

РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ПО СТЕПЕНИ ОПОЛЗНЕВОЙ ОПАСНОСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДЗЗ

Жантаев Ж.Ш.¹, Бреусов Н.Г.¹, Виляев А.В.², Стихарный А.П.²

*АО "Национальный центр космических исследований и технологий"¹
ДТОО «Институт ионосферы»², Республика Казахстан, Алматы, vilayev@gmail.com*

Введение

Землетрясения являются одним из основных факторов возникновения оползней. Горные районы юго-восточной части Казахстана подвержены особенно высокой сейсмической опасности. За последние сто с небольшим лет здесь произошло около десятка разрушительных землетрясений, два из которых (Чиликское 1889г. и Кеминское 1911г.) с магнитудой $M > 8.0$ относятся к рангу мировых катастроф. Происхождение многих крупных оползней и обвалов связано с этими сильными землетрясениями. Выявление возможных оползнеопасных участков, обусловленных сейсмической активностью с применением GIS технологий, является весьма необходимым. В рамках модельного подхода рассматривается безусловная генерация оползневой процесса как следствие землетрясения.

Модель сейсмогенных оползневых смещений

Компьютерное моделирование сейсмогенных оползневых смещений с привлечением GIS технологий находят широкое применение [2,11,13,15]. Вычисления в этих исследованиях основаны на оползневой модели Ньюмарка [18]. Считается, что под действием землетрясения как «спускового крючка», тело оползня, расположенного на наклонном основании начнет движение вниз по склону под действием силы тяжести в момент превышения порогового значения фактора стабильности FS, определяемого отношением силы удерживающей массы на склоне, к сдвигающей силе. В простейшем случае плоско-параллельного склона с постоянным наклоном выражение фактора стабильности имеет вид [2,11]:

$$FS = \frac{c'}{yz \cos \alpha \sin \alpha} + \left(1 - m \frac{\gamma_w}{\gamma}\right) \frac{\tan \varphi}{\tan \alpha} \quad (1),$$

где c' - удельное сцепление (kN/m^2), γ - удельный вес пород (kN/m^3), γ_w - удельный вес воды (kN/m^3), m - коэффициент обводненности, z - вертикальная мощность оползня (м), φ - угол внутреннего трения, α - топографический угол склона.

Оползень находится в неустойчивом состоянии при $FS < 1$, высокая устойчивость - при $FS > 1.5$ и критическое состояние - если $1.0 \leq FS \leq 1.5$ [2].

Критическое ускорение A_c , при котором блок выйдет из состояния равновесия может быть вычислено из выражения [3,19,20]:

$$A_c = (FS - 1)g \sin \alpha \quad (2),$$

где g - ускорение силы тяжести (м/с^2). Тогда A_c в единицах g определяется формулой [2,13]:

$$A_c = \frac{\frac{c'}{\cos^2 \alpha} + (\gamma - m\gamma_w)z \tan \varphi - yz \tan \alpha}{yz + yz \tan \alpha \tan \varphi} \quad (3)$$

В качестве критерия сейсмического воздействия возможно использовать пиковое ускорение движений грунта на площадке PGA (peak ground acceleration), которое зависит от магнитуды, расстояния и грунтовых условий. Впервые эмпирическое уравнение оценки смещения Ньюмарка, как функции отношения критического ускорения к максимальному по записям сильных движений от 11 землетрясений, получено в [9] и затем было доработано к виду [2,14]:

$$\log D_n = -2.710 + \log \left[\left(1 - \frac{A_c}{PGA}\right)^{2.335} \left(\frac{A_c}{PGA}\right)^{-1.478} \right] - 0.424 M_s \pm 0.454 \quad (4),$$

где D_n - смещение по Ньюмарку в см, A_c - критическое ускорение в единицах g , PGA - максимальное ускорение по записям сильных движений, M_s - магнитуда землетрясения.

Применительно к Северо-Тянь-Шаньскому сейсмическому региону для грунтов второй категории расчет PGA может быть выполнен по формуле [3]:

$$\ln PGA = 2.6 + 0.87M_s - 0.85 \ln R - 0.0055R \pm 0.83 \quad (5),$$

где R – расстояние до очага землетрясения в км.

