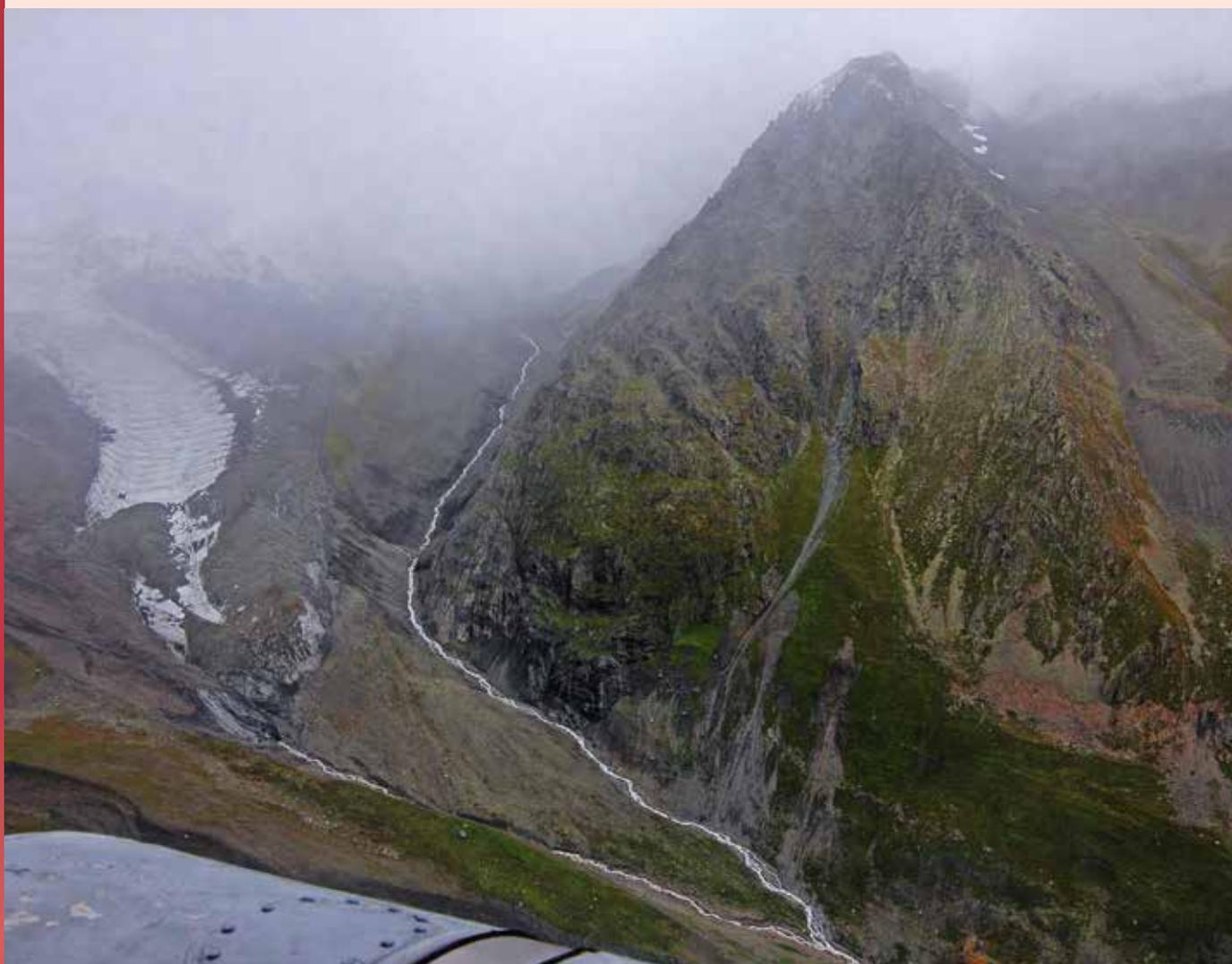


ISSN 2221-3198

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 2 / 2016



**Геофизический институт
Владикавказского научного центра
Российской академии наук**

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА ЮГА РОССИИ

№ 2 / 2016

Владикавказ 2016

Главный редактор

д.ф.- м.н., проф. В.Б. Заалишвили (ГФИ ВНЦ РАН)

Заместитель главного редактора

д.ф.- м.н., проф. И.А. Керимов (КНИИ РАН)

Редакционный совет

академик РАН В.А. Бабешко (ЮНЦ РАН)

академик РАН А.Д. Гвишиани (ГЦ РАН)

академик РАН М.Ч. Залиханов (ГУ ВГИ)

академик РАН Ю.Г. Леонов (ГИН РАН)

академик РАН С.А. Федотов (ИФЗ РАН)

член-корр. РАН А.В. Николаев (ИФЗ РАН)

член-корр. РАН В.А. Снытко (ИИЕТ РАН)

Редакционная коллегия

д.г.- м.н., проф. М.Г. Бергер (ГФИ ВНЦ РАН)

к.г.-м.н. М.Г. Даниялов (ДФ ГС РАН)

д.т.н., проф. Х.Н. Мажиев (КНИИ РАН)

д.т.н. П.Е. Марченко (КБНЦ РАН)

д.т.н., проф. И.Д. Музаев (ГФИ ВНЦ РАН)

д.г.- м.н., проф. С.Г. Парада (ЮНЦ РАН)

д.г.- м.н., проф. Н.И. Пруцкий (ОАО «Кавказгеолсьемка»)

д.г.- м.н., проф. Е.А. Рогожин (ИФЗ РАН)

д.ф.- м.н., проф. Ю.К. Чернов (СевКав ГТУ)

д.г.- м.н. В.И. Черкашин (ИГ ДНЦ РАН)

д.г.- м.н. В.А. Широкова (ИИЕТ РАН)

И.о. ответственного секретаря

М.В. Майсурадзе (ГФИ ВНЦ РАН)

Выпускающий редактор

Л.Н. Невский (ГФИ ВНЦ РАН)

Высшей аттестационной комиссией (ВАК) журнал включен в Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук

Журнал издается с 2011 года.

Периодичность издания -

4 номера в год

Учредители:

Владикавказский научный центр РАН и РСО-А

Дагестанский научный центр РАН

Кабардино-Балкарский научный центр РАН

Южный научный центр РАН

Комплексный научно исследовательский институт РАН

Геофизический институт ВНЦ РАН

ISSN 2221-3198

Подписной индекс в Объединенном каталоге «Пресса России» – 29119

При перепечатке материалов ссылка на журнал обязательна.

© Геофизический институт ВНЦ РАН, 2016

© Заалишвили В.Б. (ред.), 2016

Фото на обложке К.С. Харебова: Ледник Майли и ложе ледника Колка

СОДЕРЖАНИЕ

Алиев И.А., Черкашин В.И., Мусаев М.А. АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В РАЙОНЕ СУЛАКСКОГО КАСКАДА ГЭС.....	5
Даниялов М.Г., Мирзалиев М.М., Магомедов Х.Д. МОДЕРНИЗАЦИЯ СЕТИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА	14
Заалишвили В.Б., Кануков А.С., Мельков Д.А. О ВОЗМОЖНОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И УРОВНЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ.....	20
Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О. КЛАССИФИКАЦИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ. ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ ТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ТОКОВ	27
Забирченко Д.Н., Круткин Л.Л. АНАЛИЗ ВЗАИМОСВЯЗИ ЦИКЛИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ С ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРИЛИВНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ЕИЭМПЗ В СЕВЕРО-КАВКАЗСКОМ СЕЙСМОАКТИВНОМ РЕГИОНЕ	35
Кануков А.С., Мельков Д.А., Харебов К.С. ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ. БАНКИ И БАЗЫ ДАННЫХ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ.....	48
Короновский Н.В., Мышенкова М.С. СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС И ПРИЭЛЬБРУСЬЯ.....	60
Тавасиев Р.А. СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ И ПРОБЛЕМЫ БЕЗОПАСНОСТИ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТРАНСКАВКАЗСКОЙ АВТОМАГИСТРАЛИ	74
Тотиева Ж.Д. АНАЛИТИКО-ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПЛОСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ВЯЗКОУПРУГИХ НЕЛИНЕЙНЫХ СРЕДАХ.....	86
Чотчаев Х.О., Невская Н.И., Невский Л.Н. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ХАРАКТЕРНЫХ ДЛЯ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА И СОСТОЯНИЕ КАЧЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ПРЕСНЫХ ВОД	97

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

Бергер М.Г. О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ИСТОРИИ И СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ КАТАСТРОФЫ НА ЛЕДНИКЕ КОЛКА И В ГЕНАЛДОНСКОМ УЩЕЛЬЕ 2002 ГОДА	117
Жигалин А.Д., Шулейкин В.Н. ЛОЗОХОДСТВО, НАНОТЕХНОЛОГИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИКЛАДНОЙ И ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИКИ	132

НАШИ ГОСТИ

Казымова С.Э., Казымов И.Э. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО КАСПИЯ.....	140
Реквава П.А. ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ КРУПНОПАНЕЛЬНОГО ЗДАНИЯ С СУПЕРШИРОКИМ ШАГОМ СТЕН.....	153

ЮБИЛЕЙ

ВЛАДИМИРУ АНДРЕЕВИЧУ БАБЕШКО – 75!	170
--	-----

CONTENTS

Aliev I.A., Cherkashin V.I., Musaev M.A. ANALYSIS OF SEISMIC ACTIVITY IN THE AREA OF THE SULAK CASCADE HPP	5
Daniyalov M.G., Mirzaliev M.M., Magomedov Kh.D. MODERNIZATION OF INSTRUMENTAL SEISMOLOGICAL OBSERVATIONS NETWORK IN THE TERRITORY OF DAGESTAN	14
Zaalishvili V.B., Kanukov A.S., Melkov D.A. ON THE POSSIBLE INTERRELATION OF A CHANGE IN THE GRAVITATIONAL FIELD AND MICROSEISMIC FLUCTUATIONS LEVEL WITH THE SEISMIC EVENTS.....	20
Zaalishvili V.B., Chotchaev Kh.O. CLASSIFICATION OF NATURAL ELECTROMAGNETIC FIELDS. RESEARCHES BY THE METHOD OF TELLURIC CURRENTS	27
Zabirchenko D.N., Krutkin L.L. ANALYSIS OF THE RELATIONSHIP CYCLIC VARIATIONS OF GEOPHYSICAL FIELDS WITH THE INFLUENCE OF TIDAL DEFORMATION OBSERVATION DATA OF NPENFE IN THE NORTH CAUCASUS SEISMICALLY ACTIVE REGIONS.....	35
Kanukov A.S., Melkov D.A., Kharebov K.S. GIS SIMULATION OF THE GEOLOGICAL OBJECTS SOIL CONDITIONS. STRONG MOTIONS DATA BASES AND BANKS.....	48
Koronovsky N.V., Myshenkova M.S. GEOLOGICAL FEATURE OF THE WESTERN SLOPE OF ELBRUS VOLCANO AND PRIELBRUSYE	60
Tavasiyev R.A. AVALANCHES AND PROBLEMS OF SAFETY ACTIVITY ON THE TRANSCAUCASIAN HIGHWAY.....	74
Totieva Zh.D. ANALYTICAL AND NUMERICAL ANALYSIS OF PLANE SEISMIC WAVES IN NONLINEAR VISCOELASTIC MEDIA.....	86
Chotchaev H.O., Nevskaya N.I., Nevskiy L.N. GENETIC TYPES OF THE EXOGENOUS GEOLOGICAL PROCESSES, CHARACTERISTIC FOR THE MOUNTAIN TERRITORIES OF THE CENTRAL CAUCASUS AND THE STATE OF THE UNDERGROUND FRESH WATERS QUALITY	97

DISCUSSIONS, DISPUTES

Berger M.G. SOME FEATURES OF THE HISTORY AND CURRENT STATUS OF THE RESEARCH ON THE KOLKA GLACIER AND GENALDON GORGE 2002 YEAR CATASTROPHE	117
Zhigalin A.D., Shuleikin V.N. DOWSING, NANOTECHNOLOGIES AND PROSPECTS OF APPLIED AND FUNDAMENTAL GEOPHYSICS	132

OUR GUESTS

Kazimova S.E., Kazimov I.E. THE MODERN GEODYNAMICS OF THE MIDDLE AND SOUTHERN PART OF CASPIAN SEA.....	140
Rekvava P.A. SEISMIC RESISTANCE INVESTIGATION OF A LARGE-PANEL BUILDING WITH SUPER-WIDE WALL SPACING	153

JUBILEES

VLADIMIR ANDREEVICH BABESHKO IS 75 YEARS OLD!	170
---	-----

УДК: 550.34.013.2

АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В РАЙОНЕ СУЛАКСКОГО КАСКАДА ГЭС

© 2016 И.А. Алиев, к.ф.-м.н., В.И. Черкашин, д.г.-м.н., М.А. Мусаев

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, Россия,
367030, г. Махачкала, ул. М. Ярагского 75, e-mail: dangeo@mail.ru

Проведенное детальное исследование сейсмичности территории Дагестана за последние 50 лет показало концентрацию максимальной сейсмической активности в районе Сулакского каскада ГЭС, которая наблюдается в период заполнения водохранилищ каждой крупной ГЭС. Показано на примере Ирганайской ГЭС, что дополнительное увеличение (в сравнении с периодом относительного тектонического равновесия) динамической нагрузки инициирует всплеск сейсмической активности в этом районе, изменяет характер распределения гипоцентров. После всплеска сейсмической активности наступает период относительного сейсмического затишья этого района, другими словами инициированная сейсмичность приводит к временному уменьшению общей местной сейсмичности.

Ключевые слова: сейсмическая активность, каскады ГЭС, тектоническое равновесие, динамическая нагрузка, инициированная сейсмичность, распределение гипоцентров.

Введение

Детальное исследование сейсмичности территории Дагестана за последние 50 лет показывает концентрацию максимальной сейсмической активности в районе Сулакского каскада гидроэлектростанций (ГЭС). С начала заполнения и ввода в эксплуатацию Чиркейской ГЭС, самой крупной на Сулакском каскаде, прошло 40 лет – период, совпадающий с общим увеличением сейсмичности этого района. Каждая крупная ГЭС Сулакского каскада вносила свою лепту в увеличение сейсмичности района, инициировало ее, после начала заполнения их водохранилищ и дальнейшей эксплуатации. На рис. 1 представлены сейсмические события с $M > 2$ происшедшие на территории Дагестана и некоторой части прилегающих территорий (в координатах: от 41° до 45° СШ, и от 45° до 49° ВД). Как видно из рисунка в периоды ввода в эксплуатацию ГЭС (табл. 1) происходили значительные (Чиркейская в 1974 г., Ирганайская в 1999 г.) и локальные (Миатлинская в 1986 г., Гунибская в 2005 г.) увеличения сейсмической активности. Аналогичное увеличение сейсмической активности наблюдалось в момент заполнения водохранилищ Нурекской, Токтогульской и Чарвакской ГЭС.

Согласно [Адушкин, Турунтаев, 2005] вероятность проявления наведенной сейсмичности возрастает с увеличением высоты плотины. Так, для плотин высотой более 10 метров наведенную сейсмичность вызывали только 0,63% из них, плотин высотой более 90 метров – 10%, а для плотин высотой более 140 метров – уже 21%. По всей вероятности, накопление огромной массы воды приводит к изменению гидростатического давления в породах, снижению сил трения на контактах земных блоков. Крупные водохранилища могут вызывать не только слабые, но даже сильные «наведенные» землетрясения. Поскольку высоты плотин Чиркейской и Ирганайской превышают 100 м, а высоты Миатлинской, Гочатлинской, Гунибской и

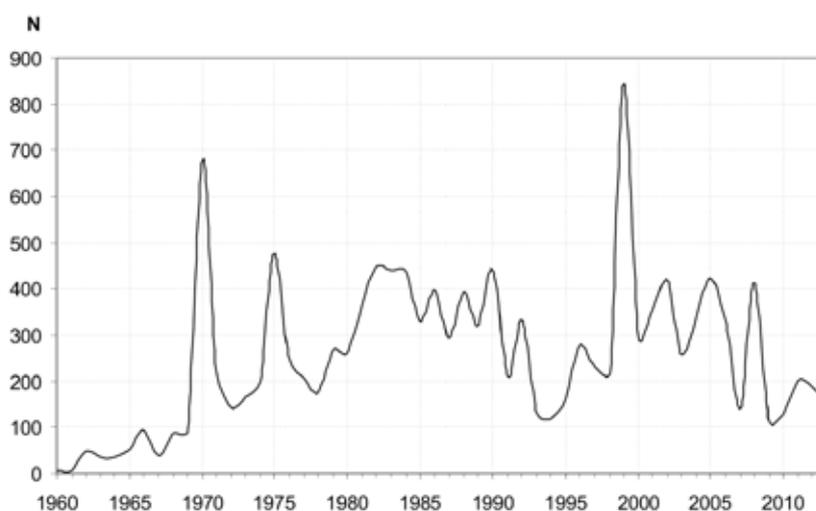


Рис. 1. Сейсмические события в Дагестане в 1960–2013 гг. ($M > 2$).

Гергебильской плотин близки к 90 м и как следствие представляют научный и практический интерес для изучения процесса механизма техногенных землетрясений в районе Сулакского каскада ГЭС.

Таблица 1.

Плотины Сулакского каскада ГЭС

ГЭС	Высота Плотины м.	Объем полный млн.куб.м.	Объем полезный млн.куб.м.	Ввод в эксплуатацию год
Чиркейская	232,5	2780	1320	1974
Ирганайская	111	705	397	1998
Миатлинская	86,5	47	22	1986
Гунибская	73	10,6	0,89	2005
Гергебильская	70	0,1	*	1940
Гоцатлинская	68	48	*	строится
Чирюртовская	37,5	*	*	1961

Район Сулакского каскада ГЭС

Река Сулак располагается на северо-восточном уступе Кавказского горного сооружения в зоне Сулакского меридиального выступа, который является северо-западным окончанием Дагестанского клина, орографически представляющего собой интенсивно поднятый участок до 2700 м над уровнем моря, контрастно сочленяющийся с Терско-Сулакской низменностью. Она разделяет Гимринскую и Салатаускую антиклинали, образующие в рельефе одноименные хребты с высотными отметками от 2000 до 3000 м и протекает в глубоком каньоне с обрывистыми бортами, где обнажаются пласты мезозойских известняков, глин и песчаников.

Всего в бассейне реки Сулак намечается строительство 20 ГЭС, с учетом уже построенных, с суммарной мощностью 4691 МВт. Самой крупной из функционирующих гидроэлектростанций Сулакского каскада является Чиркейская. Плотина ГЭС с высотой 232,5 м преграждает путь Сулаку в Чиркейском ущелье, в зоне развития

верхнемеловых известняков и образует водохранилище с объемом 2,8 км³. Сезонные колебания уровня воды в водохранилище достигают 35–40 м. По результатам геологических, геоморфологических, тектонических и тектонофизических исследований автор [Николаев, 1977] относит район Чиркейской ГЭС к потенциально сейсмичным участкам земной коры. В табл. 1 приведены данные о плотинах Сулакского каскада ГЭС. Из них Миатлинская и Чирюртовская, также как и Чиркейская ГЭС, расположены в зоне максимальной сейсмической активности. Районы строительства гидроэлектростанций (Чиркейская и Миатлинская) отличаются сложным геологическим строением. Гидроузлы располагаются на висячих крыльях взбросов глубинного типа, испытывающих интенсивные новейшие тектонические движения. Вследствие этого большинство створов высоконапорных плотин в сейсмических районах оказываются привязанными к наиболее тектонически-неоднородным и потенциально сейсмичным участкам земной коры. Сложные геологические условия и расчлененный рельеф не останавливают, а наоборот привлекают проектировщиков ГЭС с точки зрения экономичности строительства подобных гидроэлектростанций. Несмотря на вышесказанное, в 1963 г. было начато строительство самой крупной ГЭС Сулакского каскада – Чиркейской. В мае 1970 г. в районе строительства произошло одно из самых сильных землетрясений Кавказа с магнитудой $M = 6,6$ с большим количеством афтершоков. Эпицентр главного толчка находился в 20–25 км от плотины, вследствие чего в массиве горных пород и в бортах плотины образовались трещины, которые впоследствии зацементировали и скрепили анкерами. В период заполнения водохранилища, когда уровень достиг 100 м относительно нижнего бьефа плотины, в этом районе резко увеличилось количество слабых толчков. А через некоторое время, друг за другом, в разных частях окрестности водохранилища произошли ощутимые и сильные землетрясения с магнитудой $M = 5,0–5,2$ с интенсивностью сотрясения $I = 7$ баллов и выше по шкале MSK – 64, которые вызвали повреждения строений в близлежащих населенных пунктах, а гипоцентры мигрировали вниз от 3 до 16 км. По утверждению [Николаев, 1977; Rothe, 1969] одна из основных причин возникновения «плотинных» землетрясений является наличие зон разломов, способствующих проникновению воды вглубь земной коры.

Интерес к проблеме сейсмичности в районах крупных водохранилищ, а также механизмам их возникновения все еще велик, что подтверждается публикациями, вышедшими в последние годы [Нигматулаев и др., 2013; Мирзоев и др., 2009; Смирнов и др. 2013; Идармачев и др., 2012]. Наряду с этим, немаловажное значение имеет место управление процессом разрядки тектонических напряжений, искусственное инициирование роста слабой и умеренной сейсмичности, ускорение процесса подготовки сильного землетрясения и как следствие – уменьшение его магнитуды [Николаев, 1994, 1999], что крайне необходимо в районах эксплуатации крупных ГЭС.

Анализ данных и обсуждение результатов

Для анализа вариаций сейсмичности использовались каталоги землетрясений ГС РАН [Общий каталог землетрясений..., 2007; www.ceme.gsr.ru]. Было подсчитано число землетрясений с $M > 2$ в радиусе 50 км от центра Чиркейского водохранилища за период 1990–2013 гг. На рис. 2 показаны графики количества землетрясений за исследуемый период: кривая 1 – в радиусе 50 км от центра Чиркейского водохранилища, кривая 2 – для остальной территории Дагестана. На рисунке виден

всплеск сейсмической активности в 1999 г. Максимальное число землетрясений в 1999 г. по кривой 2 не превышает 160, в то время как число землетрясений по кривой 1 достигает 690. В другие периоды количество землетрясений на сравниваемых территориях незначительно отличаются друг от друга. Анализ данных показывает, что максимальное количество сейсмических событий приходится на период заполнения Ирганайского водохранилища, которое началось в июле 1997 г., а эксплуатация станции в 1998 г. Такое совпадение позволяет предположить, что заполнение водохранилища привело к увеличению сейсмичности в этом районе.

Теперь рассмотрим распределение гипоцентров 3033 землетрясений за 1990–2013 гг. из рассматриваемой (радиусом $R = 50$ км) области. Разделим их на группы: первая группа – землетрясения с гипоцентрами менее 15 км, и вторая группа – землетрясения с гипоцентрами более 15 км. Максимальное количество гипоцентров сосредоточено в пределах глубин 10 ± 5 км. Подсчет количества сейсмических событий показал, что в первой группе произошло 2138 событий, во второй – 895 событий. Можно предположить, что землетрясения, относящиеся к первой группе, подвержены проникновению воды в разломную часть земной коры, а вторая группа событий, где сложно представить проникновение воды в эти горизонты, под воздействием динамической нагрузки при эксплуатации водохранилищ в районе Сулакского каскада ГЭС. На рис. 3 показаны графики распределения количества землетрясений кривая 1 и кривая 2 до 15 км и более, соответственно. Как видно из рисунка, происходит увеличение числа землетрясений для периода времени 1999 г., причем число землетрясений с гипоцентрами более 15 км растет более интенсивно, чем для гипоцентров менее 15 км, что по всей вероятности связано с возрастающей динамической нагрузкой в районе заполнения водохранилища. На графике также видно почти синхронное повышение количества землетрясений в отдельные годы – 1992, 1996, 2002 и 2005 гг., но в значительно меньшем количестве. И число землетрясений с гипоцентрами более 15 км всегда меньше, чем до 15 км, что является

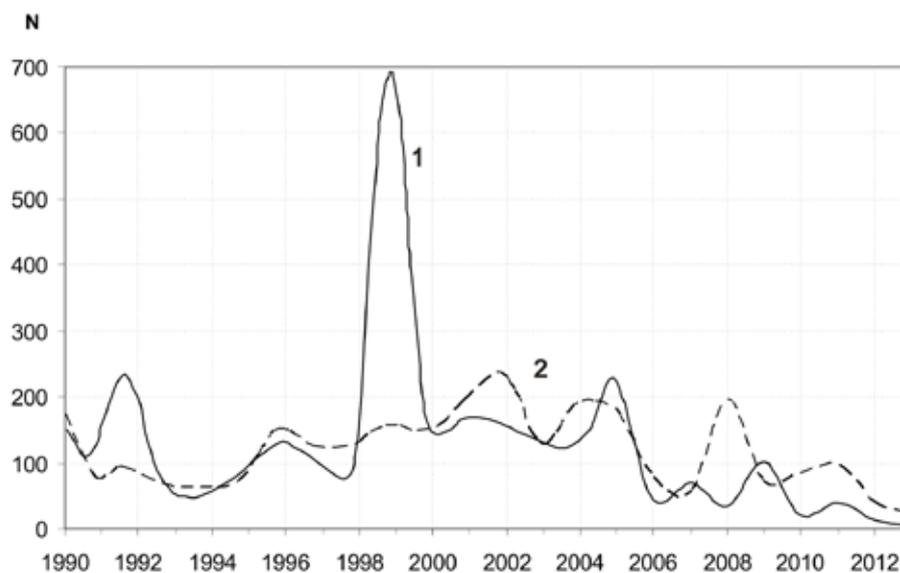


Рис. 2. Изменение сейсмической активности в 1990–2013 гг.: 1 – в районе Чиркейского водохранилища (область радиусом $R = 50$ км), 2 – на остальной территории Дагестана

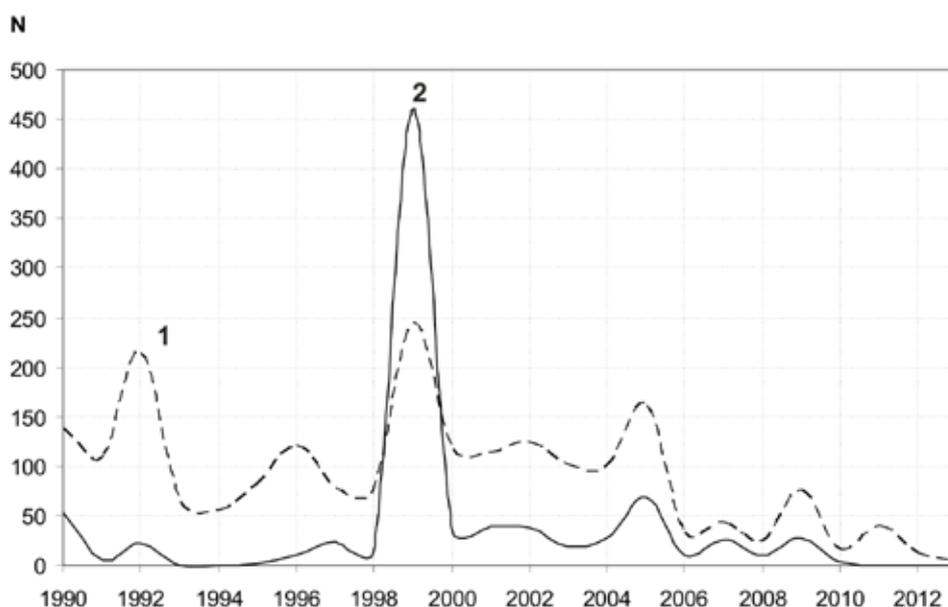


Рис. 3. Изменение сейсмической активности в районе Сулакского каскада ГЭС:
1 – с гипоцентрами до 15 км, 2 – с гипоцентрами более 15 км

доказательством верности нашего предположения о роли, возрастающей динамической нагрузки в увеличение сейсмичности в 1999 г. в рассматриваемой области.

На рис. 4 представлена структурно-тектоническая схема части Сулакского каскада ГЭС [Ирганайский гидроузел..., 1980]. Под Ирганайской котловиной проходит разлом фундамента, простирающийся вдоль русла реки Аварское Койсу. По всей вероятности существенное повышение сейсмичности в районе Сулакского каскада связано также и с проникновением воды из Ирганайского водохранилища до приведенного на рисунке разлома.

Итак, суммируя вышесказанное, можно предположить: заполнение Ирганайского водохранилища вызвало возмущение равновесного состояния земной коры в этом районе, что привело к всплеску сейсмической активности.

Для еще большей наглядности приведем распределение гипоцентров по слоям шагом в 5 км, как это сделали авторы [Левкович, Асманов, 1985], которые в своей работе для выделения сейсмофокальной области (СФО) «Дагестанский клин» использовали 1144 землетрясения за период 1970–1983 гг., происшедших в рассматриваемой нами области. На рис. 5 представлено распределение гипоцентров землетрясений за 1970–2013 гг. Кривая 1 построена по данным [Левкович, Асманов, 1985] за 1970–1983 гг. Кривая 2 по данным [Общий каталог землетрясений..., 2007] за 1990–1997 гг., в период до начала заполнения Ирганайского водохранилища. Кривая 3 построена по данным [Общий каталог землетрясений..., 2007] за 1998–2005 гг., после начала заполнения и эксплуатации Ирганайского водохранилища и кривая 4 по данным [www.ceme.gsras.ru] за 2006–2013 гг. Как видно из рисунка, кривые 1, 2 и 4 по форме кривой практически повторяют друг друга, коэффициент корреляции между рядами данных k порядка 0,9. Начала отсчета кривых 1 и 2 разделяет 20 лет, 1 и 4 более 30 лет, в тоже время распределение гипоцентров за разные промежутки времени, разные года – повторяются. Этому есть одно объяснение – из-

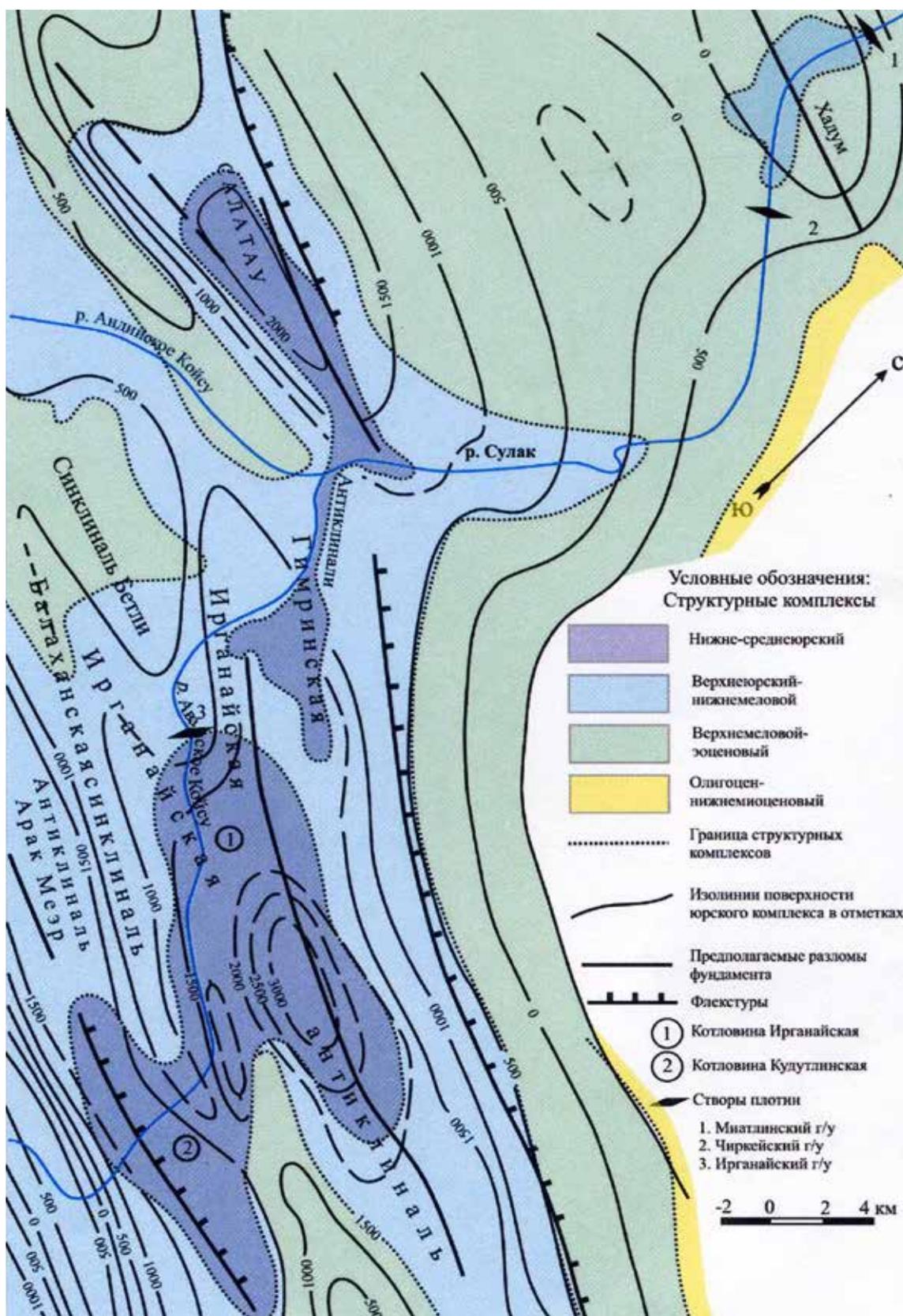


Рис. 4. Структурно – тектоническая схема части Сулакского каскада ГЭС

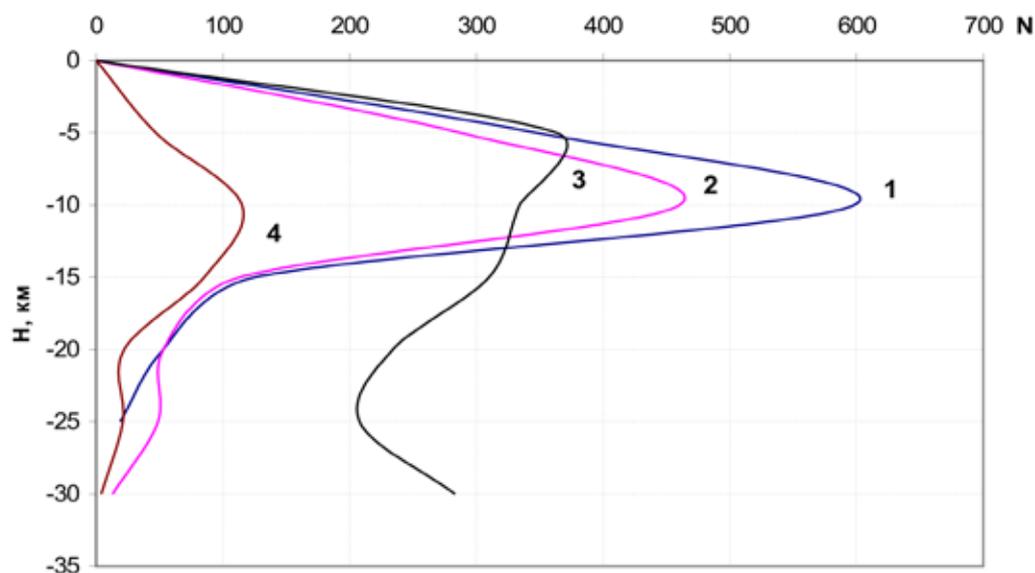


Рис.5. Распределение гипоцентров землетрясений за 1970–2013 гг.:

1 – по данным за 1970–1987 гг. [Левкович, Асманов, 1985], 2 – по данным за 1990–1997 гг.,
3 – по данным за 1998–2005 гг., 4 – по данным за 2006–2013 гг.

менение динамической нагрузки под ложем водохранилища приводит к раскрытию трещин и проникновению воды во все более новые горизонты по трещинам и разломам. Данный процесс сопровождается повышением сейсмической активности. Причем процесс идет, из года в год, по одним и тем же трещинам и разломам, что доказывается высокой корреляцией рядов данных кривых 1, 2 и 4. Это позволяет нам заключить, что регулярные изменения динамической нагрузки, т.е. сезонные изменения уровня водохранилища в результате его эксплуатации приводят к увеличению местной сейсмической активности. Коэффициент корреляции кривой 3 с кривыми 1, 2 и 4 $k \leq 0,6$, т.е. значительно меньше, чем между первыми рассмотренными, это говорит о том, что процесс имеет иной характер. Практически распределение гипоцентров равномерно по слоям от 5 до 30 км. Объяснение этого явления следующее: мы считаем, что в результате значительного изменения тектонического напряжения в рассматриваемой области, связанного с началом заполнения водохранилища, произошли процессы быстрого выравнивания этих напряжений вертикально по слоям, уже по другим трещинам и разломам, с повышением сейсмической активности. Дополнительное увеличение (в сравнении с периодом относительного тектонического равновесия 1990–1998 гг.) динамической нагрузки инициировало всплеск сейсмической активности в этом районе.

Анализ вариаций сейсмичности в Дагестане в 1960–2013 гг. показал, что с конца 60-х годов наблюдается общее увеличение сейсмичности рассматриваемого района (рис. 1), как указывали выше, со значительными и локальными максимумами в периоды ввода ГЭС в эксплуатацию. После периодов увеличения сейсмичности всегда следуют периоды сейсмического затишья. В период общепланетарного роста сейсмичности с $M > 4$ в 1990–1996 гг. по данным USGS [www.usgs.gov/neic/, 1973–2008], в рассматриваемом районе отмечается значительное снижение сейсмичности, и, наоборот, в период всплеска сейсмичности Сулакского каскада 1999 г.

в остальной части планеты существенное снижение сейсмической активности. Все это позволяет заключить, что вариации сейсмической активности в рассматриваемом районе имеют локальные причины, и наиболее вероятно, что это техногенные причины.

Выводы

1. Всплеск сейсмической активности в районе Сулакского каскада ГЭС в 1999 году имеет техногенные причины.
2. Заполнение Ирганайского водохранилища привело к нарушению равновесного состояния района расположения Чиркейского, Миатлинского, Чирюртовского водохранилищ. Разрядка тектонических напряжений в течение периода 1999–2005 гг. привела к резкому снижению сейсмической активности в последующие 2006–2013 гг.

Литература

1. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, 2005. 252 с.
2. Идармачев Ш.Г. и др. Возбужденная сейсмичность в районе Чиркейского водохранилища и ее проявление в геофизических полях. // Труды Института геологии ДНЦ РАН. 2012. Выпуск № 59. 105 с.
3. Ирганайский гидроузел на р. Аварское Койсу, Технический проект, Т II, Природные условия, Книга 3, Инженерно-геологические условия, № 1292-4Т. Ленинград. 1980. 350 с.
4. Левкович Р.А., Асманов О.А. Сейсмофокальная область «Дагестанский клин»/ Сейсмичность и сеймотектоника Восточного Предкавказья. / Труды ИГ Вып. 33. 1985. С.5–18.
5. Мирзоев К.М. и др. Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли. 2009. № 10. С.49–68.
6. Нигматулаев С.Х., Улубиева Т.Р., Маматкулова З.С. Система сейсмического мониторинга для будущего Рангушского гидроузла и необходимые мероприятия для ее организации. // Современные методы интерпретации сейсмологических данных. Материалы 8 международной сейсмической школы. Геленджик. 15–21 сентября 2013 г. С. 219–225.
7. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности // Сб. Проблемы наведенной сейсмичности. М.: Наука, 1994. С.5–15.
8. Николаев А.В. О возможности искусственной разрядки тектонических напряжений с помощью сейсмических и электрических воздействий // Двойные технологии. 1999. №2. С.6–10.
9. Николаев Н.И. О состоянии изучения проблемы возбужденных землетрясений, связанных с инженерной деятельностью. Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука, 1977. С. 8–21.
10. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана до 2005 года. Махачкала: Эпоха, 2007. 394 с.
11. Смирнов В.Б., Chadra R.K., Пономарев А.В., Srinagesh D. Прогностические аномалии наведенной сейсмичности в области водохранилища Койна-Варна, Западная Индия // Физика Земли. 2013. №2. С.94–109.

12. Rothe J.P. Earthquakes Reservoir Loadings. 4 th. World Conf. on Earthquake Engineering Santiago. 1969, Preprints, a – 1, P. 28–38.

13. www.ceme.gsras.ru

14. www.usgs.gov/neic/

ANALYSIS OF SEISMIC ACTIVITY IN THE AREA OF THE SULAK CASCADE HPP

**© 2016 I.A. Aliev, Sc. Candidate (Phys.-math.), V.I. Cherkashin, Sc. Doctor
(Geol.-Min.), M.A. Musaev**

Institute of Geology, DSC RAS, Russia, 367030, 75, Makhachkala, M. Yaragski st.,
e-mail: dangeo@mail.ru

Conducted a detailed study of seismicity of the territory of Dagestan over the past 50 years showed a maximum concentration of seismic activity in the area Sulak cascade that occurs during filling of reservoirs each large hydro. It is shown, for example Irganaysk HPP that additional increase (in comparison with the period of relative tectonic equilibrium) dynamic load initiates the burst of seismic activity in the area, changes the nature of the distribution of hypocenters. After a burst of seismic activity there is a period of relative seismic calm of the area, in other words triggered seismicity leads to a temporary reduction of the total local seismicity.

Keywords: seismic activity, HPP cascades, tectonic balance, dynamic loading, initiated seismicity, distribution of hypocenters.

УДК 550.34

МОДЕРНИЗАЦИЯ СЕТИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА

© 2016 М.Г. Даниялов, к.г.-м.н., М.М. Мирзалиев, Х.Д. Магомедов

Дагестанский филиал Геофизической службы РАН, Россия, 367008,
г. Махачкала, ул. Белинского, 16, e-mail: haskil@dbgsras.ru

В данной статье приводится динамика развития инструментальных сейсмологических наблюдений на территории Дагестана.

Ключевые слова: сейсмологические наблюдения, аналоговые и цифровые сейсмостанции.

Территория Дагестана относится к самым сейсмически активным районам европейской части России. Как в историческом прошлом, так и в последние годы на территории Дагестана произошли сильные и разрушительные землетрясения.

Впервые непрерывные инструментальные сейсмологические наблюдения на территории Дагестана начали проводить с начала 50-х годов прошлого века с организацией в Махачкале в 1951 году сейсмостанции ИФЗ АН СССР.

Толчком для масштабных инструментальных исследований послужило разрушительное Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 года ($M = 6,6$; $J_0 = 9$ баллов), после чего в Дагестане начала формироваться сеть сейсмических станций Дагестанского филиала АН СССР (5 стационарных и одна полевая сейсмостанция).

До организации сейсмостанции в г. Махачкале инструментальные параметры землетрясений, происходивших на территории Дагестана и сопредельных республик, выдавались на основании данных регистрации сетью сейсмических станций Закавказья.

Для совершенствования системы инструментальных сейсмологических наблюдений на территории СССР в 1979 году образуются опытно-методические сейсмологические экспедиции и партии (ОМЭ и ОМСП) в системе Академии наук СССР. Одна из таких партий была образована при Дагестанском филиале АН СССР с передачей ей 5 сейсмических станций Дагестанского АН СССР [Даниялов и др., 2003].

За последние десятилетия в системе инструментальных сейсмологических наблюдений на территории России и Дагестана произошли значительные изменения.

В 1994 году на базе опытно-методических экспедиций и партий была создана Геофизическая служба РАН с главной задачей проведения непрерывного сейсмологического мониторинга территории России и отдельных её регионов, а также для сейсмического районирования и прогноза землетрясений с оперативным оповещением центральных и местных органов исполнительной власти и заинтересованных ведомств и организаций о происшедших сейсмических событиях.

Дагестанский филиал ГС РАН осуществляет контроль за развитием сейсмической ситуации в одном из наиболее сейсмоопасных регионов страны, где интенсивность землетрясений достигает 9 баллов, а по характеру и масштабности грунтовых палеосейсмодислокаций – более 9 баллов [Сейсмическая активность..., 2003; Сейсмический мониторинг..., 2007].

Объектом исследования Дагестанского филиала ГС РАН является землетрясение, рассматриваемое в нескольких аспектах, основными из которых являются сейсмический режим, уровень сейсмической опасности, природа сейсмогенеза (в том числе и природа «техногенных» землетрясений). Также исследуются изменения физических, геохимических и других полей, сопутствующих подготовке землетрясений, которые рассматриваются как предвестники с ориентацией в последующем на прогноз землетрясений [Аппаратура и методика..., 1974].

В настоящее время на территории Дагестана развернута сеть сейсмических наблюдений, которая позволяет фиксировать сейсмические события различного масштаба уровня.

Для проведения сейсмологических и др. наблюдений с целью изучения сейсмического режима территории Дагестана и сопредельных районов, а также поиска предвестников землетрясений, в рамках ДФ ГС РАН задействованы 16 сейсмических станций, 1 геохимическая и 2 геофизические станции и пунктов наблюдений.

Схема расположения наблюдательной сети ДФ ГС РАН показана на рис. 1.

На геохимических станциях проводятся измерения газовых компонентов, таких как гелий, водород, азот, кислород и др., а также изменения дебита и температуры самоизливающейся воды из скважины и вариации содержания водорода при земной атмосфере.

Сейсмические станции наблюдательной сети, где задействованы аналоговые станции, оснащены стандартными комплектами аппаратуры для фотогальванометрической записи на базе регистратора РС-II М и сейсмометров типа СКМ-3.



Рис. 1. Размещение наблюдательной сети ДФ ГС РАН.

Инструментальные сейсмологические наблюдения проводились с помощью аналоговой записи на фотобумаге со сменой сейсмограмм 2 раза в сутки, а также с помощью цифровых сейсмических станций.

За последние десятилетия в системе сейсмических наблюдений на территории Дагестана произошли значительные изменения.

По программе модернизации наблюдательной сети с целью повышения качества информативности получаемой сейсмической информации к концу 2015 г. количество цифровых сейсмических станций достигло 16, полностью заменили аналоговые станции с гальванической формой записи на цифровые. Цифровые станции типа SDAS и UGRA позволяют вести регистрацию в непрерывном режиме на трёх каналах. Динамический диапазон регистрации сейсмических событий составляет 96 дБ (16-разрядов АЦП) для станции SDAS и 120 дБ (24 разряда АЦП) для станции UGRA, частотный диапазон составляет 0–30 Гц. Частота квантования при оцифровке задана в пределах от 20 до 100 отсч/сек. [Цифровая..., 2004].

Все цифровые станции подключены к сети Интернет и передают информацию в центр обработки в режиме реального времени.

Динамика модернизации наблюдательной сети Дагестана показана в таблице 1 и на рис. 2.

Таблица 1

Количество сейсмостанций наблюдательной сети Дагестана

Года \ Станции	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Аналоговые	16	14	14	11	10	9	8	3	-
Цифровые	-	2	2	5	6	7	9	13	16

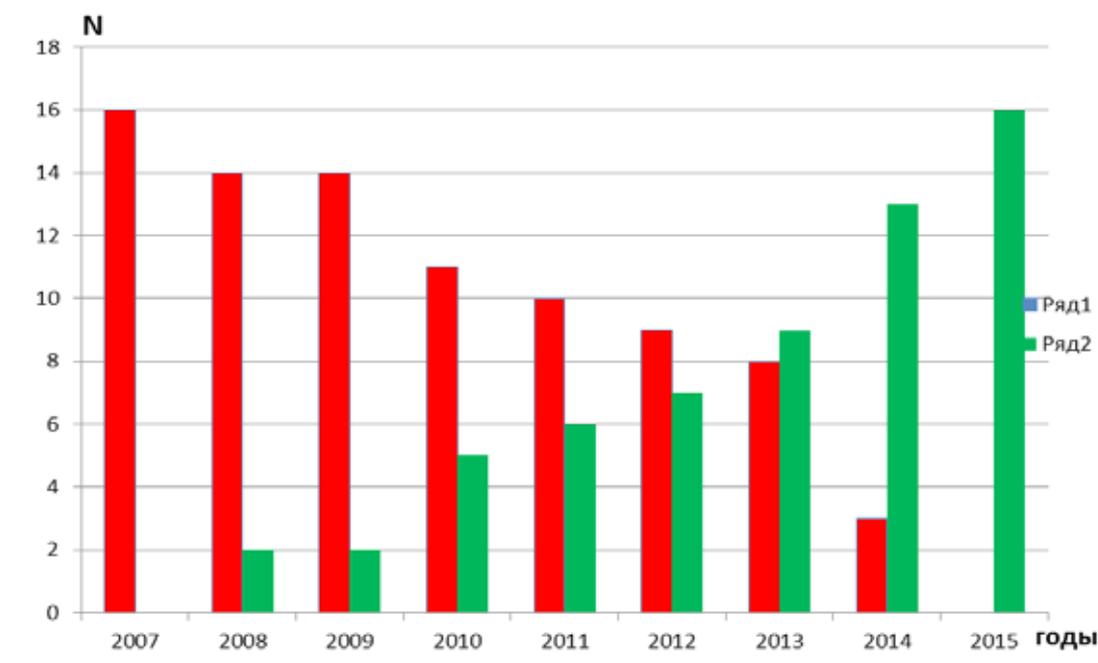


Рис. 2. Динамика модернизации наблюдательной сети ДФ ГС РАН.
N – количество сейсмостанций; Ряд 1 – аналоговые сейсмостанции; Ряд 2 – цифровые сейсмостанции

Краткая характеристика и место установки цифровых станций показаны в таблице 2.

Таблица 2

Аппаратура цифровых сейсмостанций

№ п/п	Станция код.	Координаты, h, м		Тип прибора	Переч. каналов	Част. диап.	Част. опросов	Разряд АЦП	Дата Откр.
		φ, °N	λ, °E						
1	Дубки DBC	43.0216	46,8410	SDAS CM3-КВ	SH (NZE)	0,5–30	40	16	01.11. 2008 г.
		850 м			SL (NZE)	0,5–30	40		
2	Гуниб GNBR	42.3893	46,9638	SDAS CM3-КВ	SH (NZE)	0,5–30	40	16	19.09. 2008 г.
		1210 м			SL (NZE)	0,5–30	40		
3	Ботлих BTLR	42.6653 970 м	46,2192	UGRA CM3-КВ	SHN	0,5–30	50	24	28.06. 2010 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
4	Ахты АКТ	41.4793 1115 м	47,7148	UGRA CM3-КВ	SHN	0,5–30	50	24	17.10. 2010 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
5	Дербент DRN	42.0204 – 20 м	48,3318	UGRA CM3-КВ	SHN	0,5–30	50	24	02.09. 2010 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
6	Хунзах XNZR	42.5451 1680 м	46,7053	UGRA CM3-КВ	SHN	0,5–30	50	24	21.07. 2011 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
7	Уркарах URKR	42.1649 1330 м	47,6310	UGRA CM3-КВ	SHN	0,5–30	50	24	20.06. 2012 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
8	Буй- накск BUJR	42.8208 480 м	47,1039	UGRA CM3-КВ	SHN	0,5–30	50	24	14.06. 2013 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
9	Караман KANR	43.196 – 25 м	47,489	UGRA CM3-КВ	SHN	0,5–30	50	24	01.12. 2013 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
10	Сергока- ла SGKR	42, 4576 560 м	47,6556	UGRA CKM-3	SHN	0,5–30	50	24	06.11. 2014 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
11	Дылым DLMR	43,0730 660 м	46,6187	UGRA CKM-3	SHN	0,5–30	50	24	12.11 2014 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
12	Каранай KRNR	42,8267 1250 м	46,9053	UGRA CKM-3	SHN	0,5–30	50	24	19.11. 2014 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
13	Аракани ARKR	42,6021 760 м	46,9942	UGRA CKM-3	SHN	0,5–30	50	24	20.11. 2014 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
14	Касум- кент KSMR	41,6023 930 м	48,1246	UGRA CKM-3	SHN	0,5–30	50	24	16.06 2015 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
15	Унцу- куль UNCR	42,7155 780 м	46,7929	UGRA CKM-3	SHN	0,5–30	50	24	01.08 2015 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	
16	Кумух KMKR	42,1287 1895 м	47,0977	UGRA CKM-3	SHN	0,5–30	50	24	21.10 2015 г.
					SHZ	0,5–30	50	24	
					SHE	0,5–30	50	24	

С переходом на цифровую форму записи сейсмических событий значительно расширятся возможности изучения умеренной и слабой сейсмичности региона, а уровень надежной регистрации землетрясений приблизился к энергетическому классу $K \geq 6$, за исключением некоторых участков прилегающей территории Грузии и Азербайджана.

В связи с заменой аналоговой формы записи сейсмических событий на цифровую запись в течение короткого периода времени будет получена полная характеристика сейсмических событий для Дагестана и прилегающих территорий, значительно улучшится качество сейсмического материала, расширятся потенциальные возможности анализа получаемой информации.

Модернизация аппаратуры с заменой аналогового оборудования на цифровые приведет к повышению чувствительности отдельных станций, не менее чем на 10–20%. Причиной этому послужит возможность повышения отношения сигнал/шум за счёт применения подобранных для каждой станции полосовых фильтров и поляризованного анализа записи.

Модернизация наблюдательной сети необходима не только для повышения чувствительности сети, улучшения точности определяемых параметров землетрясений, но и для ускорения процесса получения оценок землетрясений, что чрезвычайно важно для быстрого реагирования служб спасения при уже произошедшем разрушительном землетрясении.

Повышение чувствительности сети позволит повысить надежность и объективность результатов анализа напряженного состояния земных недр, что напрямую связано с решением задач прогноза землетрясений.

Литература

1. «Аппаратура и методика сейсмических наблюдений в СССР». М.: «Наука», 1974. 240 с.
2. Даниялов М.Г., Левкович Р.А., Мирзалиев М.М. и др. «Сейсмический мониторинг территории Дагестана (1998–2002 гг.)». М.: «Лика», 2003. 178 с.
2. Сейсмическая активность территории центрального Дагестана. М.: «Лика», 2003. 134 с.
3. Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории Среднего Каспия. Махачкала: «Эпоха», 2007. 227 с.
5. «Цифровая сейсмическая станция SDAS». Описание и инструкция по эксплуатации. Обнинск. 2004. 94 с.

MODERNIZATION OF INSTRUMENTAL SEISMOLOGICAL OBSERVATIONS NETWORK IN THE TERRITORY OF DAGESTAN

**© 2015 M.G. Daniyalov, Sc. Candidate (Geol.-Min.), M.M. Mirzaliyev,
Kh.D. Magomedov**

Dagestan branch of Geophysical service of RAS, Russia, 367008, Makhachkala,
Belinskiy street, 16, e-mail: haskil@dbgsras.ru

The development dynamics of the instrumental seismological observations on the territory of Dagestan are given in present article.

Keywords: seismological observations, analog and digital seismic stations.

УДК 550.34

О ВОЗМОЖНОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И УРОВНЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ

© 2016 В.Б. Заалишвили¹, д.ф.-м.н., проф., А.С. Кануков^{1,2}, к.т.н.,
Д.А. Мельков¹, к.т.н.

¹Геофизический институт ВНЦ РАН, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул.
Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

²Владикавказский филиал Финансового университета при правительстве
Российской Федерации, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Молодежная, 7

В статье рассматривается возможное влияние землетрясения на гравитационное поле. Для этого выполнена обработка сейсмического события, приуроченного к Владикавказскому разлому и произошедшего в непосредственной близости от пункта гравиметрических наблюдений. Кроме того, показано увеличение уровня микросейсмического фона в течение суток после землетрясения.

Ключевые слова: гравитационное поле, относительный гравиметр CG5, сейсмическое событие, землетрясение, микросейсмические колебания.

Для определения вертикальных движений поверхности Земли в различных районах Главного хребта Кавказа уже в течение 20 лет проводятся [Заалишвили и др., 2011]:

1. Стационарные и относительные геодезические определения координат и высот долговременных геодезических и гравиметрических пунктов.

2. Абсолютные и относительные гравиметрические определения силы тяжести в районе Главного хребта Кавказа и на равнинных участках, т.е. в районах с максимальными и минимальными вертикальными смещениями дневной поверхности.

Эти независимые методы дополняют друг друга. Совпадение результатов этих методов говорит о качестве пунктов и качестве проводимых измерений.

До настоящего времени работы по относительной гравиметрической съемке с целью уточнения вертикальных скоростей поднятия Главного хребта Кавказа выполнялись на гравиметрических пунктах, созданных в 1970–1972 годах [Milyukov et al., 2010].

Для изучения изменений гравитационного поля в 2008 году был заложен пункт «Владикавказ» [Милуков и др., 2013]. Географические координаты: широта 43.04639N, долгота 44.67736E, геодезическая высота 684 м. Идентификационное название (4-Char. ID) – VLAD. Пункт расположен в специально построенном одноэтажном здании, принадлежащем ГФИ ВНЦ РАН по адресу: г. Владикавказ, ул. Маркова 93а. Марка заложена в постаменте размером 122x120 см, высотой 120 см, установленном на галечном грунте. Марка находится на 7 мм ниже поверхности постамент. Расположение зданий, марки и постамент представлены на рис. 1.

Наблюдения проводятся с помощью относительного гравиметра CG5 № 567 канадской фирмы Scintrex (рис. 2).

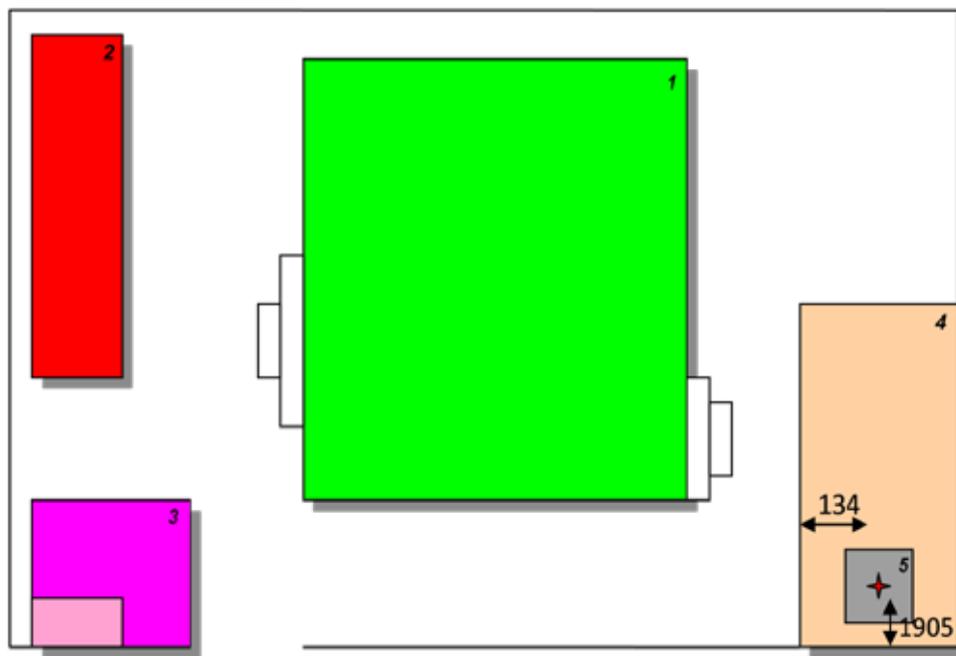


Рис. 1. Абрис пункта «Владикавказ»:
1 – здание ГФИ ВНЦ РАН; 2 – гараж; 3 – лаборатория; 4 – пункт гравиметрических наблюдений;
5 – постамент. Стрелками обозначено расстояние от марки до стен (см)

Точность работы данного гравиметра была проверена, на основе сопоставления результатов, полученных с помощью абсолютного гравиметра. Основываясь на проведенных измерениях, а также на значениях приращений между пунктами, ранее полученных с помощью абсолютного гравиметра, можно сделать вывод, что на коротких дистанциях (Владикавказ – Ардон, Азау – Нейтрино) наблюдалось расхождение показаний абсолютного и относительного гравиметров. Тем не менее, ввод поправочного коэффициента является неоправданным, по причине более точного совпадения на более длинных дистанциях (Азау – Нальчик). Кроме того полученные результаты имеют большую погрешность, связанную с изломом рабочего дрейфа гравиметра CG5 № 567. Тем не менее, величина данной погрешности не выходит за рамки допустимой. Также следует отметить, что излом дрейфа прибора происходил спустя 2,5 часа после начала измерений. Однако в процессе последующей работы дрейф может приобретать линейный



Рис. 2. Относительный гравиметр CG5 канадской фирмы Scintrex

характер. Об этом свидетельствует тот факт, что в последние дни измерений происходило выполаживание кривой дрейфа.

При работе в стационарном режиме, когда отсутствует рабочий дрейф, стационарный дрейф представляет собой прямую линию, описываемую уравнением $y = -0,0003x + 708,04$, с величиной достоверности аппроксимации $R^2 = 0,999$ (рис. 3).

При исключении стационарного дрейфа на графике отображается изменение гравитационного поля (рис. 4).

Для изучения влияния землетрясения на гравитационное поле было рассмотрено сейсмическое событие (рис. 5), произошедшее в 17 км от пункта наблюдений (Широта: 42,9781N; Долгота: 44,4843E; Магнитуда 1,2; Глубина 10 км), приуроченное к Владикавказскому разлому (рис. 6).

