche and associated landslides triggered by the Kashmir Earthquake of 8 October 2005 // Engineering Geology. — 2007. — N 93 (3–4). — P. 130–144.
9. Cui P., Chen X. Q., Zhu Y. Y., Su F. H., Wei F. Q. The Wenchuan Earthquake (May 12, 2008), Sichuan Province, China, and resulting geohazards // National Hazard. — 2011. — N 56. — P. 19–36.
10. Chigira M., Wu X., Inokuchi T., Wang G. Landslides induced by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China // Geomorphology. — 2010. — N 118. — P. 225–238.
11. Toyohiko M., Daisuke H., Hiroshi Ya., Shoji D., Noriyuki C., Jun V., Go S. Reconnaissance report on landslide disasters in northeast Japan following the M 9 Tohoku earthquake // Landslides. — 2011. — Vol. 8, N 3. — P. 339–342.
12. Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 года. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — 48 с.
13. Adams J. E. Earthquake-dammed lakes in New Zealand // Geology. — 1981. — Vol. 9. — P. 215–219.

14. **Абдуллаев А. У., Тукешева Г. Е.** Опасные сейсмогеологические явления в Юго-Восточном Казахстане // Материалы междунар. конф. «Горные угрозы – 2013». — Бишкек: Позитив, 2013. — С. 58–59.
15. **Медеуов А. Р., Нурланов М. Т.** Селевые явления сейсмоактивных территорий Казахстана: Проблемы управления. — Алматы: Каржы-каражат, 1996. — 204 с.
16. **Мустафаев С. Т., Смоляр В. А., Буров Б. В.** Опасные геологические процессы на территории Юго-Восточного Казахстана. — Алматы: Гылым, 2008. — 264 с.
17. **Колотилин Н. Ф., Бочкарев В. П.** Инженерно-геологические условия предгорной зоны Заилийского Алатау. — Алма-Ата: Наука, 1967. — 165 с.
18. **Курсеев А. К., Тимуш А. В., Шацлов В. И.** Сейсмическое районирование Республики Казахстан. — Алматы: Эверо, 2000. — 220 с.
19. **Рябенко О. В., Соколов А. Н.** Инструментальные записи землетрясений Алматинской области // Ядерный потенциал Республики Казахстан: Сб. докладов. — Астана: Фолиант, 2014. — С. 10–16.
20. **Нурмагамбетов А. Н.** Сейсмическая история Алматы. — Алматы: Наука, 1999. — 160 с.
21. **Михайлова Н. Н., Аристова И. Л., Мукамбаев А. С.** Унифицированный каталог землетрясений территории Республики Казахстан и прилегающих регионов (с древнейших времен до 2009 г.) // Вестн. Науч. ядер. центра Республики Казахстан. — 2015. — № 4. — С. 132–143.
22. **Мировой** центр данных по физике твердой земли. Каталог землетрясений в СССР [Электронный ресурс]. — <http://www.wdcb.ru/sep/seismology/search/search.ru.html> (дата обращения 05.06.2015).
23. **Сейсмологическая** опытно-методическая экспедиция МОН РК [Электронный ресурс]. — <http://www.some.kz/> (дата обращения 01.06.2015).
24. **IRIS Earthquake** Browser [Электронный ресурс]. — <http://ds.iris.edu/ieeb/index.html> (дата обращения 10.06.2015).
25. **Горбунов А. П.** О возрасте Большого Алматинского озера // Изв. АН КазССР. Сер. геол. — 1989. — № 4. — С. 78–80.
26. **Медеу А. Р., Баймолдаев Т. А., Киренская Т. Л.** Селевые явления Юго-Восточного Казахстана: Антология селевых явлений и их исследований. — Алматы: Гылым, 2016. — 576 с.
27. **Keefer D. K.** Landslides Caused by Earthquakes // Geological Society of America Bulletin. — 1984. — Vol. 95. — P. 123–142.

*Поступила в редакцию 12 июня 2017 г.*

---