Максимальное ускорение PGA, превышающее критическое ускорение A_c является необходимым условием выхода оползневого блока из статического равновесия, однако не достаточным, т.к. не включает частоту, продолжительность и количество циклов колебаний. Эмпирические оценки сейсмических смещений для критических ускорений впервые были выполнены по 555 записям сильных движений для 13 землетрясений [15,16]. На основании расчетов сделан вывод, что применение в модели интегральной характеристики колебаний, получившей название интенсивность по Ариасу (Arias Intensity), вместо пиковой (PGA) наиболее полно отражает энергетическое воздействие землетрясений и соответствует закономерностям разрушения склонов.

Arias Intensity (I_a) является эквивалентом удельной энергии выделившейся в единичном объеме от воздействия совокупности всех гармонических колебаний вызванных землетрясением и определяется как интеграл от квадратов ускорений превышающих некоторый порог по записям сейсмически сильных движений [10].

Корреляционная зависимость I_a от магнитуды землетрясения и расстояния была получена [20]. Известна сравнительная оценка PGA и Arias Intensity для территории Киргизстана и Центральной Азии с построением соответствующих карт по записям сильных движений [7]. Анализ зависимости I_a от магнитуды, гипоцентрального расстояния и условий грунтовых колебаний для 4-х различных классов станций по 1426 записям сильных движений выполнен [12]. Средневзвешенные коэффициенты определены нами по условиям записи, параметрам землетрясения и грунтовым условиям [12]. Регрессионное уравнение преобразовано к виду:

$$\ln(I_a) = 2.056M_w - 1.475 \ln(R) - 10.577 \pm 1.335 \quad (8),$$

где I_a – Arias Intensity в м/с, M_w – магнитуда, R – гипоцентрального расстояние в км.

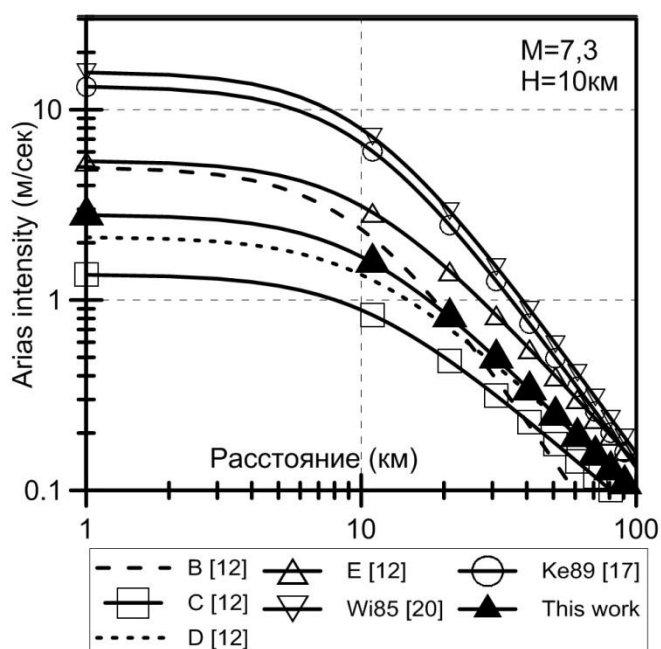


Рис. 1 Сравнение модельных кривых затухания I_a по разным источникам от расстояния для сценарного землетрясения магнитудой 7,3 с центром на глубине 10 км.