Стационарный дрейф на пункте VLD

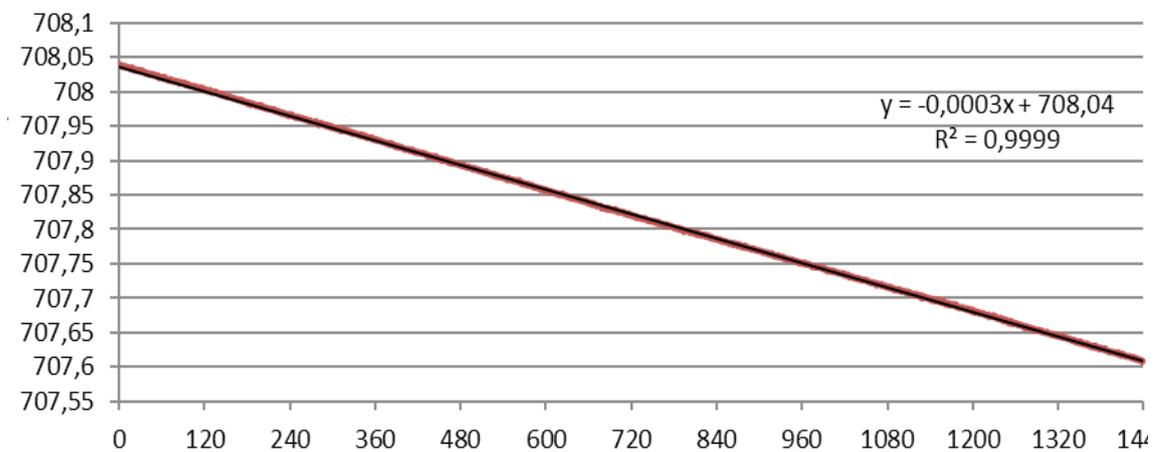


Рис. 3. Стационарный дрейф за сутки на пункте VLD

Вариации гравитационного поля

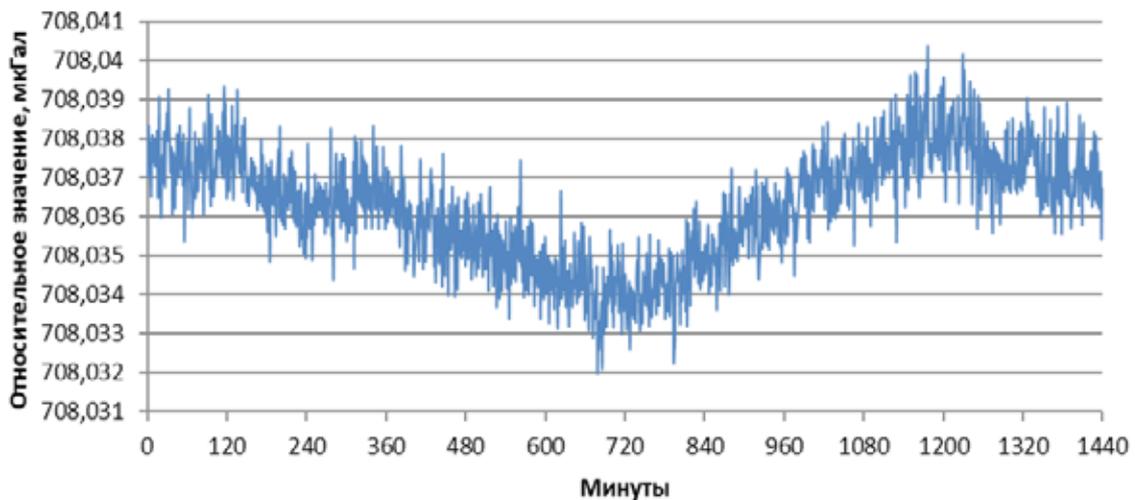


Рис. 4. Вариации гравитационного поля на пункте VLD

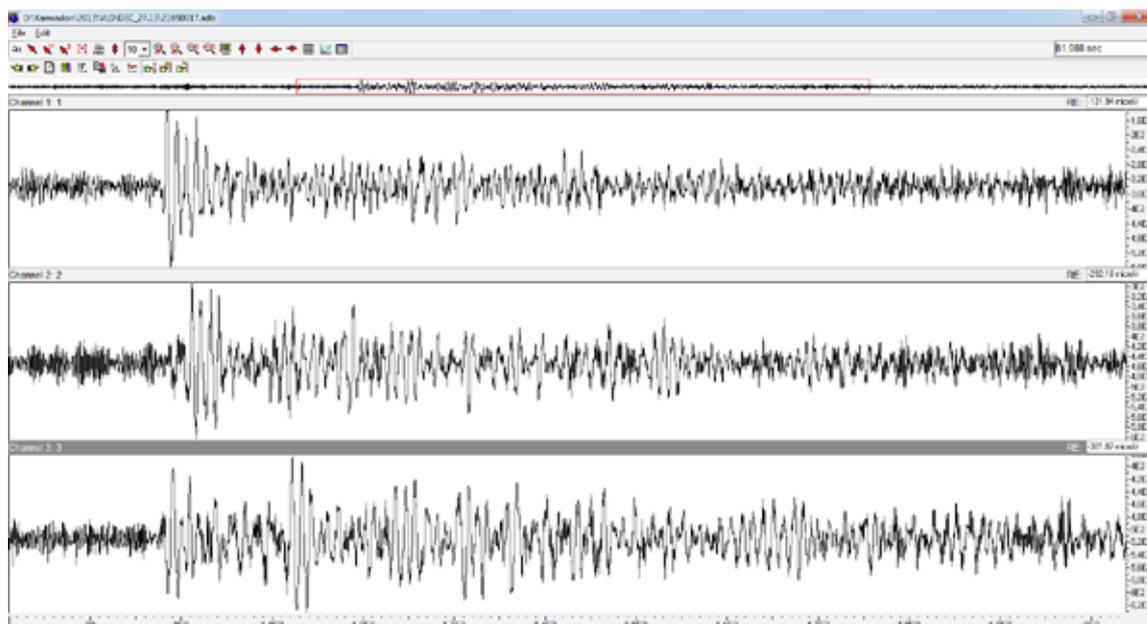


Рис. 5. Сейсмическое событие

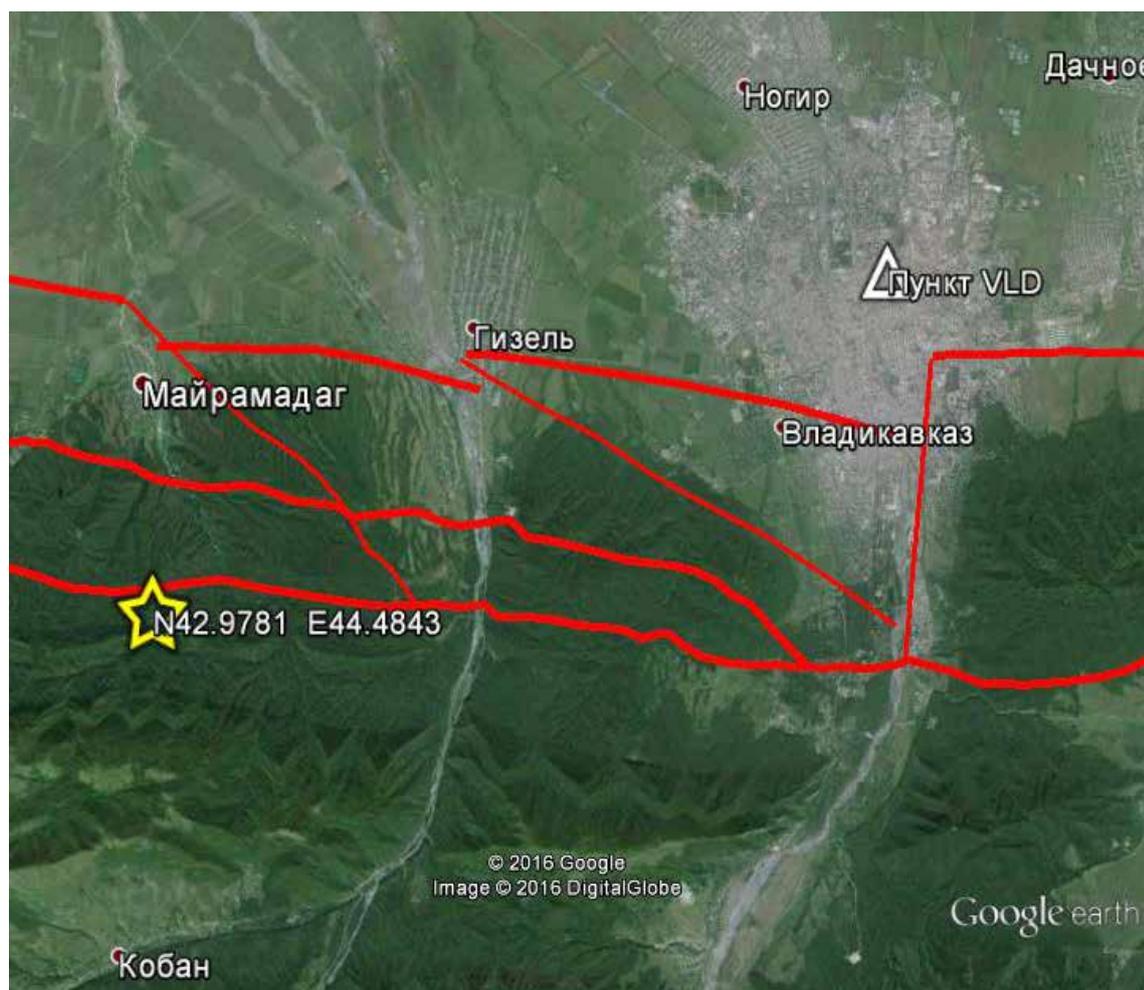


Рис. 6. Эпицентр землетрясения



Рис. 7. Вариация гравитационного поля во время сейсмического события

На графике изменения гравитационного поля хорошо заметно изменение среднего значения после сейсмического события (рис. 7).

Увеличение уровня микросейсмического фона также отмечалось станциями Владикавказской сейсмической сети в течение суток после указанного землетрясения – рис. 8.

Таким образом, можно сделать вывод о возможной взаимосвязи изменения гравитационного поля и уровня микросейсмических колебаний с сейсмическими событиями. Для дальнейшего изучения данного вопроса необходимо накопление большего количества записей сейсмических событий, произошедших в непосредственной близости от пункта гравиметрических измерений.

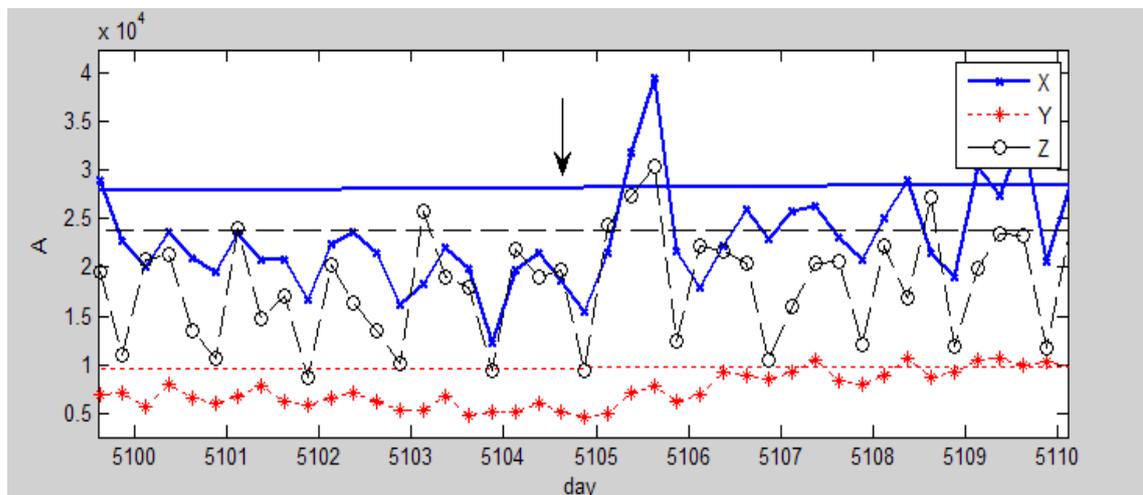


Рис. 8. Вариации уровня микросейсмического фона на станции GEO.
Стрелкой отмечен момент землетрясения

Выводы

1. Для изучения вариаций гравитационного поля в 2008 году был заложен пункт «Владикавказ». Пункт расположен в специально построенном одноэтажном здании, принадлежащем ГФИ ВНИЦ РАН. Запись ведётся в непрерывном режиме, фиксируется усредненное значение за каждую минуту.

2. Точность работы данного гравиметра была изучена, на основе сопоставления результатов, полученных с помощью абсолютного гравиметра. При работе в стационарном режиме, когда отсутствует рабочий дрейф, стационарный дрейф представляет собой прямую линию.

3. Для изучения влияния землетрясения на гравитационное поле было рассмотрено сейсмическое событие, произошедшее в 17 км от пункта наблюдений (Широта: 42,9781; Долгота: 44,4843; Магнитуда 1,2; Глубина 10 км), приуроченное к Владикавказскому разлому.

4. Показано, что на графике изменения гравитационного поля хорошо заметно изменение среднего значения после сейсмического события, а также увеличение уровня микросейсмического фона в течение суток после землетрясения.

Литература

1. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Кануков А.С. Гравиметрические измерения в районе Баксанского ущелья // Наука и образование в Чеченской республике: состояние и перспективы развития. Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 10-летию со дня основания КНИИ РАН. Изд.: ИП «Султанбегова Х.С.», 2011. С. 316–319.

2. Милуков В.К., Юшкин В.Д., Миронов А.П., Заалишвили В.Б., Кануков А.С., Дзеранов Б.В. Мониторинг приращений силы тяжести на опорных гравиметрических пунктах Северного Кавказа высокоточными относительными гравиметрами // Геология и геофизика Юга России. 2013. №2. С. 39–45.

3. Milyukov V., Kopaev A., Zharov V., Mironov A., Myasnikov A., Kaufman M., Duev D. «Monitoring crustal deformations in the Northern Caucasus using a high precision long base laser strainmeter and the GPS/GLONASS network», J. Geodyn., 2010, с. 216–223.

ON THE POSSIBLE INTERRELATION OF A CHANGE IN THE GRAVITATIONAL FIELD AND MICROSEISMIC FLUCTUATIONS LEVEL WITH THE SEISMIC EVENTS

© 2016 V.B. Zaalishvili¹, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., A.S. Kanukov^{1,2}, Sc. Candidate (Tech.), D.A. Melkov¹, Sc. Candidate (Tech.)

¹Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center, Russia,
362002, Vladikavkaz, Markov str., 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

² Vladikavkaz branch of the Financial University Under the Government
of the Russian Federation, Russia, 362002, Vladikavkaz, Molodezhnaya str., 7

The possible influence of earthquake on the gravitational field is examined. For this the seismic event, which occurred in immediate proximity of the point of gravimetric observations and timed to the Vladikavkaz fault is processed. Furthermore also an increase in the microseismic background level in the course of twenty-four hours after earthquake is shown.

Keywords: gravitational field, relative gravimeter CG5, seismic event, earthquake, microseismic fluctuations.

УДК 550.377

КЛАССИФИКАЦИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ. ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ ТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ТОКОВ

© 2016 В.Б. Заалишвили, д.ф. – м.н., проф., Х.О. Чотчаев

Геофизический институт ВНЦ РАН, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

Колебания солнечной активности и воздействие корпускулярного излучения Солнца на ионосферу порождает магнитотеллурические токи, приводит к структурным изменениям радиационного пояса Земли, изменению магнитного поля планеты, что ведет к изменению электрического поля внешней оболочки Земли. Взаимодействие ионосферных и индуктивных токов Земли, в условиях постоянно изменяющегося взаимоположения векторов электрического и магнитного полей оболочки вращающейся Земли, порождают атмосферные токи, проявляющиеся в виде грозových разрядов. Теллурические и атмосферные токи имеют различные спектральные и энергетические характеристики, используемые в прикладных целях для изучения строения и состава земной коры, литосферы и нижележащих геосфер Земли. Различные геологические и атмосферные условия могут вызывать и различные по характеристикам и видам физические поля, взаимодействие между которыми будет характерно только для данного геологического разреза. Именно эта особенность появления физических полей в Земле в результате взаимодействия геологических сред и внутренних процессов, а также геологических сред и внешних факторов планетарного и внепланетарного масштабов является основанием для исследования вариаций физических полей и оценки их корреляционных связей.

В статье рассматривается особенность проявления теллурических токов в условиях геологических и тектонических структур Большого Кавказа, приводится временной интервал их максимального генерирования, представляется глубинный геоэлектрический разрез, дается геологическое истолкование аномальным особенностям.

Ключевые слова: электромагнитные импульсы, теллурические и атмосферные токи, спектральный состав, Большой Кавказ, сезонная избирательность, структурно-тектонические неоднородности, геологические среды, землетрясения.

Использование магнитотеллурических токов для дифференцирования земной коры и верхней мантии, по изменениям с глубиной удельного электрического сопротивления геологического разреза, основано на принципе зависимости скин-эффекта от частоты и продолжительности становления (времени стабилизации или диффузии) генерирующего тока в земле. Источником генерации, согласно классической теории, являются естественные переменные квазигармонические электромагнитные поля космической и атмосферной (т.е. внешней) природы, в первом случае представляющие магнитотеллурические токи, а во втором – токи грозových разрядов («теллурики» и «атмосферики»). Магнитотеллурические токи являются следствием воздействия на ионосферу Земли корпускулярных излучений в виде солнечного ветра различной интенсивности и периодичности, вызванные разной активностью Солнца, приводящие к суточным, годовым и 11-летним изменениям структуры радиационного пояса Земли, что в свою очередь вызывает изменения в магнитном поле Земли и индуктивному изменению электрического поля Земли. В отличие от магнитотеллурических токов, теллурические токи обязаны своим про-

явлением индукционным токам, возникающим на границе двух геосфер: оболочки Земли (включая гидросферу) и ионосферы за счет механического трения между ними, изменения положения вектора магнитного поля Земли относительно ионизированной среды в процессе вращения и изменений структуры самой ионизированной среды в магнитном поле Земли под влиянием атмосферных явлений (температура, давление, ветровые перемещения и т. п.). Поле сторонних магнитосферно-ионосферных токов в отсутствии проводящей земли называются внешним, а часть поля, создаваемая теллурическими токами, индуцированными в проводящей земле, называется внутренним полем.

«Атмосферики» характеризуются как электромагнитные волны сверхнизкой частоты, возникающие при электрических разрядах молний. Спектр этих волн включает также декаметровый диапазон, используемый в геофизике при магнитотеллурическом зондировании больших глубин коры и верхней части мантии Земли. Магнитотеллурические вариации охватывают широкий частотный диапазон от 10–5 Гц (суточные) до 104 Гц (звуковые) и подразделяются на низкочастотные (собственно МТ вариации) и высокочастотные аудио-магнитотеллурические вариации звукового диапазона (АМТ вариации). Вариации в звуковом (АМТ) диапазоне связываются, главным образом, с приземными, грозовыми разрядами. «Атмосферики» сопровождаются свистом и шипением. Они возбуждают возмущения низкочастотного диапазона в интервале частот от единиц герц до десятков килогерц. Считается, что основным источником АМТ вариаций (атмосфериков) являются центры грозовой активности.

Геомагнитные вариации, обусловленные внутренними источниками, имеют периоды, исчисляемые многими столетиями, десятилетиями, годами и связаны они с процессами, происходящими в глубинных слоях Земли и земном ядре. Есть основания полагать, что таким процессом, в том числе, является и активная тектодинамика в зонах ВОЗ, деформационные и разрывные последствия которой, очевидно, преобразуется в электрические импульсы за счет таких явлений как магнито-, электрострикции, изменение магнитной индукции [Забирченко, 2014; Малышков Ю., Малышков С., 2009].

Существует представление [Паркинсон, 1986; Яновский, 1978], что вековые вариации характеризуются как часть постоянных флуктуаций величины и направления главного магнитного поля Земли с периодами от десятков до тысяч лет. Природа вариаций связывается с гидромагнитными волнами в ядре. При этом не исключается также влияние движения вещества внутри ядра.

Существенное влияние на изменение напряженности геомагнитного поля Земли оказывает намагниченность пород в земной коре под влиянием упругих напряжений, механизм которого основан на пьезомагнитном эффекте. Геостатические давления в земной коре величиной в сотни килограмм на квадратный сантиметр, благодаря этому эффекту, могут создавать аномалии магнитного поля интенсивностью в несколько нТл. При тектонических подвижках сбросово-надвигового характера, на фронтах упругих волн в очаговых зонах землетрясений, где давления могут составлять огромных значений, могут возникать значительные локальные магнитные аномалии, накладывающиеся на магнитное поле Земли, изменения которого индуцируют изменения электрических токов Земли.

В этой связи, с большой степенью достоверности можно увязывать с предстоящим землетрясением в соответствующем регионе аномальные изменения электро-

проводности геологической среды и вековые вариации электромагнитных полей, как последствия активной геодинамики [Мороз, Татьков и др., 2013].

Наиболее устойчивыми, постоянно и повсеместно существующими в утренние и дневные часы зимне-весеннего периода года и в годы повышенной солнечной активности, являются короткопериодные колебания (КПК) типа P_c с частотами ниже 1 кГц, выделенные по Международной классификации в диапазон ELF. Их спектр имеет максимум в интервале 10–60 сек. В геофизике используется интервал частот до 100 Гц этого диапазона.

Короткопериодные колебания геомагнитного поля в диапазоне частот от 10^{-3} до 5 Гц.

Выделяются устойчивые квазисинусоидальные пульсации (P_c , pulsations continuous) и нерегулярные пульсации случайного характера (P_i , pulsations irregular). В диапазоне периодов от 10 сек. до 0,3 сек. наблюдается так называемая «мертвая зона», где интенсивность и вероятность появления КПК вариаций резко снижена. Различают два типа поляризации КПК – линейную и нелинейную. При линейной поляризации поле не меняет направление и изменяется только интенсивность. При нелинейной (эллиптической или круговой) поляризации меняется величина и направление поля. Вариации нелинейного типа являются наиболее благоприятными вариациями для зондирования, так как дают богатый материал для исследования горизонтальной неоднородности строения Земли при разном направлении поляризации первичного поля.

Измеряемыми параметрами являются электрические и магнитные составляющие напряженности магнитотеллурического поля, амплитуды и фазы которых зависят, с одной стороны, от интенсивности вариации теллурического и геомагнитного полей, а с другой – от удельного электрического сопротивления пород, слагающих геологический разрез.

По измеренным взаимно перпендикулярным электрическим и магнитным составляющим рассчитывается ρ однородного полупространства, т.е. нормальное поле, с помощью формулы из теории электроразведки:

$$\rho = aT (E_x/H_y)^2,$$

где T – период колебаний, a – коэффициент размерности, равный 0,2, если T измерено в сек., E_x – в мВ/км, H_y – в нанотеслах (нТл), ρ – в Ом.

Удельное электрическое сопротивление, полученное по этой формуле над неоднородной средой, является кажущимся.

Распространенным способом решения обратной задачи является контролируемый метод трансформации, смысл которого заключается в расчете дифференциальной трансформации Молочнова – Ле Вьета, который представляет собой зависимость сопротивления от глубины, т.е. градиентный разрез. Его можно аппроксимировать слоистым разрезом с большим количеством тонких слоев мощностью h_i и сопротивления ρ_i . Для полученного многослойного разреза решается прямая задача и строится новая кривая $\rho_m^{-1}(\sqrt{T})$. Как правило, невязка между ней и исходной кривой кажущегося сопротивления $\rho_m(\sqrt{T})$ оказывается большой. После этого производится коррекция разреза, полученного по данным дифференциальной трансформации, и повторяется процедура расчета прямой задачи. Для получения достаточно близкой к экспериментальной, применяется многошаговая итерационная процедура.

Из статистики устойчивого проявления сезонных вариаций интенсивности

ЕИЭМПЗ по Северному Кавказу за 2011–2014 гг. нарастание среднесуточного значения количества импульсов начинается в октябре-ноябре и продолжается до мая, достигая максимума в январе-марте, сезонный минимум приходится на летние месяцы. Заметны также промежуточные локальные максимумы в марте-апреле. При этом характерная форма суточных вариаций сохраняется. В связи с этой особенностью сезонного смещения фона, приходится использовать плавающий коэффициент нормирования при выделении аномалий.

При низкой солнечной активности в феврале 2012 года наблюдаются интенсивные вариации в восточной части Центрального Кавказа, что в условиях грозового затишья, можно увязать с теллурическими токами Земли.

Январские аномальные вариации 2013 года, в особенности на Эльбрусском участке, увязываются с числом Вольфа солнечной активности, что истолковывается как преобладание в составе электромагнитных полей магнитотеллурических токов.

Период январь-март 2014 года характеризуется также интенсивными электромагнитными полями с преобладанием магнитотеллурической составляющей.

График сезонных вариаций позволяет оптимизировать сроки проведения наблюдений, однако, учитывая орографические особенности горной части Большого Кавказа, магнитотеллурические исследования следует проводить поздней осенью и поздней весной.

В течение 2012–2014 гг. ОАО «Кавказгеолсъемка», при научно-методическом сотрудничестве с научными сотрудниками Геофизического института ВНИИ РАН, совместно с ООО «Сей-Эко-Геон» и ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика» были выполнены глубинные геофизические исследования по нескольким профилям на отдельных недостаточно изученных участках в Западной части Большого Кавказа с целью завершения создания относительно равномерной сети региональных профилей в качестве основы в дальнейшем для детального сейсмического районирования территории. Исследования выполнялись комплексом методов, включавшим гравимагнитные наблюдения, сейсморазведку МОВЗ и магнитотеллурические наблюдения в модификации МТЗ. По мере выполнения исследований вдоль одиночных региональных профилей (Эльбрусский, Туапсинский, ранее Степное – Бакуриани и Волгоград – Нахичевань) результаты нашли отражение в форме отчетов и, как правило, параллельно освещались в научных журналах [Шемпелев, Пьянков и др., 2005; Шемпелев, Фельдман и др., 2002; Краснопевцева и др., 1967, 1970]

Следуя этой традиции, предварительные результаты комплексных геофизических исследований по региональному Адыгейскому профилю (Краснодарский край) вдоль линии Дагомыс – г. Фишт – Майкоп – Гиагинская, дополненные соответствующими представлениями об особенностях глубинного поперечного разреза Восточной части Центрального Кавказа (Осетинский сектор), освещены также в печати [Шемпелев, Кухмазов и др., 2015].

МТЗ выполнено аппаратурой MTU-2E с шагом между пунктами –2,0 км при использовании в качестве базисной-MTU-5. Приемными линиями служили крестовые отрезки кабелей, длиной 50 и 90 м, оптимально подобранные опытным путем для сложного изрезанного рельефа и ориентированные соответственно по азимутам 0° и 90°, приемные линии заземлялись через неполяризующиеся электроды.

Расчет элементов тензора импеданса проведен с использованием соответствующих вычислительных программ, содержащихся в пакете CR4. Исходные данные пересчитаны в кривые ρ_k при помощи программы FURCOR. Геоэлектрический

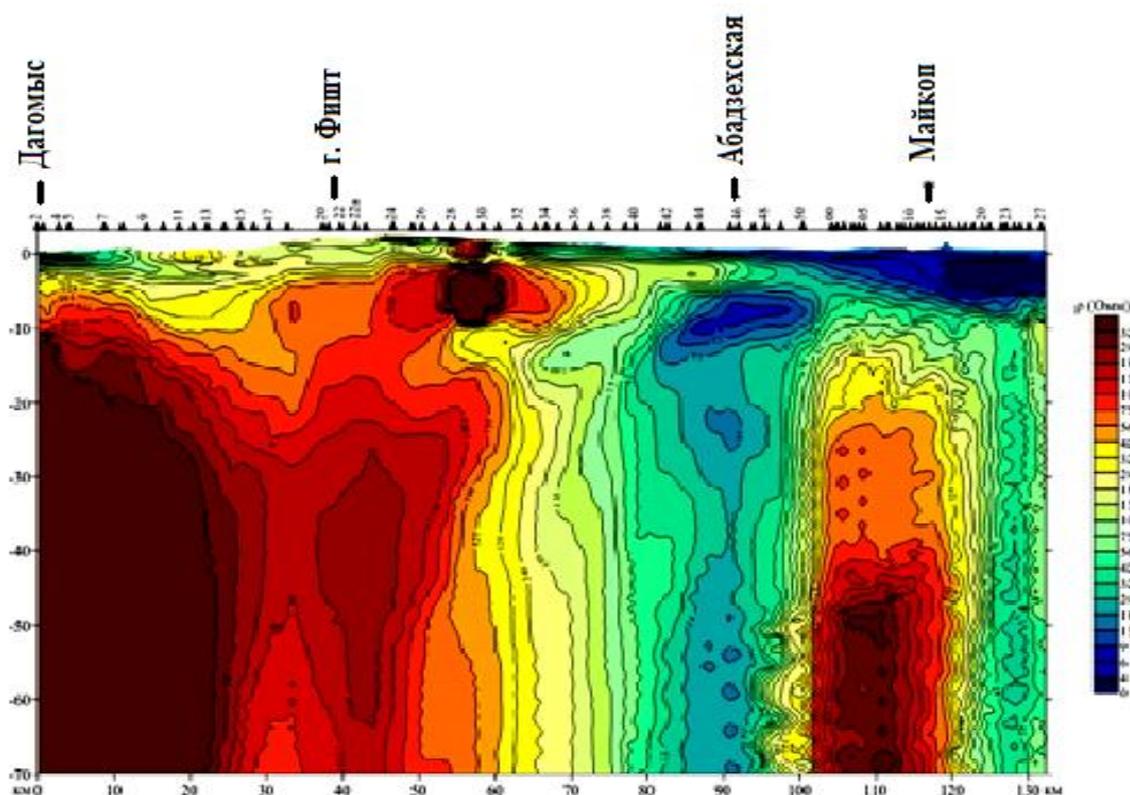


Рис. 1. Глубинный геоэлектрический разрез, станция МТЗ и их номера
(Компаниец М.А., Шамановская С.П.)

разрез, совмещенный с глубинным сейсмогеологическим разрезом МОВЗ (рис. 2), приведен на рисунке 1.

При независимой интерпретации глубинного геоэлектрического разреза можно сделать следующие выводы:

- изолинии ρ_k отражают преимущественно латеральные изменения структуры и литологического состава разреза, характеризую ряд линеаментов территории, хотя такая специфика разреза кажущегося электрического сопротивления может быть вызвана значительной сложностью выделения МТЗ субгоризонтальных геологических границ с увеличением глубины, что связано с отсутствием эффективного способа учёта влияния глубинных неоднородностей для нормализации кривых при обработке;
- зона минимума кажущегося удельного сопротивления в интервале пунктов наблюдения 40–49 (район населенного пункта Абадзехская) на всю глубину зондирования отражает, по-видимому, Ахтырский глубинный шов (рис. 3);
- подошва мезокайнозойского осадочного чехла наиболее точно соответствует изооме 500 омм, удовлетворительно повторяя данные МОВЗ, как для покровно-надвиговых аллохтонов Южной части разреза, так и для пород интенсивно дислоцированного домезозойского основания и мезокайнозойского осадочного чехла Западно-Кубанского прогиба;
- высокоомная (1750–2000 омм) среда, на глубине ниже 10 км под Дагомысом идентифицируется с верхнемантийным субстратом Южных микроплит-террейнов с океаническим типом коры мощностью 5,0–5,5 км, которая к северу замещается также мантийной средой (1000–1750 омм), находящейся в ином температурном ре-

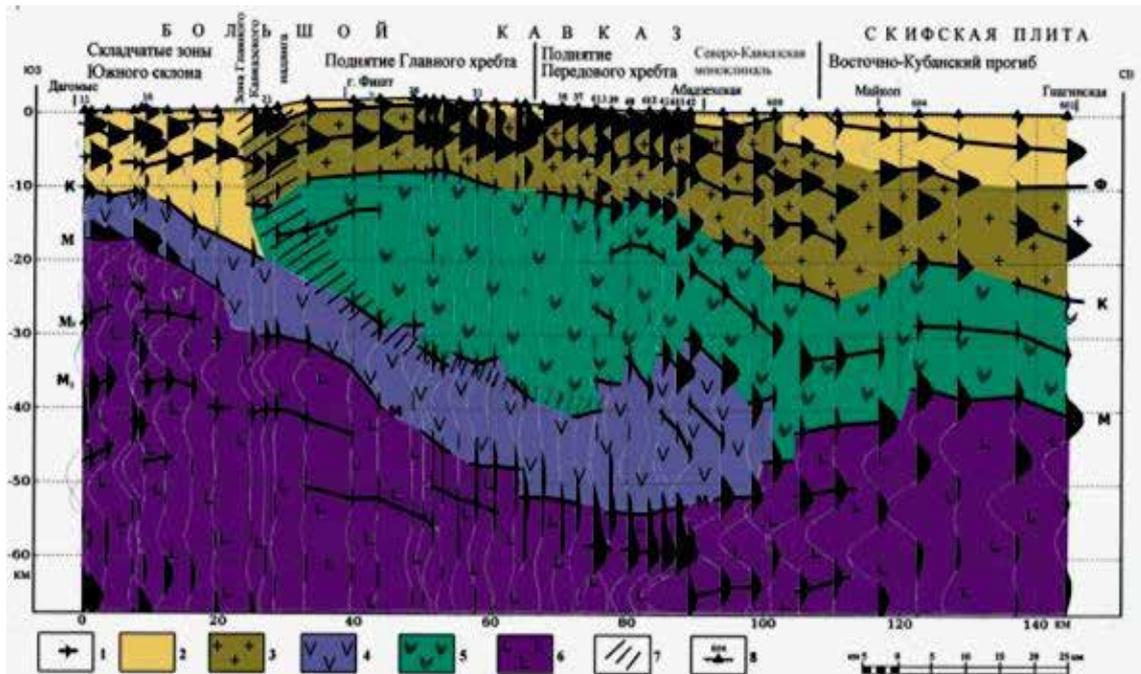


Рис. 2. Глубинный геолого-геофизический разрез

1 – функция приемника станции МОВЗ с обменной границей; 2 – мезокайнозойский осадочный чехол; 3 – гранито-метаморфический слой; 4 – базальтовый слой южной микроплиты; 5 – базальтовый слой Скифской плиты; 6 – верхняя мантия; 7 – зона Главного Кавказского надвига; 8 – линия профиля, станция МОВЗ и ее номер (по Шемпелеву А.Г., Кухмазову С.У., Лаврищеву В.А.)

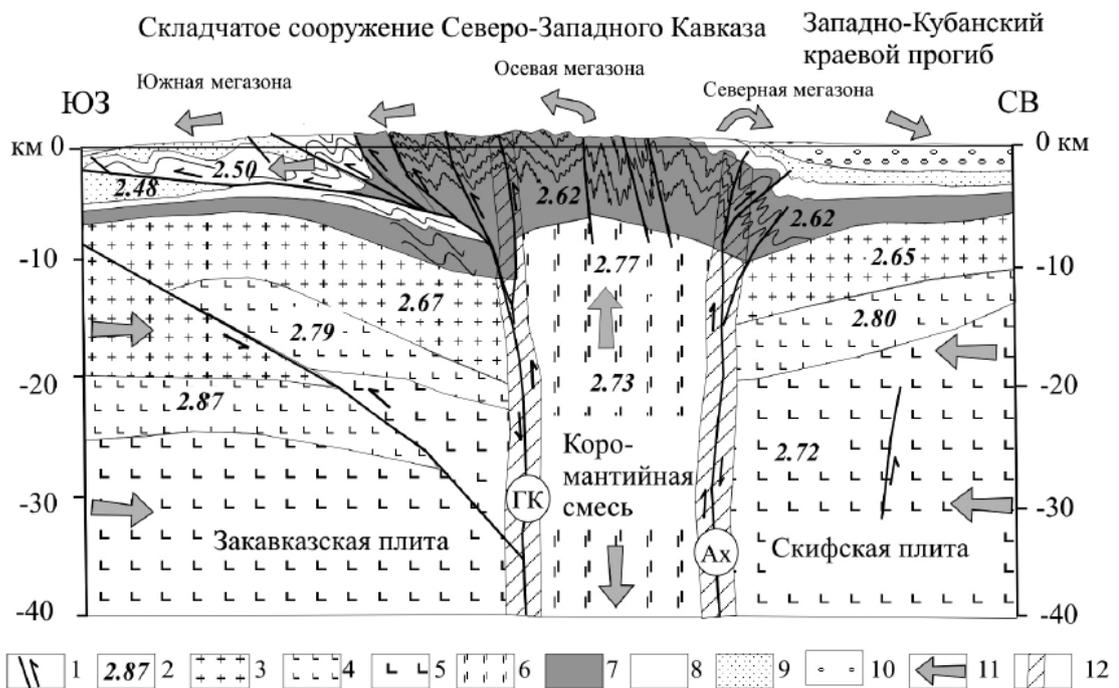


Рис. 3. Геолого-геофизическая модель глубинного строения Северо-Западного Кавказа (Туапсинское пересечение) по результатам исследования методами магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ) (построена по данным И.И. Грекова, М.А. Компанейца, С.Г. Корсакова, С.У. Кухмазова, Н.И. Пруцкого, И.С. Фельдмана и А.Г. Шемпелева в структурной интерпретации Л.М. Расцветаева и А.В. Маринина)

жиме и конвективного воздействия высокотемпературных флюидов, способствующих понижению удельного электрического сопротивления среды;

- на участке профиля Дагомыс – г. Фишт поверхность кровли коры к северу погружается под углом около 30° , далее к северу перекрываются однотипными образованиями блоково-тектонической структуры; подошва суммарной океанической и континентальной коры не превышает 30–35 км;

- характерные точки Главного Кавказского надвига можно выделить на глубине порядка 45 км под пунктами №№ 26–28, 20 км – под пунктом наблюдения МТЗ № 18, 10 км – под пунктом № 15, что позволяет оценить угол его падения на этом интервале в 60° ;

- полая приповерхностная структура в интервале пунктов наблюдения №№ 24–36 представляется геологическим образованием, подвергнутому динамическому смещению в коре континентальной плиты и ставшему причиной зарождения очередного отрога Бокового хребта;

- уверенно выделяемая данными более 20 пунктов наблюдений МТЗ коромантийная структура севернее Ахтырской шовной зоны интерпретируется как глубинное продолжение Адыгейского выступа, выраженное в кровле мощным чехлом осадочных пород до глубины 11–12 км, подстилаемых толщей консолидированной коры мощностью 26–28 км и ниже мантийным субстратом;

- поверхность Мохо фиксируется фрагментарно или вообще не находит своего отражения. В то же время комплексы горных пород верхней части разреза в поле кажущихся электрических сопротивлений прослеживаются довольно уверенно, так как в этом случае нормализацию кривых МТЗ для устранения искажений, вызванных приповерхностными неоднородностями, удается провести достаточно корректно;

- при сопоставлении результатов комплексных геофизических исследований вдоль Адыгейского профиля с известными геофизическими материалами ГСЗ, МОВЗ и МТЗ по другим региональным профилям отмечается сходство в элементах глубинного строения в различных частях Центрального Кавказа. Это приводит к выводу о вероятном образовании всей орогенной структуры Большого Кавказа, как части Альпийского коллизионного пояса, за счёт пологого надвига (наползания) земной коры Скифской плиты Скифско-Туранской платформы на консолидированную кору коллажа южных микроплит, обрамляющих с севера Аравийскую плиту.

Литература

1. Забирченко Д.Н. Сезонные циклические вариации геофизических полей. Анализ наблюдений ЕИЭМПЗ по сети станций Северо-Кавказского региона». Геология и геофизика Юга России, № 3, 2014.

2. Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград – Нахичевань // Изв. АН СССР. Сер геол. 1967. № 12. С. 43–51.

3. Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное-Бакуриани на Кавказе // «Советская геология». 1970. № 8. С. 113–120.

4. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 2, с. 152–172.

5. Мороз Ю.Ф., Татьков Г.И., Мороз Т.А., Тубанов Ц.А., Предеин П.А. Изменение геомагнитного поля и магнитного типпера в Байкальской рифтовой зоне. Геофизические исследования, 2013, том 14, №3, с. 10–23.
6. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М.: Мир, 1986. 528 с.
7. Шемпелев А.Г., Пьянков В.Я., Лыгин В.А., Кухмазов С.У., Морозова А.Г. Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды) // Региональная геология и металлогения. С.-Пб.: Изд. ВСЕГЕИ. №25. 2005. С. 178–185.
8. Шемпелев А.Г., Фельдман И.С., Окулесский Б.А., Кухмазов С.У. Результаты МОВЗ и МТЗ по Туапсинскому профилю // Геофизика. 2002. №2. С. 55–59.
9. Шемпелев А.Г., Кухмазов С.У., Чотчаев Х.О., Невский Л.Н. Структура Большого Кавказа – результат пологого надвига Земной коры Скифской плиты на консолидированную кору Закавказских микроплит. Геология и геофизика Юга России, №4, 2015.
10. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 578 с.

CLASSIFICATION OF NATURAL ELECTROMAGNETIC FIELDS. RESEARCHES BY THE METHOD OF TELLURIC CURRENTS

© 2016 V.B. Zaalishvili, Sc. Doctor (Phys.-Math.), prof., Kh.O. Chotchaev

Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center, Russia, 362002, Vladikavkaz,
Markov str., 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru

The fluctuations of solar activity and the action of the sun corpuscular radiation on the ionosphere generates magnetotelluric currents leads to structural changes in the Earth radiation belt, change in the planet magnetic field, which leads to a change in the electric field of the Earth's outer shell. Interaction of the ionospheric and inductive currents of the Earth, under the conditions of the constantly changing relative position of the revolving Earth's shells electrical and magnetic fields vectors generate the atmospheric currents, which are manifested in the form of the lightning discharges. Telluric and atmospheric currents have different spectral and energy characteristics, used for the practical purposes for studying of structure and composition of the Earth's crust, lithosphere and underlying Earth's geospheres. Different geological and atmospheric conditions can cause physical fields different in the characteristics and types, interaction between which will be typical only for this geological section. Specifically, this special feature of the appearance of Earth's physical fields as a result of geological environment and internal processes interactions; also geological environment and external factors of planetary and extra-planetary scales is base for the variations in the physical fields and their correlations investigating. Special feature of the telluric currents manifestation under the geological and tectonic structures of the Greater Caucasus conditions are examined, the time interval of their maximum generation, geoelectric section, anomalous special features of geological interpretation are given in the article.

Keywords: electromagnetic pulses, telluric and atmospheric currents, spectral composition, the Greater Caucasus, seasonal selectivity, structural-tectonic heterogeneities, geological environments, earthquakes.

УДК 550.34.094

АНАЛИЗ ВЗАИМОСВЯЗИ ЦИКЛИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ С ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРИЛИВНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ЕИЭМПЗ В СЕВЕРО-КАВКАЗСКОМ СЕЙСМОАКТИВНОМ РЕГИОНЕ

© 2016 Д.Н. Забирченко^{1,2}, Л.Л. Круткин¹

¹Филиал ФГБУ «Гидроспецгеология» «Южный региональный центр ГМСН»,
Россия, 357600, Ставропольский край, г. Ессентуки, пер. Садовый, д. 4-а,
e-mail: dmitry.n.zab@gmail.com;

²ФГУБН Геофизический институт ВНЦ РАН и РСО-А, Россия, 362002,
г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

В результате анализа многолетних рядов наблюдений за естественным импульсным электромагнитным полем Земли (ЕИЭМПЗ или ЭМИ) по сети из 10 регистраторов, расположенных от Черного до Каспийского моря в пределах сейсмоопасных районов Северо-Кавказского региона, выделены характерные особенности поведения суточных и сезонных вариаций геофизических полей. Проведен анализ взаимосвязи вариаций ЭМИ с воздействием лунно-солнечных приливных деформаций.

Ключевые слова: сезонные вариации геофизических полей, мониторинг, эндогенные геологические процессы, геологическая среда, Северо-Кавказский регион, сейсмичность, землетрясение, сейсмоактивная зона, лунно-солнечные приливные деформации.

Введение

Исследованиями последних десятилетий убедительно показано, что проблема краткосрочного прогноза землетрясений – это проблема изучения неупругих деформаций земной коры в районе подготовки землетрясения. Разработка надежных методов краткосрочного прогноза базируется на знании не только механизмов подготовки события, но и процессов, происходящих в окружающей среде в области тензочувствительности. Однако прямые деформационные измерения, в силу ряда обстоятельств (в частности, вследствие «точечности» применяемых методов измерения и фрагментарности фазы), не вполне адекватно отражают масштабные деформационные процессы, предшествующие сейсмическому удару.

Таким образом, из геофизических показателей сейсмической активизации недр наиболее перспективными представляются наблюдения за импульсным электромагнитным излучением Земли (ЕИЭМПЗ или ЭМИ). Наблюдения за вариациями ЭМИ, обусловленными сеймотектонической деятельностью, были начаты вскоре после выхода работ А.А. Воробьева (1970), указавшего на возможность аномальных возмущений перед тектоническими землетрясениями. Первые шаги в организации наблюдений аномальных возмущений ЭМИ были предприняты с 1972 г. самим А.А. Воробьевым и сотрудниками Томского политехнического института в районах Байкала, Камчатки и Средней Азии. Интенсивность ЭМИ измерялась методом скорости счета электромагнитных импульсов, превышающих заданный порог по напряженности импульсного поля, на частотах 12,5 и 23 кГц. Проведенные наблюдения позволили отметить следующие особенности в изменении интенсив-

ности ЭМИ перед близкими землетрясениями с $K \geq 10$) аномальный ход наблюдается за 3 или менее суток до толчка, 2) максимум интенсивности приходится на 8–40 часов до землетрясения, 3) сейсмические события всегда происходили на спаде интенсивности, 4) интенсивность ЭМИ в максимуме аномального хода в 4–5 раз и более превышает интенсивность регулярных вариаций.

Также в исследованиях ряда специалистов [Гохберг и др., 1982, 1988] наряду со стабильными суточными, наблюдались **сезонные вариации ЭМИ**, имеющие характер двугорбого колебания. *Здесь минимумы излучения приходились на осенние и весенние месяцы, а максимумы – на зимние и летние.* За время наблюдений зарегистрированы случаи аномального возмущения ЭМИ, превышающие в 104–105 раз средний уровень суточных и сезонных вариаций ЭМИ.

Значительный вклад в изученность данной проблемы внесли работы [Малышков Ю., Малышков С., 2009а, б] Ю.П. Малышкова и С.Ю. Малышкова (Томск), являющихся авторами многих статей и патентов, разработчиками используемых в настоящее время на Северном Кавказе аппаратных регистраторов ЕИЭМПЗ типа МГР-01 и ГР-01. В их работах проанализированы многолетние наблюдения естественных импульсных электромагнитных полей Земли в сейсмоактивных районах Прибайкалья, изучены периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, показана их возможная связь с движением ядра Земли. В том числе показана несостоятельность общепринятых представлений о возникновении шумовой составляющей ЕИЭМПЗ только в результате грозových атмосферных разрядов. Доказывается, что значительная доля регистрируемых электромагнитных импульсов возникает в земной коре и возбуждается плохо изученными высокостабильными суточными и годовыми ритмами движения коры. По мнению авторов, именно эти виды движения активизируют механоэлектрические преобразования в горных породах, определяют появление ЕИЭМПЗ в диапазоне очень низких частот, суточные и годовые вариации полей. Аргументами в пользу литосферного происхождения многих регистрируемых импульсов являются многогранные связи электромагнитных полей с процессами подготовки землетрясений, их энергией и удаленностью, высокой корреляцией суточных вариаций полей и сейсмической активности региона. Авторами был выполнен спектральный анализ многолетних временных рядов естественного импульсного электромагнитного поля Земли и сейсмичности на примере Прибайкалья. Результаты анализа сравниваются с известными спектральными характеристиками приливных волн Луны и Солнца. Делается **вывод о вероятном отсутствии прямой связи обнаруженных ритмов с гравитационным воздействием** [Малышков Ю., Малышков С., 2009а, б].

В настоящей статье будет сделана попытка некоторым образом уточнить выводы относительно причин возникновения короткопериодных циклических вариаций ЕИЭМПЗ и их взаимосвязи с воздействием приливных сил. Исследования проводились на основе данных многолетних наблюдений по сети станций Северо-Кавказского сейсмоактивного региона.

Наблюдения за вариациями ЕИЭМПЗ на Северном Кавказе

В настоящее время исследования вариаций естественного электромагнитного излучения ЕИЭМПЗ (ЭМИ) на Северном Кавказе проводятся в непрерывном режиме по региональной сети из 10 станций (рис. 1) [Шемпелев и др., 2008; Шемпелев,

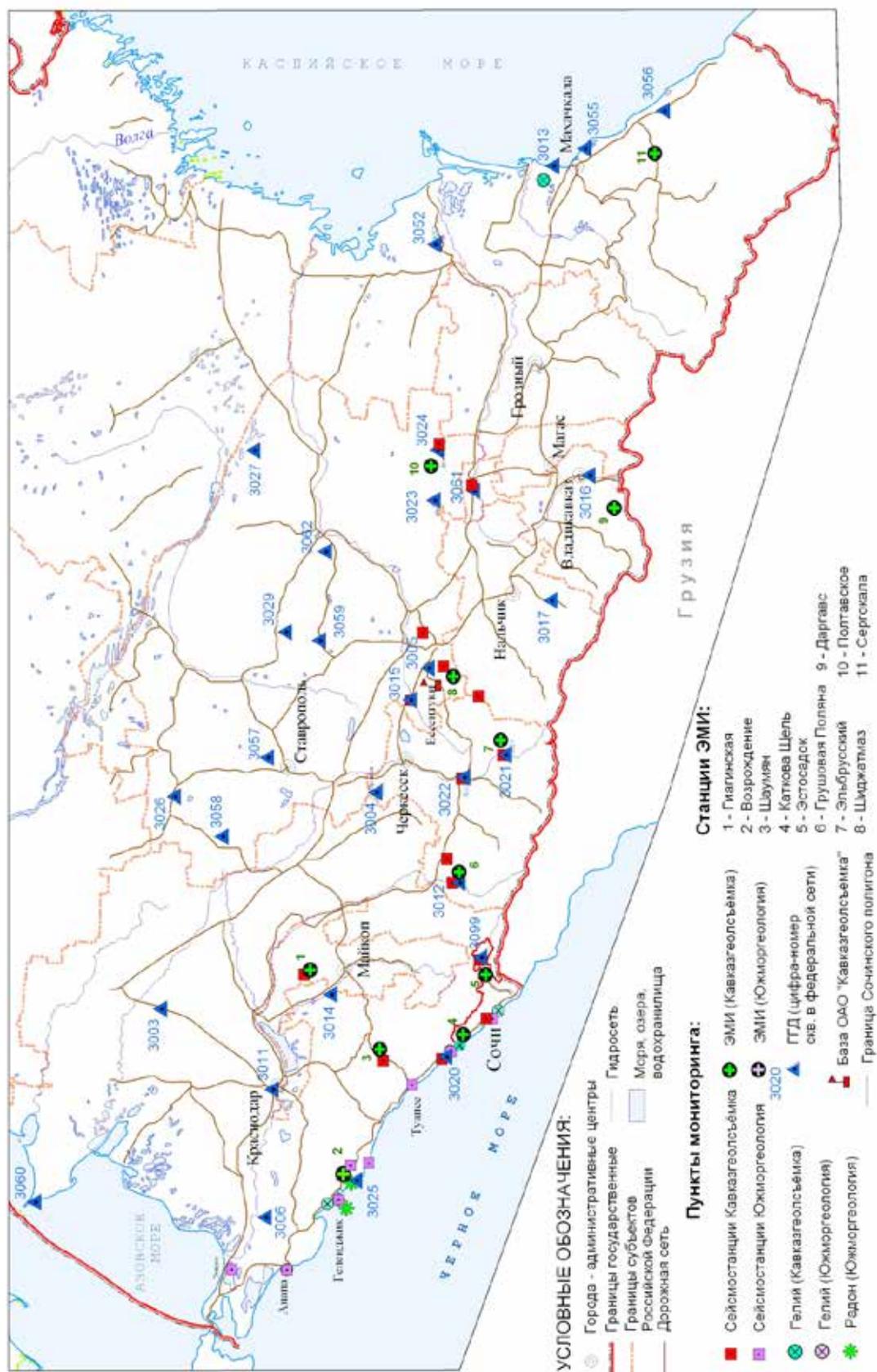


Рис. 1. Схема расположения пунктов сети мониторинга ГГД и геофизических полей Северо-Кавказского региона.

Забирченко, 2009]. Регистрация ведется посредством трех типов оборудования: программно-аппаратного комплекса «Alarm-seismo», многоканальных регистраторов «МГР-01М», одноканальных регистраторов с регулируемой резонансной частотой «ГР-01». В течение всего периода работ автором дорабатывалась методика обработки данных регистраторов ЭМИ при помощи самостоятельно разработанной информационно-аналитической системы ИС «ГГД-Комплекс» [Забирченко, 2015]. Параллельно с этим были пересмотрены критерии настройки чувствительности аппаратуры, коэффициентов усиления и порогов регистрации применительно к каждому конкретному типу оборудования. В частности, мы пришли к выводу, что с учетом сезонных вариаций среднего значения интенсивности ЭМИ, в Северо-Кавказском регионе оптимальным для отстройки чувствительности является период апрель-август. В это время можно подобрать коэффициент усиления, который позволит снять нижнюю (летнюю) часть динамического диапазона и не выйти в режим переусиления и отсечки сигнала в активный осеннее-зимний период.

Однако, ввиду различных условий на пунктах регистрации ЭМИ с точки зрения геологии и тектоники, с учетом влияния местных техногенных факторов, настройка чувствительности аппаратуры происходит таким образом, чтобы в асейсмичный период на обработанных специальными программными фильтрами графиках четко прослеживалось наличие выраженных суточных вариаций количества импульсов ЭМИ. Таким образом, фоновые суточные вариации могут быть ярко выражены как на интенсивности до 100 импульсов за 10 минут, так и на интенсивности до 10000 имп/10 мин. В процессе обработки данных, после применения селективных фильтров, для нивелирования суточных вариаций и выделения аномалий используется построение сглаженной кривой методом скользящего среднего с шириной окна 24 часа. Далее, для сопоставления графиков разных по значениям интенсивности станций, ряды нормируются на среднее фоновое значение в интервале построения (моду).

На рис. 2. приведен характерный пример суточных вариаций и выделения аномалий по трем различным частотным каналам регистратора «Алярм-Сейсмо-03» по станции Эльбрусский.

Как видно из данного примера, при верной настройке аппаратной части, вариации ЭМИ по всем трем частотным каналам практически идентичны. Причем большей чувствительностью традиционно обладает канал 1–3 кГц. Этот пример, подтвержденный неоднократно на различных станциях и в разные сезоны, однозначно убеждает нас в допустимости использования только одного частотного диапазона при мониторинге ЭМИ. Причем, в зависимости от геологических и технических условий расположения пункта, значение базовой частоты регистрации можно изменять в небольших пределах. В связи с тем, что аномальные проявления ЭМИ фиксируются краткосрочно – за несколько суток до землетрясения – эта особенность реакции ЭМИ использовалась для уточнения стадии развития сейсмогеодинамического процесса и степени сейсмической опасности. Как и в работах авторов, указанных в первой части статьи, аномально высокая электромагнитная эмиссия регистрируется на последней фазе подготовки землетрясения, когда уже начался практически необратимый процесс разрушения горных пород, что подтверждается и результатами наших наблюдений. Так, наиболее четкие и контрастные всплески вариаций ЭМИ в связи с сейсмической активностью прослеживались по пунктам высокогорной части региона в низкочастотном диапазоне: Даргавс (до 65000 имп/10 мин продолжительностью около 8 час и 16 час) и Эльбрусский (порядка

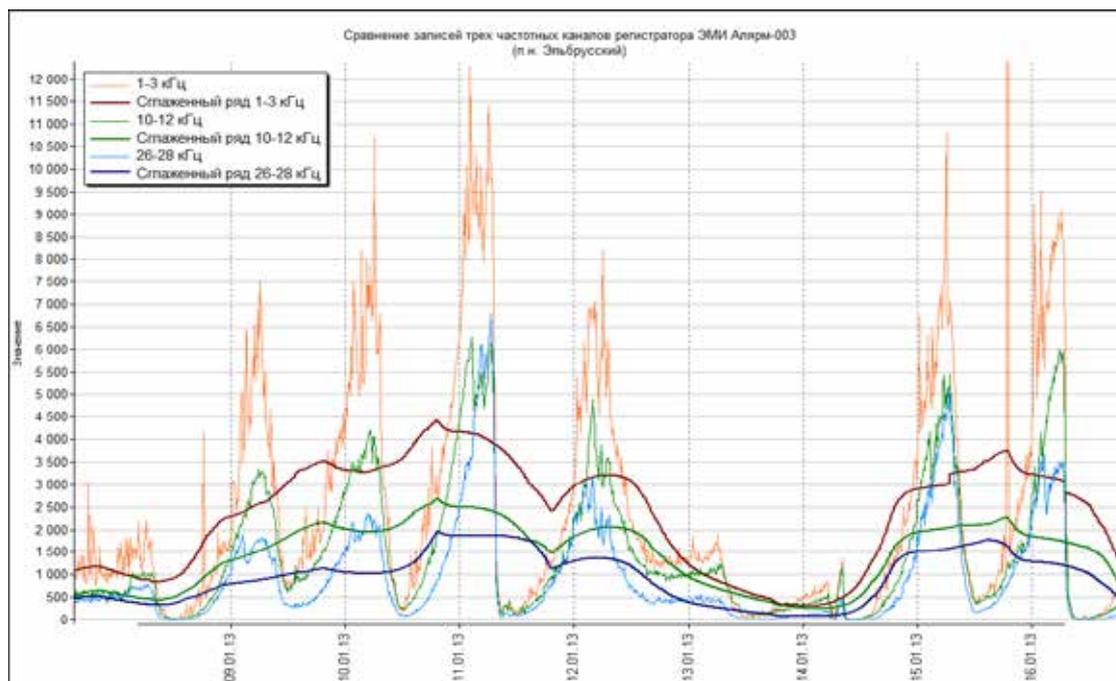


Рис. 2. Пример суточных вариаций и выделения аномалий по трем различным частотным каналам регистратора «Алярм-Сейсмо-03» по станции Эльбрусский.

25000 имп/10 мин продолжительностью до суток) с заблаговременностью проявления аномалий от 0,5 до 15 суток.

Анализ суточных и сезонных вариаций ЕИЭМПЗ

В работах большинства исследователей указывалось на наличие явно выраженного сезонного цикла количества импульсов ЕИЭМПЗ. Анализ публикаций однозначно доказывает, что характер сезонных особенностей вариаций ЕИЭМПЗ явно зависит от региона наблюдений. Так в некоторых случаях наблюдались как зимние, так и летние максимумы и весенне-осенние минимумы. Рис.3а демонстрирует уже описанную в предыдущих работах четко выраженную сезонную цикличность изменения интенсивности ЭМИ по пункту наблюдения Эстосадок. Эта закономерность прослеживается и в данных с остальных регистраторов региональной сети. *Наращение среднесуточного значения количества импульсов в Северо-Кавказском регионе начинается в октябре-ноябре и продолжается до мая, достигая максимума в декабре-январе, сезонный минимум приходится на август-сентябрь.*

Подходя к вопросу о стабильной характерной форме суточных вариаций, напомним, что в работах Ю.П. Малышкова и С.Ю. Малышкова неоднократно указывалось на то, что усредненный за период суточный ход практически идентичен по форме для определенного месяца. Эти выводы однозначно подтверждаются нашими наблюдениями. На рис. 3б показаны среднегодовые суточные вариации по трем различным станциям (Эстосадок, Сергокала и Эльбрусский) за период с 2012 по 2016 гг. На графиках видно, что амплитуда среднегодовых суточных ходов может меняться от года к году, но характерная форма практически неизменна. Некоторые осложнения в графики вносит разброс в настройке чувствительности регистрационной аппаратуры и, вероятно, различные состояния напряженности геологической среды в разные годы. Рис. 4а наглядно показывает подобие форм среднеме-

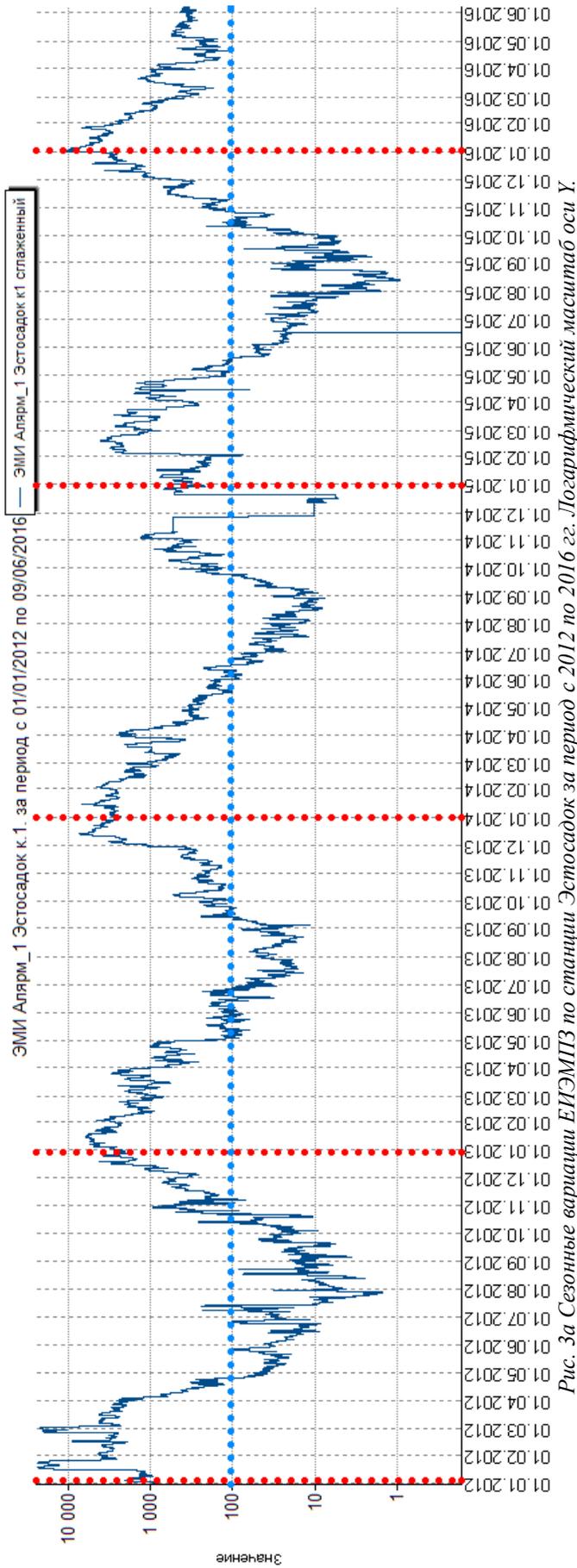


Рис. 3а Сезонные вариации ЕИЭМПЗ по станции Эстосадоk за период с 2012 по 2016 гг. Логарифмический масштаб оси У.

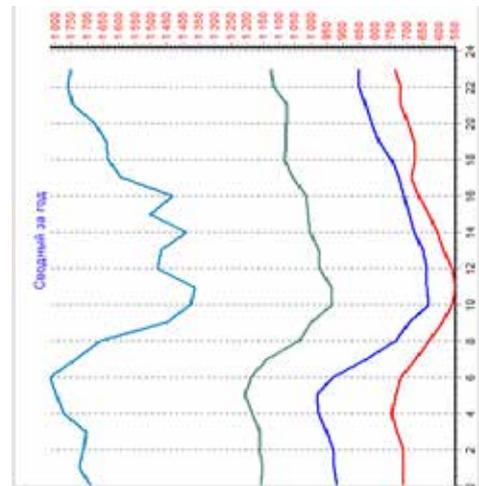
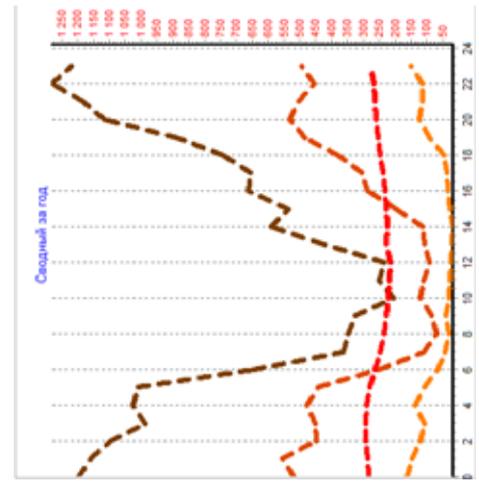
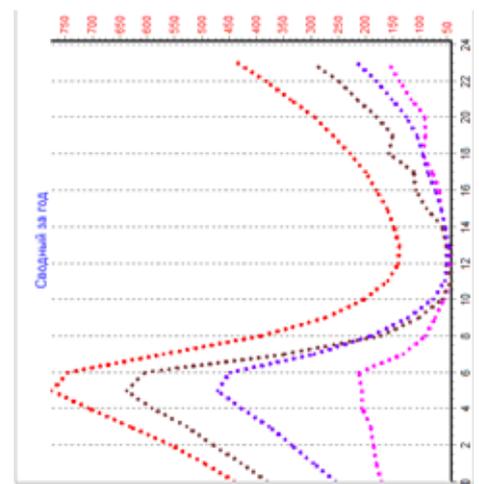


Рис. 3б Среднегодовые суточные вариации ЕИЭМПЗ по станциям Эстосадоk, Сергекалa и Эльбрусский за период с 2012 по 2016 гг.

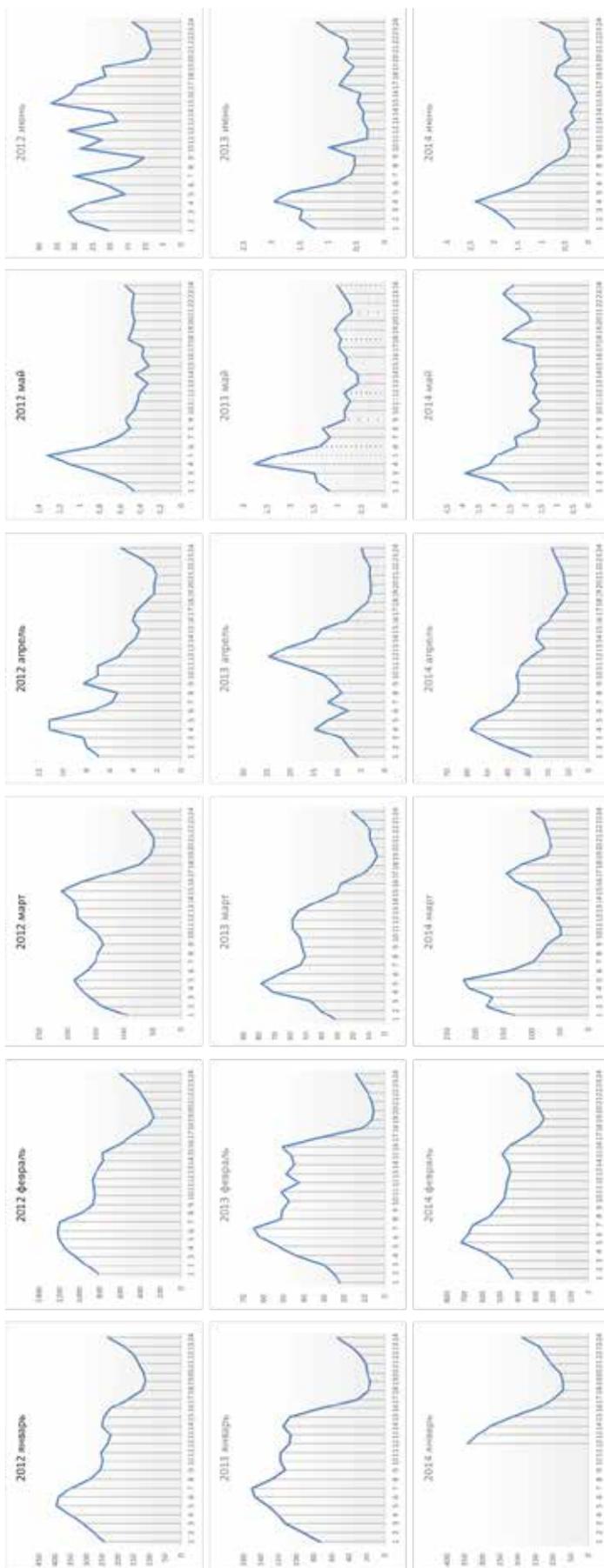


Рис. 4а Среднемесячные суточные вариации ЕНЭМПЗ по станции Даргавс за период с 2012 по 2014 гг.

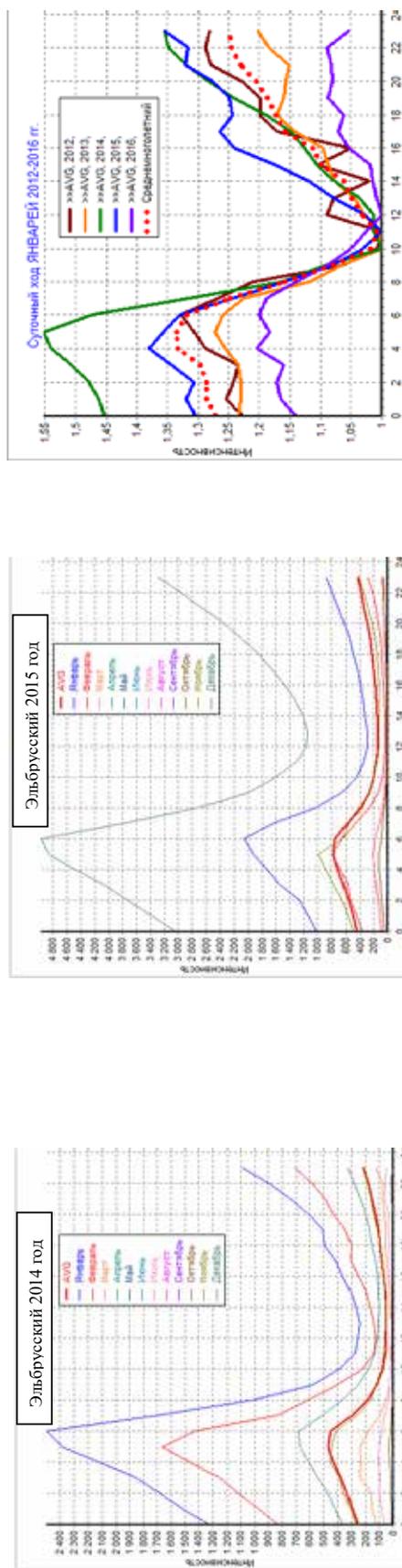


Рис. 4б Различия интенсивности среднемесячных суточных вариаций ЕНЭМПЗ в пределах года и по январям за пять лет.

сячных суточных вариации ЕИЭМПЗ по станции Даргавс за период с 2012 по 2014 гг при различной интенсивности вариаций по одним и тем же месяцам разных лет. Рис. 4.б иллюстрирует различие интенсивности среднемесячных суточных вариаций ЕИЭМПЗ в пределах года и по январям за пять лет. Так, по станции Эльбрусский, наименее подверженной влиянию помех, суточные вариации имеют практически идеальную форму, однако заметно, что линия декабря на графике 2015 года значительно выше линии января, в отличие от графика 2014 года, где максимум интенсивности однозначно приходился на январь. Более толстой красной линией показан среднегодовой ход. Третий график рисунка 4а сравнивает нормированные на минимальное значение суточные ходы январей (как периодов максимальных сезонных значений) по пункту Эстосадок за пять лет. Здесь видно, что наиболее активными были 2014 и 2015 годы (интенсивность в них превышает среднемноголетнюю пунктирную кривую).

Таким образом, в характере поведения вариаций ЕИЭМПЗ прослеживается сложносоставная циклическая закономерность, которая более достоверно может быть исследована анализом спектра путем разложения временного ряда на гармонические составляющие функцией быстрого преобразования Фурье.

В процессе анализа были обработаны многолетние ряды данных по станциям Даргавс, Эстосадок, Эльбрусский, Шаджатмаз. Полученные спектры исследовались на совпадение периодов значимых выделенных гармоник с теоретическими периодами основных гармоник лунно-солнечных приливных воздействий [Spiridonov et al., 2015]. Значения частоты и периода (в часах, сутках и годах) теоретических лунно-солнечных циклов приведены в табл. 1 [Spiridonov et al., 2015].

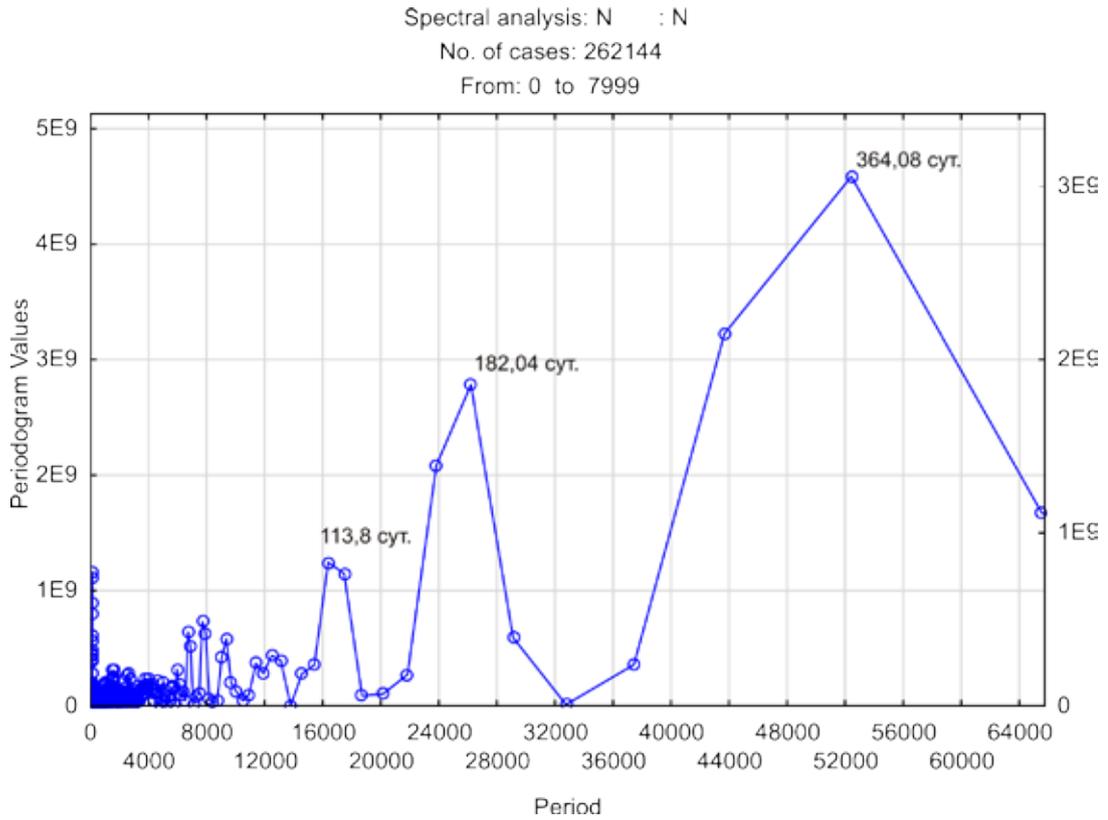
Дискретность анализируемых рядов наблюдений ЕИЭМПЗ составляет 10 минут (1/6 часа), следовательно, значению периода 144 единицы соответствует значение 24 часа. Графики построены в единицах исходного ряда.

Таблица 1.

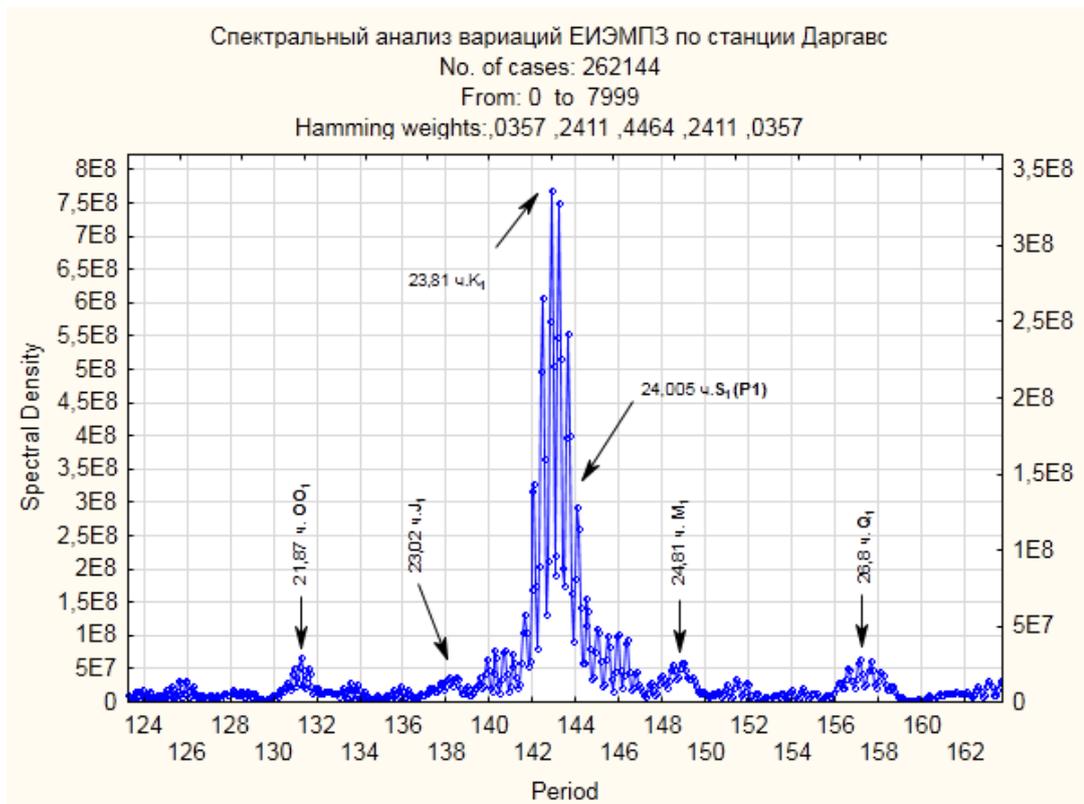
Параметры теоретических расчетных циклов лунно-солнечных приливных воздействий

N	Группа волн	Амплитуда, нм/с**2	Частота, Цикл/Сут	Период		
				Часы	Сутки	Годы
1	M4	0,91451	2,97161	8,07643	0,336518	
2	M3	7,01912	2,89841	8,280402	0,345017	
3	ETA2	3,23297	2,04177	11,75451	0,489771	
4	KSI2	1,87187	2,00577	11,96548	0,498562	
5	K2	57,82324	2,00548	11,96721	0,498634	
6	R2	1,77965	2,00274	11,98358	0,499316	
7	S2	212,74914	2	12	0,5	
8	T2	12,43269	1,99726	12,01646	0,500686	
9	TL2	3,23189	1,96918	12,18781	0,507826	
10	L2	12,92498	1,96857	12,19159	0,507983	
11	LM2	3,37194	1,96371	12,22176	0,50924	
12	M2	457,27659	1,93227	12,42062	0,517526	
13	MNI	1,57185	1,92954	12,4382	0,518258	
14	NI2	16,62923	1,90084	12,626	0,526083	

15	NIN	0,81804	1,89872	12,64009	0,526671	
16	N2	87,55012	1,89598	12,65836	0,527432	
17	NMI	0,94334	1,86729	12,85285	0,535535	
18	MI2	13,98132	1,86455	12,87174	0,536322	
19	MIN	0,35759	1,86424	12,87388	0,536412	
20	2N2	11,58524	1,85969	12,90538	0,537724	
21	NEP	0,65254	1,83311	13,0925	0,545521	
22	EPS2	3,37798	1,82826	13,12724	0,546968	
23	3N2	1,30356	1,8234	13,16222	0,548426	
24	222	0,55939	1,79196	13,39316	0,558048	
25	V1	2,49611	1,11223	21,57827	0,899095	
26	OV	0,62659	1,10676	21,68492	0,903538	
27	OO1	13,03706	1,07594	22,30608	0,92942	
28	OJ	3,95301	1,07046	22,42027	0,934178	
29	J1	23,83138	1,03903	23,09847	0,962436	
30	THE1	4,55719	1,03417	23,20702	0,966959	
31	FI1	6,06752	1,00821	23,80456	0,991857	
32	PSI1	3,33251	1,00548	23,8692	0,99455	
33	K1	426,17775	1,00274	23,93442	0,997267	
34	KS	0,23882	1,00243	23,94182	0,997576	
35	S1	3,33228	1	24	1	
36	P1	140,99789	0,99726	24,06594	1,002748	
37	PI1	8,24189	0,99452	24,13224	1,00551	
38	PIC	0,19465	0,97404	24,63965	1,026652	
39	CH1	4,55788	0,9713	24,70915	1,029548	
40	CHM	0,1472	0,96918	24,7632	1,0318	
41	M1	23,83207	0,96645	24,83315	1,034715	
42	MTU	2,23608	0,96097	24,97477	1,040615	
43	TAU1	3,95233	0,93501	25,66817	1,069507	
44	TO	1,95353	0,93015	25,80229	1,075095	
45	O1	303,02724	0,92954	25,81922	1,075801	
46	OR	1,0422	0,9268	25,89555	1,078981	
47	RO1	11,02046	0,8981	26,72308	1,113462	
48	RQ	0,54121	0,89598	26,78631	1,116096	
49	Q1	58,01826	0,89324	26,86848	1,11952	
50	QSIG	0,55459	0,89279	26,88202	1,120084	
51	SIG1	9,26549	0,86181	27,84837	1,160349	
52	2Q1	7,67667	0,85695	28,0063	1,166929	
53	MSQM	0,33202	0,14093	170,2973	7,095721	
54	MTM	2,07906	0,10949	219,1981	9,133254	
55	MSTM	0,39489	0,10464	229,3578	9,556575	
56	MF	10,85895	0,0732	327,8689	13,6612	
57	MSF	0,95163	0,06773	354,3481	14,76451	
58	MM	5,73751	0,03629	661,3392	27,5558	
59	MSM	1,09728	0,03143	763,6017	31,81674	
60	SSA	5,05292	0,00548	4379,562	182,4818	0,49995
61	SA	0,80223	0,00274	8759,124	364,9635	0,9999



а) Даргавс. Полный диапазон спектра. Характеристики длиннопериодных гармоник.



б) Даргавс. Суточный пик. Выделение короткопериодных суточных гармоник приливных воздействий.

Рис. 5. Спектральный анализ вариаций ЕИЭМПЗ по станции Даргавс за период 2012–2014.

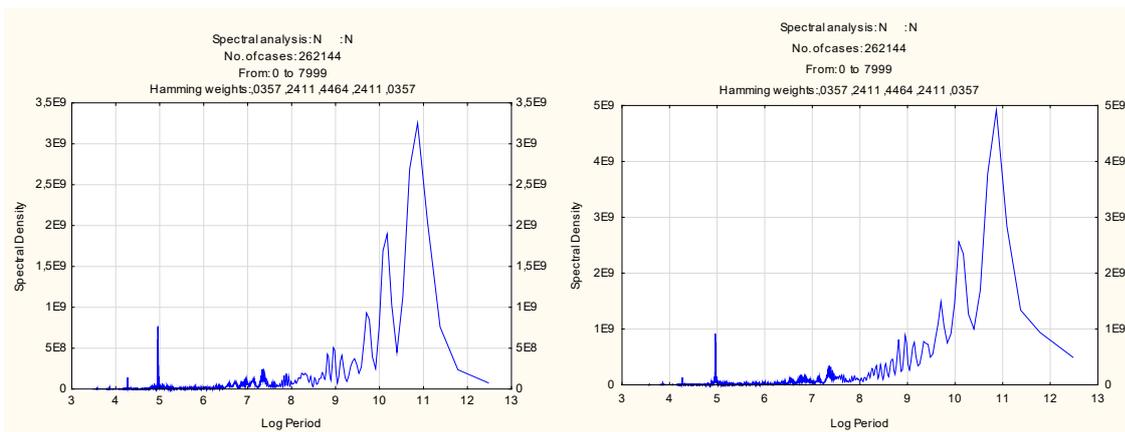


Рис. 6. Сравнение спектров вариаций ЕИЭМПЗ по станциям Даргавс и Эльбрусский за период 2012–2014 гг. По оси X взят логарифм периода.

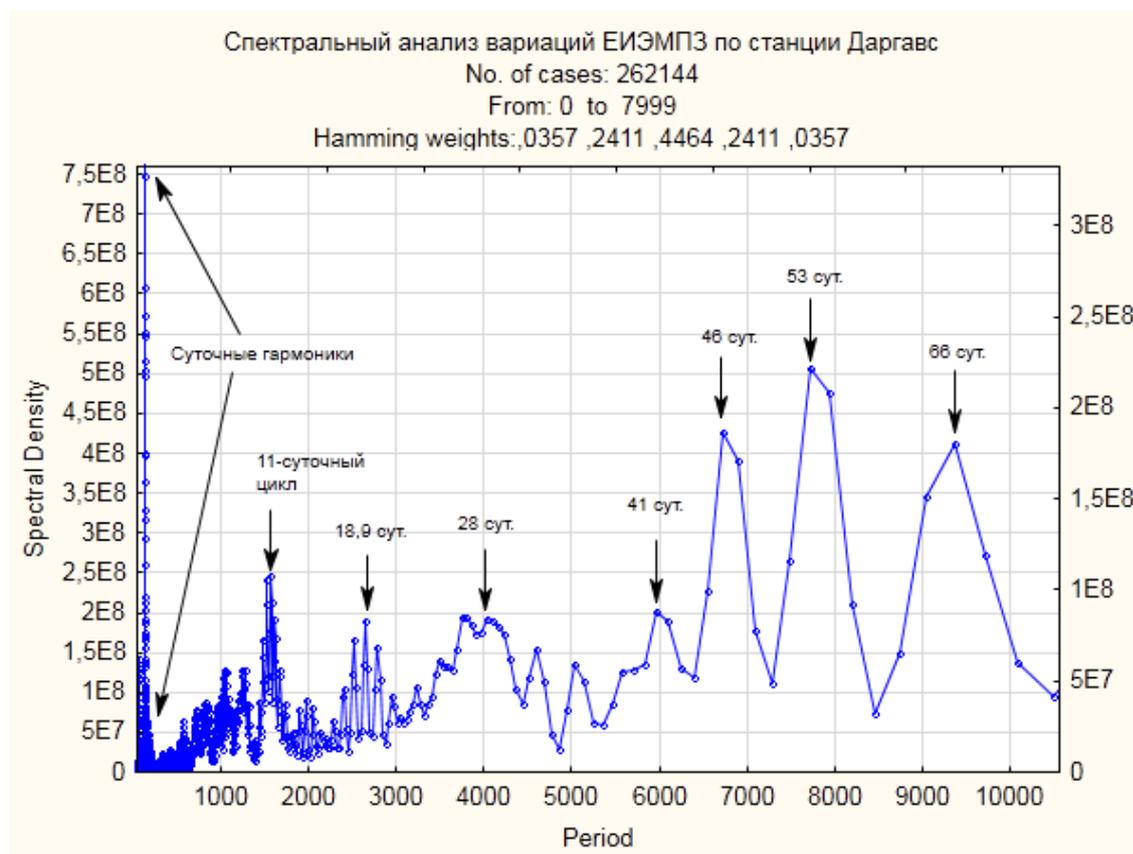


Рис. 7. Средняя часть спектра вариаций ЕИЭМПЗ по станции Даргавс за период 2012–2014.

На рис. 5а приведен график полного диапазона спектра вариаций ЕИЭМПЗ по станции Даргавс за период 2012–2014 и указаны хорошо видимые значения длиннопериодных гармоник: годовой SA – 364,08 суток и полугодовой SSA – 182,04 суток. Однако, основным критерием зависимости параметров наблюдений от приливных гравитационных воздействий служит совпадение пиков короткопериодной части спектра с теоретическими суточными, полусуточными и производными компонентами. Это совпадение хорошо прослеживается на рис. 5б. Наиболее заметной является лунно-солнечная деклинационная волна K1–23,81 часа, главная, эллип-

тические (M1, J1, Q1) и деклинационная (OO1) лунные волны. Также однозначно присутствуют полусуточные (K2 и M2) и третьсуточные (M3, M4) волны.

Как показано на рисунке 6, спектры вариаций ЕИЭМПЗ за один и тот же пятилетний период по различным станциям практически идентичны (особенно в короткопериодной части), что позволяет предположить достаточно устойчивую зависимость изменений суточного количества импульсов ЕИЭМПЗ от воздействия лунно-солнечных приливов. Различие наблюдается в среднепериодной части спектра (рис.7), где помимо явно выраженной 28-суточной волны ММ присутствуют гармоники с периодами 11,3, 41, 46, 53, 66 суток, которые могут быть показателями проявления эндогенных процессов в литосфере (в т.ч. движения ядра Земли, модуляций, вызываемых консолидацией подвижных блоков в периоды накопления напряженности и подготовки сейсмических событий и т.д.), а также барического и температурного влияния атмосферы.

Выводы

На основании анализа спектральных характеристик суточных и сезонных вариаций ЕИЭМПЗ по Северо-Кавказскому региону установлена явная взаимосвязь с гравитационными приливными воздействиями. Источником фоновых суточных вариаций ЕИЭМПЗ могут служить механоэлектрические преобразования в подвижных блоках земной коры под воздействием циклических приливных сил, а изменение амплитуды вплоть до исчезновения суточного хода – уменьшением подвижности блоков за счет их консолидации. Аномальные и сезонные амплитуды вариаций, по-видимому, модулированы эндогенными процессами.

Литература

1. Гохберг М.Б., Ешино Т., Моргунов В.А., Огава Т. Результаты регистрации оперативного электромагнитного предвестника землетрясений в Японии. (Известия АН СССР), «Физика Земли», т. 2, с. 85–87, 1982.
2. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука, 1988.
3. Забирченко Д. Н Информационная система для комплексного анализа данных геофизического и ГГД-мониторинга «ГГД-комплекс» // Геология и Геофизика Юга России, №4, 2015, с. 84–92.
4. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Периодические вариации геофизических полей и сейсмичности, их возможная связь с движением ядра земли» // Геология и геофизика, 2009а, т. 50, №2, с. 152–172.
5. Малышков Ю.П., Малышков С.Ю. Суточные ритмы движения земной коры и их роль в подготовке землетрясений // Институт оптического мониторинга СО РАН, г. Томск. 2009б.
6. Шемпелев А.Г., Забирченко Д.Н., Здоров А.Г., Куренков В.Н. ЭМИ Дагестанского полигона // Материалы десятых ежегодных чтений им. В.В. Федынского 27–29 февраля 2008 года. Москва, 2008. С. 46–47.
7. Шемпелев А.Г., Забирченко Д.Н. Суточные вариации электромагнитного поля Земли. // Материалы совещания «Информационные технологии и системы (наука и практика)», Владикавказ, ВНИЦ РАН и PCO-A, 2009. С. 307–309.
8. E. Spiridonov, O. Vinogradova, E. Boyarskiy, and L. Afanasyeva ATLANTIDA3.1_2014 FOR WINDOWS: A SOFTWARE FOR TIDAL PREDICTION, 2015, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow

INTERRELATION OF GEOPHYSICAL FIELDS CYCLIC VARIATIONS WITH THE TIDAL DEFORMATIONS ACTION ACCORDING TO THE NPEMFE OBSERVATIONAL DATA IN THE NORTH-CAUCASIAN SEISMOACTIVE REGION ANALYSIS

© 2016 D.N. Zabirchenko, L.L. Krutkin

«Hydrospetzgeologiya» «Southern Regional Center SMSC», Russia, 357600, Stavropolskiy krai, Essentuki, Sadovy lane, 4-a, e-mail: dmitry.n.zab@gmail.com;
Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov str., 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru

An analysis of long-term series of observations of the natural pulsed electromagnetic field of the Earth in a network of 10 registrars, located on the Black Sea to the Caspian Sea within the seismic areas of the North Caucasus region, marked characteristic regional features of the behavior of diurnal and seasonal variations of geophysical fields. An analysis of the relationship of variations with the impact of lunisolar tidal deformation.

Keywords: seasonal variations of geophysical fields, monitoring, exogenous geological processes, geological environment, the North Caucasus region, seismic, earthquake, seismic zone, magnitude, hypocenter, lunisolar tidal deformation, pressure variation.

УДК 550.34

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ. БАНКИ И БАЗЫ ДАННЫХ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

© 2016 А.С. Кануков^{1,2}, к.т.н., Д.А. Мельков¹, к.т.н., К.С. Харебов¹, к.т.н.

¹Геофизический институт ВНЦ РАН, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_gas@mail.ru;

²Владикавказский филиал финансового университета при правительстве Российской Федерации, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Молодежная, 7

Оценка влияния грунтовых условий на сейсмический эффект возможных землетрясений включает работы по изысканиям и определению физико-механических свойств грунтов и моделированию воздействий с учетом строения грунтовой толщи. При этом при построении математических моделей часто предполагаются определенные допущения. В работе рассмотрены процедуры исследования свойств грунтов и их моделирования в их неразрывной связи на примере процедуры оценки сейсмической опасности грунтов г. Владикавказа. Приведены результаты использования баз данных сильных движений (на примере K-NET) для подбора сейсмических записей по основным характеристикам землетрясений (магнитуда, глубина очага, эпицентрального расстояние) и грунтовых условий соответствующих станций на основе признаков наибольшего подобия моделей грунтовой толщи.

Ключевые слова: грунтовая толща, инженерно-геологические изыскания, модели, моделирование.

В последние десятилетия наблюдается активизация геодинамических процессов на Северном Кавказе [Бондырев, Заалишвили, 2003]. Это предполагает проводить целый ряд мероприятий для оценки направления и скорости соответствующих движений и оценки уровня ожидаемой опасности [Заалишвили и др., 2011; Zaalishvili, Rogozhin, 2011].

При проведении исследований по оценке сейсмической опасности грунтов большое внимание уделяется уточнению грунтовых условий того или иного участка рассматриваемой территории, предусматривающих широкое использование геофизических методов (например, сейсморазведка). Работы по сейсморазведке были выполнены на территории г. Владикавказа в 2008–2012 гг. в рамках государственных контрактов по оценке сейсмической опасности центральной части г. Владикавказа и исследованию и паспортизации территорий, разработке стратегий реализации дополнительных мероприятий по повышению защищенности объектов массовой застройки [Заалишвили и др., 2012].

На основе типовых сейсморазведочных исследований путем применения схем ZZ, Y_Y⁺, Y_Y⁻ были определены скорости распространения продольных и поперечных волн в типичных грунтах различного вида, распространенных на территории г. Владикавказа. Для выделения поперечных волн использовалось явление фазовой инверсии и другие признаки [Заалишвили, 1986, 1996, 1997]. Значения скоростей распространения сейсмических волн определялись по наклону годографов прямых и головных волн. Пример записей и годографов для двух участков приведен на рис. 1–2.

Для учета влияния верхней части грунтовой толщи на приращения сейсмической интенсивности рассматривались типичные разрезы мощностью до 30 м. Расчетные

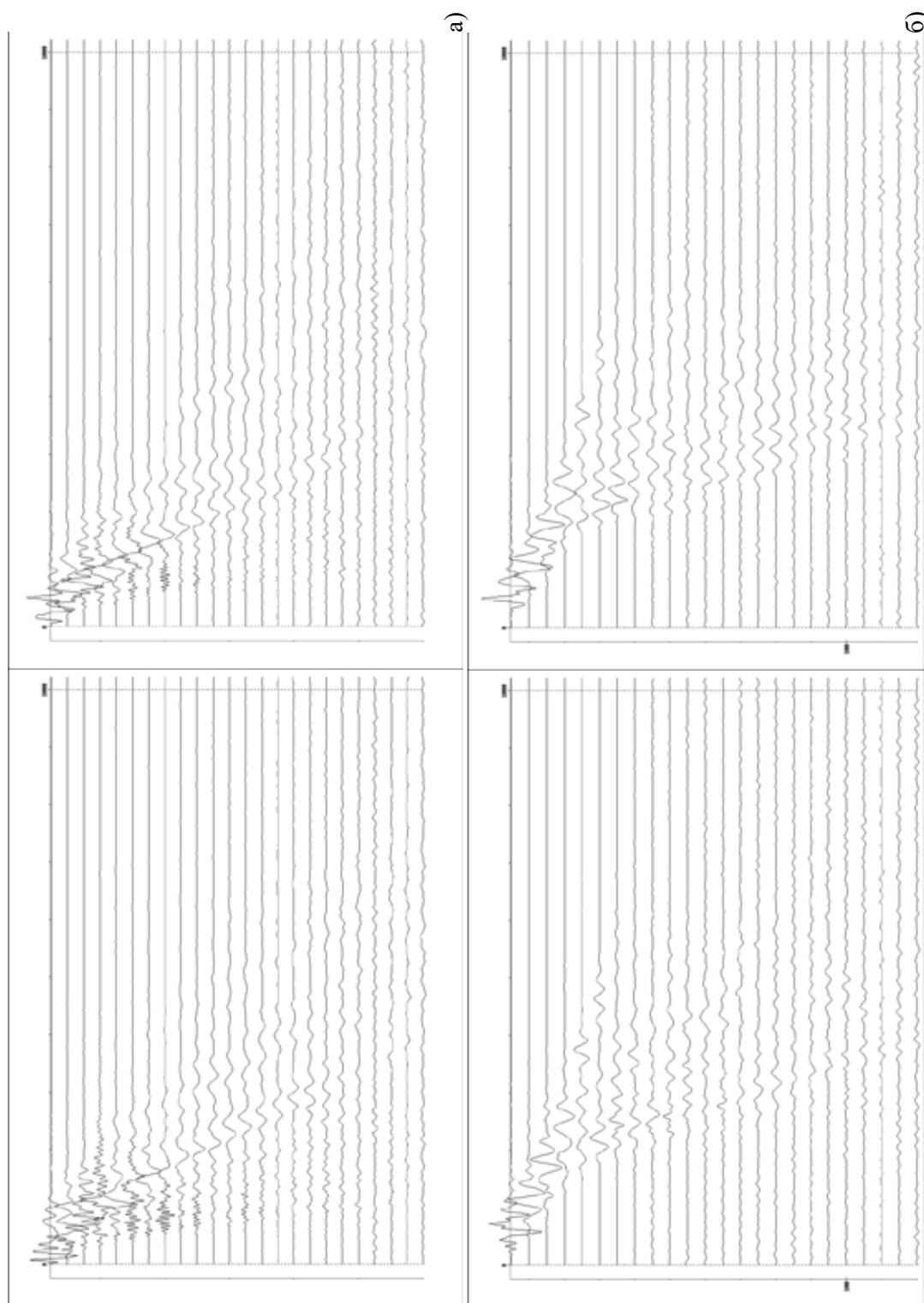
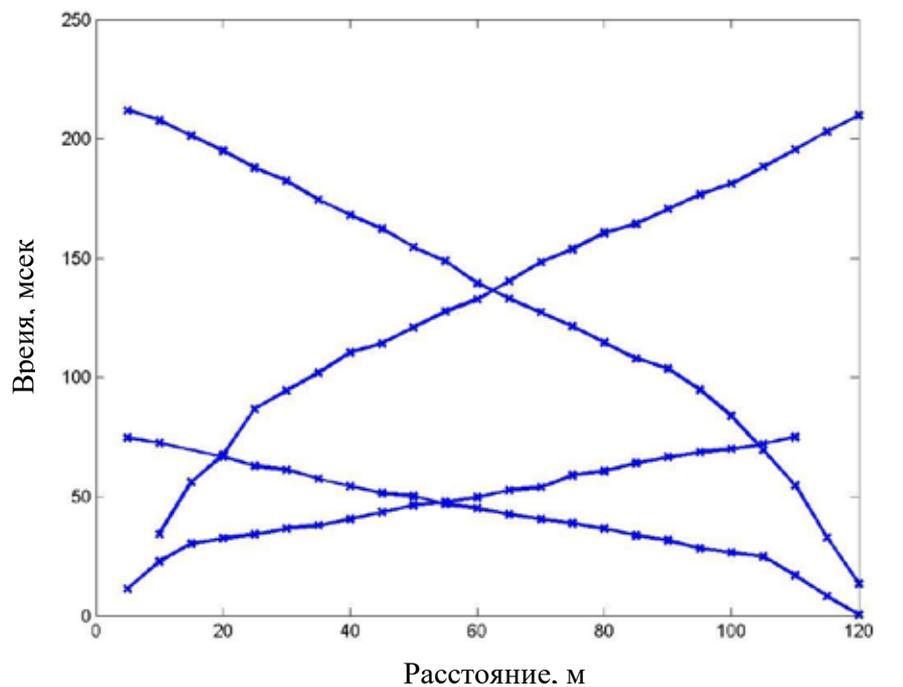
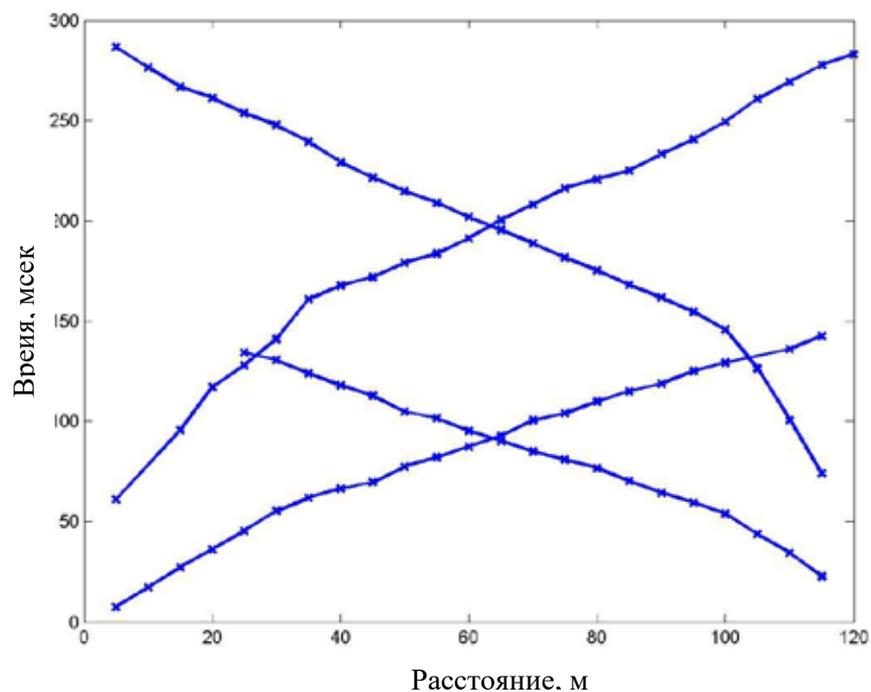


Рис. 1. Сейсмограмма, записанная по схеме УУ+, УУ- на галечниковых грунтах – участок 1 (а) и глинистых грунтах большой мощности – участок 2 (б)



а)



б)

Рис. 2. Годографы а) построенные по записям, полученным на галечниковых грунтах, участок 1; б) построенные по записям, полученным на глинистых грунтах большой мощности, участок 2

модели для различных участков были построены по данным сейсморазведочных исследований, и данным о физико-механических свойствах по скважинам (рис. 3).

Грунтовые условия территории г. Владикавказа могут быть представлены в виде 2-3х-слойной грунтовой толщи. Поскольку на карте инженерно-геологического районирования не выделены участки валунно-галечниковых грунтов по количеству заполнителя, при построении модели использовались данные сейсморазведки [Заалишвили и др., 2010а]. Для подстилающих галечников с количеством заполнителя менее 30%:

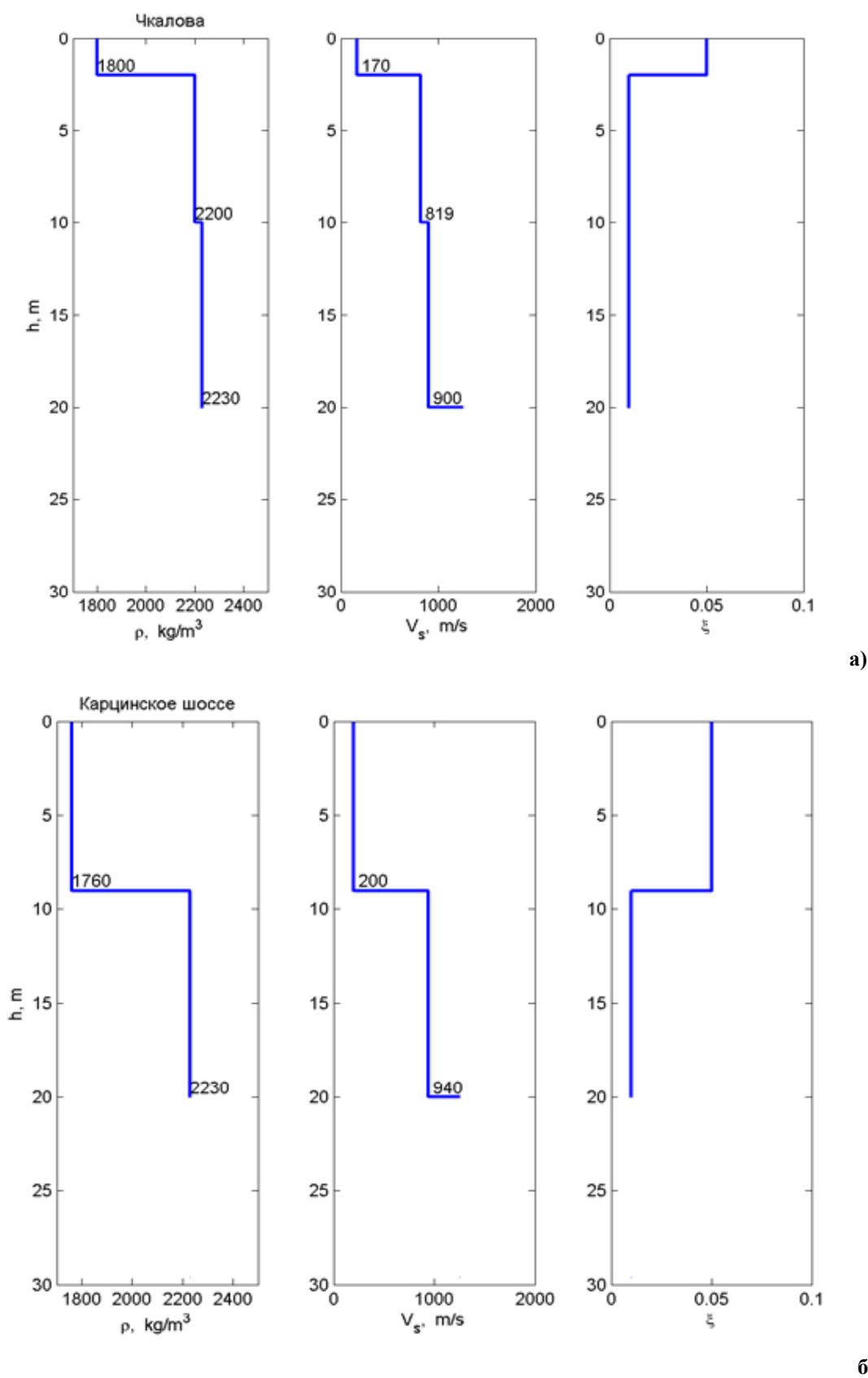


Рис. 3. Расчетные модели грунтовой толщи: а) участок 1 – галечниковые грунты, (перекрытые насыпным слоем), б) участок 2 – глинистые грунты

в интервале глубин 10–30 м была определена следующая скорость распространения поперечных сейсмических волн $V_s = 700\text{--}900$ м/с, и плотность $\rho = 2,23$ т/м³;

в интервале глубин 20–30 м и глубже – $V_s = 1250$ м/с, $\rho = 2,23$ т/м³ (получено по участкам Metallurg – 1140 м/с, Галковского – 1170 м/с, Пожарского – 1150 м/с, Водная – 1230 м/с, БАМ – 1570 м/с, среднее квадратическое отклонение 130 м/с). Следует отметить, что такие высокие значения скоростей также были получены ранее [Отчет..., 1991].

В Руководстве по безопасности РБ-06–98 [Руководство по безопасности..., 1998] дается следующее определение термина «коренная порода» – скальные или другие породы, характеризующиеся скоростью распространения поперечных (сдвиговых) сейсмических волн не менее 700 м/с. Данный критерий позднее был введен в [СП 14.13330.2014] – актуализированной версии СНиП II-7-81*. Поскольку, по результатам геофизических исследований, в подстилающей толще получена более высокая скорость можно оценить влияние верхней части толщи, задавая воздействие на глубине 20–30 м.

Расчеты выполнялись на основе разработанного нами нового алгоритма, основанного на методе многократно отраженных волн сейсмического микрорайонирования [Заалишвили, Мельков, 2010].

В качестве входных акселерограмм использовались инструментальные записи сильных землетрясений, а также запись, полученная стохастическим методом для Сунженской зоны ВОЗ (западная ветвь), и три сценарных акселерограммы для Владикавказского разлома, в силу непосредственной близости к черте города смоделированные по программе FINSIM [Заалишвили и др., 2010б]. Таким образом, были рассмотрены различные воздействия, представляющие опасность для исследуемой территории.

Процесс распространения сейсмических волн через грунтовые слои моделируется в виде временных задержек, определяемых мощностью слоя и скоростью волны в нем, т. е. фактически времени пробега волны через слой (рис. 4). Каждый из грунтовых слоев характеризуется мощностью H , плотностью ρ , скоростью распространения поперечной волны V_s и коэффициентом поглощения α [Габеева, Заалишвили, 2005; Заалишвили и др., 2008]. Коэффициенты отражения и преломления сейсмических волн на границах сред рассчитываются по формулам:

$$\alpha_{ij} = \frac{2}{1 + \frac{\rho_j V_{s_j}}{\rho_i V_{s_i}}}, \quad \beta_{ij} = \frac{1 - \frac{\rho_j V_{s_j}}{\rho_i V_{s_i}}}{1 + \frac{\rho_j V_{s_j}}{\rho_i V_{s_i}}}, \quad (1)$$

где сейсмическая волна распространяется из i -го слоя в j -й.

В данной модели каждый слой представляется в виде некоторого элемента, имеющего два входа и два выхода (рис. 4). Процесс распространения проходящей через слой сейсмической волны моделируется подачей соответствующего сигнала на вход элемента и подачей его на выход с временной задержкой

$$t_i = H_i/V_{s_i} \quad (2)$$

Явление затухания учитывается умножением выходного сигнала на величину $e^{-\alpha_i H_i}$.

Элементы соединены таким образом, что на каждый из входов элемента подается сумма выходных сигналов предыдущего элемента и соответствующего выход-

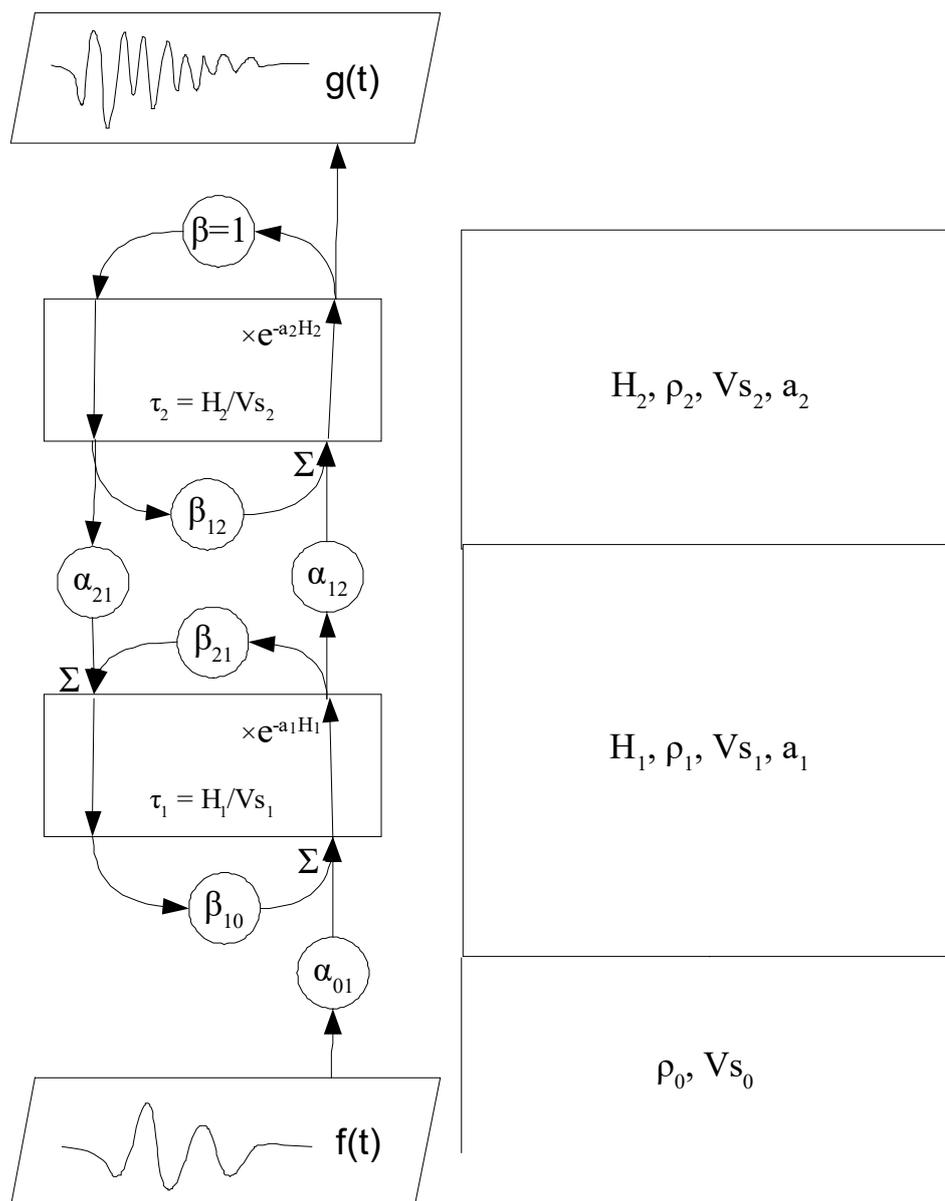


Рис. 4. Модель распространения сейсмических волн в грунтовой толще

ного сигнала данного элемента, умноженные соответственно на коэффициент преломления и отражения. Входная сейсмограмма $f(t)$ подается на вход нижнего слоя, выходная $g(t)$ получается на выходе поверхностного.

В некотором смысле рассмотренные нами элементы грунтовой толщи, представленные на рис. 4 аналогичны нейронам в нейронных сетях. При этом каждый коэффициент отражения и преломления представляет собой весовой коэффициент – вес синапса. Синаптические связи с положительными весами называют возбуждающими, с отрицательными – тормозящими. Функция активации имеет здесь особый вид, являясь линейной функцией с задержкой ($f(s) = s - \tau$).

В результате использования алгоритма расчета на основе предложенной модели были рассчитаны акселерограммы на поверхности грунтовой толщи (рис. 5). Увеличение амплитуды в два раза на втором участке по отношению к первому соответствует приращению сейсмической интенсивности на 1 балл.

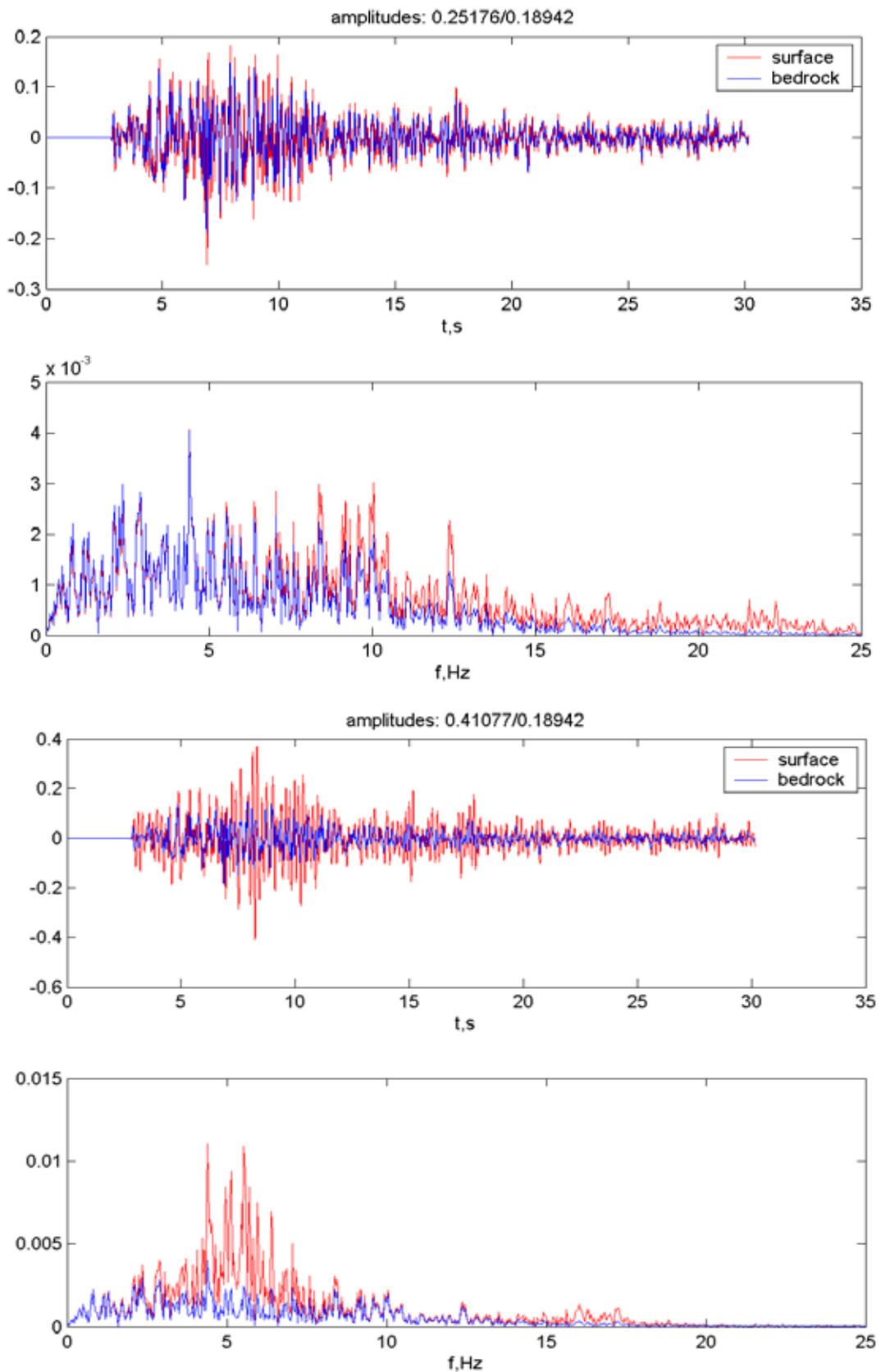


Рис. 5. Расчетные акселерограммы на поверхности грунтовой толщи: а) участок 1 – галечниковые грунты, (перекрытые насыпным слоем), б) участок 2 – глинистые грунты

В последние десятилетия наблюдается стремительный рост информационных технологий. Применение цифровых станций когда-то создало возможность автоматизировать обработку записей землетрясений и создание мощных баз данных. В настоящее время объемы хранения информации и скорости вычислений растут в геометрической прогрессии. Одновременно во многих регионах мира увеличивается число станций регистрации сильных движений. Причем, для решения задач инженерной сейсмологии, места расположения станций выбираются таким образом, чтобы охватить все возможные грунтовые условия территории. Данные об инженерно-геологических условиях являются неотъемлемой составной частью современных сейсмологических баз данных. Подобная база данных создана и в Геофизическом институте ВНИИ РАН и включает в себя данные сетей K-NET (Япония) и ряда других сетей со всего мира [Заалишвили и др., 2013, 2014].

Использование сейсмологических баз данных (БД) для целей СМР имеет определенные особенности. Прежде всего, в БД, кроме характеристик землетрясения, должны быть грунтовые условия расположения сейсмических станций и интенсивности проявления рассматриваемого сейсмического воздействия, т.е. соответствующий сейсмический эффект [Заалишвили, 2014а]. Наличие данных о грунтовых условиях позволяет производить поиск модели грунтовой толщи, наиболее соответствующей исследуемому участку. Учитывая полученные ранее зависимости для плотности и скорости распространения поперечных сейсмических волн [Заалишвили, 2014б] набор параметров сводится к мощностям слоев, слагающих грунтовую толщу и скоростям распространения в ней поперечных сейсмических волн. Далее производится выбор записей землетрясений по определенным параметрам. Таковыми параметрами являются магнитуда землетрясения, эпицентральное расстояние и глубина очага, которые определяются по карте активных разломов данного региона. Поскольку число записей землетрясений в точности соответствующих условиям будет невелико, производится поиск землетрясений, удовлетворяющих определен-

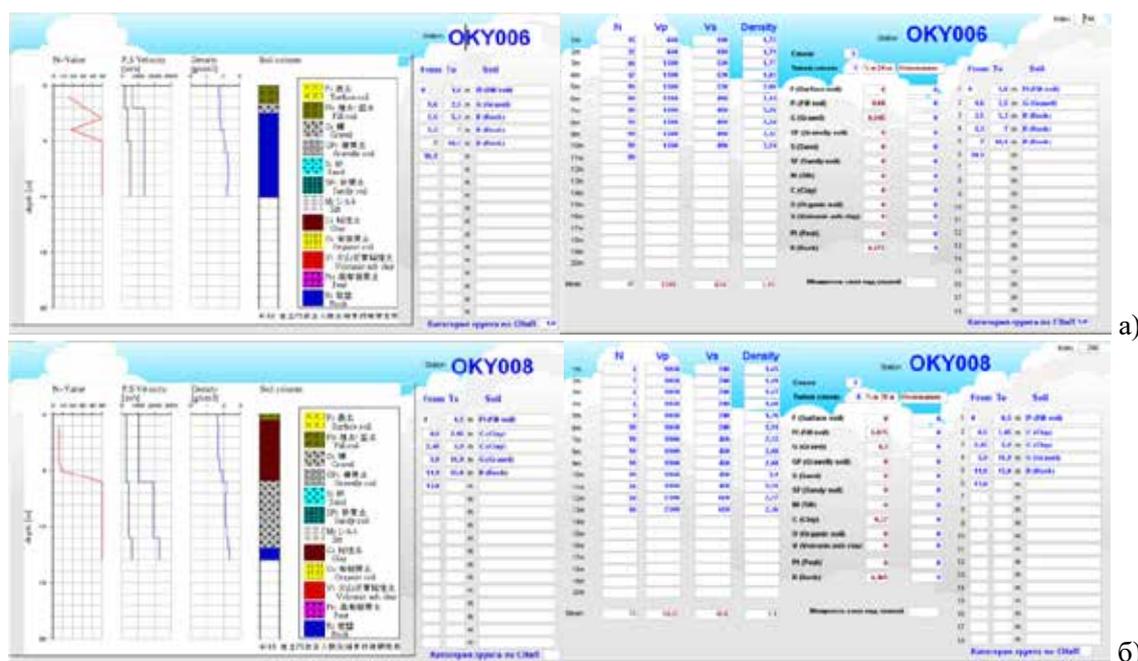
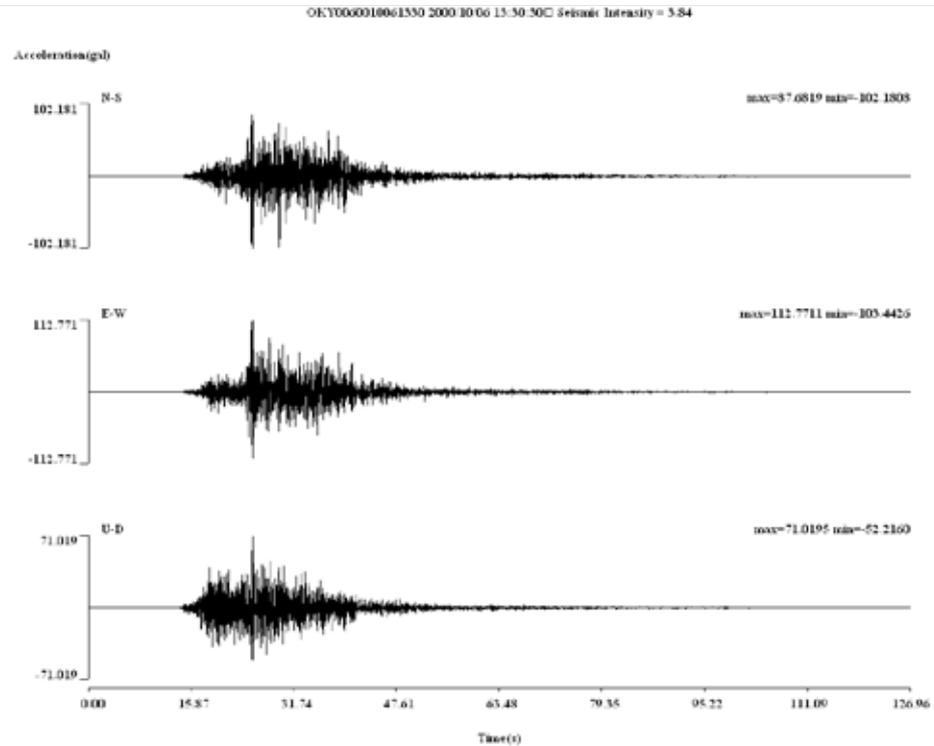
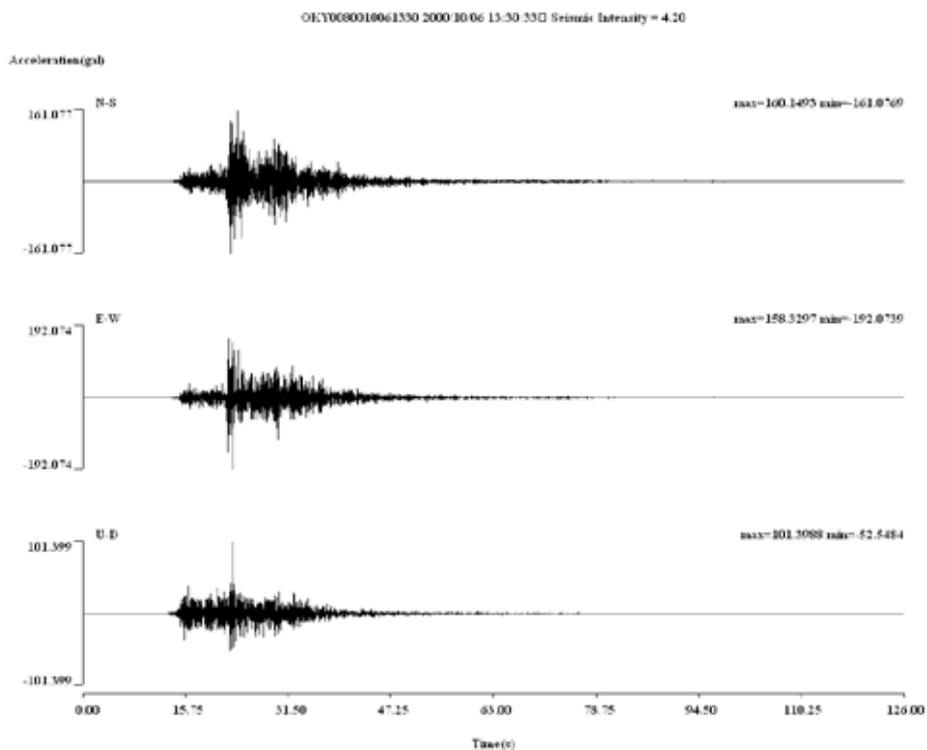


Рис. 6. Грунтовые условия сейсмических станций в базе данных K-NET – аналоги участка 1 галечниковых грунтов (перекрытых насыпным слоем) (а) и участка 2 – глинистых грунтов (б)

ным интервалам значений указанных параметров. По этой причине производится пересчет максимальных амплитуд колебаний на заданное эпицентральное расстояние. Для рассматриваемой базы данных был принят следующий закон затухания:



a)



б)

Рис. 7. Акселерограммы-аналоги для выбранных грунтовых условий: участка 1 галечниковых грунтов (перекрытых насыпным слоем) (а) и участка 2 – глинистых грунтов (б)

$$A = A_0 e^{-\alpha x}, \quad (3)$$

где A – амплитуда колебаний;

α – коэффициент затухания;

x – расстояние.

Тогда пересчет амплитуды колебаний A_1 на заданное эпицентрального расстояние даст A_2 :

$$A_2 = A_1 e^{\alpha(\Delta_2 - \Delta_1)} \quad (4)$$

В первом приближении коэффициент поглощения α , можно считать постоянным, в общем случае он является функцией частоты колебаний.

Коэффициент поглощения α может быть вычислен по модели затухания для данного региона. Таким образом, формируется банк данных, который помимо записей землетрясений и данных о грунтовых условиях расположения станций, также содержит эмпирические формулы для различных классов записей. В данной работе использовались данные, приведенные в [Окамото, 1980].

Отобранные из базы данных участки – аналоги рассматриваемых двух участков представлены на рис 6. Поиск производился по моделям, представленным на рис. 3, таким образом, что исходными данными подбора станций являлась зависимость скоростей поперечных сейсмических волн от глубины. Можно видеть, что для первого участка-аналога станции ОКУ006 верхний насыпной слой (Fillsoil) подстилается скальными грунтами (Rock), однако по скоростям сейсмических волн, данные скорости соответствуют галечниковым грунтам в нашей модели. Сейсмические записи одного из подобранных землетрясений представлены на рис. 7, эпицентральные расстояния имеют достаточно близкие значения 64 и 68 км. Амплитуды акселерограмм пересчитаны на идентичное эпицентральное расстояние по формуле (4) – табл. 1.

Таблица 1

Код станции	Эквивалент	Δ , км	A_{\max} , см/ c^2	A_{\max} (50 км), см/ c^2	ΔI
ОКУ006	Эквивалент галечников	64,35	152,18	181,67	-
ОКУ008	Глины	68,12	193,32	241,79	0,4

Выводы

- Рассмотрен процесс создания моделей грунтовой толщи и выполнения расчетов сейсмической реакции на основе способа многократно отраженных волн (МОВ) и инструментальных аналогий.
- Инструментально-расчетный метод в виде способа инструментальных аналогий основан на применении базы данных сильных движений, включающей почти 50000 записей сильных и разрушительных землетрясений.
- Для расчетов из указанной базы данных сильных движений подбираются записи землетрясений на участках с близкими для исследуемого участка грунтовыми условиями и характеристиками землетрясений (магнитуда, эпицентральное расстояние и т. д.).
- Учитывая полученные ранее зависимости для плотности и скорости распространения поперечных сейсмических волн, набор параметров сводится к мощ-

ностям слоев, слагающих грунтовую толщу и скоростям распространения в ней поперечных сейсмических волн. Далее производится выбор записей землетрясений соответствующей магнитуды эпицентрального расстояния и глубины очага.