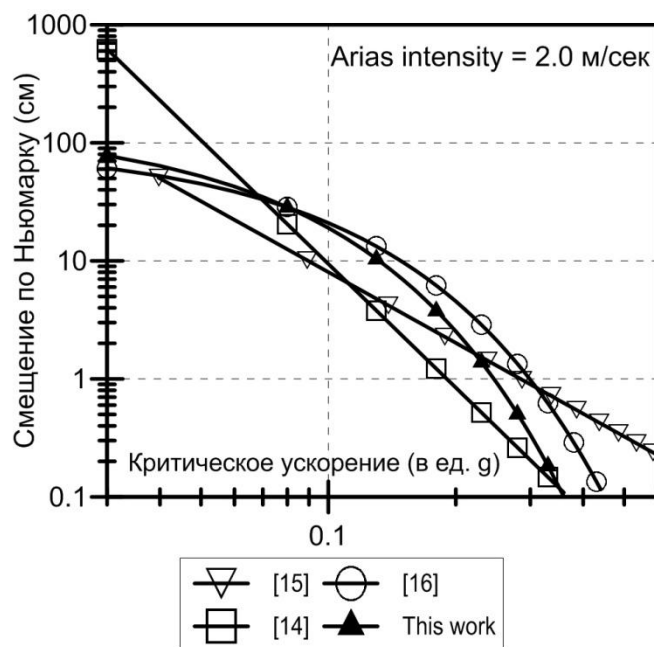


Рис. 2 Сравнение модельных кривых зависимости сейсмогенного смещения D_p по разным источникам от критического ускорения A_c

Оценка устойчивости оползня осуществляется сравнением превышения расчетного смещения D_n над предельным допустимым. Согласно [8] для природных склонов по фактору стабильности F_s определены критические величины допустимых смещений D_n в см: до 15 см - стабильный склон, от 15 до 30 см - состояние склона неустойчивое, смещение более 30 см - склон нестабильный. Численный анализ прогнозных сейсмогенерированных грунтовых смещений различных типов пород получил развитие в работе [19].

По общемировым данным эмпирическая формула зависимости смещения Ньюмарка от критического ускорения A_c и Arias intensity для грунтов имеет вид:

$$\log D_n = 0.802 \log I_a - 10.981 A_c + 7.377 A_c \log I_a + 1.914 \pm 0.274 \quad (9)$$

Таким образом методика моделирования возможных оползневых смещений заключалась в выполнении следующих шагов: 1. Вычисление по (3) критического ускорения A_c , определяемого в зависимости от геологических, геоморфологических и инженерно-геологических условий (состав пород, плотность пород, коэффициент обводненности, мощность оползня, удельное сцепление, угол внутреннего трения, топографический угол склона) 2. Вычисление Arias Intensity (8) по максимальной магнитуде и гипоцентральному расстоянию 3. Вычисление косейсмического смещения Ньюмарка по (9) 4. Сравнение расчетных смещений с предельно допустимыми деформационными смещениями 5. Картирование возможных зон возникновения оползневых процессов.

Результаты моделирования сейсмогенных оползневых смещений

Описанный способ моделирования был реализован для района северного склона хребта Иле Алатау ограниченном координатами по широте N43,05-N43.4 и по долготе E76.75-E77.15 В данной работе представлены результаты вычисления косейсмических смещений и их картирование на примере Верненского землетрясения 8.06.1887г. По данным В.И.Мушкетова [4] сейсмогенные трещины, оползни, обвалы и поверхностные сдвиги наблюдались как в рыхлых аллювиально-делювиальных наносах, так в твердых кристаллических породах на площади около 175 кв.км.. Наиболее значительный среди них Акжарский обвал по объемам составил около 15 млрд.м3. Магнитуда Верненского землетрясения определена в 7.3, глубина гипоцентра – 10 км [5].

В расчетах использована цифровая модель рельефа (ЦМР) по данным радарных снимков ASTER спутника NASA Terra [www.earthexplorer.usgs.gov]. Цифровая модель рельефа реализована в виде совокупности высотных отметок поверхности в узлах регулярной сети разрешением в плане 27x30м и точностью высотных отметок 22м. С использованием модуля Spatial Analyses программного комплекса ArcGis10 для каждого узла сети рассчитывался угол максимального наклона рельефа в градусной мере (Рис. 3).

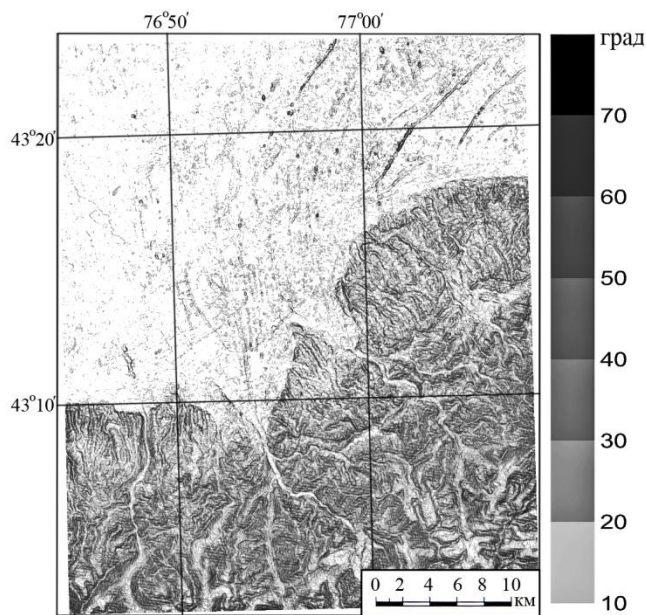


Рис. 3 Расчетные значения уклона рельефа в градусах

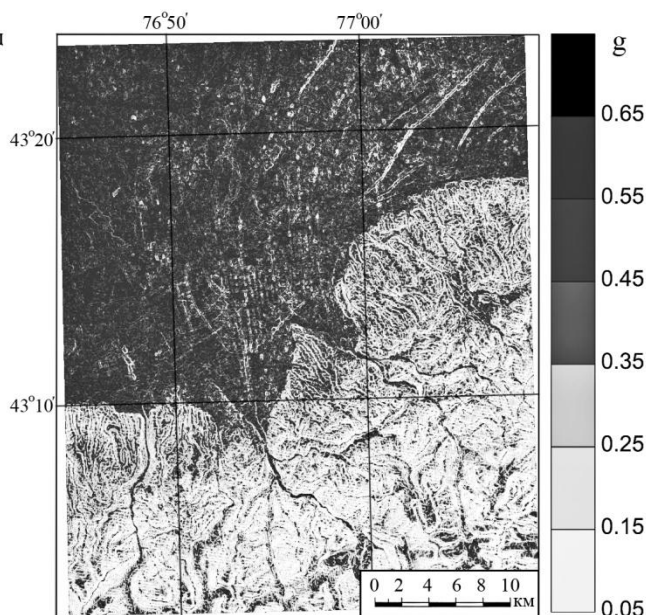


Рис.4 Расчетные значения критического ускорения A_c (в долях g)

Грунты в переходной зоне конуса выноса от палеозойского фундамента к наклонной предгорной равнине представлены переслаиванием лессовидных суглинков мощностью 10 м и более, суглинками и супесями с прослоями песка мощностью до 4,5 м, в основании - толща валунно-галечников. Состав и свойства пород (удельная плотность, коэффициент сцепления, угол внутреннего трения) заимствованы из работ [3,6]. В вычислениях по уравнению (3) приняты следующие значения параметров: $c' = 25$, $\phi = 40$, $y = 20$, $y_w = 10$, $z = 10$. Коэффициент обводненности m , определяемый обычно как отношение мощности водонасыщенного пласта к общей мощности оползня [2,13], рассчитывался для каждой ячейки ЦМР в программном комплексе SAGA через усовершенствованный топографический индекс влажности (TWI) по формуле:

$$TWI = \ln(CA/\tan^2(\beta)), \quad (10)$$

где β - уклон между соседними ячейками, CA (Catchment area) - частная водосборная площадь. Гидрологический параметр водосборная площадь (CA) определялась методом одиночного направления стока SFD, подходящего для ЦМР с малым размером ячейки. Параметр TWI вычисляется в %, соответственно $m = TWI/100$ и изменяется по территории в пределах от 0 до 0,24.

Для каждого узла ЦМР рассчитывалось критическое ускорение A_c (3), определяющее устойчивость склона (Рис. 4). Для равнинной части с углами склонов менее 15 градусов критическое ускорение составляет от 0,45g до 0,65g, горная часть с углами склонов до 70 градусов имеет соответственно A_c от 0,25g и ниже до 0,03g.