- Получены приращения сейсмической интенсивности для грунтов, распространенных на территории г. Владикавказа. Для глинистых грунтов мощностью порядка 20 метров с наличием грунтов мягкопластичной консистенции приращение составляет 1 балл по отношению к участку распространения глинистых грунтов полутвердой консистенции мощностью до 5 метров. Для галечников с заполнителем >30% приращение составляет 0 баллов, с заполнителем <30% интенсивность уменьшается на 1 балл.

Литература

1. Бондырев И. В., Заалишвили В. Б. Опасность активизации геодинамических процессов на Северном Кавказе // Вестник Владикавказского научного центра. 2003. Т. 3. №2. С. 39–46.
2. Габеева И. Л., Заалишвили В. Б. Анализ колебаний нелинейной, поглощающей грунтовой среды по данным инструментального метода сейсмического микрорайонирования // В сборнике: Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе I Кавказская международная школа-семинар молодых ученых. Центр геофизических исследований ВНИЦ РАН и РСО-А, Заалишвили В. Б. (редактор), Владикавказский научный центр РАН и РСО-А. 2005. С. 205–211.
3. Заалишвили В. Б. Сейсмическое микрорайонирование по данным искусственного возбуждения колебаний грунтовой толщи: Автореферат дис. ... канд. физ.-мат. наук. Тбилиси, 1986.
4. Заалишвили В. Б. Сейсмическое микрорайонирование на основе изучения нелинейных свойств грунтов искусственными источниками // Автореферат дис.... доктора физ.-мат. наук. Москва, 1996.
5. Заалишвили В. Б. Инструментальный метод сейсмического микрорайонирования // Монография. Владикавказ, 1997.
6. Заалишвили В. Б., Мельков Д. А., Дзеранов Б. В. Особенности динамического поведения грунтов территории г. Владикавказа // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2008. №2. С. 67–71.
7. Заалишвили В. Б., Мельков Д. А., Чотчаев Х. О, Кануков А. С. и др. // Отчет о научно-исследовательской работе по теме: «Сейсмическое микрорайонирование правобережной и левобережной части г. Владикавказа (полевые исследования)» том 3, книга 3, труды ЦГИ ВНИЦ РАН и РСО-А. Владикавказ, 2010а. 327 с.
8. Заалишвили В. Б., Мельков Д. А. Способ сейсмического микрорайонирования Патент Российской Федерации №2389044 от 10 мая 2010 г.
9. Заалишвили В. Б., Мельков Д. А., Бурдзиева О. Г. Определение сейсмического воздействия на основе конкретной инженерно-сейсмологической ситуации района // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2010б. №1. С. 35–39.
10. Заалишвили В. Б., Певнев А. К., Рогожин Е. А. О геодезическом мониторинге для прогноза землетрясений на Северном Кавказе (на примере Владикавказского прогнозного полигона) // Геология и геофизика Юга России. 2011. №2. С. 33–40.
11. Заалишвили В. Б., Мельков Д. А., Габеева И. Л., Дзобоев Б. А., Дзеранов Б. В., Кануков А. С., Шепелев В. Д. Сейсмическое микрорайонирование территории г. Владикавказа // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2012. №1. С. 49–58.

12. Заалишвили В.Б., Харебов К.С., Харебов А.К. Создание баз данных сильных движений на основе современных воззрений // Геология и геофизика Юга России №3 2013. С. 39–44.

13. Заалишвили В.Б. Некоторые проблемы практической реализации сейсмического микрорайонирования. Факторы, формирующие интенсивность землетрясения // Геология и геофизика Юга России. 2014а. №3. С. 3–39.

14. Заалишвили В.Б. Зависимость спектральных характеристик сейсмических волн от строения верхней части разреза // Геология и геофизика Юга России №4. 2014б том 2. С. 15–44.

15. Заалишвили В.Б., Харебов К.С., Харебов А.К. Разработка базы данных сильных движений // Геология и геофизика Юга России №4. 2014. Том 2. С. 48–57.

16. Окамото Ш. Сейсмостойкость инженерных сооружений. М.: Стройиздат, 1980.

17. Отчет о сейсмическом микрорайонировании территории г. Владикавказа. Том 1. Книга 1. Инженерно-геологические и сейсмические исследования // Трест «СтавропольТИСИЗ» Кавминводское отделение. Пятигорск, 1991. 127 с.

18. Руководство по безопасности. РБ-006–98. Определение исходных сейсмических колебаний для проектных основ. М.: Федеральный надзор России по ядерной и радиационной безопасности (Госатомнадзор России), 1998. 63 с.

19. Свод правил. СП 14.13330.2014. Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция. // СНиП II-7–81. Издание официальное. Подготовлено к изданию ФАУ «ФЦС». Москва. 2014. 126 с.

20. Zaalishvili V.B., Rogozhin E. A. Assessment of seismic hazard of territory on basis of modern methods of detailed zoning and seismic microzonation // Open Construction and Building Technology Journal. 2011. T. 5. P. 30–40.

GIS SIMULATION OF THE GEOLOGICAL OBJECTS SOIL CONDITIONS. STRONG MOTIONS DATA BASES AND BANKS

© 2016 A.S. Kanukov^{1,2}, Sc. Candidate (Tech.), D.A. Melkov¹, Sc. Candidate (Tech.), K.S. Kharebov¹, Sc. Candidate (Tech.)

¹Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center, Russia, 362002, Vladikavkaz, Markov str., 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru;

²Financial University Under the Government of the Russian Federation Vladikavkaz Branch, Russia, 362002, Vladikavkaz, Molodezhnaya str., 7

Influence of soil conditions evaluation on the seismic effect of possible earthquakes includes searches and determination of physic-mechanical conditions of the ground and actions simulation taking into account the ground structure. During the construction of mathematical models some specific assumptions frequently are assumed. Procedures of the ground conditions study and simulation in their indissoluble connection based on the procedure of the Vladikavkaz city soils seismic hazard assessment. Results of strong motions data bases using (based on example K-NET) for selecting the seismic records according to the fundamental characteristics of earthquakes (magnitude, the source depth, epicentral distance) and soil conditions of the corresponding stations on the basis of the greatest similarity of the ground models.

Keywords: ground thickness, geological engineering searches, model, simulation.

УДК 551.21 (234.9)

СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС И ПРИЭЛЬБРУСЬЯ

© 2016 Н.В. Короновский, д.г.-м.н., проф., М.С. Мышенкова

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва,
ГСП-1, Ленинские горы, e-mail: koronovsky@rambler.ru; zf12@rambler.ru

Подробно рассматривается геологическое строение Западного Приэльбрусья и западный, наиболее сложно построенный склон вулкана Эльбрус. Выделены древнейшие толщи, прорывающая их огромная экструзия Кюкюртли, облекаемая более молодыми лавовыми потоками. Описаны самостоятельные центры извержений флюидолитов риолитового состава и их соотношение с вулканитами Эльбруса. Показано отсутствие кальдеры на Эльбрусе. Возраст вулканитов обоснован геологическими и геоморфологическими методами и неотектоническими построениями с учетом данных по изотопным методам.

Ключевые слова: Эльбрус, вулканизм, Западное Приэльбрусье, флюидолиты, экструзивный массив.

Введение

Вулкан Эльбрус достаточно хорошо изучен [Милановский, Короновский, 1960; 1973; Масуренков, 1961; Короновский, 1968; Газеев, 2003; Богатиков и др., 2004; Лебедев и др., 2010; Короновский и др, 2011 и многие др.]. Однако в связи с получением новых материалов есть вопросы, которые вызывают дискуссию. Мы остановимся на строении западного склона Эльбруса и Западного Приэльбрусья, наиболее сильно расчлененного и местами даже недоступного для прямых наблюдений. Но именно там находятся самостоятельные молодые центры извержений с новым типом пород – флюидолитами, и огромный экструзивный массив Кюкюртли, прорывающий наиболее древние вулканогенные толщи Эльбруса (рис. 1).

В Западном Приэльбрусье вулканиты этих центров, особенно их прежнее распространение, абсолютный возраст по К-Аг методу и определения их возрастного расчленения с учетом геоморфологических, неотектонических и геологических материалов вызывают неоднозначную трактовку. В этом районе Эльбруса обнажаются все возрастные вулканогенные толщи, кроме наиболее молодых поздневерхнеплейстоценовых и голоценовых, которые развиты на северных, восточных и южных склонах вулкана.

Фактический материал

Западный склон вулкана Эльбрус резко отличается от всех других относительно пологих склонов, сформированных хотя и разновозрастными, но преимущественно голоценовыми и поздневерхнеплейстоценовыми лавовыми потоками, спускающимися в ледниковые долины и перекрывающими более древние потоки и вулканогенные толщи. Западный склон имеет длину около 4 км в меридиональном направлении, но примерно 2 км приходится на отвесные обрывы, так называемую «Стену Кюкюртли», высота которых превышает 1 км. Такая же отвесная стена находится в соседнем к югу ледниковом цирке Уллукам, а севернее Кюкюртли располагаются

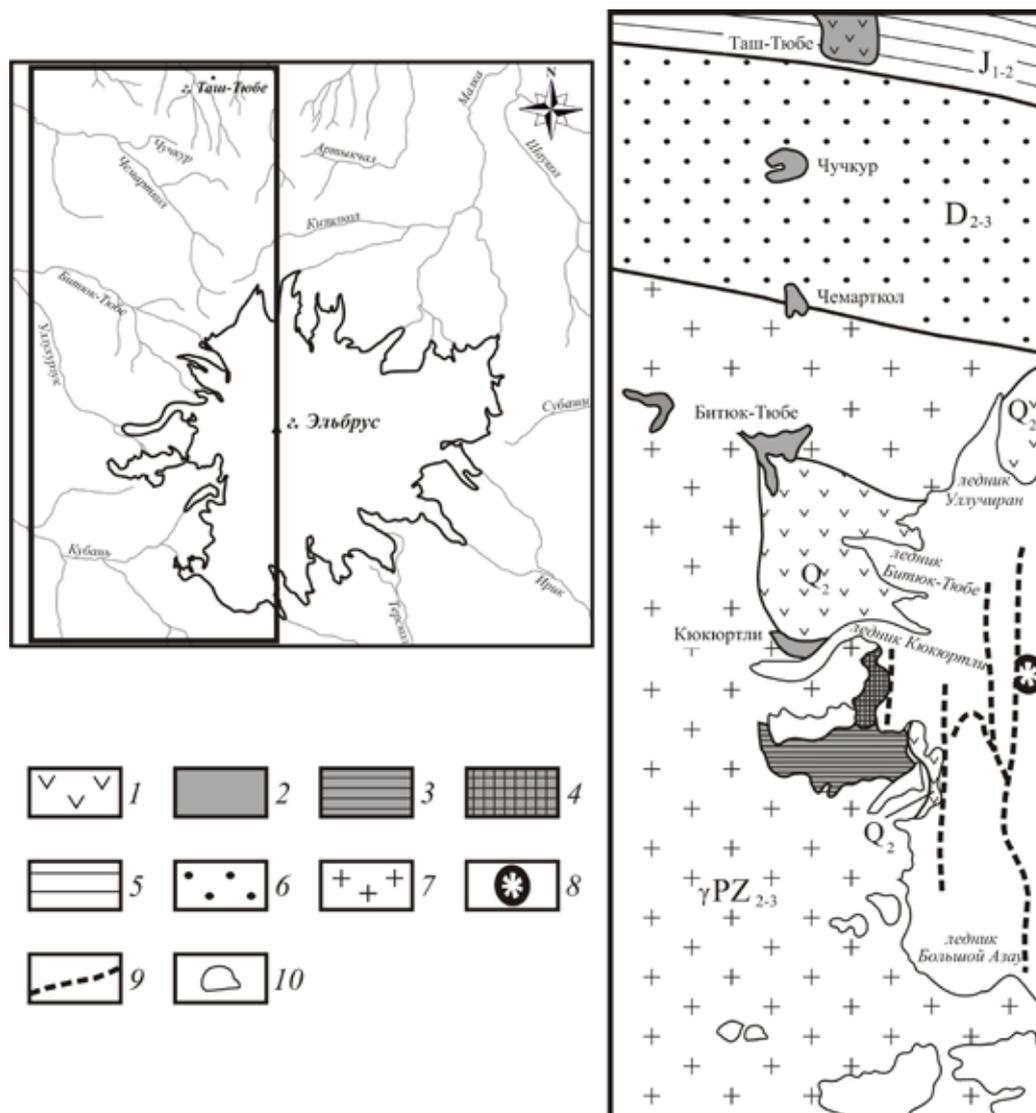


Рис. 1. Схема распространения флюидолитов и вулканитов в Западном Приэльбрусье: 1 – среднеплейстоценовые лавовые потоки, 2 – флюидолиты, 3 – толщина вулканических пород в ледниковом цирке Уллукам, 4 – экструзивный массив Кюкюртли, 5–7: структурно-формационные зоны: 5 – Бечасынская, 6 – Передового хребта, 7 – Главного хребта, 8 – кратер, 9 – разломы, 10 – ледники

сильно расчлененные ледниковой эрозией и разломами более молодые лавовые потоки верховьев р. Битюк-Тюбе.

Западная часть вулкана Эльбрус гораздо уже восточной и обладает резко расчлененным рельефом, совсем не похожим на пологий и плавный рельеф восточного конуса. Весь склон нарушен меридиональными разломами, по которым опущены западные крылья, а западная вершина рассечена очень молодым разломом, и поэтому мы видим только половину кратера (см. рис. 1). Лавы Западной вершины имеют возраст 25 ± 15 тыс. лет [Лебедев и др., 2010], следовательно, разлом еще моложе. Дальше к западу от вершины располагается пологий и узкий хребет, покрытый льдом и снегом. Высоты этого хребта около 4500–5000 м, а скальная вершина Кюкюртли – Кол-Баши – на западном плече Эльбруса имеет высоту 4623 м, и в переводе с балкарского это название означает «гора над серным ущельем». К

северо-востоку на этом плече находится купол Кюкюртли, покрытый ледово-снежным покровом. Плечо оканчивается на западе стеной Кюкюртли, которая как бы «запирает» собой все другие вулканические толщи с востока, поэтому непосредственно к западу от стены более молодых лавовых потоков нет, они появляются только севернее и южнее.

Результаты исследования

Остатки древнейшего вулкана на месте Эльбруса были изучены уже давно [Ми-лановский, Короновский, 1960] в ледниковом цирке верховьев р. Уллукам, где на метаморфических породах – кристаллических сланцах и гнейсах нижнепалеозойской макерской серии – на относительно слабо расчлененной поверхности древнего эрозионного рельефа залегает толща разнообразных вулканических пород общей мощностью 0,8–1,0 км. В настоящее время она располагается в пределах водораздельной части современных хребтов на высотах от 3,5–3,6 до 3,8 км.

В основании разреза, вскрытого в стене ледникового цирка, залегает толща лавобрекчий и агломератовых дацитовых и риодацитовых лав светло-серого, светло-желтого и зеленоватого цветов, к западу замещающаяся вулканогенной слоистой толщей туфобрекчий мощностью до 100 м. В стене Уллукам выше по разрезу видны хорошо выраженные в рельефе уступами лавовые потоки разной мощности, венчающиеся огромной толщей лав. Особенностью этого колоссального разреза в практически вертикальной стене является присутствие в основании разреза замещающих друг друга толщ лавобрекчий, туфогенных пород и различных лавовых потоков, общей мощностью 300–350 м, а располагающиеся западнее лавы мощностью 600–700 м относятся уже к стене Кюкюртли, и они обнажаются здесь в широтном, то есть поперечном разрезе, в котором видно, что этот лавовый массив представляет собой инородное тело, не связанное с толщей лавобрекчий и лавовых потоков светлого цвета в основании стены. Особенностью нижних вулканических толщ является обилие включений серы, которая и придает желтоватый цвет всему разрезу, причем серы больше всего в лавобрекчиях основания разреза.

На самом верху восточной стены цирка Уллукам располагаются хорошо выраженные явно более молодые три лавовых потока дацитов, спускающихся на юг к перевалу Хотютуау. Эти три потока могут сопоставляться с тремя лавовыми потоками среднеплейстоценового возраста на южном склоне Эльбруса в левом борту долины Азау, где их абсолютный возраст от 180 ± 15 до 110 ± 20 тыс. лет [Лебедев и др., 2011], то есть они могли формироваться в среднем плейстоцене. Центр их излияния неизвестен, но он может быть где-то под Западной вершиной, и эти лавовые потоки несогласно перекрывают более древние толщи, обнажающиеся в северной стене цирка Уллукам.

Все толщи цирка Уллукам имеют слабый юго-восточный наклон и представляют собой, по-видимому, останец наиболее древней вулканической постройки, находившейся на месте западной части современного Эльбруса. Где располагался центр извержения не совсем ясно, так как наклон пластов к юго-востоку под вулкан мог быть и вторичным, а все эти наиболее древние толщи вулканитов на севере, юге и востоке не обнаруживаются, будучи перекрытыми более молодыми среднеплейстоценовыми лавовыми потоками. Судя по наклону восточных, южных и северных склонов Эльбруса, и мощности молодых лавовых потоков для огромной толщи вулканитов Уллукама здесь просто нет места. Если эта толща и сохранилась,

то она существует только где-то под Западной вершиной, так как в долине Азау среднеплейстоценовые лавовые потоки залегают в троговой долине и перекрывают древние метаморфические породы макерской серии.

Сам факт отсутствия распространения столь мощной толщи вулканитов к западу говорит о том, что центр их извержения находился на месте почти одновозрастного экструзивного массива Кюкюртли, о котором пойдет речь ниже. Во всяком случае, вулканические толщи Уллукама представляют собой древнейшие образования массива Эльбруса и распространены только в его крайней западной части, слагающая вулкан, большая часть которого уничтожена ледниковой экзарацией, а другая, восточная часть скрыта под более молодыми лавами Эльбруса.

Экструзивный массив Кюкюртли производит неизгладимое впечатление своей мощью и неприступностью. Собственно сама вертикальная стена имеет высоту в 0,5 км, но учитывая ее очень крутое подножие, местами перекрытое осыпями и моренами, общая высота может достигать почти 1 км. Стена обладает клиновидной формой с максимально поднятым участком в ее центре, а к северу и к югу стена понижается.

Вся она изрезана зубцами, которые образовались при вертикальном внедрении (течении) лавовых масс, имевших, по-видимому, различную прочность (рис. 2). Вязкость кислой дацитовой магмы в 10^5 – 10^6 Па.с., обладавшей повышенной скоростью поступления, предопределяет по мнению М.А. Гончарова ламинарно-разрывное течение магмы. Следы этого процесса и наблюдаются в вертикальной полосчатости дацитов стены Кюкюртли, имеющей заостренное в верхней части «ядро» массива, обрамленное по бокам субвертикальными зонами, отстоящими друг от друга примерно на одинаковые расстояния. Эти трещины скорее всего представляют собой те поверхности, вдоль которых имел место разрыв в скорости ламинарного течения лавы в подводящем канале вулкана. На рис. 2 стрелки обозначают разную скорость такого течения, максимальную в центре жерла и уменьшающуюся скачками к периферии из-за трения лавового потока о стенки жерла, наподобие течения жидкости в цилиндрической трубе.

Картина такого ламинарно-разрывного течения заключается в «энергетической выгоде». «Выгоднее» смещать жидкость целыми слоями, когда работа по преодолению трения сосредоточена на ограниченном количестве поверхностей, относительно скольжения целых вертикальных «пластов», чем преодолевать трение на границах многочисленных частиц жидкости, смещающихся одна относительно другой в общем ламинарном потоке.

В стене также хорошо прослеживаются блоки дацитов размером до десятков метров более светлые, чем масса, в которой они заключены. По-видимому, это следствие выжимания из крупной меридиональной трещины вязкой кислой магмы, которую с запада ничто не ограничивало.

Учитывая, что вертикальный обрыв стены Кюкюртли весьма протяженный, можно утверждать, что он представляет собой лишь слегка эродированную стену экструзивного массива, близкую к первичной. Но восточнее этот массив прорывал пласты стратовулкана, центр извержения которого был, возможно, на месте почти одновременной с лавами экструзии Кюкюртли, и потоки лав, толщи лавобрекчий и туфобрекчий устремились к юго-востоку, а не к западу. Впоследствии или вместе с извержениями в этом же подводящем канале и начала выдавливаться дацитовая магма. Все это могло происходить практически в одно и то же время, именно по-



Рис. 2. Фото стены экструзивного массива Кюкюртли, на котором изображено ламинарно-разрывное течение магмы, образующее зубцы в верхней части обнажения

этому мощные толщи вулканитов Уллукама не могли распространяться на запад. Процесс напоминает образование экструзивной иглы при извержении вулкана Мон Пеле в 1902 г. на о. Мартиника.

Если смотреть на стену Кюкюртли с запада, то хорошо видно, что к ее южной части примыкает слегка наклоненная к югу, или юго-востоку отчетливо слоистая толща вулканитов, весьма похожая на те пласты вулканитов, которые обнажаются в ледниковом цирке Уллукам. К сожалению, контакт недоступен наблюдению из-за сложности рельефа, но визуально можно предположить, что толща Кюкюртли прорывает пласты лав и лавобрекчий, а с севера к ней прислоняются и частично ее перекрывают более молодые лавовые потоки верховьев р. Битюк-Тюбе.

К верхней части стены Кюкюртли на высоте около 5 км примыкает слабо наклоненное к западу ледовое плато, достигающее срезанной молодым сбросом Западной вершины Эльбруса. По этому очень молодому сбросу вся западная часть вулкана ступенчато опущена. Ледовое плато, по-видимому, образовалось на остатках поверхности одного из верхних, наиболее молодых лавовых потоков, обнажающихся в цирке Уллукам, тем более, что где-то на нем А.Г. Гурбановым обнаружены туфогенные породы.

Сказанное о стене Кюкюртли, ее образовании и контактах, позволяет уверенно предположить экструзивную природу «стены», материал которой внедрился в толщу древнего стратовулкана, остатки которого наблюдаются на юге в цирке Уллукам. Это предположение подтверждается данными определения абсолютного

возраста К-Аг методом, который у разных авторов составляет для лавовых потоков Уллукам 667 ± 16 тыс. лет, что отвечает раннему плейстоцену, а для дацитов стены Кюкюртли – $620,3 \pm 3,3$ тыс. лет [Газеев, 2003; Лебедев и др., 2011]. Последние авторы приводят для пород стены Кюкюртли несколько более древние цифры $\sim 690 \pm 40$ тыс. лет. Все это показывает, что и древний Эльбрусский вулкан (Уллукам) и более позднее, вернее, близко-одновременное внедрение экструзивного массива Кюкюртли происходили где-то в раннем плейстоцене. Отсюда и начинается формирование собственно вулканического массива вулкана Эльбрус, хотя в районе вулкана и раньше, возможно в позднем плиоцене, была вулканическая деятельность, о чем свидетельствуют валуны риолитов в древней морене на перевале Ирикчат [Милановский, Короновский, 1973].

Экструзивную природу стены Кюкюртли впервые предположил В.М. Газеев [2003], как часть стратовулкана такого же названия. Надо отметить, что у геологов всегда возникало недоумение: если Кюкюртли представляет собой лавовые потоки, то почему их нет западнее стены? При такой огромной мощности они должны были бы распространиться на большое расстояние к западу, но этого не произошло. Если этот массив действительно представляет собой экструзию, то мы сейчас наблюдаем практически сохранившуюся ее западную часть – огромную стену, что представляет большой интерес, так как подобных экструзий на Большом Кавказе больше нет.

Наиболее древняя часть вулкана Эльбрус, обнажающаяся в ледниковом цирке Уллукам, обладала асимметричной формой: крутым западным и пологим восточным склонами. Экструзия Кюкюртли имеет меридиональное простирание, маркирующее собой, по-видимому, крупную трещину в нижнепалеозойских метаморфических породах. У подножия стены Кюкюртли обнажаются граниты, в которые и внедрялась экструзия; ксенолиты гранитов встречаются в изобилии и в породах массива. Такое простирание стены вряд ли является случайным, так как в этом районе наблюдается резкое флексурообразное понижение вершинной поверхности Главного хребта почти на километр. К востоку от меридиана Эльбруса средняя высота горных пиков составляет 4,5 км, а западнее – 3,5 км, и Западная вершина Эльбруса наполовину срезана молодым сбросом с опущенным западным крылом, а возраст ее лав – 25 ± 15 тыс. лет [Лебедев и др., 2010]. Еще несколько сбросов такого же простирания прослеживаются по западному склону Эльбруса. Экструзия Кюкюртли ориентирована так же, как и шесть самостоятельных центров извержения, образующих меридиональную цепочку (Кюкюртли, западнее стены), Битюк-Тюбе (2 центра), Чемарткол, Чучкур и Худес. Вряд ли такое расположение целого ряда вулканических центров, сбросов, экструзии и, возможно, древнего подводящего канала является случайным. Возникновение Эльбрусского вулканического центра, по-видимому, связано именно с этой новейшей поперечной флексурой, состоящей из ряда сбросов, кулисно подставляющих друг друга, подвижки по которым происходили неоднократно, но особенно в позднем плейстоцене и голоцене.

Западнее экструзии Кюкюртли, на водоразделе рек Битюк-Тюбе и Кюкюртли, на высотах 3300–3500 м располагается целая серия даек дацитов, прорывающая не только палеозойские граниты, на которых располагается постройка Эльбруса, но и дацитовые лавовые потоки (рис. 3), абсолютный возраст которых оценивается в 225 ± 30 и 220 ± 30 тыс. лет [Лебедев и др., 2010], что соответствует второй половине среднего плейстоцена. Эти дайки высотой до 50 м и шириной в 4–5 м ориентирова-

ны в субширотном направлении, и, следовательно, они более молодые, чем среднеплейстоценовые лавовые потоки, и поэтому не могут служить подводными каналами для дацитовых лавовых потоков. Дайки внедрились по серии трещин, возникших у подножья Эльбруса. Образование подобных трещин и даек может быть связано с разгрузкой близповерхностного магматического очага вулкана.

Самостоятельные центры извержений. Уже давно были обнаружены пять изолированных вулканических центров, расположенных непосредственно западнее стены Кюкюртли и вулкана Уллукам, находящихся примерно в одной меридиональной полосе [Милановский, Короновский, 1960]. Самый южный из них находится в правом борту ледникового трога Кюкюртли около одноименного ледника, и обнажается практически в вертикальном обрыве, в котором на гранитах и гранито-гнейсах выше днища троговой долины в 30–40 м залегает морена, состоящая из глыб (не валунов!) гранитов диаметром до 1 м, общей мощностью до 10 м. Скорее всего она соответствует 1-ой фазе Безингийского оледенения, то есть низам верхнего плейстоцена. Морена перекрывается толщей флюидолитов риолитового состава мощностью до 100 м, начинающейся с более рыхлых разностей, которые выше по разрезу сменяются плотными лавовидными породами с многочисленными фьямме темного стекла. Для толщи характерна грубая столбчатая отдельность, по наклону которой видно, что лавы заполняют ложбину, подошва которой повышается к северу, и риолиты должны были бы быстро выклиниваться в этом направлении. Выше залегает рыхлая туфобрекчия из обломков этих же риолитовых флюидолитов, общей мощностью до 80–100 м. Центр излияния всех вулканитов находится скорее всего где-то под окончанием ледника Кюкюртли. В этих флюидолитах много ксенолитов гранитов – сугубо местных пород, и все флюидолиты перекрываются вулcano-кластической пепло-пемзовой толщей мощностью до 80 м, очень похожей на такую же толщу у перевалов Палкбаши (3714 м), Бурунташ (3086 м) и в овраге Кала-Кулак уже на северном склоне вулкана. А еще выше по разрезу располагаются дацитовые лавы, широко развитые в Западном Приэльбрусье и обладающие, скорее всего, среднеплейстоценовым возрастом.

Второй центр извержения флюидолитов находится в верховьях долины Битюк-Тюбе и располагается на ее правом склоне на высоте 350 м над современным руслом реки. Как видно из рис. 4, особенностью вулканитов является облекание ими почти современного склона долины, прослеживание разреза вулканических пород на левом склоне долины р. Битюк-Тюбе и выполнение ими молодого ледникового трога.

В основании разреза вулканитов, обнажающихся около уреза воды р. Битюк-Тюбе, подошва которых еще не вскрыта эрозией, находятся темно-серые массивные флюидолиты, которые сменяются светло-серыми флюидолитами «игнимбритового» типа с хорошо выраженными черными стекловатыми фьямме, наклоненными вниз к реке, как по правому, так и по левому склонам, свидетельствуя, что важно, о существовании долины во время их излияния. Прослеживаясь вверх по правому склону, светло-серые флюидолиты «игнимбритового» типа постепенно сменяются красными, также выше по склону постепенно переходящими сначала в пемзовидные легкие породы, а затем и в настоящую кусковую пемзу, контакт которой с метаморфическими нижнепалеозойскими породами был вскрыт канавой, в которой видно, что кусковая пемза выполняет подводный канал. Выше по склону пемзы резко исчезают, хотя до водораздела остается еще несколько сотен метров.

На левом склоне долины р. Битюк-Тюбе прослеживается такой же разрез, перекрываемый вулканокластической толщей с пемзовым материалом, известной также в районе ледника Уллучиран уже на северном склоне Эльбруса непосредственно за перевалом Бурунташ (3086 м) и в верховьях р. Битюк-Тюбе у перевала Палкбаши (3714 м).

Темно-серые массивные флюидолиты еще раз обнажаются в низовьях долины р. Битюк-Тюбе, там, где она сливается с р. Уллухурзук и где в ее бортах они хорошо обнажены, обладая столбчатой отдельностью, ориентированной вертикально, что указывает на их расположение перпендикулярно днищу долины. Летом 2011 г. на левом склоне долины около ее коленообразного изгиба на высоте около 2500 м был обнаружен еще один центр излияния флюидолитов «игнимбритового» типа, но только без пемзового материала, из которого и образовался этот короткий (1,5 км) поток. Следует обратить внимание на то, что флюидолиты образуют именно поток, а не покров. А между выходами флюидолитов в верховьях и низовьях р. Битюк-Тюбе по данным бурения 1956 г. в днище долины никаких вулканитов обнаружено не было, то есть выходы флюидолитов разобщены. Эти породы выглядят как самые настоящие игнимбриты, но они текут по склону и характеризуются небольшой мощностью. Они не могут быть спекшимися туфами.

Возраст этих пород вызывает неоднозначную трактовку. Флюидолиты выполняют троговую долину и их основание еще не вскрыто эрозией. Ледниковая долина выработана ранним позднеплейстоценовым Безингийским оледенением-I с возрастом не древнее 120 тыс. лет. В нее же врезан более молодой трог, принадлежащий позднему верхнечетвертичному Безингийскому оледенению-II. В этом районе прекрасно выражено несколько геоморфологических уровней и особенно хорошо выражен наиболее древний, скорее всего позднеплиоценовый, в который врезаны еще по крайней мере две троговые долины, не считая позднеплейстоценовых. Абсолютный возраст этих флюидолитов, определенный К-Ar методом, показывает цифры от $1,1 \pm 0,2$ млн. лет до 780 ± 30 тыс. лет [Лебедев и др., 2011], что отвечает верхам плиоцена. Денудационные поверхности позднего плиоцена хорошо прослеживаются в этом районе, однако они находятся на высотах 3100–3300 м. Если бы флюидолиты имели позднеплиоценовый возраст, они бы встречались на этих высотах, но этого не наблюдается.

Точно такой же разрез вулканических образований сформировался несколько севернее в долине р. Чемарткол, где на ее левом склоне при движении вверх от современного днища долины залегают сначала темно-серые массивные флюидолиты, сменяющиеся светло-серыми флюидолитами, потом красными, и, наконец, переходящими в пемзу (см. рис. 4). Все фьямме во флюидолитах наклонены согласно наклону склона, то есть профиль долины во время извержения был уже близок к современному. Таким образом, возраст данных образований должен быть молодой – позднеплейстоценовый.

Еще немного севернее, в соседней долине р. Чучкур на ее правом склоне, начиная с относительной высоты в 40–60 м, прослеживается опять-таки идентичный разрез флюидолитов. Снова в основании разреза, выше современного русла реки всего в 40–60 м, залегают темно-серые, почти черные флюидолиты мощностью до 70–80 м, сменяющимися выше красными флюидолитами (60–70 м). Разрез венчается пемзовидными породами, переходящими как в кусковые пемзы, так и в толщу пемзовых «орешков». Абсолютная высота верхней части обнажения около 2512 м,

тогда как верхний, предположительно верхнеплиоценовый денудационный уровень находится в этих местах гораздо выше, на высотах около 3000 м.

Местный характер флюидолитов подчеркивает состав ксенолитов, состоящих как из двуполевошпатовых гранитов, андалузит-силлиманитовых сланцев, вулканитов, девонских филлитов и других осадочных пород, выявленных Н. В. Коронов-



Рис. 3. Серия даек дацитового состава, расположенных западнее стены Кюкюртли

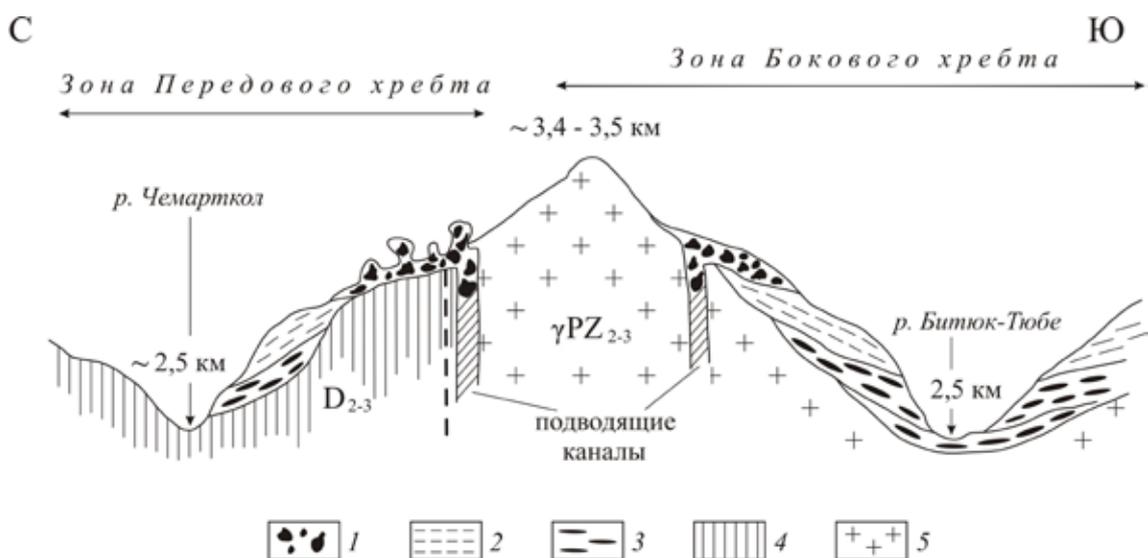


Рис. 4. Схематический разрез через водораздел между долинами рек Чемарткол и Битюк-Тюбе, на котором показаны два самостоятельных центра извержений флюидолитов: 1 – пемза, 2 – красные флюидолиты, 3 – черные флюидолиты, 4 – средне-верхнедевонские отложения Передового хребта, 5 – палеозойские граниты

ским еще в 60-е годы и затем подтвержденные в более поздних работах [Сомин и др., 2009], так как центр извержения находится в зоне Передового хребта, сложенного средне-верхнедевонской артыкчатской свитой.

По мнению указанных выше авторов, под девонской вулканогенно-осадочной толщей артыкчатской свиты залегают метаморфические породы Эльбрусской подзоны Главного Кавказского хребта, ксенолиты которых и находятся во флюидолитах, то есть эти две разнородные толщи являются тектонически совмещенными, и верхняя девонская толща представляет собой аллохтон. Наличие в ксенолитах флюидолитов Чучкура кристаллических пород свидетельствует об этом и доказывает, что центр излияния был местным и выходы флюидолитов не являются остатками игнимбритового покрова.

Характер выходов этих пород в четырех местах, как бы нанизанных на одну меридиональную линию, может свидетельствовать об их приуроченности к разлому, системе трещин или флекsure, тем более что севернее долины Чучкура имеется еще один выход вулканитов более основного состава, давший по долине р. Худес длинный лавовый поток.

Непосредственно севернее Передового хребта, на открытой местности уже в пределах Лабино-Малкинской зоны располагается пологий холм – г. Таш-Тюбе (2486 м) относительной высотой 60–70 м (рис. 5). Он сложен серыми однородными андезидацитами, давшими начало протяженному – 14–15 км – лавовому потоку в долине р. Худес, впадающей в Кубань. Центр извержения – г. Таш-Тюбе – находится непосредственно над северным разломом Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны, ограничивающим моноκлиально залегающие нижнеюрские отложения. Подводящий канал Худеского лавового потока как раз и приурочен к этому разлому, а севернее в моноκлинали нижнеюрских песчано-глинистых отложений хорошо выражены меридиональные разрывы амплитудой 15–20 м, по которым слои ступенчато смещаются.

Сам лавовый поток мощностью около 150 м и шириной до 2 км обладает ровной поверхностью, слегка наклоненной вниз по долине, и единым потоком прослеживается на 8 км. Ниже по течению реки он сильно расчленен эрозией и от него сохранились лишь небольшие останцы, подошва которых находится на высоте до 100–120 м над современным руслом р. Худес. Геологические и геоморфологические данные, в частности, глубина долины Худеса, куда затекли лавы, свидетельствуют о среднеплейстоценовом возрасте, а данные абсолютного возраста – 800 ± 150 тыс. лет [Борсук, 1979] и 830 ± 30 ; 690 ± 50 ; 750 ± 40 тыс. лет [Лебедев и др., 2011] скорее говорят о нижнем плейстоцене или верхах плиоцена.

Все эти пять близко одновременных по возрасту изолированных выходов вулканитов отвечают самостоятельным центрам извержений, не связанных собственно с Эльбрусом, а их связь с близповерхностным магматическим очагом остается под вопросом.

Значение самостоятельных центров извержений флюидолитов в Западном Приэльбрусье заключается в том, что риолитовые породы, которые относят к игнимбрикам, то есть образовавшимся из пепловых потоков и занимающих обычно большую площадь, в этом районе к таковым не относятся. Эти породы напоминают классические игнимбрики и содержат фьямме – обычный атрибут таких пород, но являются породами особого типа – флюидолитами, образовавшимися благодаря глубинным взрывам флюидов и представляющими собой породы нового гене-

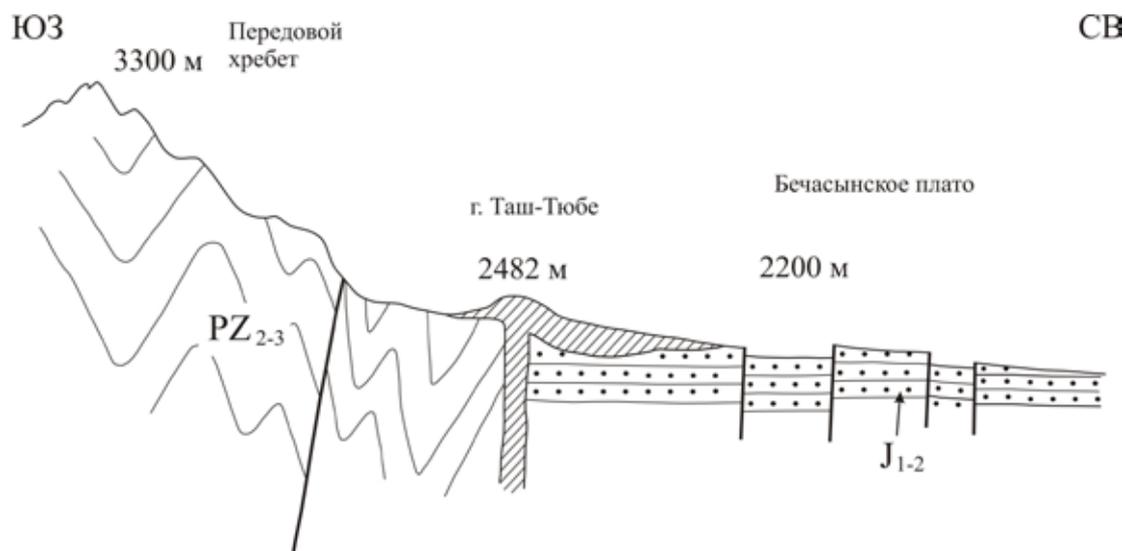


Рис. 5. Положение центра излияния Худесского лавового потока (сопка Таш-Тюбе). Центр находится на разломе, отделяющем палеозойские толщи Передового хребта от моноклинально залегающих нижне-среднеюрских отложений Бечасынского плато

тического типа, что подробно описано в работе [Короновский и др., 2010]. Однако в ней рассматривались данные о содержании редких элементов в вулканитах Эльбруса, опубликованные в работе [Богатиков и др., 2002]. Вид построенных для флюидолитов по этим данным графиков распределения редких земель и мультиэлементных спектров был крайне экзотическим. Полученные недавно данные о содержании редких элементов методом масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на кафедре геохимии МГУ им. М. В. Ломоносова выглядят более убедительно по сравнению с данными, опубликованными предыдущими исследователями, и свидетельствуют не о столь аномальном их содержании во флюидолитах, но все же об отличии их от кислых лав Эльбруса (рис. 6).

Примечательно то, что по содержанию тяжелых редких земель разные типы флюидолитов отличаются не только от лав, но и между собой. Как для массивных флюидолитов, так и для флюидолитов игнимбритового типа характерна слабая отрицательная европиевая аномалия. Также следует отметить проявление во всех продуктах извержения слабой положительной иттербиевой аномалии, характерной, кстати, и для вулканитов Казбекского и Кельского районов Казбекской магматической области [Демина и др., 2007]. Флюидолиты не отражают массовый выброс пирокластики во время образования Эльбрусской кальдеры [Богатиков и др., 1998], признаков которой не наблюдается на вулкане. Такие же изолированные центры извержений флюидолитов есть и в Северном Приэльбрусье, и формирование «кальдер» в интервале 880–790 тыс. лет назад [Богатиков и др., 2009], то есть в верхнем плиоцене, выглядит неправдоподобно, так как отсутствуют ее признаки.

Заключение

Западный склон вулкана Эльбрус резко отличается от всех остальных его склонов сильной расчлененностью рельефа на относительно коротком расстоянии, считая от Западной вершины. Именно в этом секторе Эльбруса находятся остатки древнейшего вулкана, обнажающиеся в ледниковом цирке Уллукам, и огромный экструзивный массив Кюкюртли, возникший в жерле этого вулкана или рядом с

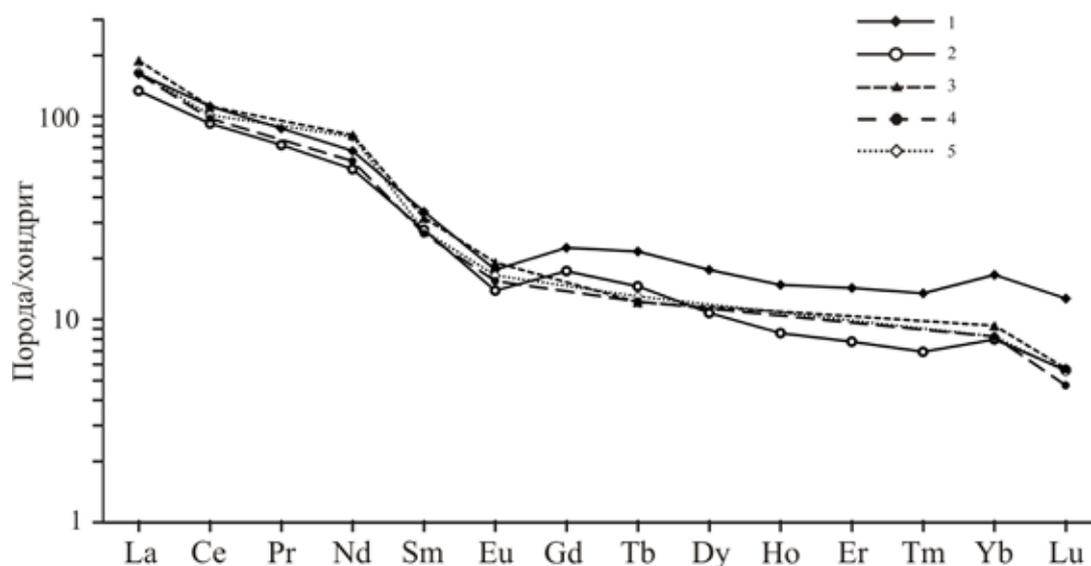


Рис. 6. Спектры редкоземельных элементов флюидолитов и вулканитов Западного Приэльбрусья: 1 – массивные флюидолиты, 2 – флюидолиты игнимбрического типа, 3 – среднеплейстоценовые лавовые потоки, 4 – Таш-Тюбе, 5 – экструзивный массив Кюкюртли. Анализы 3–5 взяты из работы В. М. Газеева [2003]. Хондрит по [Sun, McDonough, 1989]

ним. Выжимание такой большой массы вязкой магмы почти одновременно с извержениями, не позволило вулканическим толщам распространиться в западном направлении, а более молодые среднеплейстоценовые вулканиты с севера и с юга облекают экструзивный массив. Обращает на себя внимание сильная раздробленность западного склона субмеридиональными нарушениями, по которым западные блоки по отношению к восточным испытывают опускание, причем возраст этих нарушений различный, от раннеплейстоценовых до очень молодых – поздневерхнеплейстоценовых и, может быть, голоценовых, судя по абсолютному возрасту вулканитов, которые смещают разломы.

Присутствие в западном районе довольно мощных толщ вулканических туфов, пеплов, песков, пемзы с прослоями частично окатанных обломков лав и общей хорошо выраженной слоистостью, свидетельствует, во-первых, о сильных эксплозивных извержениях скорее всего в позднем плейстоцене, возможно, из каких-то побочных центров, а во-вторых – о существовании ложбин на склонах, в которых эти толщи накапливались.

Важной особенностью Западного Приэльбрусья является наличие пяти самостоятельных центров извержений риолитовых флюидолитов, отличающихся по распределению РЗЭ от нормальных кислых вулканитов Эльбруса, так как различные минералы во флюидолитах носят ксеногенный характер. Меридиональная зона, на которую «нанизаны» все центры, венчается андезидацитовым вулканом Таш-Тюбе и отходящим от него протяженным андезидацитовым лавовым потоком, заполнившим долину р. Худес на 15 км. Подробный и весьма обстоятельный разбор геохронологии всех вулканитов Эльбруса, в том числе и его западной половины, дан в работе [Лебедев и др., 2010]. Во многих, но не во всех случаях возраст вулканитов, установленный К-Аг методом, хорошо совпадает с возрастом, определенным геологическими, геоморфологическими и неотектоническими методами, за

исключением флюидолитов. Данные абсолютного возраста сильно занижают его по сравнению с геологическими методами, и в этом необходимо разбираться, так как, возможно, дело здесь в генезисе флюидолитов.

Литература

1. Богатиков О. А., Мелекесцев И. В., Гурбанов А. Г. и др. Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // Докл. РАН, 1998. Т. 363, № 4. С. 315–317.
2. Богатиков О. А., Гурбанов А. Г., Газеев В. М. Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т. 1. Вулканизм. М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики, 2002. С. 291–320.
3. Богатиков О. А., Залиханов М. Ч., Карамурзов Б. С. и др. Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 438 с.
4. Борсук А. М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.
5. Газеев В. М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ) // Автореф. дисс. Канд. геол.-мин. наук. М.: 2003. 26 с.
6. Демина Л. И., Копп М. Л., Короновский Н. В., Леонов М. Г., Леонов Ю. Г., Ломизе М. Г., Панов Д. И., Сомин М. Л., Тучкова М. И. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
7. Короновский Н. В. Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус // В кн. «Оледенение Эльбруса». М.: МГУ. 1968. С. 11–72.
8. Короновский Н. В., Демина Л. И., Мышенкова М. С. Флюидолиты – горные породы нового генетического типа Эльбрусского вулканического района // ДАН, 2010. Т. 434, № 2. С. 1–4.
9. Короновский Н. В., Демина Л. И., Мышенкова М. С. Флюидолиты Северного Приэльбрусья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2011. № 1. С. 8–14.
10. Лебедев В. А., Чернышев И. В., Чугаев А. В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К-Аг и Sr-Nd изотопных исследований // Геохимия, 2010. № 1. С. 45–73.
11. Лебедев В. А., Чернышев И. В., Шарков Е. В. Геохронологическая шкала и эволюция позднекайнозойского магматизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // ДАН, 2011. Т. 441, № 4. С. 521–526.
12. Масуренков Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. М.: Тр. ИГЕМ, вып. 51. 1961. 132 с.
13. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус. «Труды ВАГТ», Выпуск 6, 1960.
14. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973. 278 с.
15. Сомин М. Л., Потапенко Ю. Я., Смутьская А. И. Чучкурские ксенолиты и проблема тектонического положения среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ Передового хребта Северного Кавказа // ДАН, 2009. Т. 428, № 3. С. 368–370.
16. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. № 42. 1989. P. 313–345.

GEOLOGICAL FEATURE OF THE WESTERN SLOPE OF ELBRUS VOLCANO AND PRIELBRUSYE

© 2016 N.V. Koronovsky, Sc. Doctor (Geol.-Min.), prof., M.S. Myshenkova

MSU, Faculty of Geology, Russia, 119991, Moscow, GSP-1, 1 Leninskiye Gory,
e-mail: koronovsky@rambler.ru; zf12@rambler.ru

In detail the geological feature of the Western Prielbrusye and the western, most difficult constructed slope of Elbrus volcano is considered. The most ancient thicknesses, the huge Kyukyurtli extrusive massif which is breaking through it's and invested by younger lava streams are marked out. The independent eruptions centers of rhyolitic fluidolites and its ratio from Elbrus volcanic rocks are described. An absence of a caldera on Elbrus is shown. The age of volcanic rocks is proved by geological and geomorphological methods and neotectonic constructions taking into account data on isotope methods.

Keywords: Elbrus, volcanism, Western Prielbrusye, fluidolites, extrusive massif.

УДК 504.056; 502.58; 551.3

СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ И ПРОБЛЕМЫ БЕЗОПАСНОСТИ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ТРАНСКАВКАЗСКОЙ АВТОМАГИСТРАЛИ

© 2016 Р.А. Тавасиев

Северо-Осетинский поисково-спасательный отряд МЧС России, Россия, 365035,
г. Владикавказ, РСО-А, пр. Коста, д. 273;
Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, Россия,
362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: tavasglacio@mail.ru.

В статье рассмотрены лавиноопасные участки Транскавказской автомагистрали и ее инфраструктуры. Даны рекомендации по снижению рисков и обеспечению безопасности жизнедеятельности на этой дороге.

Ключевые слова: Транскавказская автомагистраль, городок строителей, снежные лавины, селевые потоки, противолавинные сооружения.

Транскавказская автомагистраль (далее ТрансКАМ) – Автодорога **Р297** – автодорога федерального значения на территории России. (С 2018 года – **А164**. www.autostrada.info). Начинается она в селении Карджин, проходит через города Ардон, Алагир, поселки Мизур, Бурон, селения Цми, Нар и заканчивается на границе с Республикой Южная Осетия. Протяженность – 164 км. Это одна из федеральных автомобильных дорог, связывающих Россию с Закавказьем, и единственная дорога, связывающая Россию с Республикой Южная Осетия. От города Алагир дорога идет по Алагирскому ущелью вдоль берегов реки Ардон и ее притоков Нардон и Заккадон (Республика Северная Осетия – Алания). Далее, пройдя через Рокский автомобильный тоннель под Главным Кавказским хребтом в районе Рокского перевала, трасса выходит на территорию Республики Южная Осетия. Спускаясь по берегам рек Сбадон, Эрманидон и Большая Лиахва, дорога подходит к югоосетинскому городу Цхинвал. Затем дорога уходит в Грузию к городу Гори и далее.

Большая часть ТрансКАМа проходит по горной территории. Одной из основных задач при эксплуатации горной дороги является обеспечение безопасности дорожного движения. Здесь, на всем ее протяжении, безопасность жизнедеятельности в значительной мере зависит от опасных экзогенных процессов, таких как оползни, сели, обвалы, провалы, наледи, снежные лавины. «Наиболее опасным из перечисленных склоновых явлений для устойчивости горной дороги являются снежные лавины. По интенсивности образования чрезвычайных ситуаций (ЧС) снежные лавины являются наиболее частыми и опасными для горных дорог Кавказа» [Сташишин, Кортиев, 2012, с. 21].

ТрансКАМ считается круглогодичной автодорогой. Однако, в период с ноября по май движение транспорта по этой дороге ограничено в связи с регулярными сходами снежных лавин. Под этими лавинами неоднократно погибали люди. Так, 27 января 1993 г. из-за мощных снегопадов на ТрансКАМ сошло множество лавин,

под которыми в разных местах погибло 54 человека. Поиски погибших продолжались более 3-х месяцев. Последнего погибшего спасатели нашли только 20 мая.

Наиболее лавиноопасные участки ТрансКАМа это Кассарское ущелье от поселка Бурон до селения Цми и Заккинское ущелье от «Чертова» моста до северного портала Рокского тоннеля.

Первой, наиболее опасной является лавина, сходящая на дорогу с левого борта Кассарского ущелья по ущелью Сидан. Ее лавиносбор начинается на висячем леднике под вершиной Кальпер на высоте около 3600 м. Площадь лавиносбора около 3 км², транзит около 5 км. Ежегодно эта лавина доходит до русла р. Ардон и заваливает его. В отдельные годы она заваливает и участок ТрансКАМа, расположенный на правом, противоположном берегу реки. В 1937 г. под таким лавинным завалом на дороге погибло 44 подводы местных жителей. Самый мощный за последнее время сход этой лавины был 1 марта 2004 г. Тогда лавина объемом около 200 000 м³ запрудила реку Ардон, и залетела вверх на противоположный склон, снесла опоры высоковольтной ЛЭП, полностью завалила около 200 м дороги. Воды Ардона сначала прорвались по дорожному полотну, и полностью его смыли на протяжении около 200 м на глубину до 5 м (рис. 1). Потом река прорвалась уже по своему руслу. На восстановление дороги потребовалось несколько дней. Только по счастливой случайности в момент схода лавины транспорта на этом участке дороги не было. Для защиты автодороги от этой лавины необходимо построить противолавинную галерею соответствующей длины и конструкции. При ее проектировании и строительстве необходимо учитывать, что лавина будет ударять эту галерею не сверху вниз, а снизу вверх. Поэтому галерея должна быть сплошной, закрытой без оконных проемов. По архитектуре она должна быть обтекаемой, учитывающей направление



Рис. 1. Разрушение ТрансКАМа – последствия схода лавины Сидан в марте 2004 г. (фото Р. Тавасиева)



Рис. 2. Сошедший по Касайкому сель в 1996 г. образовал подпрудное озеро на р. Ардон (фото Р. Тавасиева)

движения лавины в этом месте – вверх по склону! А пока, для предупреждения катастрофического схода этой лавины и гибели людей необходимо периодически, в зависимости от снегонакопления, производить ее принудительный спуск. Такой спуск с помощью противолавинного артиллерийского орудия по нашему настоянию впервые был проведен в 1996 г. с территории поселка Бурон (ныне – территория щебеночного завода).

Один из самых проблемных участков ТрансКАМа находится в устье реки Касайдон. Здесь с правого борта Кассарского ущелья по ущелью Касайком постоянно сходят мощные селевые потоки. Уже несколько раз эти потоки полностью сносили железобетонный мост через эту реку и прилегающие участки дороги. В 1996 г. сошедший здесь селевой поток снес мост и запрудил русло реки Ардон. В результате этого образовалось подпрудное озеро площадью около 20 тыс. м² (рис. 2). Через несколько часов произошел прорыв озера и его воды смыли автодорогу на протяжении около 300 м. До настоящего времени не принято решение о безопасном способе укрепления этого участка ТрансКАМа. Сейчас воды реки Касайком стекают под дорогой по водопропуску из четырех стальных труб диаметром около 1 м (рис. 3). Но во время ливневых осадков значительная часть воды начинает переливать через дорогу и размывать ее. Если сойдет селевой поток, то прилегающий участок дороги будет снесен. Впервые за весь период наших наблюдений с 1993 г., в апреле 2005 г. по Касайкому сошла лавина, которая разрушила электроподстанцию (рис. 4). Эта лавина не дошла до дороги и до водопропуска под ней всего около 100 м. Еще в июне месяце электроподстанция оставалась под лавинным завалом. Для предотвращения ЧС на этом участке ТрансКАМа мы предлагаем в этом месте построить бетонный селепропуск длиной около 240 м и мост через него. Ширина селепропуска и высота моста должны соответствовать потенциально возможному максимальному объему селевого потока. Чтобы не вызвать подпруды реки Ардон, этот селепропуск должен плавно заворачивать вниз по течению этой реки. Его косынки перехвата



Рис. 3. Водопроект на р. Касайкомдон (фото Р. Тавасиева)



Рис. 4. Электростанция в Касайкоме, заваленная лавиной в апреле 2005 г. (фото Р. Тавасиева)

должны охватывать всю ширину русла р. Касайдон выше электростанции. Тогда этот селепроект будет выполнять и функции лавинопроект.

Лавина Халанкус сходит с левого борта Кассарского ущелья с одноименного бокового ущелья. Площадь ее лавиносбора около 2 км², транзит около 3,4 км. Обычно

она сходит небольшой массой по кулуару и едва достигает реки Ардон. В редкие годы, при значительном снегонакоплении эта лавина сходит не по кулуару, а по широкому и крутому дну этого ущелья. А это ущелье заканчивается обрывом высотой до 120 м над руслом реки Ардон. Набрав большую скорость, лавина срывается с обрыва, по инерции перелетает через р. Ардон и падает на дорогу. Поэтому знающие эту лавину специалисты называют ее «прыгающей». Для предупреждения попадания этой лавины на дорогу необходимо строительство над обрывом склона лавинотормозящих сооружений.

Самая мощная и опасная лавина в пределах Кассарского ущелья сходит с его левого борта по боковому ущелью Гомхат. Лавиносбор этой лавины расположен на высотах 3200–1650 м и имеет площадь около 2 км². Практически ежегодно объем этой лавины бывает такой мощности, что она перекрывает реку Ардон, вылетает на противоположный склон и заваливает автодорогу, расположенную над рекой на высоте около 20 м. Кроме этого она захлестывает на этот склон до высоты около 50 м и постоянно сносит не успевающие вырасти здесь деревья. Отложения лавины перекрывают дорогу слоем снежных масс мощностью до 20 м (рис. 5). Часто эта лавина обрывает и высоковольтную ЛЭП. В 1993 г. объем сошедшей здесь лавины был около 400 000 м³. После схода таких объемов дорога на несколько дней остается непроезжей. Для предупреждения возникновения ЧС на данном участке Транс-КАМа необходимо строительство полностью закрытой противолавинной галереи с особенностями конструкции, учитывающими направление движения снежных масс в этом месте – вверх по склону! Галерея должна быть обтекаемой со стороны удара лавины.

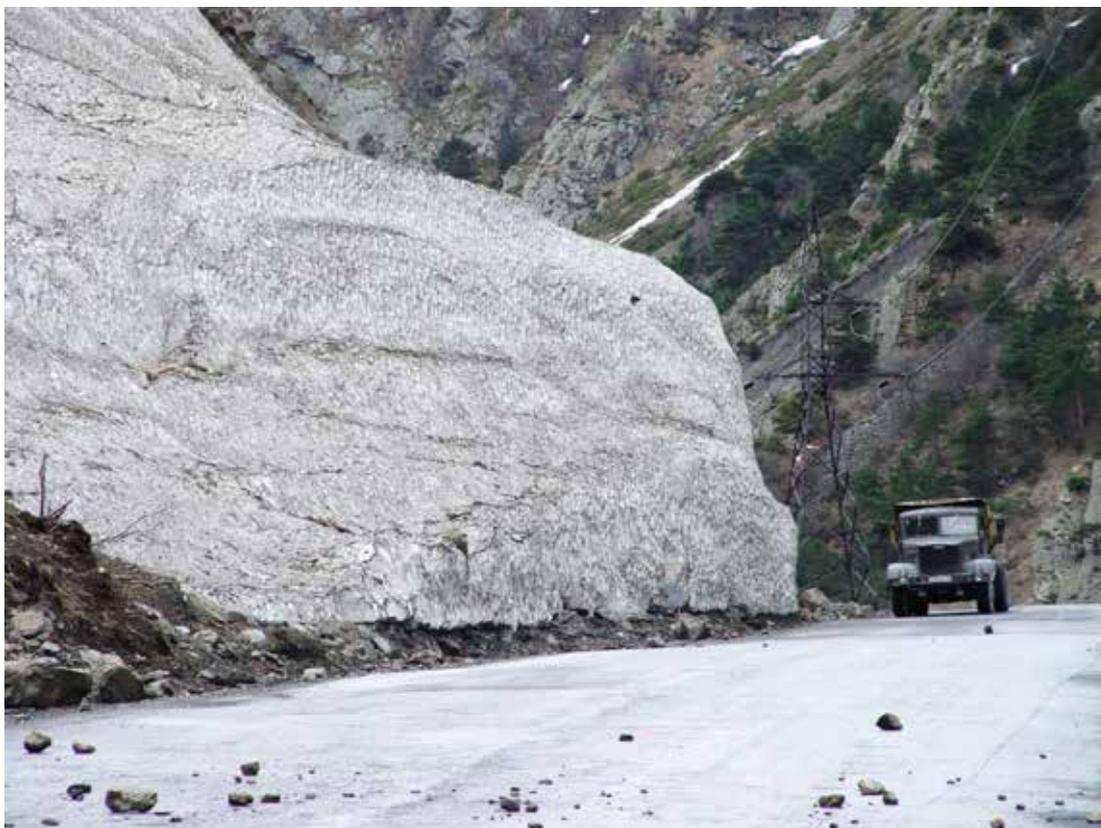


Рис. 5. Отложения лавины Гомхат в апреле 2006 г. (фото Р. Тавасиева)



Рис. 6. Отложения лавины Фараг (Автобусная) в январе 2012 г. (фото Р. Тавасиева)

Лавина Фараг сходит с одноименного урочища с правого борта Кассарского ущелья (рис. 6). У спасателей эта лавина называется «Автобусная». Это название она получила после катастрофы 1993 г., когда этой лавиной был сброшен в р. Ардон автобус с людьми. Повторным сходом этой же лавины автобус был запрессован в русле реки. Тогда в автобусе погибло 23 человека. Трое суток спасатели откапывали погибших и сами чуть не погибли под очередным ее сходом. Для предупреждения катастроф на этом участке ТрансКАМа необходимо строительство противолавинной галереи или лавиноудерживающих заборов в верхней части лавиносбора. А пока этих сооружений нет, необходимо производить профилактический принудительный спуск этой лавины.

Кроме вышеперечисленных лавин в Кассарском ущелье сходит еще около 30-ти сравнительно небольших лавин и снежных осовов. Они только частично перекрывают дорожное полотно и достаточно быстро убираются дорожной службой.

Самый сложный в лавиноопасном отношении участок ТрансКАМа расположен в Заккинском ущелье. Здесь на дорожное полотно сходит около 100 лавин. Поэтому здесь в первую очередь в 1976 г. была построена противолавинная галерея протяженностью около 400 м. Но конструкция и архитектурная форма этой галереи была такой, что она стала препятствием для прохождения сходящих на нее лавин. «... Архитектура галереи должна органично вписываться в существующий рельеф при пересечении лавинного лотка, не образуя сколько-нибудь значительных помех для движущихся снежных масс. К сожалению, этот принцип не был учтен во время проектирования существующей противолавинной галереи. Она изначально была отнесена от верхового откоса на недопустимое расстояние и имела плоскую, горизонтальную крышу, представляя собой перед падающей под углом 45° лавиной за-

градительное сооружение, принимающее на себя всю мощь лавинного удара. Даже большая прочность ей не помогла» [Кесаонов, 2009, с. 54]. Это привело к тому, что одной из лавин западный портал галереи был разрушен, а остальная часть была значительно повреждена (рис. 7). В 2002 г. к уцелевшей части галереи было построено ее продолжение из гофрированного металла. Но его прочность оказалась очень низкой, и эта часть галереи была в первый же год раздавлена лавинами (рис. 8). Впоследствии эту галерею восстановили и достроили. Верховой откос и крышу отсыпали грунтом, чтобы не препятствовать прохождению лавин поверх галереи. Сейчас протяженность этой галереи 890 м. Теперь она защищает дорогу от десятка опасных лавин.



Рис. 7. Частично разрушенная лавиной противолавинная галерея. 1987 г. (фото Р. Тавасиева)



Рис. 8. Раздавленная лавиной противолавинная галерея из гофрированной стали. 2002 г.



Рис. 9. Лавина Той и инфраструктура ТРАНСКАМ около Рокского тоннеля. Аэрофото МЧС.

Необходимое обустройство ТрансКАМа на участке от «Чертова моста» до портала Рокского тоннеля достаточно подробно дано в статье В.Х. Кесаонова [Кесаонов, 2009]. Но в этой статье не рассматривается одна из опаснейших лавин этого участка ущелья – лавина «Той». Лавиносорбы этой лавины расположены на северном склоне Главного Водораздельного хребта на высотах 3000–2030 м над северным порталом Рокского тоннеля и его инфраструктуры. Площадь лавиносорбов около 2 км², транзит около 2,5 км. Потенциально здесь может сойти лавина объемом около 1 млн. кубометров. Под угрозой поражения этой лавиной находится территория военного городка и участок ТрансКАМа, расположенный на противоположном берегу реки протяженностью около 300 м (рис. 9). За время функционирования автодороги под этой лавиной погибло более десятка человек. Для защиты военного городка от лавины «Той» была построена насыпная направляющая дамба длиной около 250 м и высотой до 15 м. Но сходящая здесь лавина частично перелетает эту дамбу и поражает территорию военного городка. Значительная часть этой лавины заваливает русло реки Заккадон и прилегающий участок автодороги. Установленные в нижней части лавиноопасного склона противолавинные редко ячеистые стальные сетки не способны предотвратить сползание снега и зарождение лавины. 8 января 2013 года эта лавина разрушила котельную, трансформаторную подстанцию и другие объекты на территории военного городка (рис. 10). Лавинная масса выдавила окна и завалила комнаты первого этажа главного здания (рис. 11). Хорошо, что все это произошло в то время, когда военнослужащие были за пределами городка.

То же самое касается и местоположения городка строителей, которые проводят реконструкцию Рокского тоннеля. Их городок расположен также в лавиноопасном месте. Противолавинные сетки, установленные над ним, не способны в полной мере защитить этот объект от лавин (рис. 12). 8 января 2013 г. лавинный снег также



Рис. 10. Разрушенная котельная военного городка Рокского тоннеля в январе 2013 г. (фото Шамиля Сулейманова)



Рис. 11. Лавина внутри здания военного городка 20.01.2013 г. (фото Шамиля Сулейманова)

частично повредил строения этого городка. Кроме того, данный городок построен на берегу селеопасной реки. В 1987 г. первоначально находившийся здесь городок строителей тоннеля был полностью погребен селем (рис. 13).



Рис. 12. Городок строителей тоннеля. Аэрофото МЧС

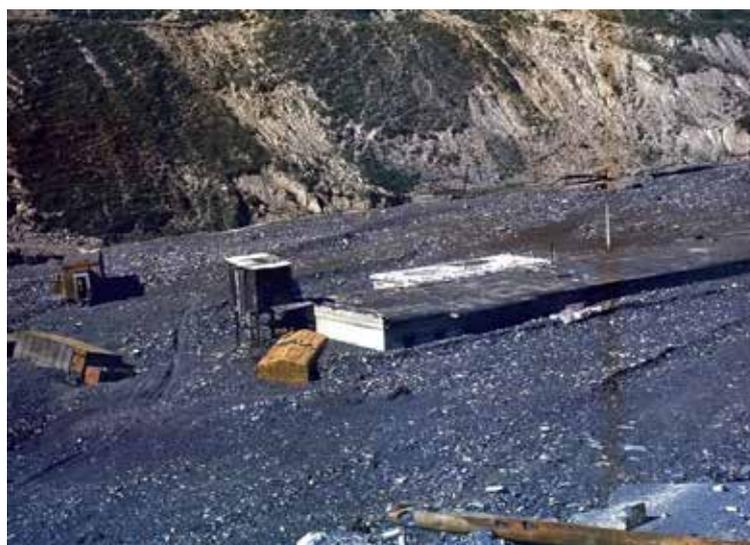


Рис. 13. Городок строителей Рокского тоннеля погребенный селем в 1987 г. (фото Р. Тавасиева)

Для недопущения подобных и более опасных ЧС на этих территориях необходимо снегоудерживающие конструкции устанавливать в верхних частях лавиносборов, там, где зарождаются лавины. Вместо снегоудерживающих сеток здесь лучше устанавливать снегоудерживающие щиты из металлических или бетонных элементов (рис. 14). Только такие заборы надежно предотвращают зарождение и сход лавин. Другой вариант это перенос военного городка и городка строителей в более безопасное место. А для защиты этого участка ТрансКАМа необходимо строительство закрытой противолавинной галереи.

Еще один городок строителей ТрансКАМа построен в устье реки Гинат. Территория этого городка расположена между двумя конусами выноса лавин (рис. 15). Для защиты этого объекта от первой лавины, сходящей в русло р. Гинат, была сде-



Рис. 14. Лавиноудерживающие щиты в Швейцарии (фото И. Галушкина)



Рис. 15. Опасное размещение городка строителей в устье р. Гинат. Аэрофото МЧС

лана небольшая насыпная дамба. При достаточно сильном снегопаде здесь может сойти лавина, которая перелетит через дамбу и разрушит этот городок. А если эта лавина плотно перекроет русло реки, то здесь может образоваться подпрудное озеро. При последующем его прорыве городок может быть смыт. Вторая лавина при достаточной мощности может перекрыть место впадения р. Гинат в р. Заккадон и подъездной путь к этому городку. Тогда городок может временно затопить. Для недопущения ЧС этот городок строителей необходимо перенести в безопасное место.

В результате проведенных в течение 22 лет наблюдений выявлено 8 наиболее лавиноопасных участков ТранКАМа, которые ранее не рассматривались другими авторами. Для всех этих участков даны рекомендации по защите автодороги от катастрофического воздействия снежных лавин. Там, где дорогу поражают лавины, сходящие с противоположного борта ущелья, необходимо строить полностью закрытые противолавинные галереи. Их архитектура должна быть рассчитана на удар лавины, направленный снизу вверх.

Литература

1. Кесаонов В.Х. Проектирование местоположения новых противолавинных галерей на участке ТрансКАМа. // Вестник Владикавказского научного центра № 1, 2009. С. 50–55.
2. Стасишин Л.А., Кортиев А.Л. Безопасные дороги как атрибут устойчивого развития горных территорий. // Устойчивое развитие горных территорий. Владикавказ, 2012. №3 (13). С. 21–24.

AVALANCHES AND PROBLEMS OF SAFETY ACTIVITY ON THE TRANSCAUCASIAN HIGHWAY

© 2016 R.A. Tavasiyev

North Ossetian search and rescue team of EMERCOM Russia, Russia, 362000, 273,
Kosta av., Vladikavkaz;
Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center, Russia, 362002, Vladikavkaz,
Markov str., 93 a, e-mail: tavasglacio@mail.ru.

Avalanche sites of Transcaucasian Highway and its infrastructure are considered in the article. Recommendations about decrease in risks and safety of activity on this highway are given.

Keywords: Transcaucasian Highway, construction camp, avalanches, mud streams, antiavalanche constructions.

УДК 550.3 + 519.7

АНАЛИТИКО-ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПЛОСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ВЯЗКОУПРУГИХ НЕЛИНЕЙНЫХ СРЕДАХ

© 2016 Ж.Д. Тотиева, к.ф.-м.н.

Геофизический институт ВНЦ РАН, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: jannatuaeva@inbox.ru

Представлены модель, алгоритм и программный расчет нелинейного отклика среды на заданное возмущение для двухслойного полупространства. Теоретический подход основан на использовании функции Грина. Проведен анализ зависимости спектров синтетических акселерограмм от параметра нелинейности и частоты входного сигнала. Предложенная модель в полной мере учитывает физическую нелинейность: во-первых, нелинейную связь «напряжение-деформация», во-вторых, нелинейное затухание среды в зависимости от уровня деформации. Программный продукт может использоваться при прогнозировании нелинейного отклика грунта на ожидаемое расчетное землетрясение.

Ключевые слова: сейсмическая опасность и риск, база данных сильных движений, грунт, напряжение, деформация, нелинейность, модель, программа.

Введение

В настоящее время исследование нелинейного отклика грунта при сейсмических воздействиях – один из наиболее важных и сложных вопросов физики разрушения, инженерной сейсмологии и, в частности, сейсмического микрорайонирования.

Большинство урбанизированных территорий расположены на «мягких» осадочных грунтах, поведение которых при интенсивных воздействиях определяется в значительной мере их нелинейными свойствами.

При анализе поведения грунтов различают физическую, геометрическую и конструктивную нелинейности. Физическая нелинейность характеризуется нелинейной зависимостью между компонентами обобщенных напряжений и деформаций и характеризует поведение грунта в упругопластической области. Геометрическая нелинейность возникает, когда перемещения грунта вызывают значительное изменение его геометрии, вследствие этого уравнения равновесия приходится составлять с учетом изменения формы и размеров колеблющейся толщи. Неучтенными остаются нелинейные свойства реальных материалов.

В физически нелинейных задачах отсутствует прямая пропорциональность между напряжениями и деформациями. Грунт подчиняется нелинейному закону деформирования. Закон деформирования может быть и несимметричным – с различными пределами сопротивления растяжению и сжатию. Это явление т.н. «бимодальности» наблюдается на поверхности грунтовой толщи на «мягких» или слабых грунтах [Заалишвили, 2009].

В связи со сложностью и неоднозначностью результатов большинство подобных задач на исследуемых реальных грунтах решается лабораторными и натурными инструментальными методами [Габеева, Заалишвили, 2005; Заалишвили, 1996, 1997, 2014а, 2014б, 2014в]. При этом предварительно формируются карты инженерно-

геологического районирования территории, являющиеся основой таких исследований [Заалишвили и др., 2012, 2013а]. Другим возможным путем решения задачи является использование баз данных сильных движений [Заалишвили и др., 2013б]. Это позволяет напрямую решать рассматриваемую задачу и определять сейсмическую опасность территории [Zaalishvili, Rogozhin, 2011].

С целью прогноза возможных потерь на основе учета уязвимости территории далее производится оценка ее сейсмического риска [Заалишвили и др., 2014]. Последовательность рассмотренных этапов обеспечивает геофизическую инженерную сейсмозащиту застройки [Заалишвили, Кранцфельд, 2014].

С другой стороны, при инструментальных исследованиях, когда могут детально изучаться реальные грунты и их поведение, особенности сейсмического воздействия часто невозможно реализовать. В то же время расчетные исследования позволяют с высокой степенью достоверности моделировать любые воздействия, наблюдающиеся при реальных землетрясениях. Это обуславливает использование совокупности инструментальных, расчетных и инструментально-расчетных методов и способов при прогнозе поведения грунтов при сильных сейсмических воздействиях.

Расчеты параметров сейсмических колебаний на поверхности грунта или точнее грунтовой толщи необходимы для определения спектров отклика, динамических напряжений и деформаций конкретных участков грунта, которые могут вызвать его нестабильное поведение, последующее повреждение и разрушение зданий.

1. Реологическая модель грунта

Пусть имеем слой грунта с нелинейными свойствами ($0 \leq z \leq h$) и подстилающий слой ($z > h$), представляющий собой упругое полупространство с линейными упругими свойствами. Упругое полупространство характеризуется скоростью распространения поперечных волн v_s^E и плотностью ρ^E . Пусть поверхностный слой характеризуется аналогичными параметрами: v^n и ρ^n .

В модели рассматривается воздействие только поперечных волн, так как именно с ними связывают разрушительные последствия землетрясений. В частности, на границу раздела грунта $z = h$ (вязкоупругий слой) действует падающая поперечная SH-волна, распространяющаяся в вертикальном направлении с частотой f_h . Нелинейная зависимость «напряжение-деформация» для вязкоупругой среды представлена в виде (модель Кельвина-Фойгта):

$$\tau = G(\gamma)\gamma + \eta(\gamma)\dot{\gamma}, \quad (1)$$

где τ – касательное напряжение, γ – деформация, $\dot{\gamma}$ – скорость деформации, G – модуль сдвига, η – вязкость.

Модуль сдвига G может определяться через известный гиперболический закон по Хардин-Дрневичу:

$$G(\gamma) = \frac{G_0}{1 + \frac{|\gamma|}{\gamma_0}} = \frac{G_0}{1 + \alpha|\gamma|}, \quad (2)$$

G_0 характеризует наибольшее значение модуля сдвига, $\gamma_0 = \frac{\tau_{\max}}{G_0}$, τ_{\max} – предельно допустимое значение напряжения, α – параметр нелинейности (определяется по типу грунта)

Параметр нелинейности α характеризует степень убывания модуля сдвига и определяет нелинейное поведение грунта при больших значениях напряжений. Обычно за параметр α принимают $1/\gamma_0$ (как это видно из формулы 2). При $\alpha = 0$ данная модель, учитывающая нелинейность среды, становится адекватной линейному закону связи «напряжение-деформация».

Введем вспомогательную нелинейную функцию $\varphi(\gamma) = \frac{\alpha|\gamma|}{1 + \alpha|\gamma|}$. Тогда $G(\gamma) = G_0 [1 - \varphi(\gamma)]$. Таким образом, последовательные значения данной функции будут характеризовать степень убывания модуля сдвига.

Для математического описания степени затухания $\beta(\gamma)$ воспользуемся другим представлением Хардин-Дрневича:

$$\frac{\beta(\gamma)}{\beta_m} + \frac{G(\gamma)}{G_0} = 1, \quad \beta(\gamma) = \beta_m \left[1 - \frac{G(\gamma)}{G_0} \right] = \beta_m \varphi(\gamma) \text{ или } \beta(\gamma) = \beta_0 + [\beta_m - \beta_0] \varphi(\gamma), \quad (3)$$

где параметр β_0 соответствует значению затухания при нулевой деформации, а β_m характеризует нелинейное затухание в условиях интенсивной нагрузки.

Пусть $\gamma = \gamma(z, t)$ и $\tau = \tau(z, t)$ (t – временная координата). Применим к равенству (1) преобразование Фурье:

$$\bar{G}(z, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} G(\gamma(z, t)) e^{-j\omega t} dt, \quad \omega = 2\pi f. \quad (4)$$

Тогда

$$\bar{\tau}(z, f) = [\bar{G}(z, f) + j\omega \bar{\eta}(z, f)] \circ \bar{\gamma}(z, f), \quad (5)$$

$$\bar{G}(z, f) = G_0 [\delta(f) - \bar{\varphi}(z, f)], \quad \bar{\eta}(z, f) = \frac{2G_0}{\omega} [\beta_0 \delta(f) + (\beta_m - \beta_0) \bar{\varphi}(z, f)], \quad \omega \neq 0. \quad (6)$$

Учитывая равенства (5) – (6), получим следующие выражения

$$\bar{\tau}(z, f) = [\bar{G}_0(z, f) - \Delta \bar{G} \bar{\varphi}(z, f)] \circ \bar{\gamma}(z, f), \quad (7)$$

$$\bar{G}_0 = G_0 (1 + 2j\beta_0), \quad \Delta \bar{G} = G_0 (1 - 2j[\beta_m - \beta_0]). \quad (8)$$

Знак « \circ » означает операцию свертки по переменной f .

Таким образом, выражения (1) – (8) являются математическим описанием представленной модели грунта.

2. Динамическая модель грунта

В качестве основного уравнения математической модели, описывающей поведение грунтовой толщи с течением времени, используется одномерное уравнение движения:

$$\frac{\partial \tau}{\partial z} = \rho a, \quad (9)$$

ρ – плотность грунта, a – ускорение.

Введем функцию смещения $u = u(z, t)$. Тогда уравнения (9) и (1) в терминах функции $u = u(z, t)$ переписывается в следующем виде

$$\frac{\partial \tau}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \quad (10)$$

$$\tau = G \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \frac{\partial u}{\partial z} + \eta \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \frac{\partial u}{\partial t \partial z} \quad (11)$$

В предыдущих работах [Заалишвили, Туаева, 2002; Заалишвили, Тотиева-Туаева, 2010; Заалишвили и др., 2005; 2009; Туаева, 2005; Zaalishvili, et al., 2008] модель (10) – (11) реализована методом конечных разностей (при определенных начальных и граничных условиях). При этом использовались данные базы сильных движений Геофизического института ВНИЦ РАН. В процессе расчетов применялись разные схемы приближений, был проведен анализ зависимостей расчетных (синтетических) нелинейных акселерограмм от различных параметров поверхностного слоя грунта (коэффициентов затухания, мощности грунтовой толщи, скоростей распространения поперечных волн). Вычислительный эксперимент показал, что при работе с базой данных сейсмических записей конечно-разностный метод:

- 1) неустойчив при изменении параметра нелинейности α , а также при изменении в большом диапазоне скоростей поперечных волн;
- 2) не учитывает сейсмические (акустические) характеристики грунта нижнего подстилающего слоя.

В настоящей работе осуществлена программная реализация аналитического решения, основанного на использовании функции Грина, где указанная проблема решена.

Приведенное ниже решение использует аппарат дифференциальных уравнений и технику преобразования Фурье.

а) Решение линейной модели. Применим преобразование Фурье к (6), тогда получим уравнение:

$$\frac{\partial \bar{\tau}}{\partial z} + \rho \omega^2 \bar{u} = 0, \quad (8)$$

где

$$\bar{\tau}(z, f) = \bar{G}_0 \frac{\partial u}{\partial z}(z, f) - \Delta \bar{G} \bar{H}(z, f), \quad \bar{H}(z, f) = \frac{\partial u}{\partial z}(z, f) \circ \bar{\varphi}(z, f)$$

Пусть $\tilde{\beta} = \frac{\Delta \bar{G}}{G_0}$, тогда

$$\bar{\tau}(z, f) = \bar{G}_0 \left[\frac{\partial u}{\partial z}(z, f) - \tilde{\beta} \bar{H}(z, f) \right]. \quad (9)$$

С учетом (9) уравнение (8) переписывается

$$\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} + \tilde{k}^2 \bar{u} = \bar{F}[\bar{u}], \quad (10)$$

где $\tilde{k} = \frac{\rho \omega^2}{G_0}$, $\bar{F}[\bar{u}] = \tilde{\beta} \left[\bar{\varphi} \circ \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} + \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} \circ \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right]$

Частное решение уравнения (10) ищется методом последовательных приближений. При этом за нулевое приближение берется решение соответствующего линейного об однородного уравнения (при $\bar{F} = 0$):

$$\frac{\partial^2 \bar{u}_0}{\partial z^2} + \tilde{k}^2 \bar{u}_0 = 0. \quad (11)$$

Как известно из теории дифференциальных уравнений, общее решение уравнения (11) представимо в виде

$$\bar{u}_0(z, f) = A_0(f)e^{j\tilde{k}z} + B_0(f)e^{-j\tilde{k}z}. \quad (12)$$

Для определения частного решения, иначе говоря, для определения коэффициентов $A_0(f)$, $B_0(f)$ нужны два граничных условия. Примем

1) на свободной поверхности ($z=0$) $\bar{\tau}_0(0, f) = 0$; тогда

$$\frac{\partial \bar{u}_0(0, f)}{\partial z} = j\tilde{k}A_0(f) - j\tilde{k}B_0(f) = 0 \Rightarrow A_0(f) = B_0(f);$$

2а) на глубине $z=h$ задано спектральное смещение

$$\bar{u}_0(h, f) = \bar{u}_0^E(h, f) = A_0^E(f)e^{j\tilde{k}_E z} + B_0^E(f)e^{-j\tilde{k}_E z},$$

$k_E = \frac{\omega}{c_E}(1 - j\beta_E)$, β_E – соответствующий среде коэффициент затухания; или

$$2б) \text{ на глубине } z=h: \bar{\tau}_0(h, f) = \bar{\tau}_0^E(h, f); \bar{G}_0 \frac{\partial \bar{u}_0(h, f)}{\partial z} = \bar{G}_E \frac{\partial \bar{u}_0^E(h, f)}{\partial z}.$$

В результате подстановки граничных условий 2а) – 2б) в (12), опуская выкладки, получаем решение для линейной модели:

$$\bar{u}_0(z, f) = \frac{2\tilde{R}A_0^E(f)e^{j\tilde{k}_E h}}{1 + (\tilde{R}^2 - 1)\cos^2 \tilde{k}h} [\tilde{R} \cos \tilde{k}h - j \sin \tilde{k}h] \cos \tilde{k}z, \quad (13)$$

где

$$\tilde{R} = \frac{\bar{G}_E \tilde{k}_E}{\bar{G}_0 \tilde{k}} = \frac{\rho_E c_E (1 - j(\beta_0 - \beta_E))}{\rho_n c_n (1 + \beta_0^2)}.$$

б) Решение нелинейной модели u_i ($i=1,2,3,\dots$). Функция Грина $G_f(z; z_0)$ рассматриваемой задачи есть фундаментальное решение, удовлетворяющая уравнению:

$$\frac{\partial^2 G_f}{\partial z^2} + \tilde{k}^2 G_f = \delta(|z - z_0|, f)$$

и представляемая в виде [7]

$$G_f(z; z_0) = \begin{cases} \frac{j}{2\tilde{k}} e^{j\tilde{k}|z-z_0|}, & z \neq z_0, \\ \frac{j}{2\tilde{k}}, & z = z_0. \end{cases} \quad (14)$$

Будем искать решение исходного нелинейного уравнения (10) в виде $\bar{u}_i = \sum_{k=0}^i \bar{u}_k$.

Пусть первое приближение частного решения (10) u_1 удовлетворяет следующему равенству:

$$\frac{\partial^2 \bar{u}_1^p}{\partial z^2} + \tilde{k}^2 \bar{u}_1^p = \bar{F}[\bar{u}_0].$$

Второе и последующие приближения:

$$\frac{\partial^2 \bar{u}_i^p}{\partial z^2} + \tilde{k}^2 \bar{u}_i^p = \bar{F}[\bar{u}_{i-1}] - \bar{F}[\bar{u}_{i-2}], \quad i = 2, 3, \dots$$

Тогда, как известно, частное решение неоднородного уравнения (10) представится в виде:

$$\bar{u}_i^p(z, f) = \int_0^h G_f(z, z_0) (\bar{F}[\bar{u}_{i-1}(z_0, f)] - \bar{F}[\bar{u}_{i-2}(z_0, f)]) dz_0$$

Что касается общего решения (10), то для каждого приближения оно определяется равенством

$$\bar{u}_i^H(z, f) = A_i(f) e^{jkz} + B_i(f) e^{-jkz}. \quad (15)$$

Окончательно, имеем

$$\bar{u}_i(z, f) = \bar{u}_i^p(z, f) + \bar{u}_i^H(z, f).$$

Коэффициенты уравнения (15) $A_i(f)$, $B_i(f)$ находятся аналогично тому, как это было сделано в случае линейного приближения, только для напряжения используется представление (9). В силу присутствия свертки функций в правой части (9) для коэффициентов $A_i(f)$ получается система алгебраических уравнений с эрмитовой матрицей, которая решается методом Гаусса. Приближения \bar{u}_i вычисляются до тех пор, пока $|\bar{F}[\bar{u}_{i-1}] - \bar{F}[\bar{u}_{i-2}]| \leq \varepsilon$, где $\varepsilon = 10^{-5} \max|\bar{F}[\bar{u}_0]|$.

Численная реализация проведена в среде программирования MathLab 6.5. Расчеты показывают достаточность трех итераций для достижения заданной точности ε .

3. Результаты численных расчетов

В качестве входного сигнала была использована функция смещения на глубине $h=60$ [Bonnet, Heitz, 1995]:

$$u_0(t) = u_0 \left(\left[\pi \frac{(t-t_p)}{t_p} \right]^2 - \frac{1}{2} \right) e^{-\left[\pi \frac{(t-t_p)}{t_p} \right]^2}, \quad u_0 = const,$$

где t_p – период сигнала.

Входные данные: коэффициент $u_0 = 0.5$, частота воздействия $f_h = 0,33$, $t_p = 1/f_h$, скорость распространения поперечных волн в подстилающем упругом полупространстве $v_s^E = 1500$ м/с² и плотность $\rho^E = 2200$ кг/м³, $v^n = 240$ м/с² и $\rho^n = 1200$ кг/м³, $\beta_0 = 0,02$, $\beta_E = 0,02$, $\beta_m = 0,25$ (рис. 1).

При анализе спектров колебаний на поверхности грунтового слоя вычислительный эксперимент показал, что при увеличении параметра нелинейности α наблюдается уменьшение первого пика амплитуды и увеличение второго, то есть при больших параметрах осуществляется большая «перекачка» спектральной площади (при уменьшении первого пика соответственно увеличивается второй пик) (рис. 3).

Рассмотрим сигналы $u_0(t)$ с различными частотами и установим зависимость поведения спектра нелинейного отклика от частоты входного сигнала. Ниже представлены графики ускорений (входной сигнал) на глубине $h = 60$ и с коэффициентом $u_0 = 1$, параметром нелинейности $\alpha = 2000$, а также расчетных спектров ускорений отклика на поверхности $z = 0$ при различных преобладающих частотах воздействия

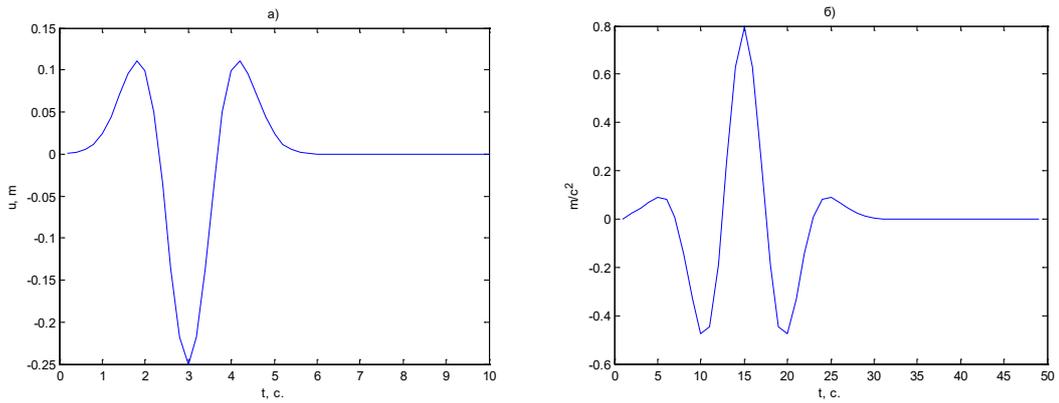


Рис. 1. Входной сигнал: а) – смещение, б) – ускорение.

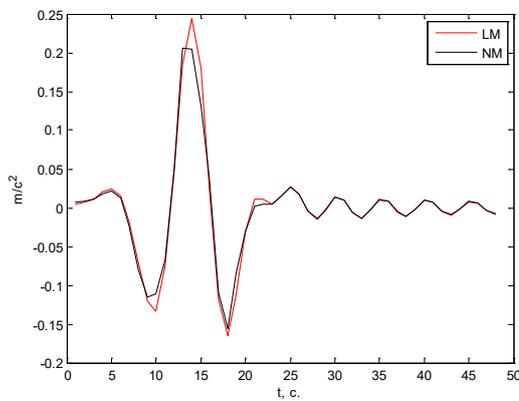


Рис. 2. Расчет ускорений на поверхности $z=0$ с параметром нелинейности $\alpha=2000$ (LM – линейное моделирование, NM – нелинейное моделирование).

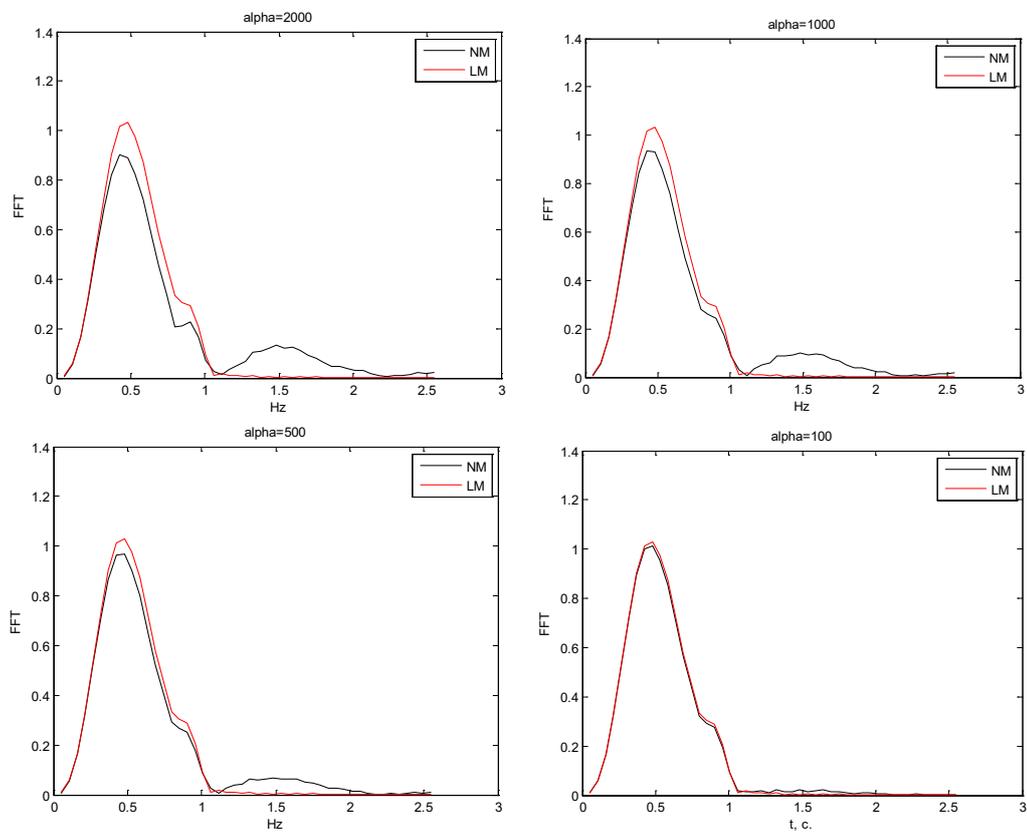


Рис. 3. Спектры ускорений при различных α .

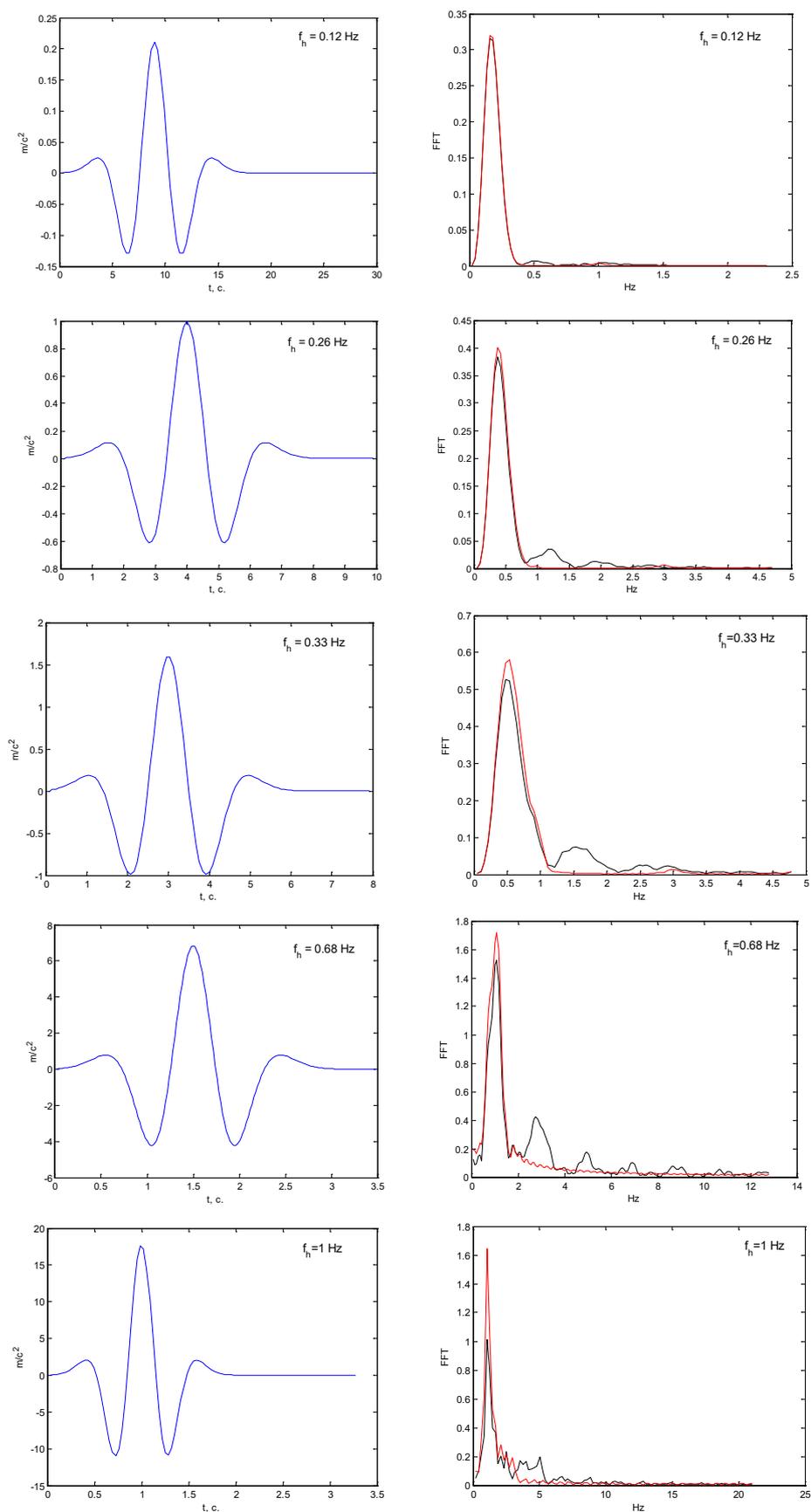


Рис. 4. Графики спектров расчетных акселерограмм (слева – входной импульс, справа – спектр расчетных акселерограмм)

f_h (рис. 4). Как и в предыдущих графиках красная линия соответствует линейной модели, черная – нелинейной.

Значения f_h были взяты из таблицы модельных входных параметров, полученных с помощью аналитической аппроксимации записей сильных движений вблизи разломов [Mavroedis et al., 2003]. Данный теоретический подход к моделированию сильных движений основан на использовании функции Грина динамической теории упругости, которая представляет собой функцию смещения грунтовой толщи на поверхности от единичной импульсной силы, приложенной в некоторой точке пространства. Как известно [Петухин, 1997; Katsuhiko et al., 1998], теоретический расчет функции Грина возможен (при детальной изученности среды и грунтовых условий) на низких частотах до 1 Гц. Свыше 1 Гц обычные теоретические методы расчета дают ненадежные результаты, либо вообще теряют применимость (рис. 4, $f_h = 1$ Hz).

С другой стороны [Mavroedis et al., 2003], входные параметры сильных землетрясений, полученные с помощью аппроксимаций аналитическими функциями записей сейсмических событий в ближней зоне, указывают на то, что диапазон преобладающих частот воздействия f_h колеблется, в основном, в пределах 0,1–0,9 Hz. Поэтому считаем, что данный пакет программ может быть использован в качестве инструмента оценки возможных последствий именно сильных движений (в ближней зоне). В дальнейшем предполагается при моделировании параметров короткопериодных колебаний на частотах выше 1–2 Гц применить стохастический подход и основанный на нем метод случайных колебаний.

Выводы

1. Графики (рис. 3) амплитудно-частотных характеристик расчетных акселерограмм наглядно показывают прямую зависимость величины второго пика (максимума) на спектральной кривой от параметра нелинейности. Иначе говоря, чем больше значения параметра нелинейности, тем больше «перекачивается» энергии (площади спектра) из области низких частот в область более высоких частот, и наоборот. При $\alpha = 0$ спектры полностью совпадают друг с другом.

2. Графики (рис. 4) спектров расчетных акселерограмм указывают на следующую зависимость проявления нелинейности среды в зависимости от частоты воздействия: при увеличении f_h и одновременного увеличения амплитуды сигнала, которая зависит от частоты воздействия, наблюдается усиление «перекачки» площади спектра из области низких частот в более высокочастотную область, причем появляется уже не один, а несколько пиков на кривой спектра.

Литература

1. Габеева И.Л., Заалишвили В.Б. Анализ колебаний нелинейной, поглощающей грунтовой среды по данным инструментального метода сейсмического микрорайонирования // В сборнике: Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе I Кавказская международная школа-семинар молодых ученых. Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А, Заалишвили В.Б. (редактор), Владикавказский научный центр РАН и РСО-А. 2005. С. 205–211.

2. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование на основе изучения нелинейных свойств грунтов искусственными источниками // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. М.: МГУ. 1996. 43 с.

3. Заалишвили В.Б. Инструментальный метод сейсмического микрорайонирования. Владикавказ, СОГУ, 1997. 67 с.
4. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и больших строительных площадок / Центр Геофизических исследований Владикавказского НЦ РАН и РСО-А (отв. ред. А.В. Николаев). М.: Наука, 2009.
5. Заалишвили В.Б. Некоторые проблемы практической реализации сейсмического микрорайонирования. Факторы, формирующие интенсивность землетрясения // Геология и геофизика Юга России. 2014а. № 3. С. 3–39.
6. Заалишвили В.Б. Корреляционные взаимосвязи между линейными и нелинейными характеристиками грунтов по инструментальным данным // Геология и геофизика Юга России. 2014б. № 4. С. 45–57.
7. Заалишвили В.Б. Зависимость спектральных характеристик сейсмических волн от строения верхней части разреза // Геология и геофизика Юга России. 2014 в. № 4. С. 15–44.
8. Заалишвили В.Б., Туаева Ж.Д., Харебов А.К. Современная концепция динамических моделей грунтовых оснований // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2005. № 1. С. 15–17.
9. Заалишвили В.Б., Туаева Ж.Д., Дзэбоев Б.А. Численный анализ нелинейного отклика среды // Вестник МАНЭБ. 2009. Т. 14. № 5. С. 28–31.
10. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Трофименко С.Н., Шемпелев А.Г. Глубинные геофизические исследования в Северо-Кавказском федеральном округе: проблемы глубинной геологии и геофизики в региональных исследованиях. О зоне предполагаемого Ардонского межглыбового разлома // Геология и геофизика Юга России. 2012. № 2. С. 11–20.
11. Заалишвили В.Б., Джгамадзе А.К., Гогичев Р.Р. О создании карт инженерно-геологического районирования населенных пунктов республики Северная Осетия-Алания, как основы сейсмического микрорайонирования // Геология и геофизика Юга России. 2013а. № 3. С. 20–28
12. Заалишвили В.Б., Харебов К.С., Харебов А.К. Создание баз данных сильных движений на основе современных воззрений // Геология и геофизика Юга России. 2013б. № 3. С. 39–44
13. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Невский Л.Н., Архиреева И.Г. Оценка сейсмического риска урбанизированной территории // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 2. С. 22–29.
14. Заалишвили В.Б., Кранцфельд Я.Л. Геофизическая основа инженерной сейсмозащиты ответственных объектов строительства // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 1. С. 39–50.
15. Заалишвили В.Б., Туаева Ж.Д. Математическое моделирование колебаний грунтовой толщи на основе учета нелинейных свойств при интенсивных воздействиях // В сборнике: Информационные технологии и системы: наука и практика. Владикавказский научный центр РАН и РСО-А. 2002. С. 367–370.
16. Заалишвили В.Б., Тотиева-Туаева Ж.Д. Расчет нелинейных колебаний грунтовой толщи по базам данных сильных движений // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2010. № 5. С. 25–28.
17. Туаева Ж.Д. Распространение волн в нелинейных поглощающих средах при интенсивных нагрузках. // В сборнике: «Сейсмическая опасность и управление

сейсмическим риском на Кавказе»: Владикавказский научный центр РАН и РСО-А. 2005. С. 199–204.

18. Петухин А.Г. Оценка параметров сейсмических колебаний грунта на Камчатке. Диссертация на соискание ученой степени к.ф.-м.н., Москва, 1997.

19. Bonnet G., Heitz J.F. Non linear Seismic Response of a Soft Layer // 10-th European Conference on Earthquake Engineering. Duma (et). 1995. Balkema, Rotterdam. ISBN 9054105283. PP. 361–364.

20. Katsuhiko Kamae, Kojiro Irikura, and Arben Pitarka A Technique for Simulating Strong Ground Motion Using Hybrid Green's Function // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 88, No. 2, pp. 357–367, April 1998

21. Mavroedis P. and Apostolot S., Papageorgiou. Mathematical Representation of Near-Fault Ground Motions // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93 No. 3, pp. 1099–1131, June 2003.

22. Zaalishvili V.B., Tuueva Z., Dzeboev B. Numerical Modeling of Non-Linear Seismic Response of The Soft Layer. В сборнике: First International Conference on Seismic Safety Problems of Caucasus Region Population, Cities and Settlements // Материалы I Международной конференции по вопросам сейсмических проблем безопасности населения Кавказского региона, городов и поселений. 2008. С. 127–130.

23. Zaalishvili V.B., Rogozhin E.A. Assessment of Seismic Hazard of Territory on Basis of Modern Methods of Detailed Zoning and Seismic Microzonation // Open Construction and Building Technology Journal. 2011. Т. 5. С. 30–40.

ANALYTICAL AND NUMERICAL ANALYSIS OF PLANE SEISMIC WAVES IN NONLINEAR VISCOELASTIC MEDIA

© 2016 Zh.D. Totieva, Sc. Candidate (Phys.-math.)

Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center, Russia, 362002,
Vladikavkaz, Markov str., 93a, e-mail: jannatuaeva@inbox.ru

The model, algorithm and numerical results of the nonlinear response of the medium is presented. The theoretical approach is based on the use of the Green's function. Analysis of the dependence of the spectra of synthetic accelerograms of the nonlinearity parameter and frequency of the input signal is carried out. The model takes into account the physical nonlinearity: at first, non-linear relationship «stress-strain», secondly, nonlinear damping medium depending on the strain level. The software can be used for predicting the nonlinear response of the ground to the expected estimated earthquake.

Keywords: seismic hazard and risk, strong motion database, soil, stress, strain, nonlinearity, model, software.

УДК 551.4.042 (324.22) (435.627); 556.388

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ХАРАКТЕРНЫХ ДЛЯ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА И СОСТОЯНИЕ КАЧЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ПРЕСНЫХ ВОД

© 2016 Х.О. Чотчаев, Н.И. Невская, к.г.-м.н., Л.Н. Невский

Геофизический институт ВНЦ РАН, Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: cgi_ras@mail.ru

В работе обобщены результаты многолетних наблюдений за экзогенными геологическими процессами в ходе длительного периода геологоразведочных исследований различного назначения на всей территории осетинского сегмента Центрального блока Большого Кавказа. Перечислены основные типы экзогенных геологических процессов (ЭГП), характерные для высокогорных территорий Северного Кавказа. Дано определение системы государственного мониторинга состояния недр (ГМСН), как способа информационного обеспечения органов государственного управления недрами и других органов государственной власти текущими данными, необходимыми для принятия решений по рациональному и безопасному недропользованию и планированию геологоразведочных работ. Исследована зависимость ЭГП от сейсмической активности. Показаны примеры антропогенного провоцирования ЭГП при игнорировании требований инженерно-геологических изысканий для трассирования инженерных линий и мест выбора строительных площадок под инженерные сооружения на горных территориях. Показана зависимость ЭГП от высотной зональности и техногенного вмешательства в естественные ландшафтные условия местности. В работе использованы материалы специализированных наблюдений по Северной Осетии территориальным центром ГМСН Южного федерального округа, по подсистемам «Экзогенные геологические процессы» и «Подземные воды».

Ключевые слова: генетические типы экзогенных геологических процессов, оползневые и селевые процессы, обвально-осыпные процессы, катастрофические сходы ледников, экзарация, эрозионные и карстовые проявления, провалы, подтопления, локализация месторождений подземных пресных вод, учет, добыча, водозабор, водоносный горизонт, прогнозные ресурсы, эксплуатационные запасы, депрессионная воронка, засоление, загрязнение.

Экзогенные геологические процессы (ЭГП). Наибольшее развитие ЭГП происходит на территории горной и предгорной части Кавказа, где наблюдается устойчивая долговременная тенденция увеличения региональной активности их проявления, обусловленная нарастанием энергии рельефа в результате современных тектонических движений и влияния техногенного воздействия.

Объектами мониторинга (ЭГП) на территории региона являются отдельные проявления или ассоциации и парагенетические комплексы ЭГП, оказывающие негативные воздействия на населенные пункты и хозяйственные объекты, в том числе вызывающие чрезвычайные ситуации (ЧС) различного характера, а также территории, потенциально опасные в отношении ЭГП [Зайцева, Синичкина, 2014].

Основу режимных наблюдений за проявлениями ЭГП на пунктах опорной наблюдательной сети составляют полуинструментальные и инструментальные (геодезические) наблюдения за динамикой проявления ЭГП, проявляемых, в основном, на грунтовых реперах. Геофизические наблюдения выполнялись на 22 точках методом круговых ВЭЗ для определения пространственной направленности оползневой активности [Адцеев и др., 2015]. Специальные современные технические средства

(демографы, тензометрические датчики) на пунктах наблюдений не используются из-за их отсутствия.

Анализ эндогенных режимобразующих факторов позволяет установить периодичность сжатия и расширения ГГД – поля, связанных наибольшей сейсмической активностью в следующих временных интервалах: в июле (сжатие тектонических зон и подъем УПВ) и в январе (растяжение зон и снижение УПВ). Периоды сейсмической активности тяготеют также к циклам высокой солнечной активности, что можно использовать при долгосрочном и среднесрочном прогнозировании развития опасных экзогенных геологических процессов.

В результате взаимодействия рельефа, климата, геолого-петрофизических факторов и многосторонней интенсивной деятельности человека в регионе формировались сложные ландшафтно-морфологические, географические и инженерно-геологические условия, способствующие развитию разнообразных экзогенных геологических процессов, интенсивность которых зависит в первую очередь от приуроченности к той или иной высотной и климатической зональности.

На основе вертикальной высотной и климатической зональности в пределах северного склона восточного сегмента Центральной части мегантиклинория Большого Кавказа высотные зоны можно объединить в три основные области: нивально-высокогорную, высокогорную и средне – низкогорную.

Нивально-высокогорная область протягивается вдоль осевых зон Главного и Бокового хребтов, где ее граница проходит на абсолютной высоте 2600–2800 м.

Основной особенностью нивально-высокогорной зоны Главного и Бокового хребтов является полное отсутствие лесной растительности, способной закреплять склоны и сдерживать развитие экзогенных геологических процессов (ЭГП), глубоко расчлененный эрозионно-тектонический рельеф, широкое развитие оледенения, сопровождающееся криогенным выветриванием с накоплением огромного количества обломочного и моренного материала в карах и троговых долинах, чему способствует и тектоническая раздробленность пород субстрата: гранитов, кристаллических и метаморфических сланцев протерозоя и нижнего палеозоя Главного хребта, кристаллических пород нижнего и среднего палеозоя Передового хребта.

Такое сочетание факторов способствует формированию здесь обвально-осыпных процессов. По мощным современным моренам практически повсеместно развивается солифлюкция, местами переходящая в оползни. Большое скопление обломочного материала в моренах и осыпях и огромные запасы воды, аккумулированной в ледниках, служат неиссякаемым источником для формирования селей. Здесь зарождается и проходит большинство лавин, лотки которых в весенне-летний период служат для прохождения осыпного, обломочного и пролювиального материала.

Высокогорная область охватывает высотный пояс между 2300–1800 м Главного и Бокового хребтов, снижаясь до 1800–2000 м в верховьях рек Сунжи и Ассы.

Инженерно-геологические условия высокогорной зоны по многим параметрам мало отличаются от нивально-высокогорного пояса. Это объясняется, прежде всего, тем, что здесь еще широко развито оледенение, способствующее криогенному выветриванию и скоплению большого количества обломочного материала, способствующего под действием вод ледников в условиях безлесья и крутых склонов возникновению очагов ЭГП. В то же время, захватывая значительную зону, нежели нивально-высокогорная, высокогорная область характеризуется широким развитием слабометаморфизованных юрских и нижнемеловых пород Северо-Юрской депрессии и Скалистого хребта. Морфологические, структурно-тектонические и петрофизические особенности геологического разреза благоприятствуют развитию здесь огромного обвально-оползневого шлейфа у подножья эскарповой зоны с последующим развитием различных видов эрозии по рыхлым коллювиальным образованиям и боковым склонам долин рек. Петрографический состав благоприятствует так же

образованию карст на поверхности Скалистого хребта. При большом количестве осадков и слабом испарении плоские поверхности плохо дренированных высокогорных плато способствуют заболачиванию.

Средне-низкогорная область занимает высотный пояс, верхняя граница которого проходит на отметках 1500–1600 м на западе Центрального Кавказа и поднимается до 1800–2000 м на его восточном фланге. Пространственно включает Северо-Юрскую депрессию, Скалистый и Пастбищный хребты, повторяя контур распространения отложений верхней юры, нижнего и верхнего мела и палеоцен-эоцена. С севера ограничивается выходами распространения отложений олигоцен-миоцена в разрезе Предкавказского краевого прогиба. Абсолютные отметки нижней границы среднегорного высотно-климатического пояса составляют на западе 700–900 м – в Лабино-Зеленчукском междуречье, 900–1000 м – в Кубано-Малкинском междуречье и 1100–1200 м – у восточной территории.

Инженерно-геологические условия среднегорной области формируются почти исключительно на породах карбонатной, карбонатно-терригенной и терригенной, песчано-глинистой и гипсоносной формаций юры, нижнего и верхнего мела.

Рельеф среднегорья характеризуется контрастностью. Плоские поверхности куэст и плато чередуются с ущельями глубиной до 2000 м с неравномерно заросшими лесом склонами. Густые леса Северо-Юрской депрессии сменяются безлесными районами Скалистого и Мелового хребтов в области интенсивного развития карста. Повышенная трещиноватость и тектоническая раздробленность, характерная для всего мегантиклинория в условиях резко расчлененного рельефа, дополнительно способствуют развитию эрозионных процессов с накоплением элювия или выносом за пределы водными потоками рек и склонов в виде делювиально-пролювиальных отложений. Комплекс неблагоприятных географических факторов и многообразие инженерно-геологических условий определяют широкое развитие оползневых процессов. Развитие карбонатных и гипсоносных пород способствует карстованию огромных площадей Скалистого хребта.

Основными негативными природными факторами, определяющими механизмы возникновения генетических типов экзогенных геологических процессов, характерных для горных территорий Северного Кавказа, следует считать высокую сейсмическую активность, расчлененный высокогорный рельеф, и густую гидросеть. Сейсмичность нарушает устойчивость грунтов и слабосцементированных трещиноватых пород, расчлененный рельеф способствует гравитационному сползанию, а густая гидросеть служит накопителем и последующим путепроводом, когда в качестве движителя выступает аккумулятивная вода ливневых дождей или талые воды ледников.

К типичным антропогенным факторам отрицательного экологического воздействия на окружающую среду следует отнести: последствия сельскохозяйственной, промышленной, селитебной, транспортной, лесотехнической, водохозяйственной деятельности.

Из вышеназванного перечня антропогенной деятельности человека наиболее тяжелые последствия для горных территорий имеют, пожалуй, горнорудная и транспортная, многократно усугубляющие естественный цикл эрозионного процесса, характерный для горных регионов. Эта многократность выражается в необходимости сопровождения этих видов деятельности строительством дорог к выработкам и к коммуникациям, а также необходимостью развития инфраструктуры горных территорий, в том числе и транспортной сети.

Как традиционно горнорудный регион, горные территории Северной Осетии долгое время развивались, используя ресурсную модель рудодобывающей деятельности, поддерживая ее такими же трудозатратными поисково-разведочными работами для прироста запасов рудного сырья [Бурдзиева, 2014].

Между тем, сильно расчлененный горный рельеф предопределяет интенсивное развитие гравитационных оползней на всем протяжении горно-складчатого сооружения, которые наносят огромный ущерб населенным пунктам и хозяйственным объектам. Здесь нередко формируются крупные и катастрофические оползни объемом в сотни тысяч кубических метров. Активность гравитационных сползаний на техногенно нарушенных склонах значительно выше, чем на устоявшихся склонах с не менее мощными покровами рыхлых делювиально-пролювиальных образований, скрепленных корневой системой травяной растительности [Чотчаев, 2016].

Оползни. На умеренных склонах горной местности, при выпадении большого количества снега и избыточном накоплении влаги, имеют место оползневые процессы в виде оплывин с незначительной глубине охвата, которые наносят значительный ущерб сенокосам и пастбищным угодьям (ср. В. Згид, Ход, Ногкау и др.).

В истекшем десятилетии максимальная оползневая активность зафиксирована в долинах рр. Дур-Дур, Урсдон, Цейдон, Геналдон и в подэскарповой зоне Скалистого хребта. Негативное воздействие на развитие оползневых процессов оказали техногенные факторы (замачивание грунтов, подрезка склонов и дополнительная нагрузка их техногенной отсыпкой и т. п.).

Часто проявления оползневых процессов являются следствием неграмотного составления, экспертизы и исполнения проектов строительства дорог, прокладки магистральных трубопроводов и прочих инженерных сооружений, когда вместо инженерной мысли ставка делается на силовое решение.

Авторы принимали участие на стадии инженерно-геологических изысканий отдельных участков трассы газопровода Дзуарикау-Цхинвали [Чотчаев, 2006], а также при поисках и обосновании запасов питьевой воды для одной из будущих туристических деревень рекреационно-туристского кластера в верховьях реки Зедегондон [Заалишвили и др., 2012]. Позднее инструментально выявили причины оползневого продвижения пролювиально-делювиальных отложений на высоковольтную подстанцию, построенную у подножья крутого задернованного склона, который по данным аэрофотоснимков ранее классифицировался как потенциально устойчивый от проявления оползней, хотя геолого-геофизические исследования на территории площадки в процессе строительства не проводились. При строительстве же газопровода в Южную Осетию трубопровод и дорога от р. Зедегондон до Кударского перевала длиной 5 км были проложены без учета последствий нарушения устоявшегося ландшафтного равновесия местности. Не были учтены существующий гидрогеологический режим подпочвенных вод, устоявшееся равновесие гравитационной составляющей, способствующей сползанию грунтов, и сил трения в плоскости скольжения, удерживающие грунтовые массы на естественных склонах бортов долины.

Негативные последствия интенсивного обезвоживания склонов, усиление гравитационного сползания грунтов с нависающих бортов дорожных врезов, изуродованный ландшафт на многие десятки лет вперед можно было избежать, если трассу газопровода прокладывать по правому склону в грунтах с минимальной мощностью наносов, руководствуясь данными детальными геолого-геофизическими исследованиями. К сожалению, культура производства исполнителей опиралась на силу техники, а не выводы науки.

Тогда, помнится, один из высокопоставленных исполнителей газового проекта на замечание геологов о целесообразности оптимизации положения трассы на местности согласно геолого-геофизическим данным, небрежно бросил: «Я скину склоны всей этой долины вниз к реке». Он это сделал. Скудный почвенный слой и щебнисто-глинистые грунты склона сами теперь смещаются медленно к гипсометрическому минимуму урочища Зедегондона.

Для оценки интенсивности проявления ЭГП, которая определяется коэффициентом пораженности, использовались материалы ранее проведенных наблюдений, позволивших составить схему проявлений ЭГП масштаба 1:200000, провести типизацию уже имевших место оползней и участков, подверженных эрозионным процессам, выполнить районирование территории с количественной оценкой коэффициентов пораженности для каждой таксономической единицы инженерно-геологического районирования [Бондырев, 2014].

Для учета влияния глубинного геодинамического фактора на возникновение и протекание ЭГП была обобщена тектоническая активность сейсмогенерирующих зон вдоль глубинных разломов и тектонических швов по таким параметрам как скорость вертикальных движений, плотность теплового потока, количество сильных землетрясений. Электронный вариант карты геодинамической активности используется при оценке региональной активности гравитационных процессов. Подготовка электронных карт производилась с использованием ГИС ArcView версии 3.2 в проекции «географические координаты».

Наибольшим числом активных оползней характеризуется бассейн р. Ардон. Здесь сосредоточены оползневые очаги Зинцарский, Луарский, Нижне-Цейский, Даллагкауский, Садонский и Нузальский [Буньков, Грунина, 2007].

В Геналдонском ущелье активность оползневых процессов, связанных с ледовой катастрофой 2002 г., несколько снизилась. Практически стабилизировались Битерзыкский, Горно-Санибанский, Рекомрагский и Колкинский оползни. На Грохадагском и Активном оползнях также не отмечено наличия свежих деформаций.

В целом уровень активности оползневых процессов на территории Республики Северная Осетия – Алания так же снизился, хотя активность наиболее крупных очагов сохраняется на одном уровне за последние 10 и более лет. Это, прежде всего оползни, на которых ведутся режимные наблюдения (Луарский, Мацутинский, Нижне-Цейский и др.). Одним из дополнительных факторов их стабильной активности является эрозия фронтальной части, вызывающая постепенное смещение центра тяжести оползневых масс и нарушение их равновесия.

В пространственном отношении оползневые процессы проявились, в основном, в зонах Сланцевых депрессий и Лесистого хребта, т.е. в районах максимальной оползневой пораженности. Пик активизации наблюдается весной, и связан с атмосферными осадками и снеготаянием. Из известных оползней наиболее опасные негативные последствия могут создать Луарский, Нижне-Цейский, Мацутинский, Коринский оползневые очаги.

В процессе выполнения работ по разработке прогноза развития опасных геологических процессов на основе анализа эндогенных режимобразующих факторов (ФГУГП «Кавказгеолсъемка», г. Ессентуки), установлено, что эндогенные и экзогенные аномальные явления тяготеют к периодам повышенной солнечной активности. Максимумы солнечной активности являются довольно мощным дестабилизирующим фактором для геологической среды, геофизических полей, атмосферы и биосферы Земли. Она приводит к нарушению теплового равновесия в атмосфере, которое, в свою очередь, вызывает макротурбулентный обмен. При этом происходит перестройка термобарических полей, нарушая равновесие земной коры [Сытинский, 1987]. Устойчивость 11-летних циклов солнечной активности необычайно велика и распространяется на многие составляющие земной коры. Экстремумы увлажнения и температуры воздуха в рамках векового солнечного цикла приурочены, как к минимумам, так и к максимумам 11-летнего солнечного цикла.

В горной части Кавказа периоды максимальных приростов площадей оползней также совпадают с повышениями солнечной активности и с наибольшим количеством землетрясений в пределах расчетного (условно) радиуса проявления аномальных эффектов, которые коррелируют с максимальными магнитудами этих землетрясений.

Учитывая роль эндогенного фактора в активизации оползневых процессов Северного Кавказа, долгосрочный прогноз делается на основе схемы сейсмического районирования, где по степени ожидаемого сейсмического воздействия выделяются пять уровней опасности возникновения ЭГП: незначительно опасный (I_{ЭГП/КС}), мало опасный (II_{ЭГП/КС}), умеренно опасный (III_{ЭГП/КС}), весьма опасный (IV_{ЭГП/КС}) и чрезвычайно опасный (V_{ЭГП/КС}). Горные территории Республики Северная Осетия-Алания относятся к IV_{ЭГП/КС} уровню – весьма опасному (рис. 1).

Максимально возможная интенсивность землетрясений, в пределах конкретной территории, характеризуется соответствующей изолинией в баллах. Прогноз состояния геологической среды конкретных районов, отличающихся по степени опасно-

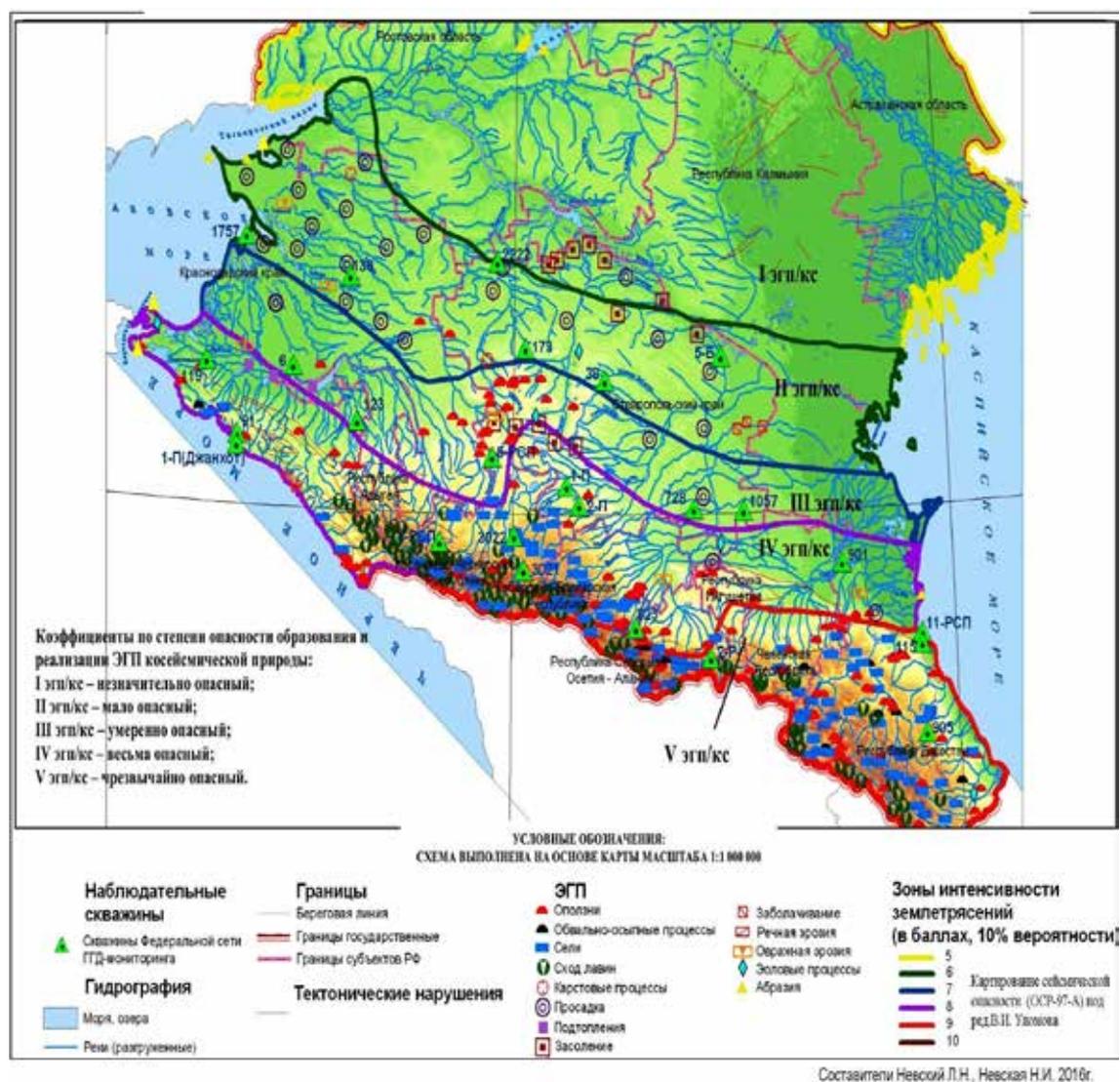


Рис. 1. Карта-схема районирования территории северного Кавказа по степени эрозионной опасности (из материалов отчета по объекту 60–4 ЮРЦ ГМСН)

сти и проявления ЭГП сейсмической природы, составляется посредством балльной оценки вклада основных режимобразующих факторов.