В ходе вычислений по формулам (8,9) для каждой элементарной площадки (узла ЦМР) определены косейсмические смещения от Верненского* землетрясения ($M=7.3$, $H=10$ км). Максимальные значения смещений при заданных прочностных свойствах пород составили 67 см. Последующая обработка включала анализ возможного формирования оползня по порогу в 30 см и картографическую визуализацию данных в ArcGIS 10 (Рис.5). Верификация полученных результатов осуществлялась сравнением с известными картами оползнеопасных районов Республики Казахстан [1]. Установлена приуроченность известных сейсмогенных оползней-потоков в лессовых грунтах к интервалу сейсмических смещений от 10 до 30 см. Сейсмогенные оползни-обвалы скальных грунтов расположены на участках со смещением от 30 см и более. Известный Акжарский обвал совпадает в плане с расчетными косейсмическими смещениями от 45 до 65 см. По данным [4] поверхностный сдвиг произошел по почти отвесным трещинам, опустившаяся часть рассыпалась на отдельные куски, засыпавшие лог Акжар.

/*Первая программа наблюдений за землетрясениями в России была разработана после Верненского землетрясения в 1890 г. особой комиссией при Императорском Русском Географическом обществе. В рамках этой программы в России в конце XIX и начале XX веков появилась сеть сейсмических станций[5]./

Заключение

Районирование территории по степени оползневой опасности на основе численного моделирования с использованием GIS технологий объединяет наземные и космические данные и имеет прогностическое значение.

Необходимо отметить детерминистский характер полученных модельных расчетов. Неопределенности, возникающие при изменении исходных физических параметров среды и формализованных регрессионных коэффициентов уравнений могут значительно изменять величину

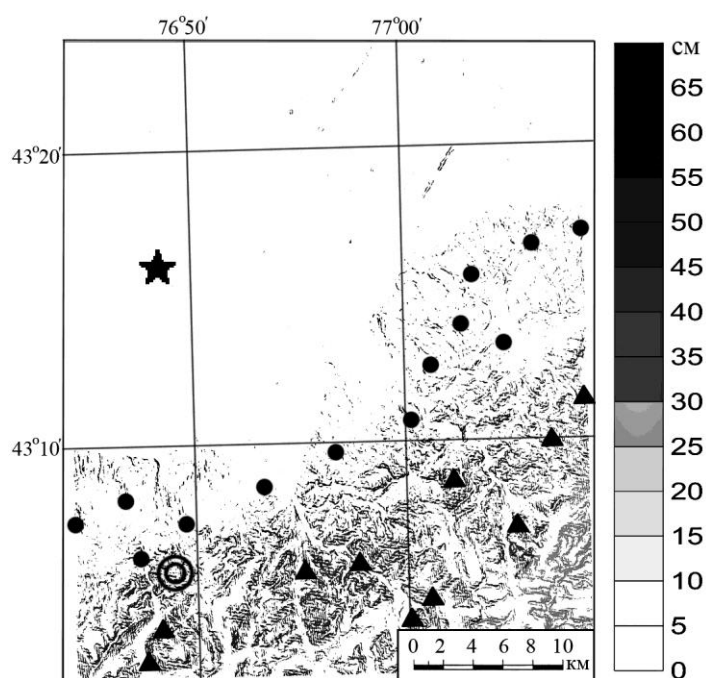


Рис.5. Расчетные значения сейсмического смещения D_p (см) для Верненского землетрясения.

- сейсмогенные оползни-потоки в лессовых грунтах
- ▲ сейсмогенные оползни-обвалы скальных грунтов
- ★ эпицентр землетрясения, $M=7.3$, $H=10$ км
- ◎ Акжарский обвал

ожидаемых сейсмических воздействий. Например, нами не учитывалась форма очага и тип землетрясений по характеру смещений, анизотропия распространения сейсмических волн по поверхности, детальный состав и свойства горных пород, почвенный и растительный покров и т.п. Устранение этих недостатков в части детализации геолого-тектонического строения района, изучения сейсмических, инженерно-геоморфологических и климатических показателей, для каждого конкретного региона, в сочетании с полевыми исследованиями однозначно позволяет применять рассмотренный метод.