Для прогноза развития ЭГП гравитационного характера, с учетом данных о новейших внутриплитных и внутриплатформенных деформациях Кавказа, которые обусловлены поддвигом Аравийской плиты с юга под Евроазиатскую плиту, проведена идентификация гравитационных процессов на основе анализа данных геодинамической активности Кавказа

Установлена пространственная приуроченность гравитационных процессов к блокам высокой и очень высокой геодинамической активности, контролируемых крупными разломными зонами кавказского направления и региональными глубинными разломами с меридионального направления.

В Центральной части Большого Кавказа активизация гравитационных процессов зафиксирована в зонах пересечения крупных тектонических шовных зон субширотного направления меридиональными разломами более низкого порядка. Дополнительно к прочим причинам проявления оползневых процессов, в Центральной части Кавказа имеет место широкое развитие боковой эрозии за счет действия паводков, периодически возникающих в результате интенсивного таяния ледников.

Обвальнo-осыпная эрозия. Максимальное проявление обвальнo-осыпного разрушения литологической основы ландшафта горно-складчатого сооружения Большого Кавказа наблюдается на высотных поясах высокогорно-нивальном и высокогорном. Активизация этих процессов происходит, главным образом, весной и связана, как правило, с сильным увлажнением пород в периоды снеготаяния и ливневых осадков. В летние месяцы, во время интенсивного таяния ледников, активизация обвалов и осыпей наблюдается в высокогорно-нивальнoй зоне. Значительные по объемам обвалы могут быть также вызваны сейсмическими, магматическими, тектоническими, техногенными факторами. Последнее приводит к массовому развитию техногенных обвалов и осыпей, обусловленных нарушением равновесия сил адгезии и трения и горизонтальной составляющей силы тяжести, которая начинает преобладать при подрезке склонов, так как в этом случае сводится на нет лобовое сопротивление единице поверхности фронтального среза потенциального оползня. Наибольшее число таких проявлений образуется вдоль трасс горных дорог и магистральных линий газопроводов, ЛЭП и прочих коммуникаций, проложенных вдоль крутых высокогорных склонов, без оценки эрозионных последствий.

В республике Северная Осетия-Алания за 3 года зарегистрировано 83 обвальнo-осыпных проявления, в т. ч. 27 крупно глыбовых обвалов объемами от 200 до 30000 м³ и 17 активных осыпных проявлений протяженностью от 100 до 800 м в верховых откосах и нагорных склонах горных дорог. На всей остальной территории отмечено 39 активных обвальнo-осыпных участков площадью от 2500 м² до 150000 м² каждый.

Самым крупным за отчетный период был обвал, произошедший в октябре 2005 г., в районе селения Горный Архон, в правом борту р. Архондон, вдоль которого проходит дорога в село. Обвал сформировался в мощных рыхлых отложениях суглинков с очень небольшим содержанием обломочного материала. В сухом состоянии эти отложения обладают высокой связностью, обеспечивают хорошую устойчивость склонов и откосов при большой крутизне – вплоть до вертикального уступа. При их увлажнении когезионная прочность резко понижается и на краях уступов начинают развиваться обвальнo-оползневые явления.

Основной причиной обрушения нагорного склона на дорогу послужило постепенное обводнение глинистого массива в связи с затяжными дождями. Другим фактором, способствовавшим возникновению обвала, была подрезка основания склона при восстановлении дороги, разрушенной паводком в 2002 г. Объем обрушившегося грунта составляет около 30 тыс. м³. Участок дороги длиной 70 м и высотой до 5 м был перекрыт оползневой массой.

В апреле 2006 года после снеготаяния и затяжных дождей произошел крупный обвал в районе Гизельдонской ГЭС (РСО-Алания), в левом борту р. Гизельдон. В обвал были вовлечены трещиноватые известняки в верховом откосе дороги ведущей на гидростанцию. Обвал был крупноглыбовым, размеры отдельных глыб достигали в поперечнике 4–5 м. В результате на сутки была перекрыта дорога на ГЭС.

В течение многих лет продолжается обвально-осыпной процесс на участке 8-го км автодороги Турбина – Згид. Здесь при прокладке дорожной выемки в трещиноватых гранитах была сильно нарушена целостность и естественная крутизна скального склона. Сейчас ежегодно, при его обводнении происходят камнепады и обвалы объемом от десятков до 200–300 м³, требующие расчистки и вызывающие остановку движения на несколько часов.

Следует отметить, что основная часть активных обвально-осыпных явлений связана с техногенным вмешательством в экосистему горного ландшафта.

Провалы. К серьезным экологическим нарушениям горного ландшафта следует отнести специфические техногенные провалы над заброшенными горными выработками Садонского рудного района (рис. 2).

Первый провал на площади участка Верхний Згид, будто вдавленный идеальным конусом, появился лет 30–32 назад у самой обочины дороги над горной выработкой и был обнаружен одним из авторов настоящей статьи, когда он прибыл к устью штольни за металлоломом. За месяц-полтора до этого здесь тот же автор выполнял полевые профильные сейсморазведочные работы, провала на этом месте не было.

К настоящему времени на Згидском участке отмечается серия провалов. Это крупные воронки уже неправильной формы площадью оснований до 5 тыс. м² и глубиной 30–40 м. По форме воронок можно предположить, что возраст их появления составляет 25–30 лет, а причиной могут быть либо карстовые пустоты в покровной карбонатной толще средней и верхней юры, либо провалы в добычные камеры.

Крутизна склонов техногенных воронок и слабые грунты способствуют дальнейшему вовлечению периферийных зон воронок в разрушительный процесс до наступления баланса когезионной прочности среды и гравитационного фактора обрушения, не принимая во внимание сейсмологические и прочие геодинамические процессы. Эти провалы не только уродуют ландшафт, но еще провоцируют ускоренное протекание бокового инфильтрационного процесса и перетеканию приповерхностных грунтовых вод в глубокие горизонты, тем самым обезвоживая почву на определенной площади вокруг воронок. Провалы представляют опасность для людей, домашних и диких животных и для случайного транспорта, поскольку не огорожены и не обозначены на местности. При современной хозяйственно-экономической политике и нищенском состоянии местных муниципальных образований бывших горнодобывающих территорий, о реабилитации масштабных провалов до состояния окружающего рельефа говорить не приходится, несмотря на то, что это происходит на весьма перспективных площадях горных территорий, благоприятных для вовлечения в сельскохозяйственный оборот в различных моделях развития горных территорий.

Аналогичные провалы имеют место над выработками Левобережного месторождения в районе с. Унал (рис. 3).

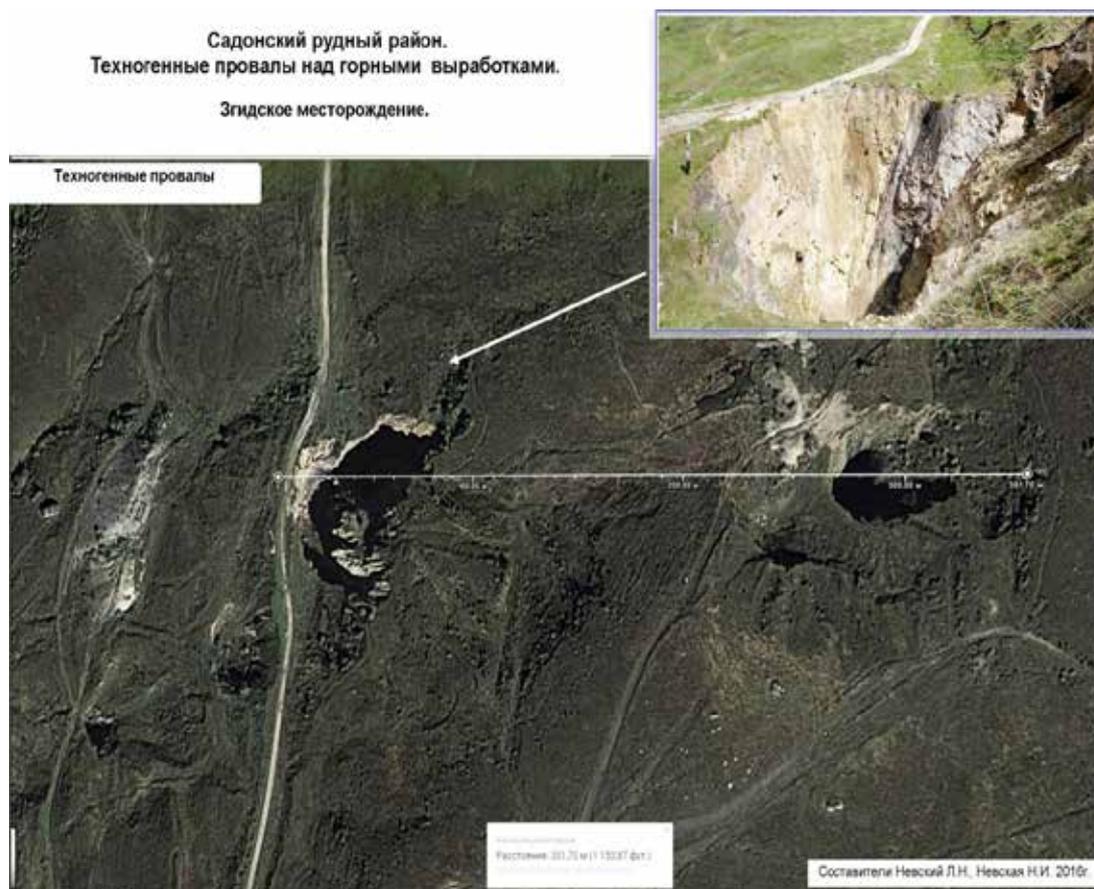


Рис. 2. Техногенные провалы над горными выработками Згидского месторождения



Рис. 3. Техногенные провалы в результате отработки Згидского (передний план) и Левобережного (задний план) месторождений.

Паводки. В 2005 г. уровень весеннего паводка на большинстве рек достиг неблагоприятных отметок. Разрушение автодороги Мизур – Галон на несколько дней отрезало население поселков Галон и Згид от остальной части республики. Полностью уничтожены или повреждены мосты через реки Дур-Дур, Арсаки-дон, Калухи-дон и Урсдон. Размыв Военно-Грузинской дороги в районе пограничного пропускного пункта «Верхний Ларс» остановил движение из Северной Осетии в Грузию. Критическая ситуация создалась на Нузальской трансформаторной подстанции, где слабость инженерной защиты привела к затоплению подстанции и создала аварийную ситуацию. Из равнинных проявлений наиболее крупным явился размыв правого берега р. Терек в районе станицы Терская (поселок беженцев). На этом участке эрозии глубина берегового размыва достигла 50 м на участке более 100 м, береговой уступ вплотную приблизился к строениям поселка, создав угрозу разрушения.

В 2006 г. продолжилось негативное развитие ситуации в районе станицы Терская. Отмечен размыв дамбы длиной 180 м, защищающей карьер Бесланского щебневого завода, что создало угрозу для промплощадок и части жилого сектора г. Беслан.

Основная часть активных проявлений зафиксирована в Ардонском ущелье, где проходит трасса федеральной автодороги «Кавказ».

Селевые угрозы. Сель по р. Сказдон в Северной Осетии прошел одновременно с таковым на р. Булунгу-су, КБР, в ночь со 2 на 3 августа 2007 г., после выпадения осадков, достигавших 73 мм за сутки. Основной очаг селеобразования – селевая рытвина в пролювиально-моренных отложениях на западном склоне г. Вилса, имеющая протяженность около 800 м, ширину около 20 м, глубину от 4 до 10 м. Тип селя водокаменный, с высоким содержанием крупного валунно-галечного материала. Объем выброса оценивается в 50–60 тыс. м³. Сход селя происходил в несколько этапов, вызванных временным перекрытием реки селевым материалом с формированием промежуточных участков аккумуляции объемом до 15 тыс. м³ и образованием подпрудных озер. На нижнем участке аккумуляции, в районе альплагеря «Цей», вода вырвалась на правый берег, затопив нижние этажи зданий альплагеря и размыв около 500 м автодороги. Кроме того, была сильно деформирована горнолыжная трасса, повреждена одна из опор канатной дороги, а также затоплен лагерь горных туристов, что потребовало срочной эвакуации 50 человек.

Селевой выброс по р. Кайсара (правый приток р. Урух) произошел в начале августа 2007 г. после длительных ливневых дождей, имел водо-каменный состав и объем твердого материала более 150 тыс. м³. Очаг зародился в современных, неустойчивых моренных отложениях.

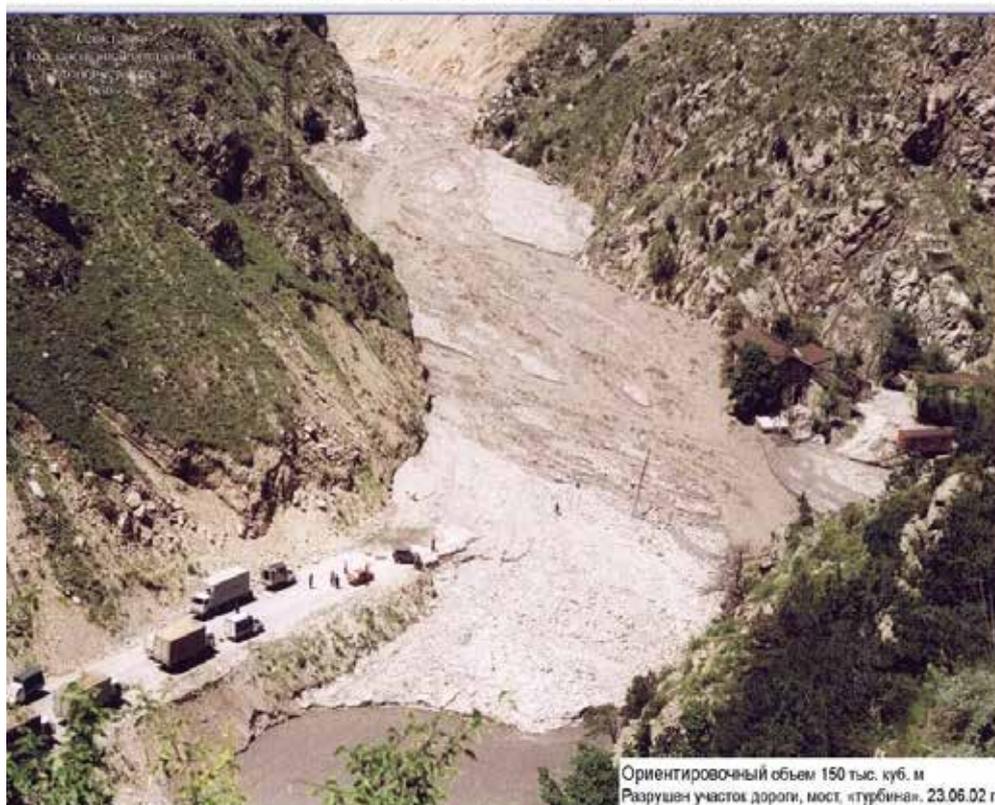
В середине сентября 2007 г. во время продолжительного ливня селевой поток объемом 30 тыс. м³ сошел по р. Вилсадон (левый приток р. Ардон в районе Бокового хребта). Очаг селеобразования находится в селевом врезе, прорезающем морену в верховьях долины. Сель сошел в ночное время, большая часть выброса была смыта рекой Ардон. Объем выброса составил не менее 30 тыс. м³. Характер селя был водокаменным, скорость потока была невысокая.

За последние полтора десятилетия катаклизмы природного характера, вызвавшие чрезвычайные ситуации регионального уровня, обязаны селевым потокам 2000 года на р. Герхожан-су в районе г. Тырныуз (Кабардино-Балкарская Республика), катастрофическим паводкам с интенсивным развитием боковой и донной эрозии, охватившие большую часть горных и предгорных районов Северного Кавказа, сходу ледово-каменного потока в Геналдонском ущелье Северной Осетии в 2002 г (рис. 4), другим селевым проявлениям, разрушившим, в том числе, также в 2002 г, населённые пункты Садонского свинцово-цинкового комбината, расположенные на берегу рек Садонка и Ходка (рис. 5).



Рис. 4. Сход ледника Колка в Геналдонском ущелье Северной Осетии в 2002 г.

**Садонский рудный район.
Конус выноса по р. Садон с образованием подпруды р. Ардон**



Ориентировочный объем 150 тыс. куб. м
Разрушен участок дороги, мост, «турбина». 23.06.02 г.

Рис. 5. Конус выноса по р. Садон с образованием подпруды р. Ардон

Когда-то Садон, да и Галон тоже, были оживленными шахтерскими поселками. К ним была проложена канатная дорога для вывоза полиметаллических руд, добываемых в Садонском руднике. В первой половине девяностых горные выработки закрыли по причине нерентабельности. Теперь картины разрухи еще больше дополняет заброшенность когда-то процветающих поселков (рис. 6).

Ледовые завалы. Объем Кармадонского ледового завала, образовавшегося в 2002 г. при сходе катастрофического ледово-каменного потока по реке Геналдон [Zaalishvili, 2014] первоначально оценивался в 110 млн. м³, площадь в 2,2 км², максимальная мощность льда достигала 160 м. В 2007 году площадь завала составляла уже 1,4 км², т. е. около 60% от первоначальной. Тело завала полностью погребено



Набережная поселка. Река не пошла на поводу у людей, построивших для нее новое русло



Корпус бывшей конторы ГРП. Селевой поток отломил и унес треть здания.



Буйство природы, будто в насмешку, выломало часть стены дома и выставило на всеобщее обозрение чей-то быт.



Бывшие жилые шахтерские дома, разрушенные селевым потоком.



Дом культуры. Под ступенями вода «прогрызла» промоину в человеческий рост.



Один из домов бельгийской постройки. Первый этаж полностью засыпан селевым потоком. Вывеска магазина оказалась на уровне ног.

Рис. 6. Последствия селевого потока в поселках Садонского СЦК.

под мореной, мощность которой достигает 7–8 м. Максимальная мощность ледовых масс не превышает 40–50 м.

17 мая 2014 г в очередной раз (1776, 1785, 1808, 1817, 1832) часть ледника Девдорак в виде каменно-ледовой лавины перекрыла русло р. Терек селевой массой объемом порядка 900 тыс. м³ (к сожалению, с жертвой, хотя и единичной, и массой вреда для дорожной инфраструктуры) [Заалишвили и др., 2014].

Снежные лавины. Ландшафтно-морфологическая дифференцированность рельефа и его орографическая изрезанность наиболее точно характеризуется количеством лавинно-опасных участков на условную единицу местности. Лотками для спуска лавин служат долины временных высыхающих ручьев или хорошо проработанные желоба на крутых склонах, ограниченные с боков положительными формами рельефа.

Снежные лавины активно участвуют в процессе рельефообразования за счет денудации и экзарации в зоне транзита и аккумуляции обломков горных пород, рыхлого грунта и органики на конусах выноса [Канонникова, 2007, 2012]. Благодаря денудационной работе лавин в горных ландшафтах происходит перераспределение вещества и формирование природных комплексов. В зависимости от количества снега в снегосборном бассейне, формы и проработки днища лотка или желоба, а также угла склона лавина будет иметь разные разрушительные последствия.

Лавинные очаги на участке между п. Бурон и Северным порталом Рокского тоннеля федеральной автодороги «Кавказ» с началом снегопада и до полного таяния накопившихся снегов в снегосборниках представляют реальную опасность для транспорта и пассажиров.

Если учесть, что на указанном участке автодороги зафиксированы 132 лавиноопасных структуры с разным потенциалом снегосбора, но каждая из которых, тем не менее, может стать непроходимой преградой для автомобильного транспорта, то передвижение по такой трассе становится небезопасным и, в особенности, при низких температурах воздуха.

Рекомендации по снижению ущерба Республике Северная Осетия-Алания, наносимого опасными геологическими процессами:

- строительство селепропускных и селенаправляющих сооружений на наиболее опасных водотоках, в районе крупных автотрасс, населенных пунктов и хозяйственных объектов;
- регулярное проведение руслорегулирующих работ (углубление и спрямление русел, расчистка наносов под мостами и др.);
- понижение уровня паводков (а соответственно масштабов эрозии) за счет отвода части паводковых вод в соответствующие водонакопители (пруды, озера, бассейны суточного регулирования и т. п.);
- ограничение в горной местности работ, связанных с подрезкой склонов, защита фронтальной части активных оползней от размыва и др.;
- запрещение строительства долговременных объектов на участках, которые по данным мониторинга отнесены к опасным по развитию ЭГП, без обоснованных защитных мероприятий;
- усиление контроля за соблюдением нормативных требований к строительству на просадочных грунтах, особенно на этапе подготовки оснований под здания и сооружения, при выборе трасс строительства оросительных каналов, водонесущих коммуникаций и др.;

- запрещение ввода в эксплуатацию крупных объектов без полного комплекса инженерной защиты, предусмотренного проектом;
- повышение ответственности организаций за строительство объектов без достаточного инженерно-геологического обоснования, а также за изменение утвержденных проектных решений без дополнительных изысканий;
- обязательное участие в экспертизе проектов крупных сооружений, расположенных в районах распространения опасных геологических процессов, специализированных организаций по изучению ЭГП.

Подземные воды

Примерно три четверти территории Юга России (ЮР) содержат природные подземные воды, не соответствующие государственным нормам для хозяйственно-питьевого водоснабжения по величине минерализации, жесткости и макрокомпонентному составу (повышенные концентрации сульфатов и хлоридов). В качестве основной причины некондиционности вод на территории ЮР можно назвать высокую минерализацию, обусловленную повышенными концентрациями хлоридов, сульфатов, соединений железа, марганца, бора, мышьяка, кадмия и др. Использование таких подземных вод для питьевого водоснабжения недопустимо из-за вредного воздействия на здоровье человека. По уровню загрязнения 18 участков в 2005 г. были отнесены к чрезвычайно опасному классу подземных вод. В 2006 году новых участков категории чрезвычайно опасного класса выявлено не было, 219 участков отнесены к высокоопасному (в 2005 г. их было 215), 399 участков к опасному (в 2005 г. – 373) и 184 участка (в 2005 г. – 161) – к умеренно опасному классу. Участки с чрезвычайно опасным классом загрязнения выявлены в Ставропольском, Краснодарском краях, Республике Дагестан, Чеченской Республике. Загрязнение участков водообеспечения во всех случаях имеет антропогенную причину, связанную с техногенными нарушениями при нейтрализации и утилизации технологических отходов.

В Республике Северная Осетия-Алания артезианских бассейнов, не соответствующих государственным нормам качества, либо отнесенных к определенному опасному классу, к счастью, не обнаружено, хотя проблема водообеспечения населения РСО-А не столь радужная. Прогнозные ресурсы подземных вод в Республике Северная Осетия-Алания составляют порядка 7% запасов Юга России (ЮР) или 2,52 млн. м³/сут.

Потребление подземных вод на хозяйственно-питьевое водоснабжение в расчете на 1 человека по ЮР в 2005 г. составило 104,7 л/сутки или 53,5% от общего баланса водопотребления. Наибольшее удельное водопотребление среди регионов Юга России наблюдается в Республике Северная Осетия – Алания, далее в Адыгее, Кабардино-Балкарской Республике, Калмыкии, Чеченской Республике и Краснодарском крае (439,5; 207,3; 189,2; 183,6; 139,5; 120,9 и л/сут. на чел.), наименьшее – в Волгоградской области, республиках Ингушетия, Дагестан, Ставропольском крае, Ростовской области и Карачаево-Черкесской Республике (84,7; 71,7; 65,0; 37,3; 34,0 и 19,6 л/сут. на чел.).

Основные запасы в Республике Северная Осетия – Алания сосредоточены в артезианском бассейне Северо-Осетинской наклонной равнины, являющейся аккумулятивной водно-ледниковой и аллювиальной структурой Терско-Каспийского передового прогиба. Ее морфология слабо изучена, но представляется она серией котловин на общем фоне прогиба. Основной морфологической структурой Северо-

Осетинской наклонной равнины представляется Владикавказская котловина, переходящая севернее Лесистого хребта в тектонический (Владикавказский разлом) или стратиграфический согласный или размытый (Северная моноклиналь) контакт с северным крылом Кавказского антиклинория.

Выполнена Владикавказская котловина мощной толщей континентальных образований неогенового и четвертичного периодов [Ольховский, Тибилов, 1998], образующих верхнюю молассу. В основании этой толщи располагаются отложения галечниково-песчано-глинистого состава верхнего сармата – понта, объединяющие конгломераты и галечники Лысогорской свиты, развитые в восточной части прогиба. Мощность толщи изменяется от 1000 м до 200 м, а местами полностью выклинивается у южной границы прогиба. На конгломератах лысогорской свиты располагаются туфогенно-конгломератовые отложения свиты рухсдзуар мощностью до 1450 м, покрывающие значительную площадь котловины. Завершается разрез верхней молассы четвертичными плейстоцен-голоценовыми аллювиальными и флювиогляциальными образованиями мощностью от 0 до 750 м.

Неоднократно проводившиеся в пределах Владикавказской котловины сейсморазведочные работы с целью выявления структур, благоприятных для концентрации газа и нефти, установили, с определенной степенью условности, строение поверхностей различных горизонтов, начиная от внутриверхнеюрских и кончая чокракским. Последний находится в 200–400 м стратиграфически ниже среднего сармата, который считается подошвой Владикавказской котловины.

Доминирующей структурой на площади котловины является Гизельский прогиб. Наиболее глубокая часть его, находящаяся у северной оконечности с. Гизель, располагается на глубине 4000 м от поверхности. Простирается ось прогиба к востоку от селения Гизель субширотное, а к западу – северо-западное. В этом направлении прогиб продолжается на территории Кабардино-Балкарской Республики. С юга прогиб обрывается предполагаемым Владикавказским разломом, имеющим субширотную ориентировку и северное крутое (70–85°) падение. К западу и юго-западу прогиб переходит в сравнительно пологое (15–25°) северное крыло тектонической зоны Северной моноклинали [Ольховский, Тибилов, 1998]

Сейсмическими работами установлены северо-западные и северо-восточные разломы с амплитудами смещения не более 100 м. Этими же работами [Павлова, 1996] в межсолевых и подсолевых отложениях верхней юры установлены аномалии, которые связываются с карбонатными массивами, интерпретируемыми, как возможные рифогенные образования. В пределы описываемой территории попадают Кировский, Нартский, Архон-Фарнский и Сунженский массивы, располагающиеся у северной границы площади. Выше верхнеюрских отложений эти массивы не проявляются.

Тарская межгорная впадина локализуется в верховьях р. Камбилеевка и ее левых притоков, на участке резкой ундуляции Пастбищного хребта. Впадина имеет размеры 6–8 км в меридиональном направлении и 8–10 км в широтном. Площадь ее равна 81,6 км². Выполнена она до глубины 400 м рыхлыми четвертичными отложениями, залегающими на моноклинально падающих к северу породах мезозоя и кайнозоя северной моноклинали.

Формирование котловины обусловлено тектоникой, основная роль в которой принадлежит разрывам. Наиболее значительными из последних являются Моравхох – Хосавдрагский, Батайрагский и Чернореченский. По этим разломам опущен целый массив Пастбищного хребта и образована Тарская котловина. Ступенчатое опускание блоков с севера на юг ограничило сток в северном направлении и способствовало формированию Тарского месторождения подземных вод.

Загрязнение на водозаборах хозяйственно-питьевого назначения

Питьевые подземные воды любой территории приравниваются к стратегическим видам природных ресурсов, так как их качество составляет основу безопасности населения. Наибольшую опасность представляет загрязнение подземных вод на водозаборах хозяйственно-питьевого назначения.

Запасы, эксплуатация и состояние подземных, минеральных и термальных вод выходят за рамки данной работы и здесь не рассматриваются.

Загрязнение подземных вод на водозаборах хозяйственно-питьевого водоснабжения выявлялось, главным образом, в процессе работ по обследованию водозаборных сооружений территориальными центрами МСН и, частично, по материалам недропользователей. К сожалению, информация о состоянии подземных вод на водозаборах хозяйственно-питьевого водоснабжения носит эпизодический характер и вопрос установления обязательного и регулярного информирования регионального центра мониторинга состояния источников водообеспечения требует законодательного решения. В 2005–2007 гг. филиалом ФГУГП «Гидроспецгеология» «Южный региональный центр государственного мониторинга состояния недр» по ЮР выявлено 19 случаев загрязнения, как на одиночных эксплуатационных водозаборных сооружениях, так и на групповых водозаборах. В 2005–2007 гг. повторно обследован 41 из ранее выявленных водозаборов [Зайцева, Терещенко, 2014].

Информация по подверженности загрязнению источников водообеспечения населенных пунктов и народнохозяйственных объектов приводится как по данным, полученным в результате регионального и оперативного обследования территорий, так и из сообщений от органов власти и различных ведомств (МЧС, администраций сельских советов и др.), запросов частных лиц.

Ежегодный учет эксплуатационных запасов, объемов добытых и извлеченных подземных вод (ГУВ) является основой оценки состояния ресурсной базы подземных вод и производится на территориальном уровне по субъектам Российской Федерации в рамках работ по ведению ГМСН.

На Редантском водозаборе в Республике Северная Осетия-Алания работают постоянно в круглосуточном режиме 60 скважин. При сооружении водозабора нарушена расчетная схема размещения скважин. Вместо линейного ряда сооружен водозабор площадного типа. Фактическая добыча подземных вод на протяжении ряда лет превышает утвержденные эксплуатационные запасы, что обусловило негативные изменения гидродинамического состояния продуктивного аллювиального водоносного горизонта.

При допустимом понижении уровне воды в центральной части водозабора до 43 м в 2004 году понижение достигало 48,1 м.

В 2006 году среднегодовое понижение уровня воды в южной и северной частях водозабора составил соответственно 4,16 и 8,65 м, а в центральной части понижение уровня достигало 22,35 м.

Повышение уровня подземных вод в наблюдательных скважинах в 2006 г. обусловлено тем, что вода из Терека, без предварительного отстаивания, по каналу направляется на водозабор, по площади которого распределяется в соответствии с формой рельефа. Объем ее не фиксируется. Другими причинами повышенных показателей УГВ в 2006 г. могут быть недостоверность представленных данных, а также техническое состояние наблюдательных скважин.

Оценка состояния качества подземных вод в Республике Северная Осетия – Алания, ведется по **четвертичному водоносному комплексу**. В грунтовых водах

отмечается загрязнение азотом аммонийным (NH_4), концентрация которого постоянно изменяется то увеличиваясь, то уменьшаясь в пределах 3,0–1,2 ПДК, что обусловлено деятельностью сельскохозяйственных предприятий. В центральной части республики отмечено увеличение содержания железа на 1,5–7,1 ПДК, по сравнению с 2004 годом. В целом же качество подземных вод в естественных условиях находится в пределах многолетних значений, все показатели соответствуют требованиям СанПиН 2.1.4.1074–01 «Вода питьевая».

Основной источник снабжения населения и промышленных предприятий хозяйственно-питьевой и технической водой – Орджоникидзевское месторождение пресных вод – расположено в пределах поймы и надпойменных террас р. Терек и морфологически представляет южную часть Владикавказской впадины, заполненной рыхлыми аллювиально-флювиогляциальными образованиями средне-верхнечетвертичного и современного возрастов (аQIII–IV), мощностью 200–750 м, подстилаемые туфогенно-конгломератовыми отложениями свиты рухсдзуар мощностью до 1450 м [Джгамадзе и др., 2016]. Уровень подземных вод колеблется от 150 до 200 м, имеет слабый уклон на север-северо-восток. Качеству подземных вод на месторождении угрожают два основных техногенных фактора.

Первый – это возможность загрязнения вод химическими реагентами, используемыми при обогащении руд и извлечении металлов, когда промышленные отходы металлургических процессов в течении многих десятилетий складываются в терриконы над уникальным месторождением пресной воды, в условиях экранирующий горизонт отсутствует, а продуктивные грунты обладают высокими инфильтрационными свойствами.

Второй – превышение отбора воды над дебитом. Известно, что природное качество воды месторождения это сочетание поступления и оттока, которое установлено естественными природными условиями образования месторождения и определено скоростью движения подземных вод различной физико-механической природы. При отсутствии отбора воды естественный уклон зеркала воды регулирует отток и обновление воды. Такая разгрузка вод Орджоникидзевского месторождения происходит после Беслановского водозабора. Говоря проще, отбор воды из месторождения должен соответствовать объему естественной разгрузки месторождения по северной окраине морфологической структуры. Превышение отбора воды из месторождения объема установленного стока означает повышение скорости притока по действующим каналам поступления, а возможно открытия и прочих незадействованных каналов (капиллярных, подвешенных, гравитационных), способствующих выносу и вымыванию солей, поступлению новых химических элементов и изменению качества воды.

Указанные факторы негативного воздействия никак не изучены и требуют своего решения.

На территории Республики Северная Осетия – Алания в последние годы в подземных водах аллювиально-пролювиального ниже-верхнечетвертичного водоносного горизонта все чаще наблюдается загрязнение соединениями азота в виде азота аммонийного в количествах 1,8–3,6 ПДК. Наличие аммонийного азота указывает на свежее загрязнение подземных вод органическими соединениями.

В г. Моздоке источником загрязнения подземных вод на водозаборных сооружениях хозяйственно-питьевого водоснабжения является территория пораженная нефтепродуктами, вследствие утечек нефтепродуктов из коммуникаций военного аэродрома.

Заключение

Система мониторинга состояния недр ориентирована на решение задач удовлетворения информационно-прогнозных запросов по территории округа, как в целом, так и по отдельным проблемным ее частям, а также позволяет прогнозировать изменения гидродинамического, гидрохимического состояния подземных вод и активизацию экзогенных геологических процессов.

Классифицированы основные экзогенные геологические процессы, дана оценка состоянию ЭГП и негативным проявлениям в ресурсной базе подземных вод территории РСО-А. Получены следующие основные результаты по подземным водам:

- Оценка состояния подземных вод показывает, что установившееся количество отбора воды групповыми водозаборами в 2005–2007 гг. не изменило депрессионные участки, сформировавшиеся за многолетний предшествующий период. Такие области депрессии уровней сформированы в неогеновых и четвертичных водоносных горизонтах.

- На Редантском водозаборе нарушена расчетная схема размещения скважин. Вместо линейного ряда сооружен водозабор площадного типа. Фактическая добыча подземных вод на протяжении ряда лет превышает утвержденные эксплуатационные запасы, что обусловило негативные изменения гидродинамического состояния продуктивного аллювиального водоносного горизонта. При допустимом понижении 43 м в центральной части водозабора, в 2004 году снижение уровня достигло 48,1 м.

- Моздокская площадь загрязнения нефтепродуктами сохранила свои пространственные параметры.

- В 2005–2006 гг. экстремальных изменений в режиме подземных вод и изменении ресурсов не наблюдалось, хотя негативные факторы имеют место и требуют инструментального разрешения их присутствия, для чего необходимо установить жесткий регламент водопользования и оперативной отчетности.

По результатам проведенных наблюдений за опасными геологическими процессами установлены следующие закономерности развития ЭГП:

- Активизации оползневых процессов способствуют техногенные подрезки склонов при строительстве дорог и горнопроходческие работы. К природным факторам следует отнести ливневые дожди, благоприятные эрозионные условия, мощные покровы снега, сейсмическую активность.

- На Черноморском побережье Кавказа зафиксировано усиление активности оползневых процессов в 2006 году до высокого уровня, что связано с многоснежной зимой 2005–2006 гг. и влиянием геодинамической активности региона. В последующем засушливом 2007 году активность снизилась до низкого уровня.

- Установлено увеличение геодинамической активности территории в пределах побережья Азовского моря в районе Таманского полуострова (район г. Темрюк, ст. Голубицкая), что фиксируется в усилении оползневых проявлений, появлении новых грязевых вулканов и др.

- В пределах всего Центрального Кавказа общих закономерностей в развитии оползневых процессов не установлено, периоды высокой и низкой активности различны.

- В целом для горной части характерна тенденция нарастания региональной активности проявления оползней, особенно для восточных частей региона.

- Активность обвально-осыпной эрозии сохранилась на уровне среднесреднегодных значений, оставаясь наиболее активной среди прочих экзогенных процессах.

- Установленная зависимость проявлений типов ЭГП в периоды 10–12 летних циклов повышения солнечной активности, позволяет прогнозировать повышение активности опасных геологических процессов вблизи максимума 24 – го солнечно-го цикла среднесреднегодных значений.

Литература

а. периодическая

1. Адцеев В.Г., Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. К вопросу создания единой системы наблюдений за катастрофическими явлениями // Геология и геофизика Юга России. 2015. №4. С. 5–8.
2. Бондырев И.В., Церетели Э.Д., Али У., Заалишвили В.Б. Оползни Южного Кавказа // Геология и геофизика Юга России. 2014. Т. 2. №4. С. 105–123.
3. Бурдзиева О.Г., Заалишвили В.Б., Бериев О.Г., Кануков А.С., Майсурадзе М.В. // Влияние горнодобывающей деятельности на загрязнение окружающей среды // Геология и геофизика Юга России. 2014. Т. 2. №4. С. 8–13.
4. Джгамадзе А.К., Колесникова А.М., Оганесян С.М. Инженерно-геологические условия южной курортной части административного округа г. Владикавказ и состояние системы жизнеобеспечения (водоснабжения) населения // Журнал «Устойчивое развитие горных территорий», № 1, 2016.
5. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С., Габарев А.Ф., Шемпелев В.Д. Сход каменно-ледовой лавины в районе ледника Девдорак 17 мая 2014 г по инструментальным данным. // Геология и геофизика Юга России. 2014. №4. С. 122–128.
6. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Мельков Д.А., Шемпелев А.Г. // Мониторинг опасных геологических процессов в зоне предполагаемого Ардонского разлома и на участке трассы газопровода с. Дзуарикау до границы РСО-Алания. // Геология и геофизика Юга России. 2012. №4. С. 25–32.
7. Зайцева Н.Г., Терещенко Л.А., и др. Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Южного федерального округа в 2006 году // ЮРЦ ГМСН, пер. Садовый, 4а, г. Ессентуки, 2014.
8. Канонникова Е.О. Денудационная работа снежных лавин Западного Кавказа // Вестник научных трудов ВНТО № 1, Краснодар, 2007. С. 75–77.
9. Канонникова Е.О. Лавинный морфолитогенез (на примере Северо-Западного Кавказа) // М., журнал Современные проблемы науки и образования, № 5, 2012.
10. Сытинский А.Д. Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами // Л., Гидрометеиздат. 1987. 100 с.
11. Чотчаев Х.О., Заалишвили В.Б., Невский Л.Н., Шемпелев А.Г. Геоморфология как признак наследственности структурных особенностей земной коры // Геология и геофизика Юга России. 2016. № 1. С. 141–158.
12. Zaalishvili V.B., Melkov D.A. Reconstructing the Kolka surge on September 20, 2002 from the instrumental seismic data // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 2014. T. 50. № 5. Pp. 707–718.

б. фондовая

1. Буньков Ю.Д., Грунина Т.В. Информационный геологический отчет о результатах и объемах работ, выполненных в 2005–2007 гг. по Ведению государственного мониторинга состояния недр по Республике Северная Осетия – Алания. Владикавказ, 2007 г.
2. Зайцева Н.Г., Синичкина Л.И. Отчет по объекту 60–4 «Ведение государственного мониторинга состояния недр территории Южного федерального округа Российской Федерации (Республика Адыгея, Республика Дагестан, Республика Ингушетия, Кабардино-Балкарская Республика, Карачаево-Черкесская Республика, Республика Калмыкия, Республика Северная Осетия-Алания, Чеченская Республика, Краснодарский и Ставропольский края, Астраханская, Волгоградская и Ростов-

ская области), 387 стр. текста, 526 стр. текст. прилож., 176 лист. граф. прил. ЮРЦ ГМСН, пер. Садовый, 4а, г. Ессентуки.

3. Ольховский Г.П., Тибилев С.М. Отчет по теме: Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозной металлогенической карты Горной Осетии // Территориальный фонд геологической информации по ЮФО, Владикавказ, 1998

4. Павлова Т.И. Промежуточный отчет МОГТ одноотрядной партии 8/95 в пределах западной части Терско-Каспийского передового прогиба на территории РСО-А. Лист IX. Ставрополь, 1996.

5. Чотчаев Х.О. Волновое прозвучивание аппаратурой «Георадар-ОКО» десяти сечений трассы газопровода в интервале пикетов 869–1010 // Отчет ГФЦЭД, – Владикавказ, 2006, 44 с.

GENETIC TYPES OF THE EXOGENOUS GEOLOGICAL PROCESSES, CHARACTERISTIC FOR THE MOUNTAIN TERRITORIES OF THE CENTRAL CAUCASUS AND THE STATE OF THE UNDERGROUND FRESH WATERS QUALITY

© 2016 H.O. Chotchaev, N.I. Nevskaya, Sc. Cand. (Geol.-Min.), L.N. Nevskiy

Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center, Russia, 362002,
Vladikavkaz, Markov str., 93a, e-mail: cgi_ras@mail.ru

Results of many years exogenous geological processes observations in the course of the continuance of geological survey studies of different designation in the entire territory of the large Caucasus central block Ossetic segment are generalized. Basic types of Exogenous Geological Processes (EGP) are enumerated, typical for the alpine territories of the North Caucasus. EGP dependence on the seismic activity is investigated. Definition of State Monitoring of the Depths State (SMDS) system is given as the information support method by current data of the state administration agency of mineral resources and other agencies, necessary for decision making by rational and safe subsoil use and geological survey works planning. The dependence of the EGP on seismic activity is investigated. The examples of anthropogenic provoking of EGP while ignoring the requirements of engineering and geological surveys for tracing service lines and selection areas for building sites of engineering structures in mountain areas are given. Examples of the EGP anthropogenic provocation are shown during ignoring of the geological engineering searches requirements for the tracing of engineering lines and places of the construction sites selection for civil constructions in the mountain territories. EGP dependence on the high-altitude zonality and the technogenic interference in the natural topographical locality conditions is shown. SMDS territorial center materials of the North Osetia specialized observations of Southern Federal region subsystems «Exogenous Geological Processes» and «Underground Waters» are used.

Keywords: the genetic types of exogenous geological processes, landslide and flood processes, landslide-talus processes, catastrophic glacial floods, exaration, erosional and karstic manifestations, failures, water-tables elevation, localization of the layers of underground fresh waters, calculation, output, water intake, water-bearing horizon, forecast resources, operational reserves, depression funnel, salting, pollution.

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

УДК 551.24 (234.9)

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ИСТОРИИ И СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ КАТАСТРОФЫ НА ЛЕДНИКЕ КОЛКА И В ГЕНАЛДОНСКОМ УЩЕЛЬЕ 2002 ГОДА

© 2016 М.Г. Бергер, д.г.-м.н., проф.

Северо-Кавказский инновационный центр «Устойчивое развитие горных территорий», 362021, Россия, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Николаева, 44,
e-mail: conf@skgmi-gtu.ru;

Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, Россия,
362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а, e-mail: berger7@rambler.ru

Рассмотрены некоторые особенности истории исследований катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 2002 г., во многом изначально определившие современное состояние этих исследований. Показана неудовлетворительность этого состояния.

Ключевые слова: ледник Колка, Колкинская (Кармадонская, Геналдонская) катастрофа, история и современное состояние исследований.

Нужно знать то, о чем мыслишь; если же этого нет, то неизбежны сплошные ошибки.

Платон

В первую очередь следует хорошо владеть самим предметом.

М. Бунге

Бывают, видимо, творящие без знаний.

Конфуций

История науки... является... областью знания, имеющей огромное значение для выявления истины.

В. И. Вернадский

Авторитет, основанный на мнении тысячи, в вопросах науки не стоит искры разума одного единственного [человека].

Г. Галилей

Вся история науки на каждом шагу показывает, что отдельные личности были более правы в своих утверждениях, чем целые корпорации ученых или сотни и тысячи исследователей, придерживавшихся господствующим взглядам.

В. И. Вернадский

Историки науки давно согласились в том, что новые идеи рождаются в некоем интуитивном озарении. Ему предшествует подготовка и созревание идеи. За ним следует уточнение, совершенствование и проверка... Справедливость мнения, что творчество сопровождается интуитивным озарением, подтверждается всеми, кому хоть раз посчастливилось решать действительно трудную задачу.

С. В. Мейен

История науки – отнюдь не линейная развертка серии последовательных приближений к некоторой глубокой истине. История науки изобилует противоречиями, неожиданными поворотами.

И. Пригожин, И. Стенгерс

История науки не ограничивается перечислением успешных исследований. Она должна сказать нам о безуспешных исследованиях и объяснить почему некоторые из самых способных людей не могли найти ключа к знанию и как репутация других дала лишь большую опору ошибкам, в которые они впали.

Дж. Максвелл

Нельзя воспринимать ничьи утверждения как правомочные лишь на основе положения их автора в научном сообществе.

М. Малкей

Роль науки в том, чтобы доказывать не только истинность, но и ложность тех или иных положений.

Л. Краусс

Неписанный кодекс научной честности гласит, что каждый ученый должен стремиться к истине. Но отношение между приемлемостью гипотезы и ее истинностью сложное: принимаемая гипотеза не обязательно истинна..., а истинная гипотеза не обязательно... будет принята... Помимо явных эпистемических ценностей, на приемлемость гипотезы оказывает влияние много неявных (иногда скрываемых) факторов. К ним относятся групповые интересы членов научного сообщества, их представления о научной респектабельности, предрассудки и привычки, забота о личной карьере и т. п.

В. Н. Костюк

Рассматривать предмет, отстраняя по возможности все личное; стараться исследовать и понять, «как оно есть на самом деле», а не как кажется на первый взгляд или хочется чтобы было, считаться с фактами и логикой, а не со своими предубеждениями или мнениями авторитетов... Научная объективность подразумевает безусловную честность, безусловное признание истины...

А. Д. Александров

Тут нужна просто обычная честность.

Р. Фейнман

Как и сама, безусловно, весьма специфическая, во многом уникальная по ее особенностям, представляющаяся многим совершенно невероятной, грандиозная природная катастрофа 20 сентября 2002 года на леднике Колка и в Геналдонском ущелье, особенности истории и современного состояния исследований этой катастрофы, имеющей, по мнению многих исследователей, историческое, мировое, глобальное значение, весьма своеобразны, может быть, даже уникальны. Попытаемся кратко, в основных чертах, разобраться в этих особенностях, прояснить их специфику и то, как они складывались в историко-научном плане. И заодно вспомним о некоторых положениях стандартной концепции науки, отчасти отмеченных в приведенных выше в качестве эпиграфов к данной статье высказываниях ученых различного времени.

В течение всех лет, прошедших после трагического дня катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г. (именуемой Колкинской, Геналдонской или Кармадонской), исследования этой совершенно уникальной, экстраординарной по масштабам и другим особенностям проявления грандиозной природной катастрофы, выяснение того, что это было (а это – важнейший исходный вопрос данной проблемы), как это произошло и почему, каковы причины, действующие факторы и условия, приведшие к этой катастрофе и определившие ее особенности, были и, безусловно, еще очень долго будут весьма актуальными.

Более того, с годами актуальность этих исследований и значимость уже полученных в данной области результатов, несомненно, будут возрастать, в частности, с учетом высказанных и обоснованных автором [Бергер, 2006а, 2007а, 2008 и др.] представлений о бифуркационном, циклическом (гетероциклическом), в существенной мере эндогенном газогеодиническом развитии ледника Колка и всей включающей этот ледник гигантской литосферной геодиническом системы и имеющихся фактических сведений о повторяемости проявления подобных катастроф в данном районе, а также о проявлении (иногда – неоднократном) и, соответственно, возможности повторения подобных катастроф в других горноледниковых районах.

Нельзя не заметить, однако, что решение всех этих вопросов, всей непростой и многоплановой Колкинской проблемы зачастую пытаются получить в рамках понятий и представлений гляциологии и смежных с ней областей географии, тогда как эта проблема, с учетом известных особенностей Колкинской катастрофы, во многом относится к геомеханике, газогеодинике, геологии, вулканологии и смежным с ними областям знаний и в рамках традиционной гляциологии и, в целом, классической географии неразрешима.

Это объясняет безуспешность многочисленных попыток решения Колкинской проблемы, необоснованность и ошибочность многих высказанных заключений по данной проблеме.

В этом плане автор [Бергер, 2015] отчасти уже касался современного состояния исследований Колкинской катастрофы. Представляется существенным рассмотреть и некоторые особенности истории этих исследований, определившие во многом их неудовлетворительность и, в целом, современное состояние этой научной области.

* * *

Сразу после того, как стало известно о гигантской катастрофе на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г., приведшей к многочисленным человеческим жертвам, обращение за разъяснениями к гляциологам было, по-видимому, неизбежным, тем более, что они сами сразу же бросились комментировать случившееся.

Более того, некоторые гляциологи, по крайней мере, в первые годы открыто претендовали даже на некую монополию в исследовании этой катастрофы, и автор [Бергер, 2006б, с. 48] уже отмечал и показывал необоснованность и неприемлемость этих претензий. Не вполне изжиты эти претензии и в настоящее время. Это более чем странно, поскольку при реализации своих претензий на их некую экстерриториальность в объяснении результатов, механизма и причин Колкинской катастрофы гляциологи берутся оперировать понятиями геологии, геофизики и физики взрыва, сейсмологии и других далеких от гляциологии областей. Как они это делают и к чему это приводит, отчасти уже было показано автором [Бергер, 2010, с. 63; Бергер, 2015, с. 100; и др.].

Как пишет гляциолог Н.И. Осокин [2002], «с утра 21 сентября слово «ледник» стало вдруг чуть ли не самым популярным. Все хотели понять, что это такое и как лед, даже если его много, может вдруг стать убийцей. Люди узнали, что есть такая наука – гляциология, которая изучает ледник. Гляциологи, о которых большинство даже не слышали, стали очень известными – они давали интервью газетам, выступали на радио, их показывали все программы телевидения» (добавим: хотя сами они, включая Н.И. Осокина, несмотря на их многократные посещения ледника Колка и большой опыт изучения ледников, безусловно, так и не поняли, что именно произошло и почему, и, соответственно, ничего объяснить не могли. Таким же положение остается и в настоящее время. – М. Б.).

В течение последующих лет гляциологи продолжали и продолжают давать интервью средствам массовой информации, в искаженном, неправильном виде характеризуя Колкинскую катастрофу 2002 г. и ее причины, историю исследования этой катастрофы и свою роль в этой истории. Особенно активно это делает Л.В. Десинов (см., например, его интервью газете «Московский комсомолец» за 26.11.2013 г.). Таковы же и их научные публикации, неоднократно получавшие негативную оценку в печати (см., например, [Бергер, 2007а, б, в и 2015]).

Гляциологам следовало честно и откровенно признать, что они не знают, не понимают и, соответственно, не могут объяснить, что (и, соответственно, почему) произошло на леднике Колка, а не пытаться представить случившееся в качестве одной из многочисленных известных им ледниковых подвижек, хотя и необычной по масштабам и «внеурочной» по срокам проявления, как они это делали в начале изучения Колкинской катастрофы, а затем еще более десяти лет.

Многие, возможно, верили их настойчивым разъяснениям: люди, естественно, полагали, что гляциологи знают обо всех явлениях, которые происходят и могут произойти на ледниках. Но о подобных явлениях гляциологи, увы, не знали и в своих заключениях ошиблись. Основная причина их ошибки вполне понятна: катастрофа на леднике Колка и в Геналдонском ущелье – явление не гляциологическое, не гляциодинамическое, а газодинамическое [Бергер, 2004, 2006б, 2007б и др.]. Ни определить (разумеется, сколько-нибудь доказательно и правильно) геодинамический тип Колкинской катастрофы, т. е. *сущность* катастрофических событий, про-

исходивших 20 сентября 2002 г. на леднике Колка, ни, соответственно, выявить причины этой катастрофы гляциологи не смогли. И это вполне естественно, поскольку решение всех этих вопросов находится вне пределов их научной компетенции. (По обнаруженным и дешифрованным в 2005 году [Тутубалина и др., 2005] американским космоснимкам ледника Колка перед катастрофой, в том числе в день катастрофы, за восемь с половиной часов до нее, растиражированные отечественными гляциологами на всю страну и за ее пределами представления о быстрой гляциодинамической подвижке ледника Колка были документально опровергнуты, а в 2008 г. Л.В. Десинов, ведущий отечественный специалист в области изучения пульсирующих ледников, автор многочисленных интервью средствам массовой информации и основной научной гляциологической публикации о якобы происходившей быстрой гляциодинамической подвижке ледника Колка в 2002 г., начавшейся, по его мнению, не позднее 13 сентября, т. е. за неделю до катастрофы [Десинов, 2004], под давлением неопровержимых фактов открыто признал ошибочность своих основных заключений [Десинов, 2008], но, как следует из его недавней публикации [Десинов, 2015], лишь частично и ненадолго).

Фактов, полностью опровергающих гляциологические представления о Колкинской катастрофе, с самого начала ее изучения было очень много (более чем достаточно), однако потребовался (и был обнаружен [Тутубалина и др., 2005]) совершенно однозначный неопровержимый документ, чтобы хотя бы некоторые гляциологи хотя бы частично (но в самой основной части) признали ошибочность своих представлений [Десинов, 2008].

Конечно, если бы оказалось, что 20 сентября 2002 г. действительно произошла пусть неожиданная, преждевременная, внеурочная, как сейчас пишут гляциологи, но все же гляциодинамическая подвижка ледника Колка, хоть в чем-то подобная, например, подвижке того же ледника Колка в 1969–1970 гг. (которая также никем не ожидалась) и еще сотням других известных ледниковых подвижек (наступаний) экзогенной масс-балансовой склоново-гравитационной природы, тогда все правильно, изучение и объяснение таких явлений – дело гляциологов.

Но абсолютно по всем особенностям это был пароксизмальный внезапный взрывоподобный направленный газодинамический выброс ледника. А объяснить его (а также комментировать и оценивать существующие работы в этой области и решать другие связанные с его изучением вопросы) взялись гляциологи, специалисты по гляциодинамическим подвижкам, не имеющие ни малейшего представления о газодинамических выбросах, а также их природных, природно-техногенных и техногенных аналогах, которые могут рассматриваться в качестве спонтанно (самопроизвольно) протекающих и экспериментальных натуральных моделей Колкинской катастрофы.

В этом и состоит парадоксальность, более того, абсурдность длительно существующей в данной области ситуации, источник и основная причина многочисленных необоснованных и ошибочных заключений, бесплодных дискуссий и малопродуктивных исследований по данной проблеме. Правда, гляциологи путем принятых ими в последующие годы понятийно-терминологических переопределений включили некоторые признаки газодинамического выброса ледника в число признаков ледниковых подвижек, что, как они полагают, дает основания считать Колкинскую (Кармадонскую) пароксизмальную катастрофу подвижкой ледника Колка. Это, естественно, не улучшает ситуацию, а лишь подчеркивает и усугубляет ее абсурдность.

Например, согласно ранее составленной гляциологами специальной инструкции по пульсирующим ледникам и их подвижкам [Инструкция..., 1982, с. 209–210], при подвижке «поверхность ледника в верховьях пульсирующей части понижается, в средней части и низовьях повышается, а конец ледника продвигается вперед», причем все это происходит без существенного изменения общей массы ледника и без отрыва продвинувшейся части от основного тела ледника.

Особенности Колкинской катастрофы 2002 г. не имеют ничего общего с такой картиной.

Особенно принципиальное значение имеют скоростные характеристики явлений. Как отмечено в указанной «Инструкции...» [1982, с. 210], скорости движения льда во время подвижки «достигают десятков и сотен метров в сутки». В случае же Колкинской катастрофы скорости движения льда были более чем на четыре порядка выше!

Продолжительность аномально быстрой подвижки ледника Колка 1969–1970 гг. составляла три с половиной месяца. Другая быстрая подвижка этого ледника в 1834–1835 гг. продолжалась в 2 раза дольше (а продвижение ледника за все это время не достигло и 2 км). Продолжительность же катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье (до Кармадонских ворот), при всех гигантских ее масштабах, по данным инструментальных наблюдений [Заалишвили, Харебов, 2008], составляла всего 10,5 минут. Таких скоротечных гляциодинамических подвижек не бывает. (Необходимо учесть при этом, что ледник Колка был не висячим, не крутосклонным, а весьма полого залегавшим карово-долинным ледником.)

Ни особенности подготовки Колкинской катастрофы 2002 г., ни особенности ее протекания, ни охарактеризованная В.Б. Заалишвили и его сотрудниками [Заалишвили и др., 2012а, б; 2014а, б, в и др.] специфика ее сейсмического сопровождения, ни послекатастрофическое состояние ледника (включая очень важное в диагностическом, реконструктивно-генетическом и других отношениях продолжительное мощное поверхностное газовыделение в эпицентре катастрофы и сопредельной с ним зоне), ни практически мгновенный субгоризонтальный (на отдельных участках с набором высоты) переброс около 100 млн т ледово-каменного материала на 15 и более километров из вместилища ледника Колка в Кармадонскую котловину, ни многие другие важнейшие особенности катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье (огромная по интенсивности ударная воздушная волна, высоконапорный аномально высокоскоростной сель за Кармадонскими воротами и др.) не имеют ничего общего с гляциодинамическими подвижками ледников, в том числе с глубоко изученной и детально описанной [Рототаев и др., 1983] подвижкой ледника Колка 1969–1970 гг.

Собственно говоря, *ни один существенный факт*, относящийся к Колкинской катастрофе 2002 г., если не прибегать к их искажению и произвольной, необоснованной и ошибочной интерпретации, не может быть объяснен с позиций гляциологических (гляциодинамических, гидрогляциодинамических) представлений об этой катастрофе. И все весьма многочисленные гляциологические объяснения Колкинской катастрофы ничего не объясняют и объяснить не могут.

Именно в связи с таким положением автор [Бергер, 2007б, с. 209] писал: «Идентификация катастрофы на леднике Колка в качестве гляциодинамической подвижки представляет собой *грубую ошибку* гляциологов, не позволившую им даже отдаленно приблизиться к выявлению причин этой катастрофы». (Несколько более раз-

вернуто эта мысль высказана в другой работе того же года [Бергер, 2007в]). Собственно говоря, сделать это им не позволило их полное непонимание особенностей Колкинской катастрофы (характеризующих ее фактов), ее диагностических или идентификационных признаков, а также искажение, необоснованная и ошибочная генетическая интерпретация и игнорирование многих из них.

Не приходится удивляться тому, что Л.В. Десинов и другие гляциологи не узнали пароксизмальный взрывоподобный газодинамический выброс ледника Колка: они просто не знали и, соответственно, не имели ни малейшего представления о подобных явлениях (и лишь после публикации получившей широкую известность моей работы [Бергер, 2004] впервые узнали о них). Но то, что они посчитали Колкинскую катастрофу гляциодинамической подвижкой при их многодесятилетнем опыте изучения многочисленных гляциодинамических подвижек, поистине достойно, как минимум, удивления.

Предпринимаемые же иногда гляциологами попытки перевода проблемы определения (диагностики, идентификации) геодинамического типа Колкинской катастрофы (и связанных с этим механизма ее протекания и причин) в терминологическую плоскость путем существенной трансформации до недавнего времени вполне определенного и однозначного, устоявшегося географического понятия «подвижка ледника» представляют собой не решение этой проблемы, а уход от ее решения и ни в малейшей мере не снимают необходимость объяснения всех весьма специфических, совершенно экстраординарных особенностей Колкинской катастрофы. В рамках традиционной динамической гляциологии и, в целом, классической географии, с чисто экзогенных склоново-гравитационных водно-гляциальных позиций сделать это абсолютно невозможно.

В значительной мере таким положение в данной области остается поныне, хотя еще в начале изучения Колкинской катастрофы в материалах «Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах. Доклады Международной Конференции. Владикавказ – Москва, 23–26 июня 2004 г.» автор отмечал, в частности, что «особенности протекания этой катастрофы и состояние ледника после нее не имеют аналогов в мировой практике изучения ледников. Это означает, что данная катастрофа представляет собой необычное, уникальное, ранее не фиксировавшееся гляциологами, неизвестное им (и это следовало бы признать), а потому, естественно, и не распознанное, не идентифицированное, не определенное ими явление, по характеру, особенностям протекания и, соответственно, причинам отличающееся от неоднократно наблюдавшихся и достаточно хорошо изученных обвалов, лавин, подвижек, селей и т.п. И если с позиций газодинамической природы происшедшей на леднике Колка катастрофы все ее весьма специфические особенности совершенно естественны и легко объяснимы, то попытки рассмотрения этих особенностей в рамках механизма обычных, широко распространенных природных явлений типа обвалов, лавин, гляциодинамических подвижек (наступаний), селей и др. требуют привлечения различных экзотических и никак не подтверждаемых предположений для объяснения этих особенностей, но и при этом оставляют многие из них без объяснения...

...Особенности природной катастрофы с эпицентром на леднике Колка характерны только для газодинамических выбросов, и ни с каких иных позиций не объяснимы» [Бергер, 2006 б, с. 41–42].

К этим заключениям автора, при всей их очевидности, справедливости и приведенной в той же и других работах неопровержимой обоснованности, тогда, к со-

жалению, мало кто прислушался. Ведущие отечественные гляциологи, в течение более десяти лет определявшие, а во многом и сейчас определяющие, кто может, а кто не может дать объяснение Колкинской (Кармадонской) катастрофы, упорно стояли на своем.

Все это изначально предопределило многие особенности последующей истории изучения этой катастрофы, основной (численно преобладающий) круг участников ее изучения, профессиональный состав и институциональную принадлежность исследователей, их уровень компетентности в неизбежно возникших и подвергшихся обсуждению реконструктивно-генетических, геологических, геомеханических, флюидогеодинимических (особенно газогеодинимических), а также некоторых связанных с ними вопросах геофизики (особенно сейсмологии), вулканологии, седиментологии, взрывного дела, горной науки и других весьма далеких от гляциологии вопросах, характер проводимых исследований и их результаты.

С учетом весьма специфических особенностей Колкинской катастрофы, в большинстве своем не имеющих отношения к явлениям, традиционно изучаемым динамической гляциологией (и, вообще, классической географией), этот путь оказался, естественно, малопродуктивным, а, в значительной мере, тупиковым, привел к получившим широкое распространение многочисленным ошибкам и неразрешимым в существующих условиях разногласиям.

Это, к сожалению, затруднило и затрудняет проведение исследований в данной области, снижает их эффективность и результативность и исключает возможность проведения работ по устранению опасностей, связанных с ледником Колка, хотя, как было отмечено [Бергер, 2007а, с. 97], с учетом полученных (отнюдь не гляциологами) результатов, сейчас ситуация уже не столь безнадежна, как прежде, когда, в частности, ошибочные гляциологические заключения о природе (условиях и причинах), геодинимическом типе и механизме протекания предыдущих аналогичных катастрофических событий на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 3 и 6 июля 1902 г. и еще более ранних гигантских природных катастроф в этом районе не позволяли правильно оценить характер и причины опасностей, связанных с этим ледником, обоснованно и правильно прогнозировать эти опасности – их характер и ожидаемое время их проявления и минимизировать их негативные последствия. Именно это явилось основной причиной глубокой ошибочности существовавших гляциологических оценок и прогнозов развития ледника Колка, полной неожиданности для гляциологов (а не только, как нередко отмечается, для органов власти, естественно, доверявших ученым-гляциологам и опиравшимся на их заключения) Колкинской катастрофы 2002 г. и столь тяжелых, трагических ее последствий, которые при правильном понимании характера и причин природных процессов и систематическом грамотном мониторинге состояния ледника и приледниковой зоны, конечно, можно было в значительной мере избежать.

Именно в таких изначально создавшихся и сохраняющихся в настоящее время условиях стала возможной ситуация, когда ведущие отечественные гляциологи утверждают, в частности, что «на пустом ложе ледника не было ничего похожего на «гигантскую воронку выброса», это видно на всех снимках (см., например, рис. 66 и 68) и подтверждено при наземных обследованиях цирка» [Котляков и др., 2014б, с. 108], и при этом ссылаются на снимки, на которых показана... эта самая, отрицаемая ими, воронка выброса ледника Колка (открывшееся опустевшее днище бывшего, оказавшегося выброшенным, ледника и ее правый и левый борта) и далее

[Котляков и др., 2014б, с. 125] пишут о «внезапном освобождении цирка от ледника» («выбросе ледника целиком из своего ложа» [Котляков и др., 2014б, с. 175]), при котором «открылась огромная пустая чаша, покрытая темным обломочным материалом» (т. е. именно *воронка выброса ледника*, существование которой гляциологи, в силу своего незнания и непонимания содержания этого понятия, отрицают. – М. Б.).

Принципиально аналогичные случаи в гляциологических работах далеко не единичны и весьма показательны в плане характеристики современного состояния исследований Колкинской катастрофы, в частности, уровня понимания обсуждаемых вопросов специалистами-гляциологами, претендующими на роль главных специалистов по Колкинской (Кармадонской) проблеме, но не владеющими даже элементарными понятиями затрагиваемой ими отнюдь не гляциологической и вообще не географической области науки, на что автор уже указывал ранее [Бергер, 2015, с. 100].

Все весьма многочисленные попытки гляциологов, а также геоморфологов, климатологов и других географов объяснить Колкинскую катастрофу, установить ее механизм и причины безуспешны и бесперспективны, ибо *объяснить газодинамические процессы и явления с позиций классической географии на основе традиционных гляциологических представлений невозможно*.

Имеющиеся весьма многочисленные гляциологические публикации по Колкинской (Кармадонской) проблеме со всей очевидностью продемонстрировали неспособность гляциологов не только решить эту проблему, но даже понять и правильно оценить или хотя бы без существенных искажений воспроизвести уже найденное автором ее газодинамическое решение, давно опубликованное, неопровержимо доказанное и многократно разъясненное в многочисленных публикациях автора.

* * *

Начиная с сентября 2002 г., в различных отечественных и зарубежных изданиях были опубликованы десятки описаний, определений и объяснений гигантской природной катастрофы 20 сентября 2002 г. с эпицентром на леднике Колка, которая, при всех, нередко весьма значительных, разногласиях между различными авторами, почти всеми из них рассматривается как гляциальная, поверхностная, экзогенная.

Пытаясь описать, определить и объяснить уникальную, крайне необычную по ее особенностям Колкинскую катастрофу, гляциологи и другие специалисты все время возвращаются в рамках привычных для них категорий, относящихся к обычным, хорошо известным, довольно часто происходящим, отнюдь не уникальным склоново-гравитационным природным явлениям (обвал, лавина, подвижка, сель и др.) и природным факторам, с которыми обычно связываются эти явления (климатические и гидрометеорологические условия, масса ледника, количество дождевой и талой воды в леднике и на его ложе и пр.).

С этих позиций, однако, решить проблему Колкинской катастрофы, т. е. определить ее характер (геодинамический тип и механизм проявления в эпицентре) и выявить ее причины, действующие факторы, обусловившие и объясняющие ее совершенно экстраординарные особенности, сколько-нибудь доказательно никому так и не удалось.

Как было неоднократно показано автором, Колкинская катастрофа – *совершенно иное* природное явление, вызванное *совершенно иными* природными факторами, – не экзогенное, не гляциальное (гляциодинамическое, гидрогляциодинамическое),

не склоново-гравитационное, а эндогенное, газодинамическое, вызванное интенсивно протекающей в Казбекско-Джимарайском районе поствулканической деятельностью, глубинными высоконапорными поствулканическими газами.

Судя по некоторым последним публикациям [Котляков и др., 2014а, б; Лед..., 2015], к частичному, во многом непоследовательному и чисто формальному признанию этого, наконец-то, приходят и гляциологи.

* * *

Исключительно распространенной, может быть, самой характерной особенностью, проявившейся на всех этапах истории исследований катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье, является необоснованность, бездоказательность большинства заключений по данной проблеме, на что автор неоднократно обращал внимание (см., например, [Бергер, 2008, с. 129–130]).

Именно такое положение, сочетающееся с игнорированием имеющихся в данной области фактов, делает возможным длительное существование и широкое распространение, например, обвального-ударно-выбивных представлений о Колкинской катастрофе. И если на первых этапах ее изучения подобная версия еще имела какое-то право на существование, то в настоящее время повторение этих представлений лишено всяких оснований.

Еще одной, надо сказать, довольно уникальной (но вполне понятной, очевидной по преследуемым, прямо скажем, не вполне научным целям) особенностью иногда повторяющихся заключений по гносеологическим вопросам решения Колкинской (Кармадонской) проблемы является впервые высказанное В.И. Гончаровым и др. [2006, с. 92] утверждение о том, что «решение такой сложной и многоплановой проблемы как Кармадонская катастрофа не может быть итогом озарения лишь одного какого-либо исследователя или даже группы специалистов».

Приведенные в качестве эпиграфов к данной работе высказывания Г. Галилея, В.И. Вернадского и С.В. Мейена (которые нетрудно дополнить известными многочисленными фактами из жизни и принципиально аналогичными высказываниями многих других ученых, включая Р. Декарта, Б. Паскаля, Д.И. Менделеева и целую плеяду выдающихся Нобелевских лауреатов) полностью опровергают это и подобные ему утверждения, не имеющие какой-либо доказательной силы, но характеризующие современное состояние данной области исследований, в частности, предпринимавшиеся уже в первые годы работ по Колкинской проблеме и продолжающиеся и сейчас [Котляков и др., 2014б, с. 103] попытки, так сказать, «на корню», в своей основе, «отсечь», дискредитировать и отвергнуть без какого бы то ни было рассмотрения по существу полученное автором газодинамическое решение этой проблемы.

* * *

2002 год – год проявления гигантской катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье (именуемой автором Колкинской по местоположению ее эпицентра) – был и годом установления ее эндогенной поствулканической газодинамической природы, хотя первые публикации автора, содержавшие такую оценку ее характера и причины [Бергер, 2003 и др.], вышли из печати лишь в 2003 г. Более ранние и близкие по времени публикации по Колкинской проблеме [Панов и др., 2002; Ледник Колка..., 2002; Осокин, 2002; Поповнин и др., 2003; и др.] основную

причину катастрофы усматривали в предполагаемом аномально крупном единовременном обвале на ледник Колка с г. Джимарайхох, его ударе по леднику и выбивании им ледника либо в не менее предположительном накоплении аномально большого количества воды в леднике и на его ложе, быстрой подвижке ледника и его трансформации еще до Кармадонских ворот в высокоскоростной ледово-водно-каменный сель.

Самое же главное состоит даже не в предположительности, недоказанности и, как минимум, спорности реального существования этих причин и отмеченных механизмов их реализации (о чем немало было сказано в печати, в том числе в работах автора, специально посвященных анализу и оценке этих предположений), а в том, что эти причины не позволяют объяснить многочисленные документально установленные факты, характеризующие особенности подготовки, протекания и завершения Колкинской катастрофы. Одними из таких фактов являются, например, существование многочисленных биопредвестников катастрофы, проявление ударной воздушной волны (в том числе на удалении порядка 15 км от эпицентра события), разрушение и выброс ледника вплоть до его ложа, образование огромной полости (воронки) выброса, заброс продуктов разрушения ледника высоко на скалы, огромные и малоубывающие с расстоянием скорости движения ледово-каменного материала на многокилометровом пути его движения, исключительно мощное пульсационное продолжительное посткатастрофическое концентрированное (струйное) поверхностное газовыделение в эпицентре катастрофы и вблизи от него.

В то же время, с эндогенных поствулканических газодинамических позиций эти и все другие известные факты, в том числе весьма специфические (например, устойчивое продолжительное значительное понижение уровня поверхностных вод в районе ледника перед катастрофой в сезон таяния и дождей), получили вполне естественное объяснение.

В своем заключении автор, естественно, учитывал (причем в полной мере, а не только некоторые произвольно выбранные) многочисленные данные, полученные другими исследователями Колкинской катастрофы, весь имеющийся (содержащийся в публикациях многих авторов) эмпирический материал по этой проблеме, а в какой-то мере и имеющиеся сведения по близким (с учетом особенностей изучаемых явлений) вопросам горной геомеханики (особенно – по взрывоподобным внезапным газодинамическим выбросам), геофизики и физики взрыва (особенно – направленного) и вулканологии (особенно – по эксплозивным вулканическим извержениям типа направленных взрывов). Такой подход достаточно быстро привел к пониманию геодинамического типа, механизма протекания и причины Колкинской катастрофы. Все ставшие известными в последующем факты полностью подтвердили сделанное автором заключение.

* * *

По мнению выдающегося естествоиспытателя и специалиста по истории науки В.И. Вернадского [1981, с. 67], «... для того, чтобы доказательство истины было понято современниками, нужна долгая работа и совпадение нередко совершенно исключительных благоприятных условий». И далее (с. 72–73): «Недостаточно, чтобы истина была высказана или чтобы явление было доказано. Их понимание, проникновение ими человеческого разума зависит от других причин, одна хрустальная ясность и стройность, строгость доказательств недостаточны. Условия внешней со-

циальной среды, состояние техники, настроение и привычки мыслящих людей науки должны быть при этом принимаемы во внимание». Это, безусловно, в полной мере справедливо и для исследований Колкинской катастрофы.

Исследование грандиозной природной катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 2002 г., установление (диагностика) ее геодинамического типа, расшифровка (реконструкция) особенностей ее подготовки и проявления, определение механизма протекания, выявление причин, источников энергии, движущих сил, получение обоснованных компетентных ответов на эти и многие связанные в ними вопросы – сложная научная проблема, решение которой требует многих разносторонних и глубоких знаний.

Оно имеет отнюдь не только теоретико-познавательное, но и исключительно большое практическое значение: только на основе решения этой проблемы возможны грамотный целенаправленный мониторинг состояния ледника Колка и его приледниковой зоны, обоснованный прогноз развития ледника, в том числе времени проявления его катастрофических пульсаций, планирование и своевременное успешное проведение работ по их предотвращению и минимизации их негативных последствий.

Длющаяся уже в течение значительного времени дискуссия по Колкинской проблеме и, в целом, современное состояние исследований в этой области обусловлены, конечно, многими причинами, лишь отчасти раскрытыми в этой статье и в ряде предшествующих (в том числе отмеченных выше) работ автора. От понимания и учета этих причин во многом зависят возможность и успешность дальнейшего продвижения в этой исключительно важной (и во многом новой) области научных исследований.

Время все более отдаляет нас от катастрофических событий на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 г. и, возможно, приближает нас к следующей газогляциодинамической ледниковой катастрофе – как всегда, «внеурочной», внезапной и неожиданной. Где именно произойдет эта катастрофа – в Казбекско-Джимарайском или другом районе Центрального Кавказа, Южноамериканских Андах, Североамериканских Кордильерах или какой-либо иной газогеодинамически активной горно-ледниковой области? Трудно сказать – нет данных. Во всяком случае, исключительно опасный в этом отношении (газовыбросоопасный) ледник Колка на ближайшие несколько десятилетий из этого перечня можно исключить: сейчас он только восстанавливается после практически полной газодинамической аннигиляции (взрывоподобного газодинамического выброса) 2002 года. В какой мере людям удастся избежать связанных с ней трагических последствий? Насколько успешными будут ее прогнозирование и изучение? Во многом это будет зависеть от того, насколько будут учтены уроки истории исследований Колкинской катастрофы 2002 года.

Литература

1. Бергер М.Г. О характере природной катастрофы 20 сентября 2002 г. на леднике Колка // Сборник научных трудов Северо-Осетинского отделения АН ВШ РФ. № 1 (I). Владикавказ: Терек, 2003. С. 16–17.
2. Бергер М.Г. Газодинамический выброс ледника Колка 20 сентября 2002 г. – новое катастрофическое природное явление // Предупреждение опасных ситуаций

в высокогорных районах: Тезисы докладов Международной конференции, г. Владикавказ, 23–26 июня 2004 г. Владикавказ: РЕМАРКО, 2004. С. 4–5.

3. Бергер М.Г. Динамические фазы и циклы развития ледника Колка // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Доклады Международной конференции. Владикавказ – Москва, 23–26 июня 2004 г. Владикавказ: Олимп, 2006а. С. 24–40.

4. Бергер М.Г. Природная катастрофа на леднике Колка 20 сентября 2002 года – внезапный газодинамический выброс ледника // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Доклады Международной конференции. Владикавказ – Москва, 23–26 июня 2004 г. Владикавказ: Олимп, 2006б. С. 41–49.

5. Бергер М.Г. Три гляциодинамические подвижки и четыре газодинамических выброса ледника Колка. Малоизвестные страницы и дискуссионные вопросы истории развития пульсирующего ледника. М.: КомКнига, 2007а. 120 с.

6. Бергер М.Г. Ледник Колка: Катастрофа 20 сентября 2002 года – внезапный газодинамический выброс ледника. М.: Изд-во ЛКИ, 2007б. 248 с.

7. Бергер М.Г. Об основной причине ошибок и разногласий в исследованиях катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье // Материалы VI Международной конференции «Инновационные технологии для устойчивого развития горных территорий». Владикавказ, 28–30 мая 2007 г. Владикавказ: Терек, 2007 в. С. 208–209.

8. Бергер М.Г. Геодинамическая система ледника Колка и вопросы прогнозирования и регулирования ее развития. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 264 с.

9. Бергер М.Г. О неустрашимом противоречии в объяснении механизма и причин катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье на основе «эффекта шампанского» // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. 2010. Т. 10. №4. С. 62–63.

10. Бергер М.Г. Вода, вода... (Об основной гляциологической версии причин и механизма катастрофы на леднике Колка и в Геналдонском ущелье 20 сентября 2002 года) // Геология и геофизика Юга России. 2015. №3. С. 93–106.

11. Вернадский В.И. Избранные труды по истории науки. М.: Наука, 1981. 360 с.

12. Гончаров В.И., Гурбанов А.Г., Кусраев А.Г. Новейшие тектономагматические события на Центральном Кавказе и Геналдонская катастрофа 2002 г. // Предупреждение опасных ситуаций в высокогорных районах: Доклады Международной конференции. Владикавказ – Москва, 23–26 июня 2004 г. Владикавказ: Олимп, 2006. С. 92–97.

13. Десинов Л.В. Пульсация ледника Колка в 2002 году // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО-А. 2004. Т. 4. №3. С. 72–87.

14. Десинов Л.В. Фантазии и реалии в решении проблемы противодействия катастрофам в долине реки Геналдон // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа: Труды Международной практической конференции. Владикавказ, 20–22 сентября 2007 г. – Владикавказ: ВНИЦ РАН и РСО-А, 2008. С. 167–173.

15. Десинов Л.В. Анализ катастрофического высокоскоростного вытеснения ледника Колка на Кавказе в 2002 году на основе сводки фактических данных // Геодинамика, вулканизм, сейсмичность и экзогенные геологические процессы природного и техногенного характера на Кавказе / Материалы Всероссийской научной

конференции (Владикавказ, 1–3 октября 2014 г.). – Владикавказ: ВНЦ РАН, 2015. С. 197–222.

16. Заалишвили В.Б., Харебов К.С. Исследование процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года по динамическим характеристикам инструментальных записей // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа: Труды Международной научно-практической конференции. Владикавказ, 20–22 сентября 2007 г. Владикавказ: ВНЦ РАН и РСО-А, 2008. С. 202–221.

17. Заалишвили В.Б. К 10-летию схода ледника Колка: результаты анализа инструментальных сейсмических данных // Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа: Труды III Международной научно-практической конференции, приуроченной к 10-летию схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. / ред. В.Б. Заалишвили. Владикавказ: ЦГИ ВНЦ РАН и РСО-А, 2012а. С. 15–31.

18. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А. Особенности процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. и его макросейсмическое проявление по инструментальным данным современных регистрационных систем // Геология и геофизика Юга России. 2012б. №3. С. 29–44.

19. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Харебов А.К. Анализ инструментальных записей схода ледника Колка (по данным локальной сети сейсмических наблюдений) // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / [отв. ред. акад. Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили]; Центр геофиз. исслед. Владикавказ. науч. центра РАН и РСО-А. – Владикавказ, 2014а. С. 141–149.

20. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Макиев В.Д., Мельков Д.А. Интерпретация инструментальных данных процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 года // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / [отв. ред. акад. Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили]; Центр геофиз. исслед. Владикавказ. науч. центра РАН и РСО-А. – Владикавказ, 2014б. С. 150–158.

21. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Суаридзе Г.С. К вопросу создания математической модели процесса схода ледника Колка 20 сентября 2002 г. // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / [отв. ред. акад. Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили]; Центр геофиз. исслед. Владикавказ. науч. центра РАН и РСО-А. – Владикавказ, 2014 в. С. 181–184.

22. Инструкция по составлению каталога пульсирующих ледников СССР // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. 1982. Вып. 44. С. 208–225.

23. Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Известные подвижки ледников на Северном Кавказе // Ледник Колка: вчера, сегодня, завтра / [отв. ред. акад. Ю.Г. Леонов, В.Б. Заалишвили]; Центр геофиз. исслед. Владикавказ. науч. центра РАН и РСО-А. – Владикавказ, 2014а. С. 213–233.

24. Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Десинов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А. Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014б. 184 с.

25. Ледник Колка: снова катастрофа // Материалы гляциологических исследований. 2002. Вып. 93. С. 221–228.

26. Лед тронется? / А. Максименко (интервью О.В. Рототаевой) // Аргументы и факты. Северный Кавказ. 2015. №35. С. 3.

27. Осокин Н.И. Ледниковая катастрофа в Осетии // География. 2002. №43 (674). С. 3–7.

28. Панов В.Д., Ильичев Ю.Г., Лурье П.М. Ледниковый обвал в горах Северной Осетии в 2002 г. // Метеорология и гидрология. 2002. № 12. С. 94–98.

29. Поповнин В.В., Петраков Д.А., Тутубалина О.В., Черноморец С.С. Гляциальная катастрофа 2002 года в Северной Осетии // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. №1. С. 3–17.

30. Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: Наука, 1983. 169 с.

31. Тутубалина О.В., Черноморец С.С., Петраков Д.А. Ледник Колка перед катастрофой 2002 года: новые данные // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. №4. С. 62–71.

SOME FEATURES OF THE HISTORY AND CURRENT STATUS OF THE RESEARCH ON THE KOLKA GLACIER AND GENALDON GORGE 2002 YEAR CATASTROPHE

© 2016 M.G. Berger, Sc.Doctor (Geol.-Min.), prof.

North-Caucasian innovation center «Sustainable development of mountain territories»,
Russia, 362021, RNO-Alania, Vladikavkaz, Nikolaev str., 44,

e-mail: conf@skgmi-gtu.ru;

Geophysical Institute of Vladikavkaz Scientific Center, Russia, 362002, Vladikavkaz,
Markov str., 93 a, e-mail: berger7@rambler.ru

Some features of the research history on the Kolka and Genaldon Gorge 2002 catastrophe are discussed, initially in many respects determined the current status of these studies. The insufficiency of this condition is shown.

Keywords: Kolka glacier, Kolka (Karmadon, Genaldon) disaster, history and current state of research.

УДК 550.3:624.131

ЛОЗОХОДСТВО, НАНОТЕХНОЛОГИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИКЛАДНОЙ И ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ ГЕОФИЗИКИ

© 2016 А.Д. Жигалин¹, к.г.-м.н., В.Н. Шулейкин², д.ф.-м.н.

¹Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, 101000, Москва, Центр,
Уланский пер., д. 13, стр. 2, e-mail: zhigalin.alek@yandex.ru;

²Институт проблем нефти и газа РАН, 119333, Москва, ул. Губкина,
дом 3, e-mail: shvn1947@yandex.ru

Лозоходство и использование нанотехнологий разделяет более 4-х тысяч лет. Можно ли сейчас сопоставлять эти две технологии, одну, буквально, «старую как мир», и другую, обращенную от дней сегодняшних в необозримое и пока неясное будущее. Секрет эффекта лозы до сих пор не раскрыт до конца. В статье обсуждаются различные взгляды на проблему – строгий геофизический, объясняющий наблюдаемые эффекты с позиций физического эксперимента; биофизический, основанный на представлении о человеке как о сенсоре, чувствительного к внешним полям, и сугубо индивидуального, «астрального». Возможно, «нанотехнологический» подход к решению задачи позволит теснее объединить различные представления и глубже проникнуть в природу вещей в обозримом будущем.

Ключевые слова: лозоходство, геофизика, биофизика, нанотехнологии.

Лозоходству более четырех тысяч лет. Сейчас мы являемся свидетелями нового витка научно-технической революции, связанного с открытиями последних десятилетий: ядерным синтезом, трансмутацией элементов и веществ, развитием нанотехнологий и др., которые постепенно снимают многие вековые «табу» с научных исследований. Если рассматривать лозоходство как технологию в исследовании природы, с одной стороны, и намечающийся прогресс в использовании нанотехнологий, с другой стороны, возникает закономерный вопрос – можно ли и насколько правомерно с позиций современной науки объединять эти две технологии, одну, «старую как мир», и другую, обращенную от дней сегодняшних в необозримое и пока неясное будущее. Что может быть общего между лозоходством и перспективами развития геофизики, геологии и других наук о Земле?

Лозоходцы, рудознатцы, рудокопы и старатели – так издавна и во все времена в разных странах называли «умелых» людей, которые с помощью определенной формы прута ивового или какого либо другого дерева (лозы), а также по только им одним ведомым признакам, умели находить воду, золото, металлическую руду и другие полезные ископаемые. Лозоходство (биолокационный эффект, dowsing) широко использовалось как в Европе, так и в Азии для поисков воды, полезных ископаемых и для других целей.

В переживаемое нами историческое время интенсивное применение биолокационного метода началось в начале XX в. В 1911 г. состоялся первый съезд лозоискателей в Ганновере, впоследствии был организован Международный союз лозоискателей. В настоящее время существует несколько национальных союзов рудоискателей и водоискателей в США, Великобритании, Франции, ФРГ, Новой Зеландии и других странах. На заседании комиссии по этой проблеме в СССР в 1979 г. был принят термин «биолокация», а эффект вращения металлической рамки был назван «биолокационным эффектом» [<http://tayny-zemli.ru/...>].

Лоза – магический инструмент, известный с древних времен. В Библии записано, что пророк Моисей с помощью посоха (прообраз лозы или современной рамки) находил в горах подземные источники воды. И в наши дни лозоходство (теперь биолокация) считается одним из методов, который позволяет обнаруживать воду, залежи полезных ископаемых, определять слабые места в трубопроводах, находить немагнитные мины и неразорвавшиеся снаряды. Многие полагают, что успех в лозоходстве обеспечивается так называемыми «астральными силами», которые, по мнению адептов, оказывают воздействие, патогенное или, наоборот, витагенное, на некоторый объем геологического пространства, и, таким образом, влияют на состояние живых организмов и здоровье человека. Причиной аномального поведения рамки (лозы) или маятника в этом случае является действие неведомых (может быть, пока) «астральных сил». При этом не вполне понятно, действуют ли эти силы на рамку или маятник в руках оператора или на самого оператора. Сам оператор при этом должен быть от природы одарен некоторой способностью, обучен методике обращения с лозой (или маятником). Такой взгляд на «феномен лозы» условно можно назвать астральным или космоземным.

Другое объяснение эффекта лозы (вращения рамки) предлагает гипотеза атмосферно-электрического механизма. Эта гипотеза была высказана доктором В. Айгнером еще в 1913 г. на Втором съезде лозоискателей России. По его мнению, над месторождением полезных ископаемых в атмосфере имеет место повышенная концентрация заряженных частиц – ионов. Эта повышенная концентрация ионов и является причиной движения рамки. Так, рамка притягивается к наэлектризованной эбонитовой палочке и отталкивается от наэлектризованной стеклянной палочки (опыт демонстрируется школьникам). В свою очередь, объемный заряд приземного слоя воздуха (ординарный или избыточный в аномальных случаях) обязан своим происхождением ионизации воздуха радоном-222, который поступает в приповерхностную атмосферу с восходящими потоками летучих газов почвенного воздуха. Эксперименты последних лет показали, что носителями радона в приповерхностные слои грунта и атмосферу являются пузырьковые образования двух летучих газов – водорода и метана [Шулейкин и др., 2008, 2015].

Сторонники гипотезы атмосферно-электрического механизма в подтверждение ее достоверности показывают расчетным путем неизменность положения рамки при отсутствии аномального распределения электрических зарядов в воздухе. Они справедливо полагают, что всестороннее одинаковое воздействие электрических зарядов удерживает рамку в нейтральном положении сколь угодно продолжительное время. В ином случае, при наличии аномальной концентрации зарядов с одной стороны рамки (зона градиента объемного заряда), она должна будет реагировать на такое изменение условий.

В реальной атмосфере существование подобных градиентов заряда маловероятно, но может быть создано искусственно, например, над открытым огнем – над газовой горелкой или пламенем свечи. Рамка отклоняется при приближении к вертикальному потоку ионизированного воздуха. При проведении экспериментов в реальных полевых условиях рамка в руке лозоходца совершает колебательные движения, которые неизбежно нарушают симметрию действующих на нее электрических сил. Более того, из-за колебательных движений возрастет количество отрицательного объемного заряда в окрестности горизонтального колена рамки. Колебания в вертикальной плоскости рамки практически отсутствуют; в горизонтальной плоскости колебания рамки неизбежны.

Проведенные эксперименты подтверждают связь подвижности рамки с перераспределением объемного заряда атмосферного электричества, а величины суммарного заряда – с плотностью эксхалляции радона (рис. 1, 2).

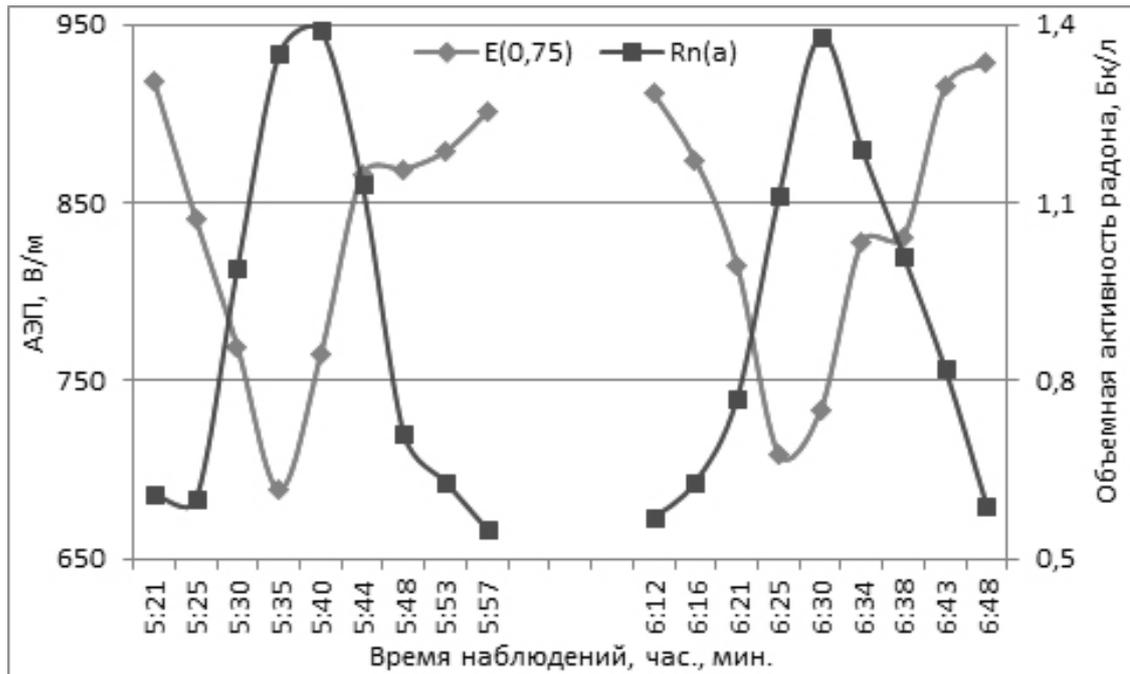


Рис. 1. Установленная экспериментально связь суммарного потенциала электрического заряда (АЭП) с объемной плотностью радона [Шулейкин и др., 2008, 2015]

Каков же физический смысл представленного экспериментального материала? Рамка (лоза) несет на себе отрицательный заряд, равный по плотности заряду Земли. Поворот рамки это результат взаимодействия ее заряда с отрицательным объемным зарядом атмосферного воздуха в области повышенной ионизации, в зоне так называемого реверсивного электродного эффекта. Эксперимент показывает, что угол поворота рамки восстанавливается, как линейная функция атмосферного электрического поля или объемной активности эксхалирующего радона (рис. 2). Над типичными объектами работы биолокаторов – при неглубоком залегании водоносных горизонтов, над рудными месторождениями, скоплениями углеводородов, над разуплотнениями земной коры (например, разломными или трещиноватыми зонами), пустотами, тоннелями и коммуникациями образуется область повышенной ионизации, поддающаяся инструментальной регистрации по спаду атмосферного электрического поля и росту полярной проводимости воздуха. Таким образом, феномен движения рамки в руке исследователя объясняется наличием устойчивой связи атмосферно-электрических характеристик приземного воздуха (АЭП) с эксхалицией почвенного радона и распределением объемного заряда приземного слоя атмосферы [Шулейкин и др., 2008, 2015]. Рамке отводится роль индикатора наличия такой связи и, соответственно, указателя присутствия «электрического начала» в механизме взаимодействия подземного объекта (некоей электрической неоднородности) с наземным объектом – рамкой (лозой). Такую интерпретацию эффекта биолокации следует назвать «рамочной» (или геофизической).

Рассматривается также и третье предположение о природе эффекта лозы, полагающее, что индикатором взаимодействия скрытых от визуального восприятия объектов (на поверхности или под поверхностью) является оператор. Основой такой точки зрения является предположение о том, что поворот рамки или вращение маятника в руках лозоходца представляет собой отклик нервной системы или, непосредственно, – мозга (головного или спинного), или, возможно, какого-то другого органа человека на возмущение геоэлектрического поля, вызываемое рудным телом или текущими подземными водами. В этом случае такого рода объекты рассматри-

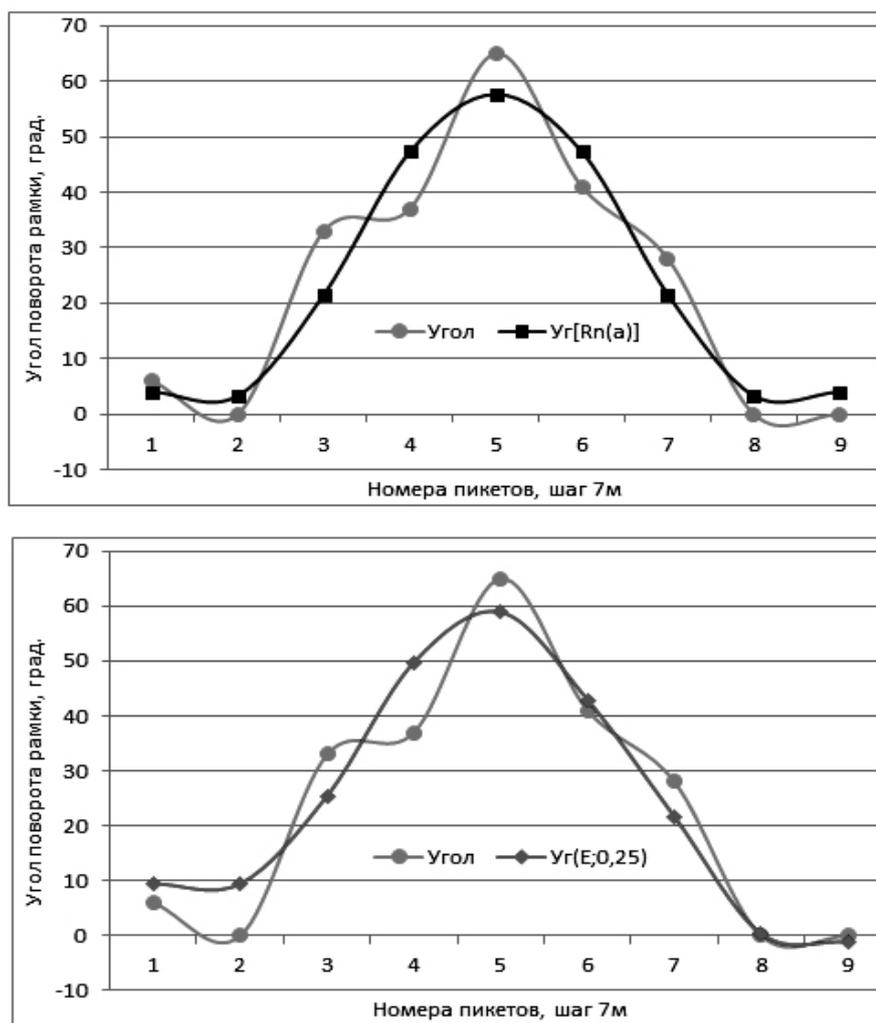


Рис. 2. Соотношение величины угла поворота рамки при линейной аппроксимации ее как функции усредненных значений объемной активности радона атмосферы и АЭП при высоте измерительных пластин флюксметра 0,25 м [Шулейкин и др., 2008, 2015]

ваются как накопители электрических зарядов (рудные тела) или движущиеся слабые электролиты (подземные водотоки). И тот, и другой объекты с точки зрения классической физики являются электрическими неоднородностями по отношению к фоновому геоэлектрическому полю, что и вызывает возмущение последнего за счет эффекта присутствия неоднородности. Подобного рода возмущение воспринимается человеком (а не рамкой или маятником!) и трансформируется в некий вазомоторный импульс, передаваемый рукам лозоходца и заставляющий реагировать рамку или маятник, находящиеся в его руках. Следует отметить, что можно обойтись и без рамок, маятников и прочей атрибутики, поскольку «лозоходец» при приближении к границе аномальной зоны начинает «ощущать» ее буквально за мгновение до пересечения границы зоны. А рамки и маятники – это для тех свидетелей, которые не верят на слово. Свидетельством того, что не рамка, а оператор является реципиентом, служат результаты эксперимента, в ходе которого проводились наблюдения с рамкой, находящейся в руках оператора, а также на значительном расстоянии от него на подвижной деревянной платформе. Эксперимент проводился на участке, где на глубине примерно 5–7 м находилась граница природной известковой плиты, позже обнаруженной с помощью бура геолога и подтвержденной георадиолокацией.

Экспериментальные наблюдения на различных объектах, в основном, связанные с необходимостью определения подземных водотоков, показали хорошую сходимость результатов биолокации и измерений с использованием традиционных геофизических методов (рис. 3).

На рис. 3 приведены результаты комплексных геофизических электрометрических исследований на плотине Борисовских прудов в г. Москве [Алешин и др., 1995; Алешин, Жигалин, 1994]. На рис. 3 заметны водотоки обходной фильтрации, которая, достигая каменной кладки стенки водоотводного канала, разрушает эту стенку, создавая, таким образом, аварийную ситуацию. В данном случае решались две задачи – одна инженерно-геологическая (поиск засыпанной подпорной стенки,)

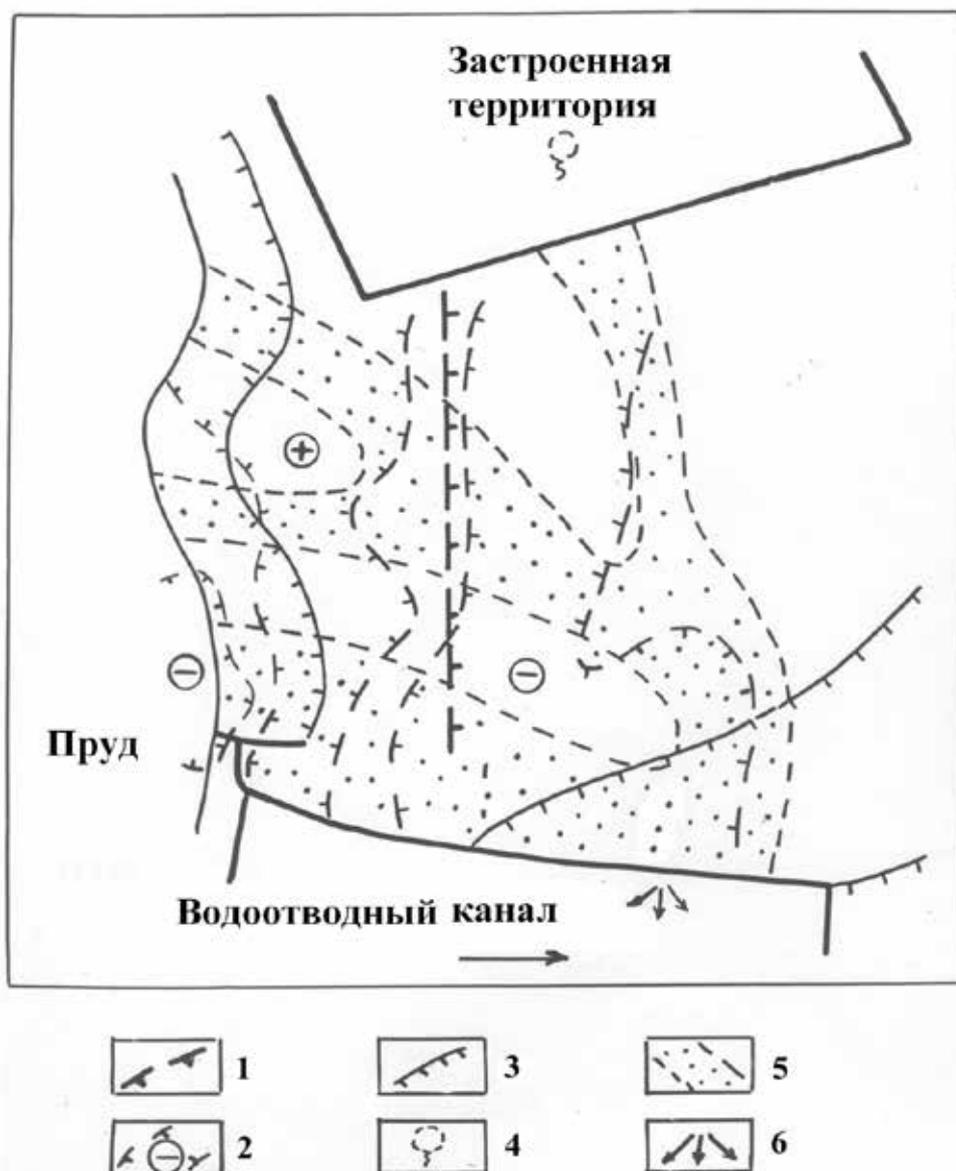


Рис. 3. Результаты комплексных геофизических исследований на плотине одного из Борисовских прудов (г. Москва): 1 – подпорная стенка (на момент проведения исследований была скрыта под поверхностью); 2 – аномалии потенциала естественного электрического поля; 3 – элементы рельефа; 4 – место предполагаемой разгрузки дренируемых вод (круглогодичное высачивание воды на поверхность); 5 – водотоки обходной фильтрации, определенные методом биолокации; 6 – выходы подземных вод в стенке водоотводного канала [Алешин и др., 1994]



Рис. 4. Система кровообращения человека, которая может рассматриваться как вертикальная генерирующая и приемная индукционная рамка. Эта схема может быть использована для расчетов «тонкого» взаимодействия человека (реципиента) с источниками электрического сигнала. Пунктирной стрелкой показан вектор магнитного поля, создаваемого кровотоком в замкнутом контуре (направлен к читателю)

верхняя кромка которой находилась на глубине около метра) и гидрогеологическая (поиск путей обходной фильтрации из пруда к нижнему бьефу плотины). В первом случае доминировали методы традиционной геофизики – вертикальное электрическое зондирование и электропрофилирование. Во втором случае дополнительно к методу естественного электрического поля был применен метод биолокации, который проявил себя самым лучшим образом, оказавшись надежным инструментом при решении задачи.

Возвращаясь к сути феномена лозоходства, следует задать вопрос, что же в нашем организме является детектором сигнала, приходящего от электрической неоднородности, которая находится у нас под ногами. Можно предполагать, что существует некий участок мозга, головного или спинного, «ответственный» за прием электрического сигнала от скрытой неоднородности, его обработку и индикацию в виде электрического импульса. Единственное, что пока можно предположить, это то, что нашим внутренним контуром, принимающим электрический сигнал, может являться система кровообращения, поскольку кровь является электролитом, а ее движение по большому и малому кругам имитирует движение тока в замкнутом контуре, создавая некую имитацию горизонтального магнитного диполя (рис. 4). В такой модели можно усмотреть классическую геофизическую (геоэлектрическую) задачу об индукционном взаимодействии магнитного поля вертикальной рамки с полем бесконечно длинного кабеля, находящегося под дневной поверхностью (подземные водотоки), или изометричной неоднородностью (рудное тело или другой сходный по категории объект). Рассмотрение явления эффекта лозы с таких позиций можно назвать «биофизической гипотезой». Попыток «осмыслить математически» биофизический механизм передачи сигнала в обозримом прошлом не просматривается. Однако можно надеяться, что рано или поздно эта биофизическая задача будет решена.

Возвращаясь к началу статьи, задаемся вопросом, что же такое лозоходство сегодня, какие его новые задачи, какова может быть его роль в геологии и геофизике. Это, с одной стороны, новые задачи исследований и области применения, с другой – освоение новых возможностей через проведение фундаментальных научных исследований природы вещей.

И другой вопрос, каким образом лозоходство может быть соотнесено с нанотехнологиями.

Нанотехнологии представляют собой новое научно-практическое направление, активно развивающееся в последние десятилетия. Нанотехнологии включают, помимо создания и использования материалов, устройств и технических систем, функционирование которых определяется наноструктурой некоторых компонентов систем, то есть наличие упорядоченных фрагментов размером от 1 до 100 нанометров, весьма широкий спектр приложения от элементов нанoeлектроники, нанофотоники и ДНК-компьютеров до молекулярных роторов и нанороботов. Наносистемная техника уже сейчас во многих случаях представляет собой функционально законченные системы и устройства, характеристики которых кардинальным образом отличаются от показателей систем и устройств аналогичного назначения, созданных по традиционным технологиям. Это и устройства контроля состояния окружающей среды. Это и использование в биомеханике, геномике, биоинформатике. Это и создание биоинструментария. В 2005 г. в лаборатории Бостонского университета (США) была создана антенна-осциллятор размерами порядка 1 мкм. Это устройство насчитывает 5000 млн. атомов и способно передавать огромные объемы информации на частоте 1,49 ГГц. По-видимому, возможна и обратная операция – детектирование сверхтонкого воздействия электромагнитного сигнала.

Возможно, использование уникальных свойств наноматериалов и биоинструментария для отслеживания изменений в биологических системах человека на наномолекулярном уровне, что является уже почти реальностью для современной медицины, приблизит нас к разгадке энигмы лозоходства и позволит ответить на вопрос, какая же из версий – астральная (космическая), рамочная (геофизическая), или биофизическая – наиболее правдоподобно объясняет «феномен поворота рамки».

Относительно возможностей лозоходства (биолокации) при решении ординарных геолого-геофизических задач в сопоставлении их с достижениями и перспективами естественных наук пока трудно делать прогнозы, но некоторые предположительные выводы можно сделать. Независимо от взглядов на природу эффекта, следует согласиться, что сам метод экспериментальных наблюдений чрезвычайно прост, в ряде случаев эффективен. Как правило, он ориентирован на поиск и разведку объектов на небольших глубинах (в пределах десятков, а, возможно, и первых сотен метров), которые представляют собой подповерхностные контрастные электрические неоднородности, то есть на решение инженерно-геологических, гидрогеологических и некоторых геологических задач. Благодаря своей простоте и дешевизне, лозоходство может применяться для рекогносцировки при планировании затратных инструментальных геофизических исследований современными методами электроразведки, сейсморазведки, сейсмического микрорайонирования, при поиске заброшенных горных выработок, шахт, тоннелей. Принимая во внимание то обстоятельство, что в ряде случаев физические характеристики объектов исследований близки как в лозоходстве, так и в методах, использующих георадиолокационную съемку, возможно их комплексирование. Оба этих метода оперативны, малозатратны, экологически чисты и позволяют получить уникальную самостоятельную информацию и использоваться как рекогносцировочные на стадии предварительного районирования территории для последующего применения современных геофизических исследований. Различные точки зрения основываются исключительно

на экспериментальных исследованиях и наблюдениях и приводят к мысли о единстве природы вещей, необходимости дальнейшего совместного изучения и осмысливания результатов. Лозоходство как метод требует постановки фундаментальных научно-исследовательских работ, создания методик его использования в более широком плане, например, с целью прогноза землетрясений, решения структурно-геологических задач и геофизического мониторинга в его различных приложениях.

Важным итогом такого фундаментального исследования могут быть теоретические разработки в области тонких (на уровне нанотехнологий) физических и биофизических взаимодействий. И тогда каждая из версий «феномена поворота рамки». – астральная (космическая), рамочная (геофизическая) и биофизическая, сообщая, обозначают новый этап развития естественных наук. Это позволит «античному» методу в обозримом будущем занять паритетное положение среди других методов геолого-геофизической разведки.

Литература

1. Алешин А.С., Жигалин А.Д., Каганов Г.М., Волков В.И. Опыт использования геофизических методов при реконструкции гидротехнических сооружений в городах // М.: Гидротехническое строительство, 1995, № 5.
2. Алешин А.С., Жигалин А.Д. Опыт комплексирования электрометрии и биолокации при решении гидрогеологических и инженерно-геологических задач. Нетрадиционные методы изучения неоднородностей земной коры. М.: Знание, 1994.
3. Шулейкин В.Н., Резниченко А.П., Пуцина Л.В. О связях метана, водорода и радона почвенного воздуха // Всерос. конф. «Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы». М.: ГЕОС, 2008.
4. Шулейкин В.Н., Щукин Г.Г., Куповых Г.В. развитие методов и средств прикладной геофизики – атмосферно-электрический мониторинг геологических неоднородностей и зон геодинамических процессов // СПб.: Издательство РГГМУ, 2015.
5. <http://tayny-zemli.ru/article/66/...BE.html>.

DOWSING, NANOTECHNOLOGIES AND PROSPECTS OF APPLIED AND FUNDAMENTAL GEOPHYSICS

© 2016 A.D. Zhigalin¹, Sc. Cand. (Geol.-Min.), V.N. Shuleikin², Sc. Cand. (Phys.-Math.)

¹Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS, Russia, 101000, Moscow, Ulanskiy pereulok, 13, bld. 2, P.O. Box 145, e-mail: zhigalin.alek@yandex.ru;

²Oil and Gas Research Institute RAS, Gubkina str., 3, Moscow, Russia, 119333, e-mail: shvn1947@yandex.ru

Dowsing and the use of nanotechnology divides more than 4 thousand years. Is it possible today to compare the two technologies: one is «ancient as the world» and the other facing away from the current days in a vast and yet uncertain future. Dowsers were able to find water, gold, metal ores and other minerals with the help of some form twigs (vines) or frames and pendulum. Vines effect secret has not yet been disclosed to the end. Perhaps the «nanotechnology» approach to the problem will do so in the foreseeable will-present.

Keywords: dowsing, nanotechnology, geophysics, biophysics.

НАШИ ГОСТИ

УДК 550.34

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО КАСПИЯ

© 2016 С.Э. Казымова, к.г.-м.н., И.Э. Казымов

Национальная Академия Наук Азербайджана Республиканский Центр Сейсмологической Службы, Азербайджан, 1001, Баку, ул. Гусейн Джавида 123, e-mail: sabina.k@mail.ru

Статья посвящена изучению геодинамики Азербайджанской части Среднего и Южного Каспия на базе современной изученности о геоструктуре исследуемого региона с обоснованными результатами анализа ее геологического строения, GPS данных, сейсмической активности и механизмов очагов землетрясений. Установлено, что основная масса скопления землетрясений сосредоточена в зоне псевдо-субдукции. Очаги погружаются до глубины 70 км. Большая часть землетрясений располагается ниже границы Мохо, что говорит о глубоких корнях Апшероно-Прибалханской подвижной системы. Результаты определения механизма очагов землетрясений показали, что для территории Центрально-Каспийской впадины для малых значений углов осей растяжения характерны большие углы осей сжатия, что свидетельствует о преобладании там сбросо-сдвиговых подвижек.

Таким образом, можно сказать, что сейсмические процессы в зоне Апшероно-Челекенского глубинного разлома вызваны одними и теми же причинами – активными тектоническими движениями на границе двух крупнейших структур земной коры региона – Скифско-Туранской плиты и Копетдагско-Кавказской складчатой подвижной области.

Ключевые слова: Геодинамика, Каспийское море, субдукция, механизмы очага, Скифско-Туранская плита, Копетдагско-Кавказская складчатая область.

Введение

Напряженное состояние земной коры является одним из важнейших факторов, контролирующих протекание в ней разнообразных процессов: от сейсмической активности до движения флюидов. Как известно Каспийский регион является стратегически важным регионом республики в связи с его высоким нефтегазовым потенциалом. Широкое развитие нефтегазопроисково-разведочных работ, развитие нефтегазовой индустрии на суше и в акватории Каспия создают большие экологические проблемы, которые связаны не только с загрязнением биосреды, но и чередой катастрофами геодинамического характера [Федоров, 2006; Дубовская, 2014].

Последнее неосуществимо без основательного научного обобщения современных знаний и выводов о геоструктуре региона. Ведущиеся в регионе наблюдения за современными движениями земной коры показали наличие активных тектонических процессов. Известно, что Каспийское море характеризуется активной сейсмичностью и геодинамикой, а также аномальным изменением уровня моря. Ввиду этого задача исследования сейсмичности, а также полей напряжений литосферы Каспийского региона представляется особенно актуальной.

Цель исследований состояла в изучении геодинамики Азербайджанской части Среднего и Южного Каспия на базе современной изученности о геоструктуре исследуемого региона с обоснованными результатами анализа ее геологического строения, GPS данных, сейсмической активности и механизмов очагов землетрясений.

Тектоника

В тектоническом отношении Каспийский регион представляет собой гетерогенную структуру весьма сложного глубинного строения, где происходит сочленение разновозрастных структур континента: Восточно-Европейской докембрийской платформы, Скифской и Туранской эпипалеозойских плит и альпийских складчатых сооружений на юге [Уломов и др., 1999].

По масштабам проявления и влияния на структурный план региона молодые динамические сдвиги намного превзошли древние палеозойские, которые сформировали названную зону сочленения между Восточно-Европейским кратоном и Скифско-Туранской плитой. В начале олигоцена континентальная коллизия со стороны Аравийской плиты и консолидировавшейся Евразией привела к образованию обширного, изолированного с юга горной системой, морского бассейна, получившего название Паратетис. В его состав вошла и акватория Каспия. Молодая, но достаточно жесткая Южно-Каспийская микроплита, двигаясь под напором Аравийской плиты в северо-восточном направлении и сформировав на границе контакта со Скифско-Туранской плитой (Средний Каспий) Апшерон-Балханский порог с выходом коренных пород на поверхность моря, в плиоценовое время буквально «рухнула» вниз. Ее стремительное погружение компенсировалось быстрым накоплением мощной толщи плиоцен-четвертичных отложений мощностью до 10 км. Осадконакопление слабоуплотненных песков и глин в зоне вдавливания (Апшерон-Балханский порог) и встречным потоком высокотемпературных флюидов создало идеальные условия для нефтегазообразования, которое интенсивно продолжается в Южно-Каспийском бассейне и в настоящее время [Уломов и др., 1999; Мурзагалиев, 1998].

Очаговые зоны рассматриваемых нами землетрясений располагаются в пределах самой глубокой части Среднего Каспия и приурочены к зоне сочленения альпийской складчатой Копетдаг-Кавказской области с эпигерцинской Туранской плитой.

На глубине, согласно геофизическим данным, подвижная система построена несколькими узкими тектоническими ступенями кавказского простираения, образующими в сечении грандиозный грабен шириной 30–50 км. Ступени являются продолжением на дне Каспийского моря известных зон Западной Туркмении и

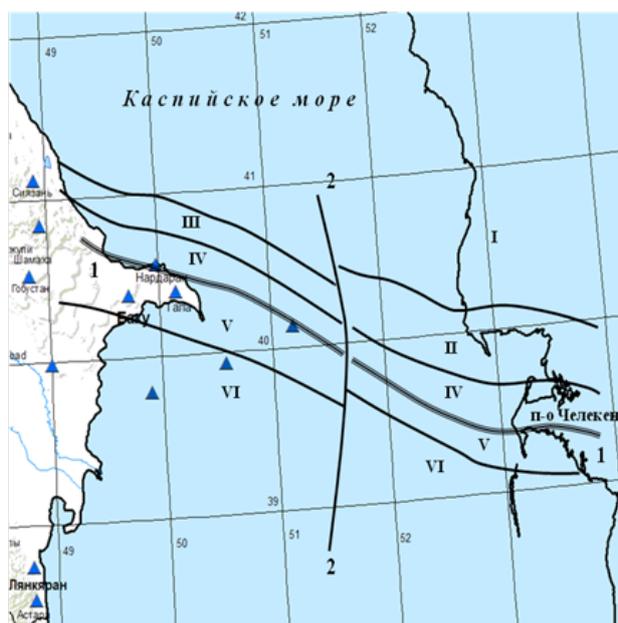


Рис. 1. Тектоническая схема Каспийского моря

Условные обозначения: I – Карабогазский свод, II – Кубадаг-Большебалханское поднятие, III – Тенгиз-Бешбармакское поднятие, IV – Хизинско-Келькорский прогиб, V – Апшерон-Челекенский порог, VI – Южно-Каспийская впадина, 1 – Апшероно-Челекенский глубинный разлом, 2 – Центрально-Каспийский разлом [Голинский и др., 1989].

Юго-Восточного Кавказа. Так, самая северная ступень – западное продолжение Кубадаг – Большебалханского поднятия и восточный морской аналог Тенгизско-Бешбармакского горст-антиклинория. Центральная ступень – Хызинско-Келькорский прогиб, а южная ступень – так называемый Апшероно-Челекенский порог. Ступени разделены продольными глубинными разломами, крупнейшим из которых является Апшероно-Челекенский (рис. 1) [Голинский и др., 1989].

Апшероно-Прибалханская подвижная система поперечными разломами расчленяется на несколько протяженных сегментов. Так, в районе система продольных ступеней и разломов нарушена меридиональным Центрально-Каспийским разломом, к западу и востоку от которого структура их несколько меняется [Голинский и др., 1989].

В согласии с тектоническими данными в пределах Апшероно-Прибалханской подвижной системы выявлена так называемая Северная сеймотектоническая зона, протягивающаяся на 500 км от северной окраины Апшеронского полуострова к северному берегу п-ова Челекен и далее в Западную Туркмению. С ней связаны сильные землетрясения интенсивностью 7–9 баллов. В целом эта зона тяготеет к Апшероно-Челекенскому глубинному разлому и к его восточному продолжению – Челекен-Кумдагскому разлому [Голинский и др., 1989].

Таблица. 1.

**Сильные землетрясения Каспийского моря с интенсивностью
в эпицентре 6 и более баллов**

Дата			Время			Координаты		Глубина км	Ms	Io баллы
год	мес.	день	час	мин	сек	Сев. широта град.	Вост. долгота град.			
1842	1	2	22			40,50	50,00	3	4,3	8
1911	6	7	23	58	48	41,00	50,50	52	6,4	6–7
1929	12	24	22	12	14	41,00	49,50	15	4,7	6
1931	7	25	7	39	10	41,40	49,50	16	4,8	6
1931	10	20	15	58	32	41,70	51,10	110	6,2*	7
1938	9	6	13	28	20	41,00	50,00	22	5,0	6
1946	3	5	4	45	7	39,60	49,30	11	4,8	7
1951	1	16	17	53	53	39,10	49,60	25	4,9	6
1961	6	9	9	36	48	40,80	50,60	14	4,8	6
1961	9	18	11	1	4	41,10	50,20	64	6,0	7
1961	9	19	20	5	22	40,90	49,90	60	4,4	5–6
1961	12	17	14	28	40	40,50	50,00	6	4,2	7
1961	12	17	14	33	45	40,50	50,00	3	4,1	7
1962	3	26	16	39	43	41,10	49,30	6	4,4	7
1962	7	1	11	46	30	40,70	49,60	13	4,5	6
1963	1	27	19	35	15	41,08	49,84	55	6,2	7–8
1963	1	31	17	6	2	40,80	49,80	5	4,5	5–6
1968	5	11	12	12	41	41,10	49,90	15	4,5	6
1969	11	4	20	17	49	40,31	50,28	22	4,4	6
1972	6	14	0	49	54	40,26	51,84	27	4,1	6
1986	3	6	0	5	38,2	40,06	51,63	29	6,1	7–8
1989	8	24	18	55	23,6	41,64	49,09	55	3,8	6
1989	9	16	2	5	7,0	40,34	51,60	29	6,3	7–8
1989	9	17	0	53	38,8	40,15	51,82	32	6,2	7
2000	11	25	18	09	09	40,14	50,05	30	5,8	6
2000	11	25	18	10	40	40,00	50,00	35	6,2	6–7

Сейсмичность исследуемого региона

Каспийское море является важной сейсмически активной зоной Азербайджана. Пространственное распределение очаговых зон является нерегулярным. Очаговые зоны области Каспийского моря достигают глубины в 60–70 км. Глубина сильных землетрясений с $M \geq 5.0$ достигает 30–40 км. По данным каталога РЦСС НАНА за прошедшее столетие в Каспийской акватории отмечен ряд сильных землетрясений, с интенсивностью в эпицентре 6 и более баллов (табл. 1). Как видно из таблицы 1, большая часть известных наиболее сильных землетрясений этой зоны происходила в Североапшеронской акватории Каспия. Их интенсивность в эпицентре (землетрясения 1842, 1963, 1986 и 1989 гг.) доходила до VIII баллов. Очаг землетрясения 25 ноября 2000 г. расположен в южной части Апшеронской зоны и приурочен к Апшероно-Челекенскому порогу. Детальное описание сейсмотектоники этой зоны приведено в сборнике «Землетрясения в СССР в 1986 году» в связи с Каспийским землетрясением 6 марта 1986 года с магнитудой 6,1 [Гасанов и др., 2003; Гасанов, 2001]. В 2014 г. число землетрясений и количество выделенной сейсмической энер-

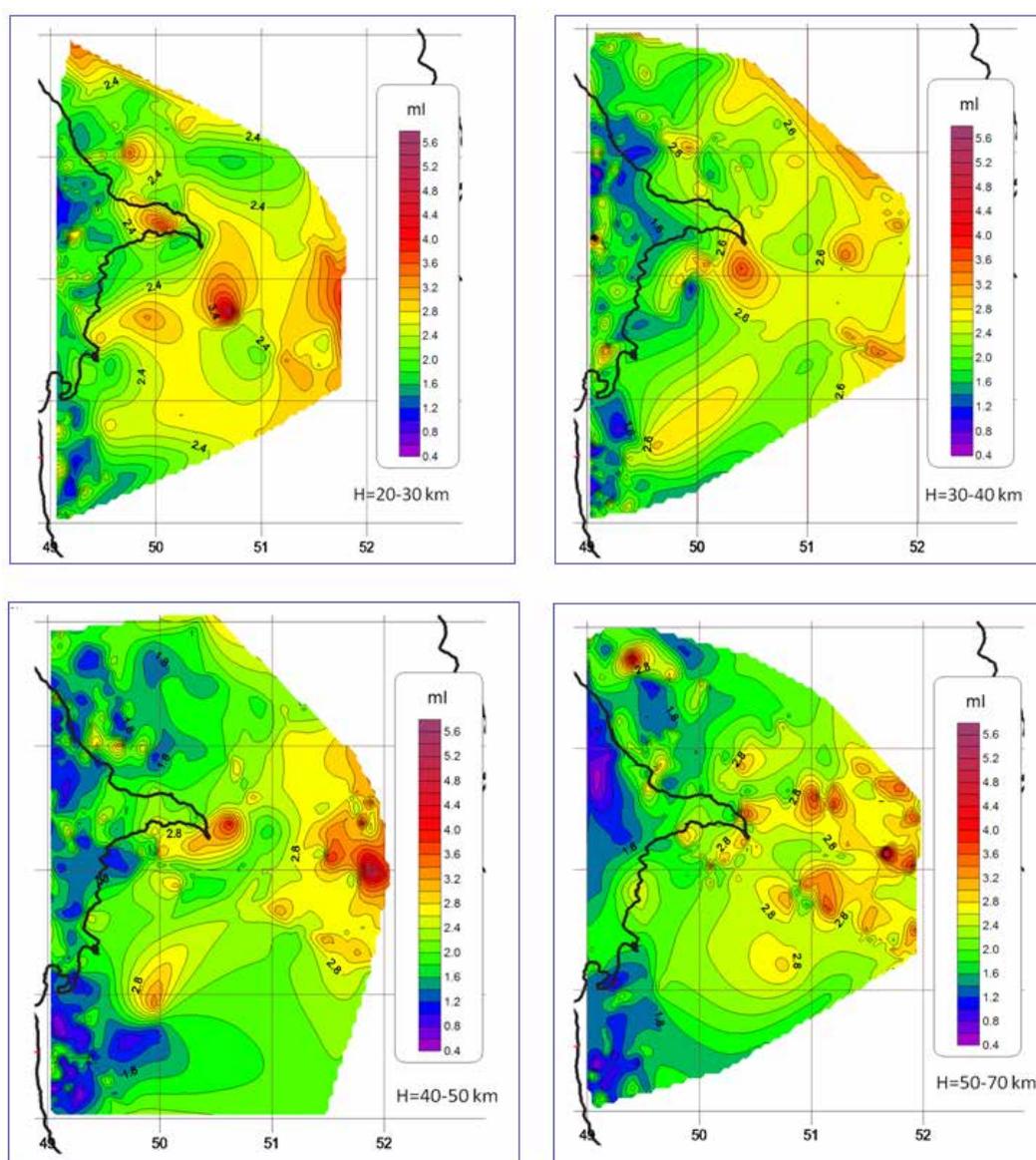


Рис. 2. Схема изменения распределения магнитуд по глубине.

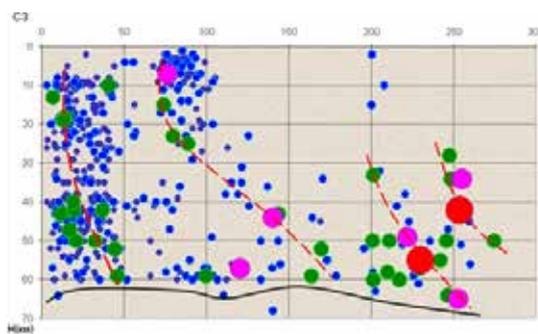


Рис. 3. Сейсмологический разрез I–I вдоль Каспийского моря за период 1990–2015 гг.

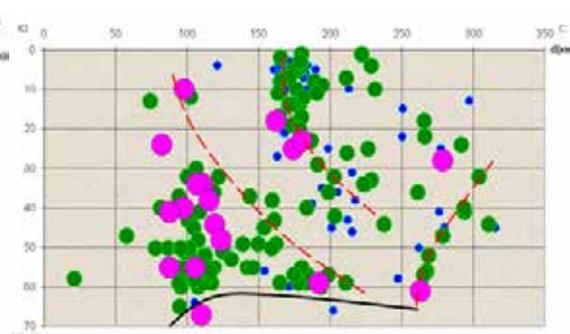


Рис. 4. Сейсмологический разрез III–III вдоль Каспийского моря за период 1990–2015 гг.

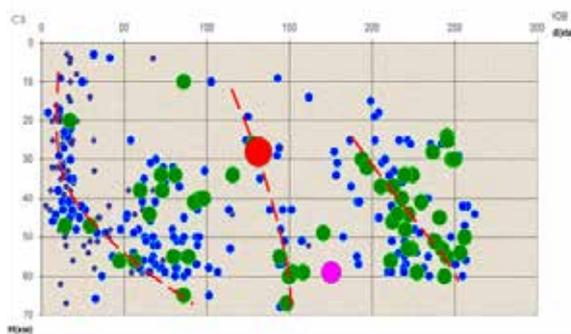


Рис. 5. Сейсмологический разрез II–II вдоль Каспийского моря за период 1990–2015 гг.