Работа выполнена по теме «Разработать методологию оценки опасности сейсмообусловленных геодинамических процессов» в рамках проекта: «Научные основы наземно-космических методов прогноза вторичных сейсмообусловленных процессов» по программе 055 «Научная и/или научно-техническая деятельность», подпрограмме 101 «Грантовое финансирование научных исследований» по подприоритету: 5.1 «Фундаментальные исследования в области естественных наук».

Список литературы

1. Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Республике Казахстан. Гл. ред. Медеу А.Р., Алматы. 2010. 264с.
2. Захаров В.С., Симонов Д.А., Коптев А.И. Компьютерное моделирование сейсмогенных оползневых смещений. // Электронное научное издание ""ГЕОразрез"". 2009. вып. №1-2009.
3. Курскеев А.К., Тимуш А.В., Шацлов В.И., Сыдыков А., Горбунов П.Н., Садыкова А.Б. Сейс-мическое районирование Республики Казахстан. - Алматы: Эверо, 2000 г. 220 с.
4. Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. // Тр. Геолкома. СПб., 1890. Т. 10, № 1. 140 с.
5. Нурмагамбетов А. Сейсмическая история Алматы. Алматы: Lem. 2000.
6. Справочник проектировщика. Основания, фундаменты и подземные сооружения. Ред. Сорочан Е.А., Трофименкова Ю.Г., М. Стройиздат, 1985. 479с.
7. Abdrakhmatov K., H.-B. Havenith, D. Delvaux, D. Jongmans & P. Trefois, Probabilistic PGA and Arias Intensity maps of Kyrgyzstan (Central Asia) // Journal of Seismology 2003. №7: p.203–220.
8. Abramson L.W., Lee T.S., Sharma S., Boyce G.M. Slope stability and stabilization. John Wiley and Sons, 2002. 712 p.
9. Ambraseys N.N., Menu. J.M. Earthquake-induced ground displacements //Earthquake Engineering and Structural Dynamics. 1988. v.6, p.985–1006.
10. Arias, A., A measure of earthquake intensity. In: Hansen, R.J. (ed.), Seismic Design for Nuclear Powerplants. MIT Press. Cambridge. Massachusetts. 1970, pp. 438–483.
11. Heng Zhao, Er-xiang Song. A method for predicting co-seismic displacements of slopes for landslide hazard zonation //Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 2012. v.40. p.62-77.
12. Hwang H., Lin C-K., Yen Y-T. Derivation of attenuation relations of Arias intensity using the Chi-Chi earthquake data //13th World conference on Earthquake engineering. Vancouver, Canada. 2004. Paper №3108
13. J. Chacon, C. Irigaray, T. Fernandez R., El Hamdouni. Engineering geology maps: landslides and geographical information systems // Bull. Eng. Geol. Environ. 2006. v.65. p.341–411.
14. Jibson R.W. Regression models for estimating coseismic landslide displacement. //Engineering Geology. 2007. V.91. №2-4. P.209-218.
15. Jibson RW, Harp EL, Michael JM. A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps.//Engineering Geology 2000; v.58, pp. 271–289.
16. Jibson RW. Predicting earthquake-induced landslide displacements using Newmark's sliding block analysis. //Transportation Research Record 1993; 1411, pp.9–17.
17. Keefer, D.K. and Wilson, R.C., 1989, Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments. In: Sadler, P.M. and Morton, D.M. (eds.), Landslides in a Semi-Arid Environment. In land. Geological Society. 2. pp. 118–149.
18. Newmark N.M. Effects of earthquakes on dams and embankments. //Geotechnique. 1965. V.15, P.139–159.
19. Shang-Yu Hsieh, Chyi-Tyi Lee. Empirical estimation of the Newmark displacement from the Arias intensity and critical acceleration //Engineering Geology. 2011. v.122. p.34-42
20. Wilson, R.C. and Keefer, D.K.. Predicting aerial limits of earthquake-induced landsliding. In, J.I. Ziony (ed.), Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region An Earth-Science perspective. USGS Professional. 1985. paper 1360. pp. 316-345.