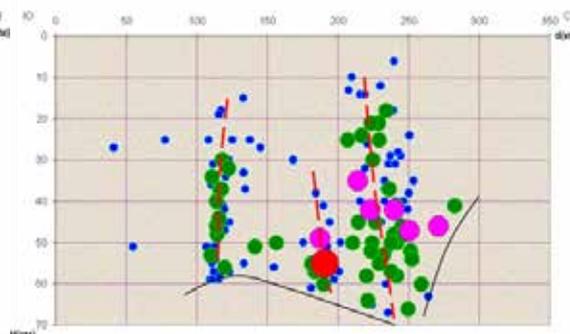


Рис. 6. Сейсмологический разрез IV–IV вдоль Каспийского моря за период 1990–2015 гг.

гии увеличилось. Было зафиксировано 25 ощутимых событий, из которых 6 землетрясений с магнитудой с $m_l \geq 5$. Из них к наиболее сильным можно отнести землетрясение, произошедшее в Каспийском море 07.06.2014 в 11 ч. 05 мин. по местному времени магнитудой 5,6 ($h=61$ км), ощущавшееся интенсивностью до 3–4 баллов.

Для того чтобы проследить как меняются очаги сильных землетрясений с глубиной была построена схематическая карта пространственного распределения магнитуд (рис. 2). Если в интервале глубин 20–30 и 30–40 км наиболее активными были участки Североапперонской акватории Каспия, а также относительно центральная часть Каспийского моря, то в интервале глубин 40–50 и 50–70 км отчетливо проявляется постепенное увеличение магнитуд землетрясений в направлении запад-восток.

Изучение сейсмичности Каспийского моря в связи с его глубинным строением может дать дополнительную информацию о тектонических процессах, протекающих в этом регионе, что важно для сейсмического районирования Каспия и в выявлении возможной связи между сейсмичностью и месторождениями нефти и газа. С этой целью в этой зоне нами построено 4 сейсмологических разреза по профилям I и II в направлении СЗ-ЮВ и III, IV в направлении Ю-С за период 1990–2015 гг. (рис. 3–6). На данных сейсмологических разрезах отчетливо проявляется постепенное погружение землетрясений в зоне сочленения среднего и южного Каспия, а также зоны продольных и поперечных разломов, отмеченные нами пунктирными линиями.

В сейсмогеодинамическом отношении, как было отмечено выше наибольший интерес представляет центральная часть Каспия – область сочленения Кавказ-Копетдагской альпийской структуры и Скифско-Туранской эпигерцинской платформы (рис. 7). Эта область, разделяющая Южный и Северный Каспий, трассируется Челекен-Апше-

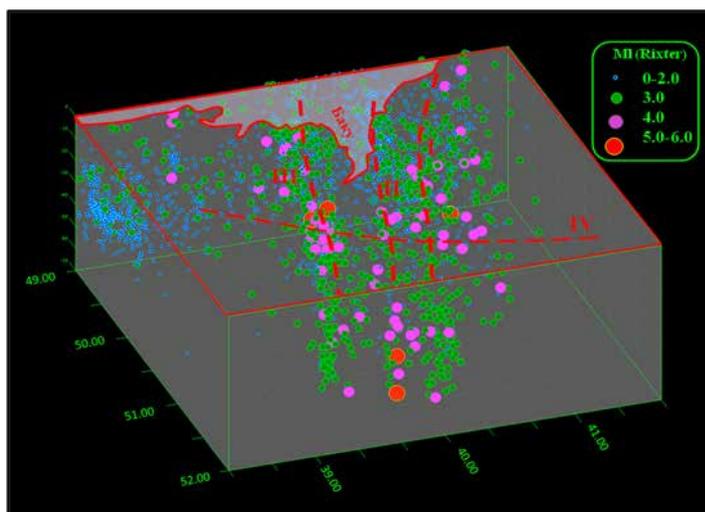


Рис. 7. Объемная модель распределения гипоцентров землетрясений Каспийского моря
Разломы: 1 – Тенгиз-Беибармагский, 2 – Апшероно-Прибалханский, 3 – Сангачал-Огурчинский,
4 – Центрально Каспийский.

ронским порогом, а также узкой полосой очагов землетрясений, максимальными градиентами рельефа консолидированной коры, изостатических аномалий, магнитного поля, теплового потока и других геофизических полей [Уломов, 2003].

В условиях субмеридионального сжатия региона блоки деформируются и утолщаются, создавая горные сооружения. Наиболее прочным и практически неподдающимся складкообразованию оказался участок океанической коры Южного Каспия. Испытывая давление со стороны Эльбурса, он погружается под континентальную кору Скифско-Туранской плиты в центральной части Каспия, на всем протяжении Челекен-Апшеронского порога [Хаин, Ализаде, 2005]. Если рассмотреть пространственное распределение землетрясений в 3D формате, то в зоне псевдо-субдукции наблюдается скопления очагов землетрясений в трех направлениях вероятно приуроченные проявлению сейсмической активности продольных Центрально-Каспийского, Апшероно-Прибалханского и Сангачал-Огурчинского, а также пересекающий их поперечного Центрально Каспийского разломов [Шихалибейли, 1996].

По данным результатов, представленных в статье [Уломов, 2003] континентальная кора Северного Каспия, вовлекаемая в движение вдоль зоны псевдо-субдукции, в свою очередь, испытывает изгиб и связанное с ним растяжение в своей верхней части, в результате чего возникают тектонические подвижки типа сбросов. Об этом свидетельствует и механизм сейсмических очагов в зоне псевдо-субдукции, имеющих здесь сбросовый характер, в отличие от надвигов и сдвигов на соседней континентальной территории.

По данным ГСЗ [Хаин, Ализаде, 2005], поверхность кристаллического фундамента в районе Челекен-Апшеронским порога резко погружается в южном направлении от глубин 2–3 км до 20 км и более. Северный Каспий представлен типичной континентальной корой, покрытой осадочным чехлом небольшой мощности и состоящей из «гранитного» (толщина около 10 км) и «базальтового» (15–20 км) слоев. В Южно-Каспийской впадине земная кора имеет совершенно иную, океаническую, структуру и состоит из двух слоев: мощной (свыше 20 км) осадочной толщи и «базальтового» слоя толщиной 10–15 км. «Гранитный» слой здесь вовсе отсутствует. Граница Мохоровичича в области впадины расположена на глубине 30–35 км. В сторону Кавказа и Копетдага она погружается до 45–50 км и более [Хаин, Ализаде, 2005].

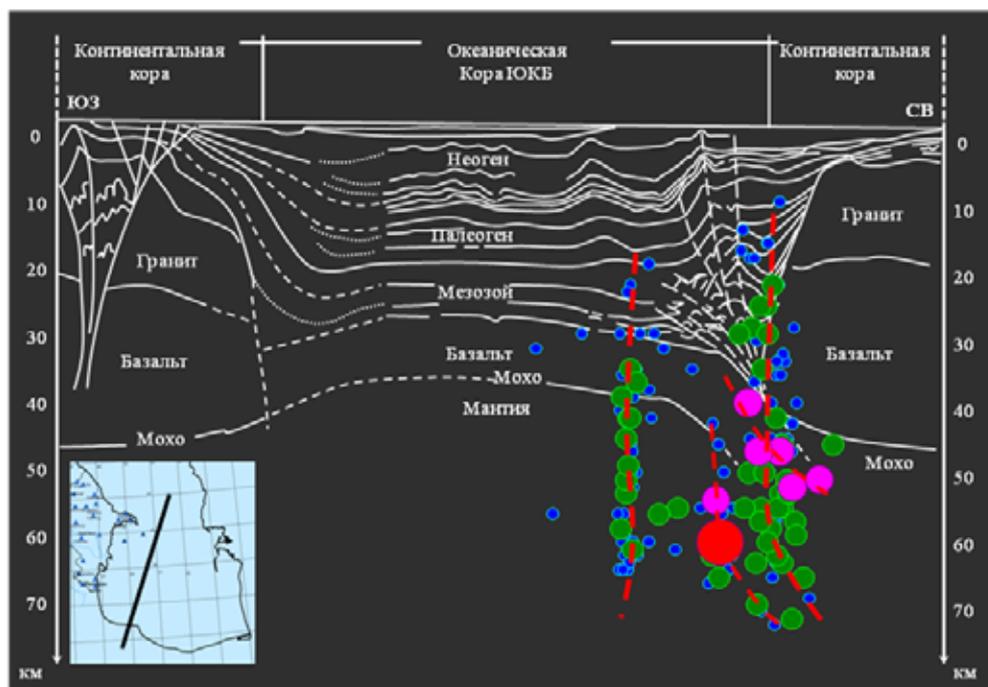


Рис. 8. Сейсмогеологический разрез Каспийского моря.

Коррелируя сейсмический профиль IV–IV с геологическим профилем, полученным по данным ГСЗ видно, что основная масса скопления землетрясений сосредоточена в зоне псевдо-субдукции (рис. 8). Очаги погружаются до глубины 70 км. На рисунке пунктиром мы выделили предполагаемые глубинные разломы, выделяемые группировкой гипоцентров землетрясений в более плотные близвертикальные зоны.

Пространственное положение эпицентра землетрясения 7 июня 2014 г. с магнитудой 5,6, представленного на разрезе позволяет полагать, что это событие связано с Северной сейсмотектонической зоной на участке ее пересечения с Центрально-Каспийским разломом, т. е. с крупным дизъюнктивным узлом. Большая часть землетрясений располагается ниже границы Мохо, что говорит о глубоких корнях Апшероно-Прибалханской подвижной системы. Наименьшее их количество тяготеет к толщам кристаллического фундамента и мезозойских пород, сравнительно немного гипоцентров в кайнозойских малосах.

Механизмы очагов

В данной работе был использован хорошо зарекомендовавший себя в ряде наблюдательных сетей алгоритм по методу инверсии волновых форм – Time-Domain Moment Tensor INVerseCode (TDMT INVC), разработанным Дагом Дрегером из Университета Калифорнии, Беркли [Dreger, 2002].

В ходе работы скрипта после считывания файлов параметров, координат станций и выходных файлов программы локации производятся следующие операции:

1. Коррекция волновых форм землетрясения за амплитудно-частотную характеристику регистрирующих приборов и переход от координат север-юг, восток-запад, вертикаль к координатам радиальная, тангенциальная, вертикальная.

2. Полосовая фильтрация фильтром Баттерворта 4 порядка.

3. Вычисление функций Грина, используемых в инверсии синтетических волновых форм, для всего набора глубин и расстояний источник-приемник (полученных на основе программы локации подсистемы реального времени).

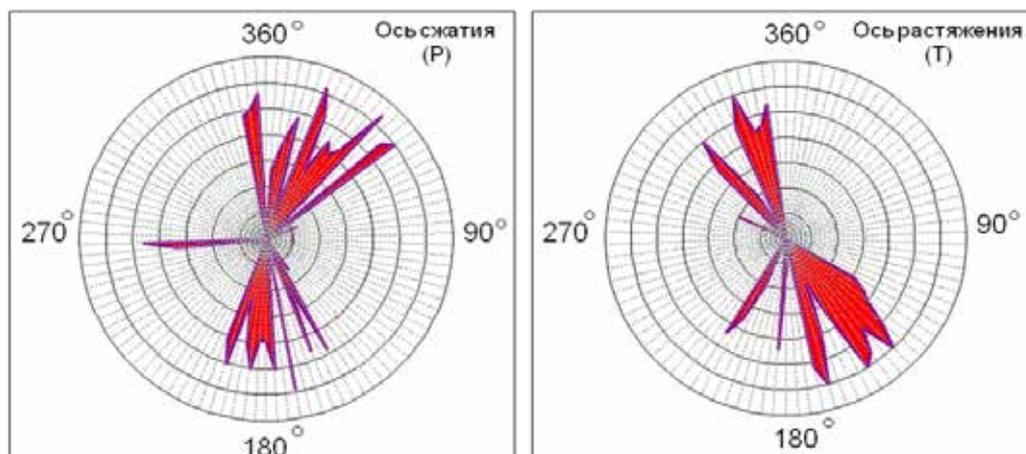


Рис. 10. Гистограмма ориентаций осей сжатия и растяжения механизмов очагов землетрясений Каспийского моря

Рис. 11. Схема разломной структуры и особенностей геодинамического режима Каспийского моря.



GPS исследования

С позиции современной плитотектонической модели признано наличие Восточно-Европейской, Скифской, Западно-Туранской, Малокавказской, Южно-Каспийской и Иранской литосферных мезоплит. С позднемiocенового времени Восточно-Европейская плита считается малоподвижной. Скифская и Малокавказская плиты перемещаются по азимуту 18° со скоростью $1,92$ см/год и одновременно вращаются против часовой стрелки на $2,03 \cdot 10^{-7}^\circ$. Западно-Туранская и Иранская мезоплиты движутся к северо-западу по коллизионным швам со скоростью $1,7$ см/год, а Южно-Каспийская плита смещается по азимуту 319° со скоростью $0,4$ см/год. Относительно Восточно-Европейской плиты она вращается с угловой скоростью $0,6 \cdot 10^{-7}^\circ$ против часовой стрелки. Таким образом, Каспийский регион оказался в центре конвергенции нескольких плит с различными параметрами кинематики. Все это обусловило сложность этапа геодинамического развития и сопряжения разнотипных геоструктурных элементов [Голинский и др., 1989].

В последние годы получены новые принципиально важные данные о новейших и современных тектогенных механизмах с позиций неомобилизма. Главным механизмом в Кавказско-Каспийской шовной зоне коллизии Евро-Азиатской и Аравийской литосферных плит оказалось пульсационное давление к С – СВ выступа Аравийской плиты, связанное с раскрытием Красноморского и Аденского рифтов. Оно привело к резкому поперечному сжатию орогенного пояса и впадины Каспия, изгибанию всех горных систем Малой Азии и Ближнего Востока к СВ, формированию покровно-надвиговых морфоструктур, диагональных левосдвиговых перемещений крупных блоков, продольных поддвиговых зон с крутым падением сейс-

мофокальных поверхностей к СВ. Динамика эволюции морфоструктур и основных черт рельефа определяется механизмом горизонтального сжатия-растяжения. Вертикальная составляющая дифференциации рельефа может рассматриваться как производная этого механизма. В результате края Скифской и Аравийской плит за плиоценчетвертичное время были сближены на 350–400 км. Каспийская впадина резко деформирована, ее средняя часть перекошена с запада на восток. Современная морфология впадины не соответствует не только новейшей и плиоценовой, но и плейстоценовой структуре, т. е. является очень молодой, преимущественно голоценовой. При этом ороструктурные фазы и фазы складчатости соответствуют фазам активизации раскрытия Красноморского и Аденского рифтов, а также фазам активизации спрединга Срединно-Атлантического хребта и оживления движений в Средиземноморском поясе. Результатом этого является прохождение волн морфотектогенеза попеременно в продольной (субширотном) и поперечном (субмеридиональном) направлении с формированием ороструктур соответственно кавказского и уральско-каспийского простирания [Мурзагалиев, 1998]. Анализ ориентации осей сжатия показал ЮЗ-СВ ориентацию в северном Каспии и плавный переход в направлении ЮВ-СЗ в южном Каспии (рис. 12).

По данным спутниковых GPS-измерений продвижение выступа Аравийской плиты к СВ в 2000-х годах составляло 35 см/год, приводя к раздвиганию в сто-

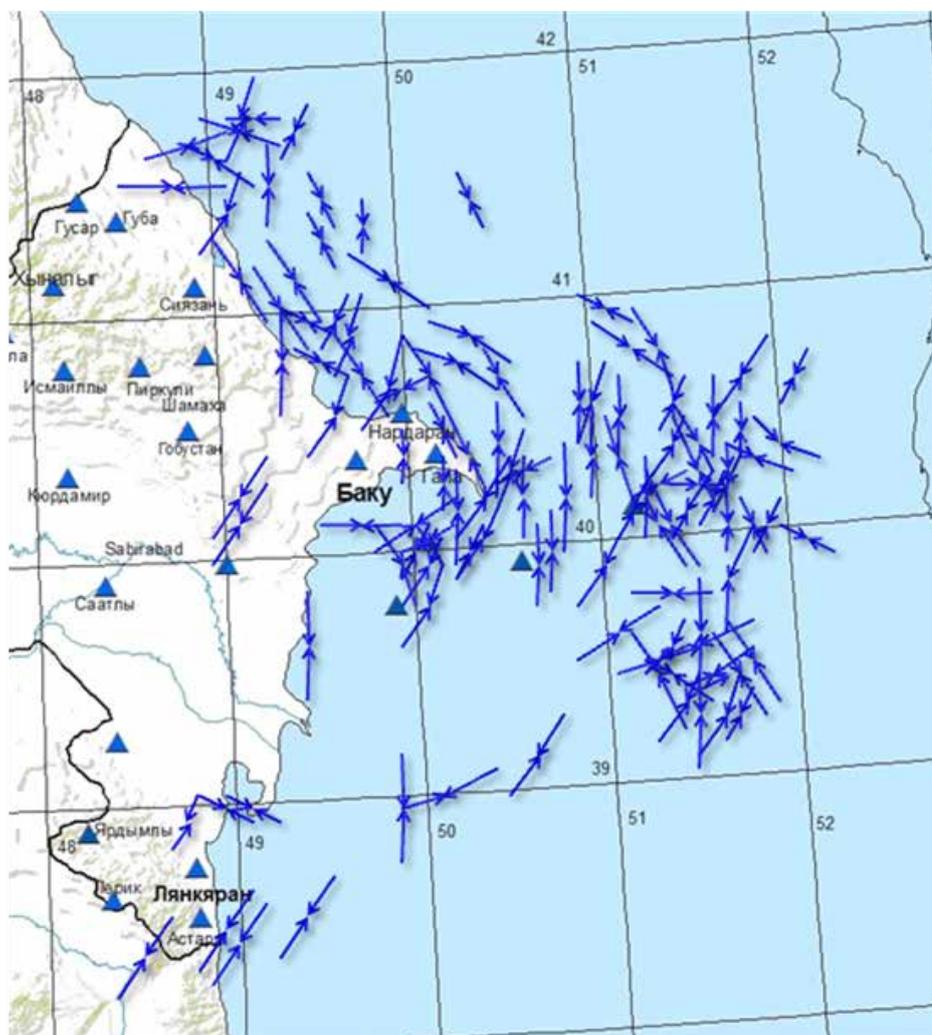


Рис. 12. Ориентация осей сжатия механизмов очагов землетрясений Каспийского моря

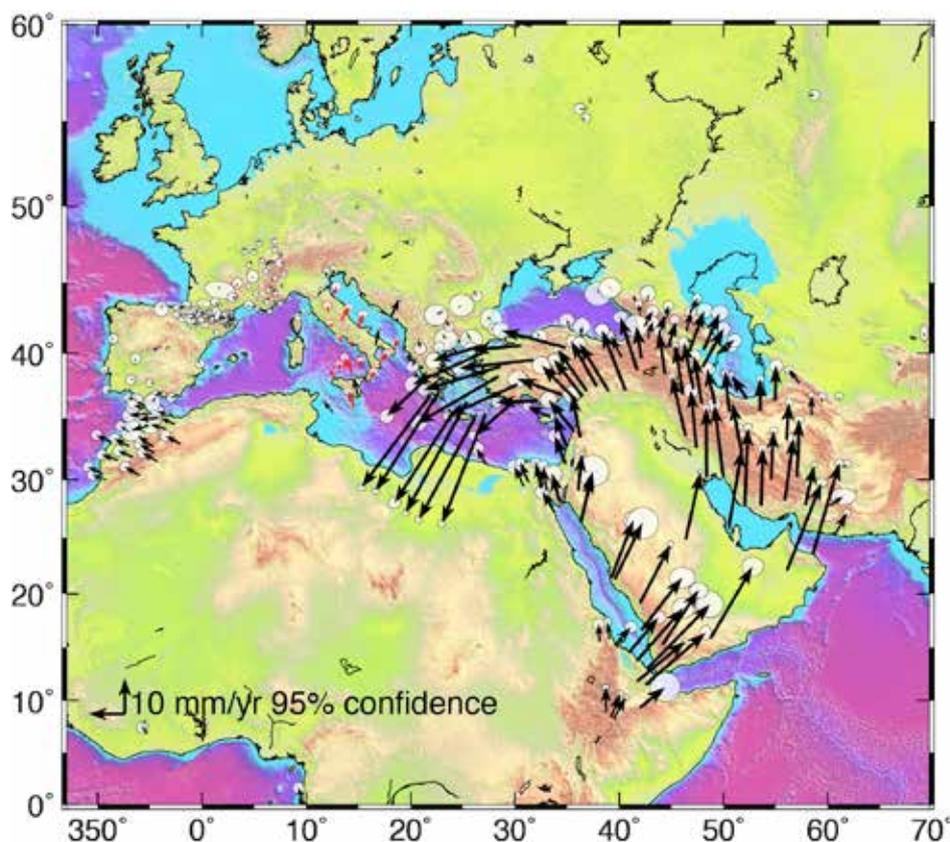


Рис. 13. Динамика Арабо-Африканской-Евразийской плит по данным GPS исследований [Rizza et al., 2013]

роны Анатолийской и Иранской микроплит (и соответственно впадины Южного Каспия). Зафиксированы горизонтальные смещения по Терскому, Восточно-Дагестанскому и Предкопетдагскому разломам порядка 2–5 см/год, что сопоставимо со смещениями по Северо-Анатолийскому разлому (5–9 см/год) [Rizza et al., 2013]. На Западном Кавказе и в Закавказье GPS-измерения оценивают скорости смещений зон региональных поддвигов в пределах 1–2 см/год. Вариации скорости во времени имеют пульсационный характер, отражая механизм сжатие-растяжение, что не может не влиять на соответствующие деформации и изменения объемов Каспийской впадины (рис. 13). Сопоставление данных осей сжатия и данных GPS исследований хорошо согласуются между собой.

Результаты

Таким образом, можно сказать, что рассматриваемый регион продолжает испытывать геодинамическую нестабильность и колебания уровня моря связаны с изменением геодинамического режима в нем. Сейсмические процессы в зоне Апшероно-Челекенского глубинного разлома вызваны одними и теми же причинами – активными тектоническими движениями на границе двух крупнейших структур земной коры региона – Скифско-Туранской плиты и Копетдагско-Кавказской складчатой подвижной области.

Основная масса скопления землетрясений сосредоточена в зоне псевдо-субдукции. Очаги погружаются до глубины 70 км. Большая часть землетрясений располагается ниже границы Мохо, что говорит о глубоких корнях Апшероно-Прибалханской подвижной системы. Наименьшее их количество тяготеет к толщам кристал-

лического фундамента и мезозойских пород, сравнительно немного гипоцентров в кайнозойских малосах.

Результаты определения механизма очагов землетрясений показали, что для территории Центрально-Каспийской впадины для малых значений углов осей растяжения характерны большие углы осей сжатия, что свидетельствует о преобладании там сбросо-сдвиговых подвижек. Кулисообразное расположение антиклиналей Апшероно-Челекенского порога позволяет предположить, что тот же правосдвиговый характер длительных смещений распространяется и на восточную часть Апшероно-Челекенского разлома.

Землетрясения в Южном Каспии произошли в условиях близких по величине сжимающих и растягивающих напряжений (сдвиговый тип подвижки).

Анализ ориентации осей сжатия показал ЮЗ-СВ ориентацию в северном Каспии и плавный переход в направлении ЮВ-СЗ в южном Каспии. Сопоставление данных осей сжатия и данных GPS исследований хорошо согласуются между собой.

Литература

1. Дубовская А.В. Напряженное состояние литосферы Каспийского региона по результатам численного моделирования // Диссертация на соискание учёной степени кандидата физико-математических наук, 2014.
2. Гасанов А.Г. Глубинное строение и сейсмичность Азербайджана в связи с прогнозом нефтегазоносности, Баку: Элм, 2001. С.166–187.
3. Гасанов А.Г., Маммадли Т.Я., и др. Активность глубинных разломов территории Азербайджана. Каталог сейсмопрогностических наблюдений на территории Азербайджана в 2002 г. Баку: 2003. С.12–18.
4. Голинский Г.Л., Кондорская Н.В., Захарова А.И., Вандышева Н.В., Агаларова Э.Б., Агамирзоев С.Р., и др. Каспийское землетрясение 6 марта 1986 г, Землетрясения в СССР в 1986 г. // Сборник научных трудов. Москва: «Наука», 1989.
5. Мурзагалиев Д.М. Геодинамика Каспийского региона и ее отражение в геофизических полях // ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА. №2. 1998.
6. Уломов В.И. Объемная модель динамики литосферы, структуры сейсмичности и изменений уровня Каспийского моря // Физика Земли. 2003. №5. С. 5–17.
7. Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С. Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря // Физика Земли. 1999. №12. С.76–82.
8. Федоров Д.Л. Каспийский мегабассейн – особенности геодинамики и нефтегазоносности // Журнал Геология Нефти и Газа. 2006.
9. Хаин В.Е., Ализаде Ак.А. Геология Азербайджана, Том IV. Тектоника, ред. Баку: Nafta-Press, 2005. С.214–234.
10. Шихалибейли Э.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. Баку: Элм, 1996. 215 с.
11. Dreger D.S. Time-Domain Moment Tensor INverseCode (TDMT_INV) // University of California, Berkeley Seismological Laboratory, 2002. 18 p.
12. Rizza M., Vernant P., Ritz J.F., Peyret M., Nankali H., Nazari H., Djamour Y., Salamati R., Tavakoli F., Chery J., Mahan S.A., Masson F. Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz fault (Iran) // Geophysical Journal International, №3. 2013. P.1083–1094.

THE MODERN GEODYNAMICS OF THE MIDDLE AND SOUTHERN PART OF CASPIAN SEA

© 2016 S.E. Kazimova, Sc. Candidate (Geol.-Min.), I.E. Kazimov

National Academy of Sciences of Azerbaijan Republican Seismic Survey Center,
Azerbaijan, 1001, Baku, str. Guseyn Javid 123, e-mail: sabina.k@mail.ru

The article dedicated to the study of geodynamics of the Azerbaijan part of the Middle and Southern Caspian Sea on the basis of the modern study of the geological structures of the region studied with reasonable results of the analysis of its geological structure, GPS data, seismic activity and earthquake focal mechanisms. It was found that the majority of the cluster of earthquakes concentrated in the pseudo-subduction zone.

The foci of earthquakes are immersed to the depth of 70 km. Most of the earthquakes is below the Moho boundary, which indicates the deep roots of Apsheron-Balkhan moving system. The results of the mechanism of the earthquakes have shown that for the territory of Central Caspian depression for small angles of the axes of stretching values are typical large-angle compression axis, indicating that the prevalence there is strike-slip shifts.

Thus, we can say that the seismic processes in the Absheron-Cheleken deep fault zone caused by the same reasons – with active tectonic movements on the border of two of the largest structures of the Earth's crust in the region – Scyphian-Turan plate and Kopetdag-Caucasian folded movable area.

Keywords: Geodynamics, the Caspian Sea, subduction, focal mechanisms, the Scyphian-Turan plate, Kopetdag-Caucasian folded area.

УДК 550.34; 624.131.31

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПРИ БЛИЖНИХ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ И ВОЗМОЖНОСТИ СОВРЕМЕННОГО ПРОЕКТИРОВАНИЯ – ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ КРУПНОПАНЕЛЬНОГО ЗДАНИЯ С СУПЕРШИРОКИМ ШАГОМ СТЕН

© 2016 П.А. Реквава, д.т.н., проф.

Грузинская национальная ассоциация сейсмостойкого строительства и инженерной сейсмологии, Грузия, Тбилиси, ул. М. Лебанидзе, д. 7, e-mail: rekavapaata@yahoo.com

В работе рассмотрена проблема сейсмического прогноза и его эффективности. Проведен анализ ситуации при реализации среднесрочного прогноза разрушительного Тбилисского землетрясения 25 апреля 2002 года в Грузии.

Рассмотрены инженерно-геологические, геоморфологические и гидрогеологические условия г. Тбилиси. Показаны изосейсты 5-тибального форшока и 7-мибального основного толчка.

В данной статье рассматриваются записи ряда разрушительных землетрясений, очаг которых находился вблизи урбанизированной территории. Проведен анализ инструментальных записей. Показано, что нахождение урбанизированной территории в ближней зоне источника обуславливает наличие высокочастотной вертикальной составляющей, предвещающей основные колебания. Хорошо известно, что поглощение сейсмических волн прямо пропорционально частоте колебаний, что предполагает быстрое затухание высокочастотной составляющей сигнала. При этом, за редким исключением, большинство записей производится станциями, достаточно удаленными от места событий. Традиционное использование инерционных сейсмоприемников при этом исключает регистрацию указанных высокочастотных сигналов.

Исходя из того обстоятельства, что землетрясения расположены непосредственно под территорией г. Тбилиси использование соответствующих записей должно позволить получать реакции зданий и сооружений на подобные воздействия максимально приближенными к реальным условиям. В этой связи исследована эффективность применения в жилых зданиях конструктивной схемы с супершироким шагом на примере 5-этажного крупнопанельного дома. Был произведен динамический расчет методом конечных элементов.

Ключевые слова: сейсмические воздействия, поглощение, сейсмическая энергия, сейсмическая волна, сейсмостойкость, суперширокий шаг стен, максимальное горизонтальное ускорение.

В апреле 2002 г. на территории г. Тбилиси весьма неожиданно произошли т.н. Тбилисские апрельские землетрясения. Как и при предыдущем Гоубанском землетрясении, которое произошло 14 декабря 2000 г., при землетрясениях ощущались сильные вертикальные толчки. Население Кавказского региона, характеризующегося умеренной сейсмической активностью и, в частности, г. Тбилиси, как правило, наиболее часто ощущает проявления относительно удаленных землетрясений, которые характеризуются преобладающим горизонтальным движением. В связи с этим, вертикальные удары характеризуются весьма сильным отрицательным психологическим воздействием [Заалишвили, 2009].

Первое землетрясение 11 апреля 2002 г. по имеющимся в начале исследования данным не сопровождалось повреждением или разрушениями. Тем не менее, про-

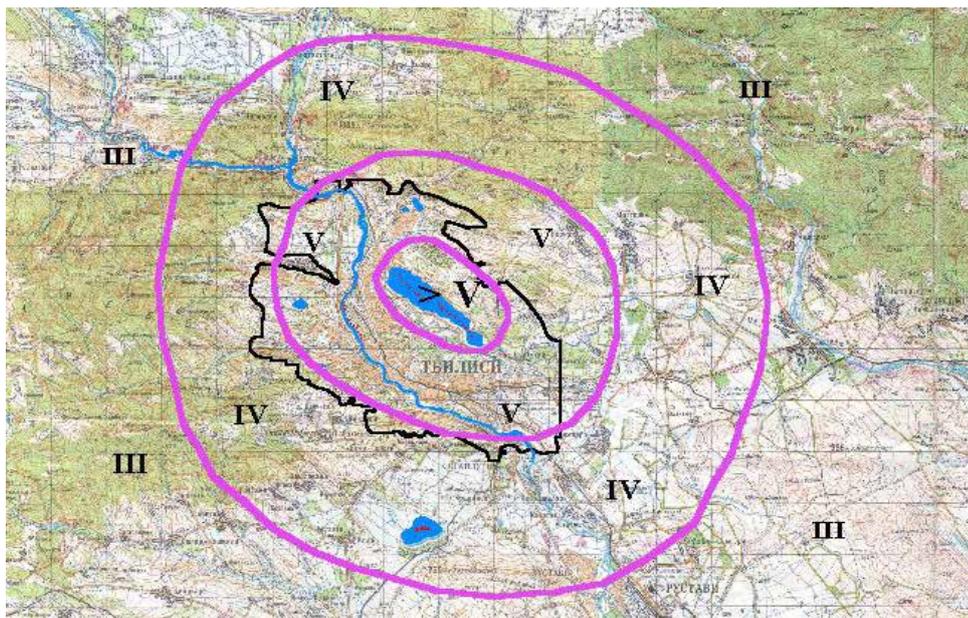


Рис. 1. Изосейсты Тбилисского землетрясения от 11 апреля 2002 г.

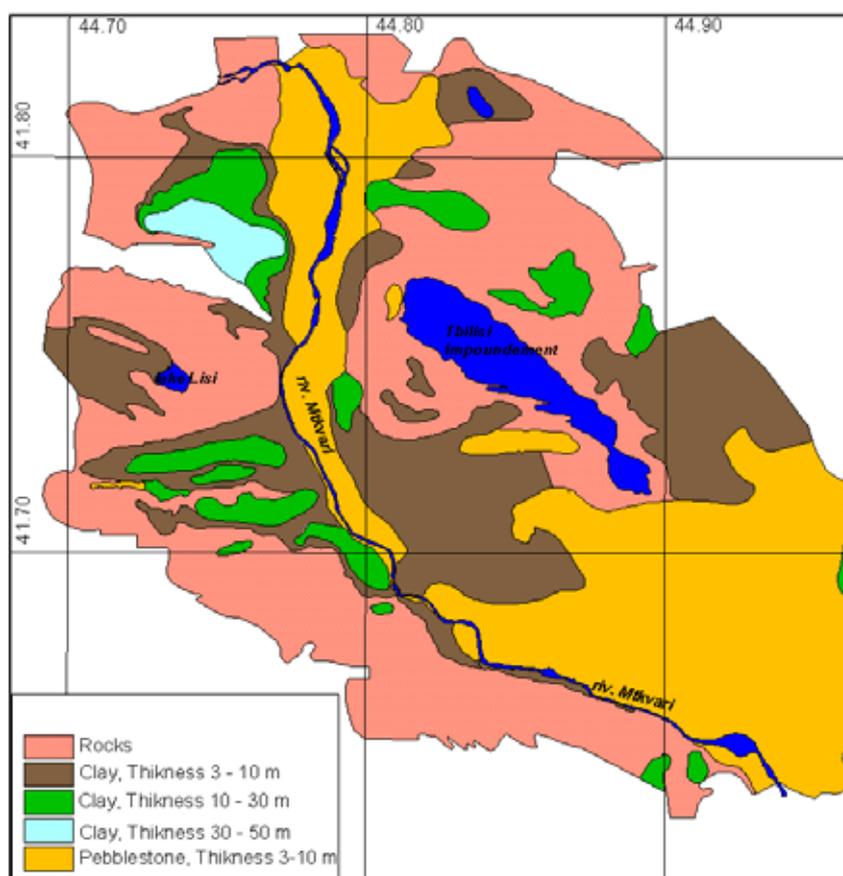


Рис. 2. Карта-схема инженерно-геологических условий г. Тбилиси

веденное под руководством В.Б. Заалишвили опросное макросейсмическое обследование последствий землетрясения, почти полностью основанное на описательных данных позволило установить, что эпицентр находится непосредственно на территории г. Тбилиси.

Выявление гипоцентра непосредственно под городом напомнило о т.н. «Тбилисских» землетрясениях позапрошлого века, когда в первой половине 19 столетия в Тбилиси произошел целый ряд заметных землетрясений [Гогмачадзе и др., 2007].

Эпицентральная зона характеризовалась массовым боем посуды, сдвигом тяжелой мебели, поломкой оконных стекол и т.п. Далее по результатам макросейсмического обследования были построены изосейсты землетрясения 11 апреля 2002 года (рис. 1). Анализ изосейст показывает, что эпицентральная зона землетрясения охватывает северо-западную часть города. После указанного землетрясения, совершенно закономерно, в городе были зарегистрированы афтершоки. При этом имело место совершенно непонятное возрастание активности. Дело доходило до того, что за день происходил ряд весьма ощутимых толчков. Все это дало основание руководителю лаборатории инженерной сейсмологии 13 апреля 2002 г. дать прогноз сильного землетрясения на территории Тбилиси в течение месяца [Гогмачадзе и др., 2007].

Известно, что на инженерное проявление землетрясений значительное влияние оказывают грунтовые условия территории, являющихся грунтами-основаниями существующей застройки. В связи с этим, прежде чем перейти к проявлению землетрясения на территории города, рассмотрим особенности грунтовых условий города.

Грунтовые условия, фактически, полностью исчерпывают характеристики такого влияния и включают в себя следующие факторы: инженерно-геологические, гидрогеологические и геоморфологические условия (рис. 2). Согласно имеющимся данным [Гогмачадзе и др., 2007] на территории г. Тбилиси в соответствии с картой – схемой распространены следующие грунты: скальные, глинистые, мощностью 3–10 м, глинистые, мощностью 10–30 м, глинистые мощностью 30–50 м и галечники мощностью 3–10 м. В геоморфологическом отношении город расположен в глубокой долине и занимает площадь 360 км². Река Мтквари (Кура – *ред.*) проходит через весь город в южном направлении и делит его на две части: более высокий правый берег и низкий левый берег. Правый берег отличает переплетение горных хребтов и депрессий широтного направления. Морфология левого берега сильно отличается от правого. Рельеф там более пологий. Террасы – расположены на обеих сторонах долины реки Мтквари. В пределах города расположено шесть террас. Террасы более четко прослеживаются на больших площадях левого берега. На правой стороне реки террасы простираются подобно прерывистой полосе.

Река Мтквари протекает с севера на юго-восток Тбилиси. Берега реки ясно очерчены и укреплены стенами высотой 5–6 м. Глубина реки в пределах города колеблется в диапазоне 0,3–2,0 м. Скорость потока от 0,4 до 2,7 м/сек.

Самые важные правые притоки реки Мтквари – реки Вере и Дигомисцкали, меньшие – Табахмелисцкали и Дабахханисцкали. Выше отмеченные реки – типичные горные потоки. Это – реки с низким уровнем воды и они даже могут высыхать после нескольких засушливых лет. В то же время в течение дождливого сезона эти реки превращаются в бурные потоки. Левые притоки реки Мтквари – Глдани и Хевдзари – периодически активные потоки. Реки приносят значительное количество воды только в течение дождливых сезонов и периода таяния снега. Кроме вышеупомянутых рек есть несколько озер и водоемов в Тбилиси: искусственный водоем, т.н. Тбилисское Море, с площадью водной поверхности около 32 км² и максимальной глубиной 40 м, и двух небольших озер: Лиси и Черепашье с максимальной глубиной 2 м. Гидрогеологические условия в грунтах хорошо изучены и учитываются при расчетах сейсмической опасности.

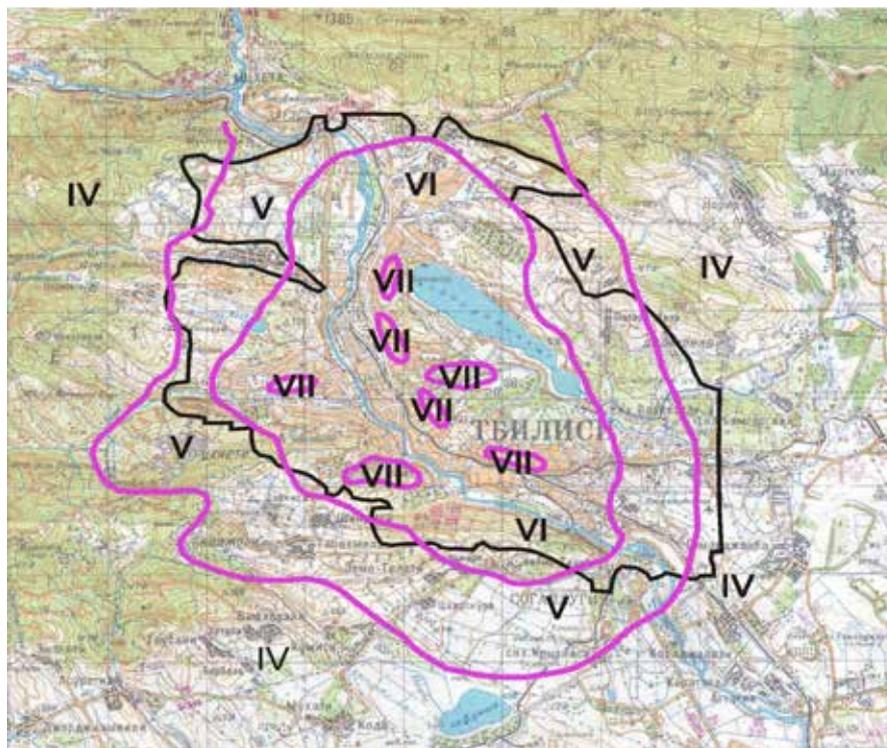


Рис. 3. Изосейсты Тбилисского землетрясения от 25 апреля 2002 г.

25 апреля на территории Тбилиси произошло разрушительное землетрясение с преобладающим вертикальным толчком с магнитудой порядка $M=4,5$. В результате землетрясения 25 апреля 2002 г. в Тбилиси погибло 9 человек. В городе землетрясение привело к значительным разрушениям и серьезным повреждениям. Сотни людей осталось без крова. Эпицентр землетрясения был расположен вновь, как и предполагалось, в восточной части города, естественно перекрыв эпицентральной зону землетрясения от 11 апреля 2002 г., фактически став форшоком данного землетрясения (рис. 3) [Гогмачадзе и др., 2007].

Активизация геодинамических процессов на Кавказе [Бондырев, Заалишвили, 2003] предполагает разработку действенных методов для снижения уязвимости территории. Прежде, чем продолжить хотелось бы остановиться на современном состоянии проблемы прогноза землетрясений. Хотя в мировом сообществе практически единодушно принята при современном уровне знаний и многофакторности процесса невозможность краткосрочного прогноза сильного землетрясения, тем не менее, соответствующие исследования продолжаются. Среднесрочные прогнозы, как мы видим, более реальны, но и они нуждаются в дальнейшем изучении.

Наиболее обосновано для инженера использование долгосрочного прогноза. В последние годы активно развивается геодезический мониторинг для прогноза землетрясений [Заалишвили и др., 2011] Основой такого прогноза служит всемерное изучение строения и состояния среды, обусловленного совокупностью различных физических полей [Заалишвили и др., 2012; Заалишвили и др., 2013а]. К таким прогнозным подходам относятся результаты сейсмического районирования и микрорайонирования [Заалишвили, 1986, 1996, 1997, 2008, 2014а; Заалишвили и др., 2013б; Zaalishvili, Rogozhin, 2011]. Современные методы хранения, обработки и анализа данных позволяют значительно развить наши представления о процессах, происходящих в среде и ее особенностях [Заалишвили и др., 2002; Заалишвили и др., 2013в; 2013г]. При этом грунты изучаются более целенаправленно, что позволяет учитывать целый ряд их важнейших характеристик, таких как влияние

строения толщи на спектральные особенности их колебаний и взаимосвязи между их линейными и нелинейными свойствами [Заалишвили и др., 2014б; 2013в]. Это позволяет, в свою очередь, рассчитывать возможные потери при сильных землетрясениях [Заалишвили и др., 2014] и разрабатывать специальные подходы по их снижению и даже защите [Заалишвили, Кранцфельд, 2014]. В целом землетрясения, как и другие опасные процессы, особенности которых ограничивалось описательными средствами, изучаются современными инструментальными средствами [Заалишвили, Харебов, 2008].

В этой связи современная застройка урбанизированной территории в условиях высокой или умеренной сейсмической опасности может и должна формироваться

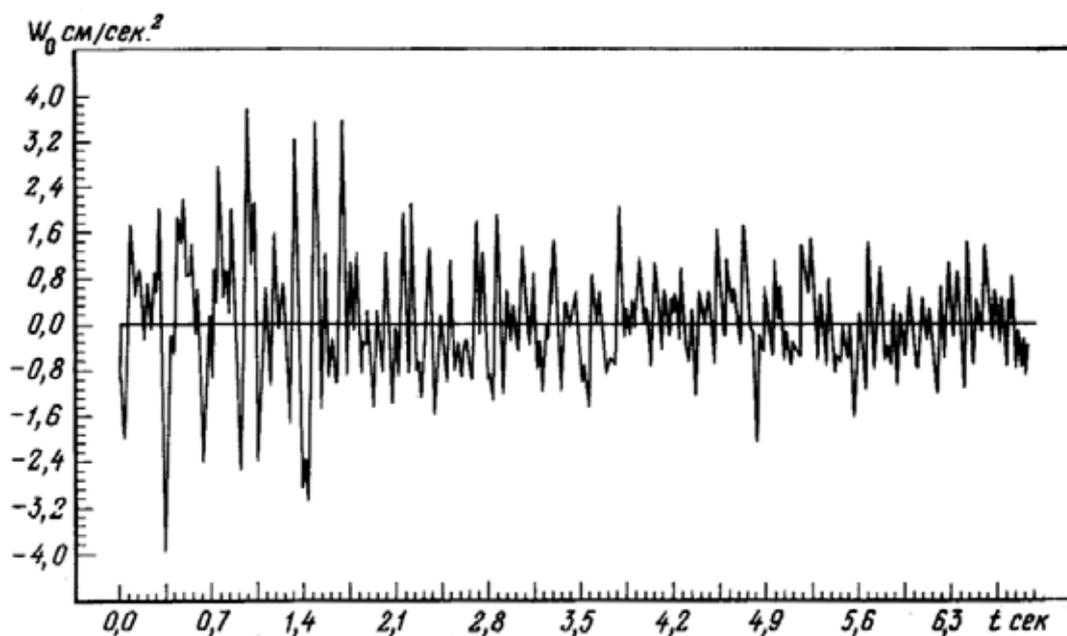


Рис. 4. Акселерограмма Дманисского землетрясения 1978 г., записанная в г.Тбилиси

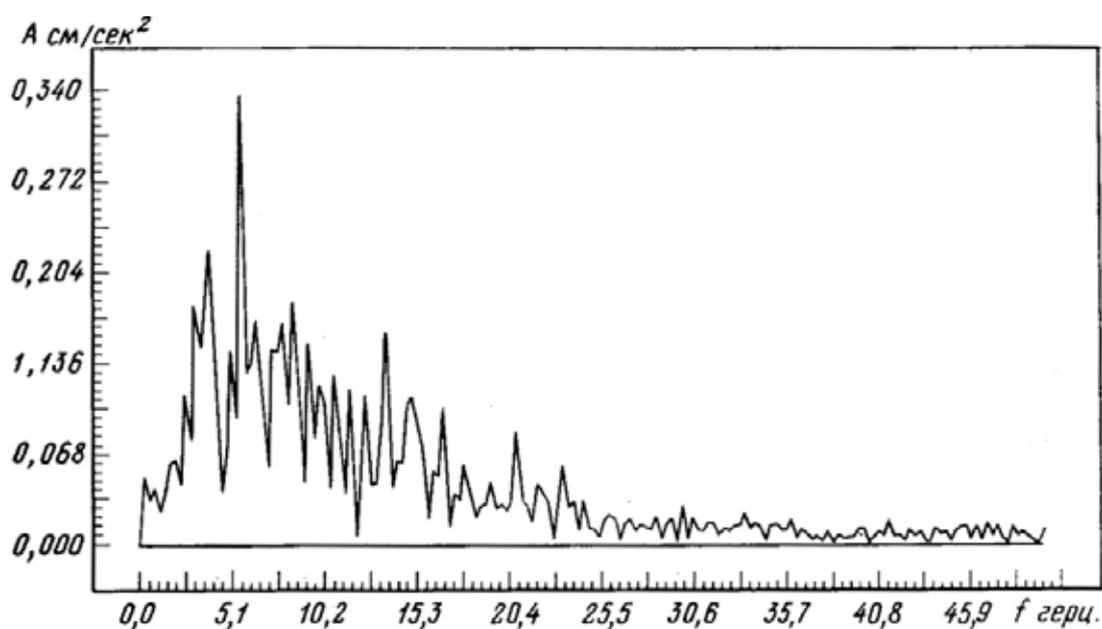


Рис. 5. Спектр акселерограммы Дманисского землетрясения 1978 г.

на основе учета собственных инструментальных записей землетрясений.

В это связи необходимо отметить получение В. Б. Заалишвили первой на Кавказе акселерограммы Дманисского землетрясения (Грузия, 2 января 1978 г.), записанной в г. Тбилиси на скальном грунте (рис. 4 и 5) [Самков и др., 1982]. Это стало основой создания расчетных моделей колебаний грунтов, находящихся в тесной органической связи с рассматриваемой территорией, традиционного использования записей землетрясений, происшедших в других удаленных регионах.

Позже, уже после разрушительного Рачинского землетрясения (Грузия, 29.04.1991) Грузия, 14.12.2000 с помощью более современных трехкомпонентных цифровых преобразователей Швейцарской системы SMACН Институтом геофизики АН ГССР были получены записи Губанского (Грузия, 14.12.2000) и Тбилисских – форшока (Грузия, 11.04.2002) и основного толчка (Грузия, 25.04.2002) – разрушительных землетрясений.

В работах С. Б. Смирнова отмечается, что при разрушительных землетрясениях в спектре землетрясения должны быть весьма малой продолжительности высокочастотные составляющие, которые обуславливают срез ж/б колонн и разрушение жестких кирпичных зданий [Смирнов и др., 2013].

Анализ записей показывает, что на записях вертикальных компонент Губанского и Тбилисских землетрясений отчетливо выделяется вертикальный высокочастотный импульс (рис. 4–11). Именно нахождение урбанизированной территории в ближней зоне источника обуславливает наличие высокочастотной вертикальной составляющей, предваряющей основные колебания. Хорошо известно, что поглощение сейсмических волн прямо пропорционально частоте колебаний, что предполагает быстрое затухание высокочастотной составляющей сигнала. При этом, за

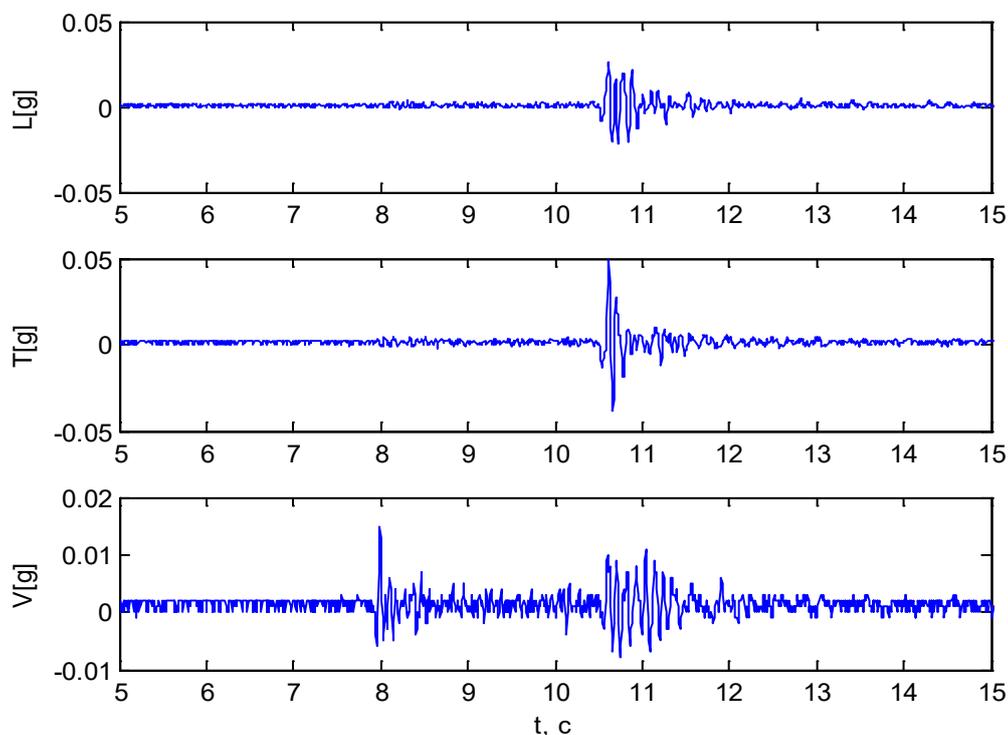


Рис. 6. Акселерограмма Губанского землетрясения от 14 декабря 2000 г.

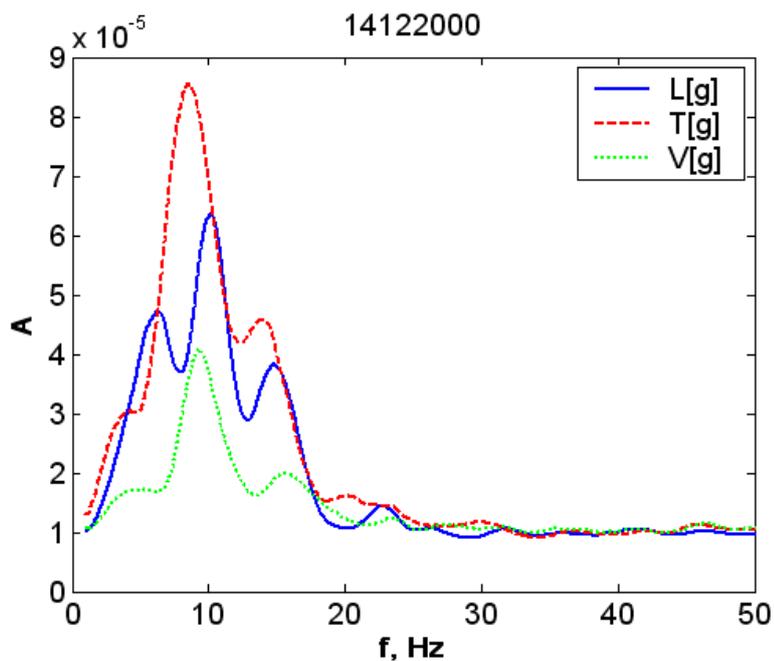


Рис. 7. Спектр акселерограммы Губанского землетрясения от 14 декабря 2000 г.

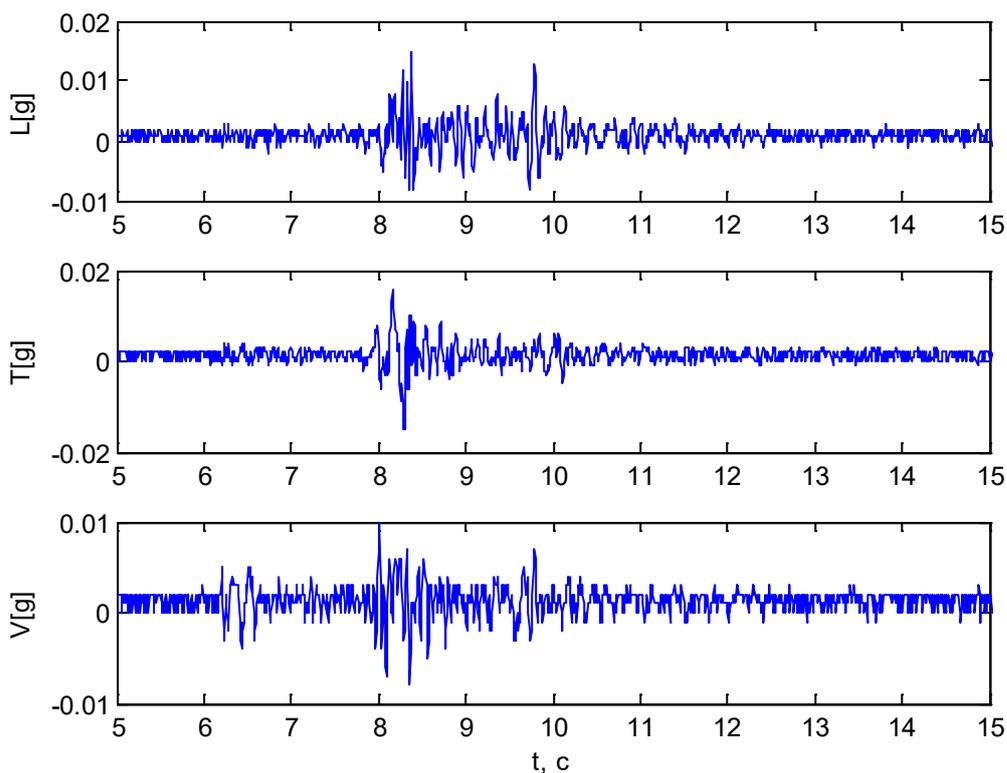


Рис. 8. Акселерограмма Тбилисского землетрясения от 11 апреля 2002 г.

редким исключением, большинство записей производится станциями, достаточно удаленными от места событий. Традиционное использование инерционных сейсмоприемников, при этом, исключает регистрацию указанных высокочастотных сигналов. Указанный вопрос требует специального исследования.

Анализ спектров также показывает, что область максимумов сейсмического воздействия Тбилисских землетрясений приходится на 3–5 Гц, в то время как область максимумов Гоубанского землетрясения – на 9–10 Гц.

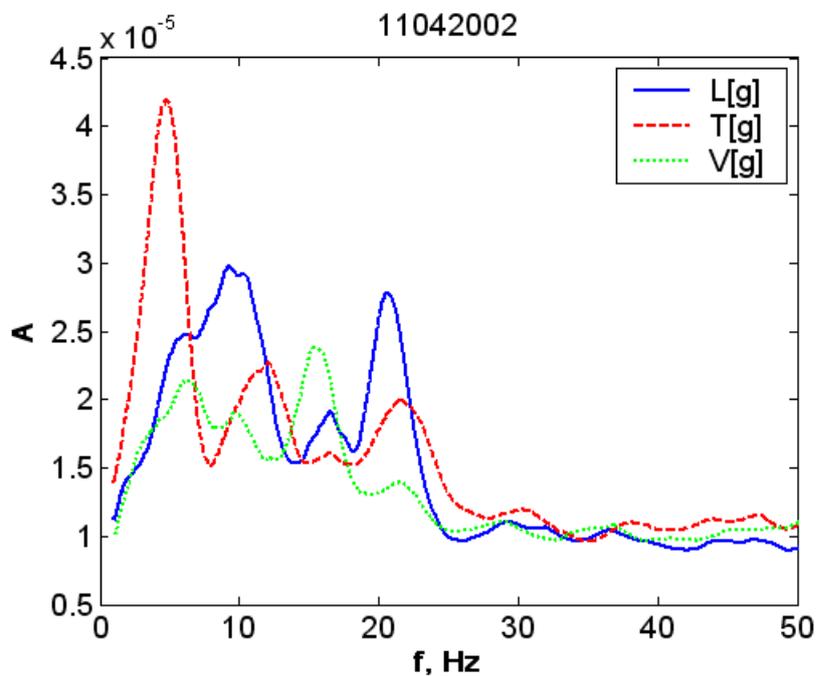


Рис. 9. Спектр акселерограммы Тбилисского землетрясения от 11 апреля 2002 г.

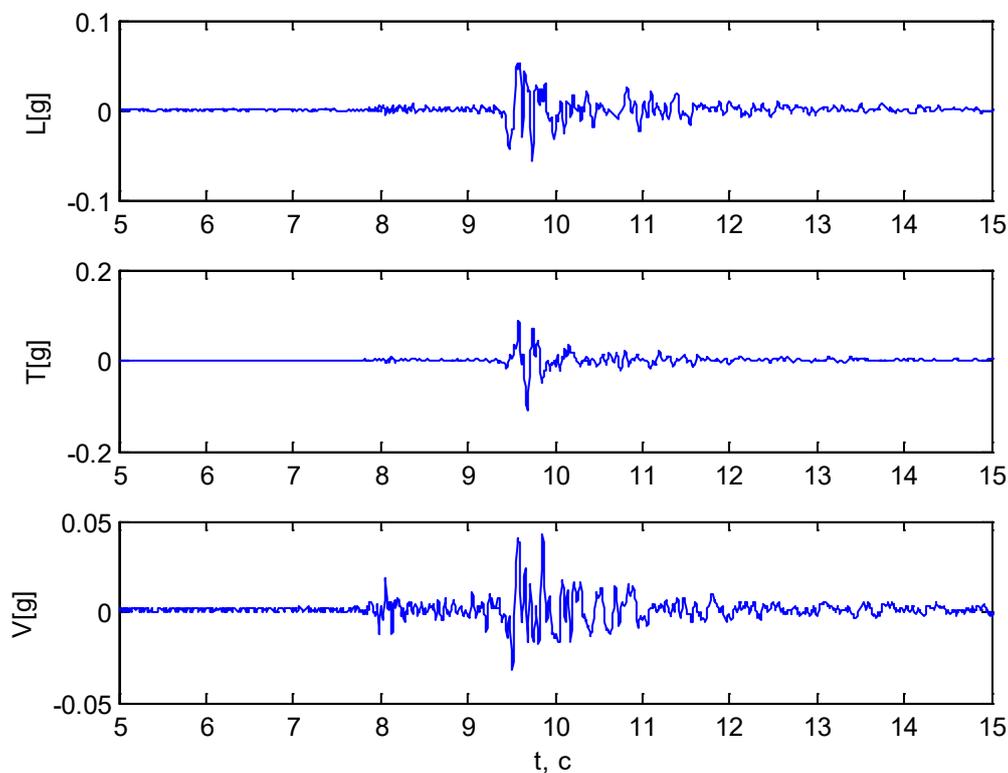


Рис. 10. Акселерограмма Тбилисского землетрясения от 25 апреля 2002 г.

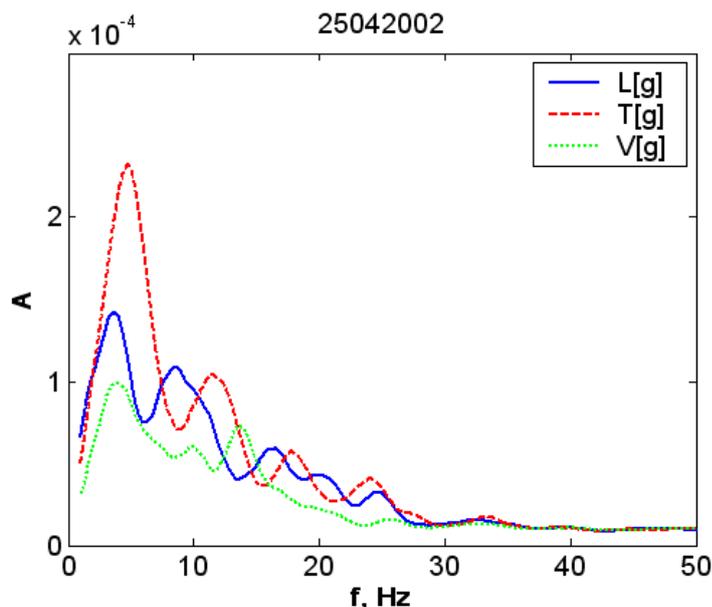


Рис. 11. Спектр акселерограммы Тбилисского землетрясения от 25 апреля 2002 г.

Исходя из того обстоятельства, что очаги Тбилисских землетрясений были расположены непосредственно под территорией г. Тбилиси, использование соответствующих записей должно позволить получать реакции зданий и сооружений на подобные воздействия максимально приближенными к реальным условиям.

Одной из проблем проектирования и практического строительства является изменение традиционного подхода, а именно формирование застройки, в отличие от недавнего прошлого, современной урбанизированной территории зданиями или сооружениями пространственно открытыми и удовлетворяющими жизненным потребностям.

С целью иллюстрации эффективности применения в жилых крупнопанельных зданиях конструктивной схемы с супершироким шагом была исследована надежность 5-этажного крупнопанельного здания индивидуальной серии [Реквава, 2006] при увеличении шага между несущими стенами до 8,4 м.

Динамический расчет был проведен методом конечных элементов по программе «BUILDING-NL» на основе комплексной расчетной модели с учетом нелинейной податливости узлов соединения конструктивных элементов, локальной нелинейности поверхности раздела между зданием и основанием и начальных условий (влияния статической нагрузки от собственного веса конструкции на напряженно-деформированное состояние (НДС) системы) при смешанной системе шагов несущих стен: в первом варианте — 4,2 и 7,2 м (3,2+4,0), а во втором — 4,2 и 8,4 м (4,2+4,2). Следует отметить, что рост шага до 8,4 м осуществлен за счет увеличения ширины стеновых панелей и плит перекрытий одного и того же типа, на 1,0 и 0,2 м между осями (2–3), (3–4) и (5–6), (6–7) (рис. 12).

Вес типового этажа в легкобетонном варианте при ширине шага стен 7,2 м составляет 2951,4 кН, а при шаге 8,4 м — 3240 кН.

Грунтовый массив представлен в виде не инерционной прямоугольной призмы размером в плане 280×170 м. Участок грунта от поверхности до коренных пород состоит из двух слоев ($H_1=10$ и $H_2=50$ м) в виде упруго деформированных 1426 трехмерных конечных элементов в каждом узле с тремя поступательными степенями свободы.

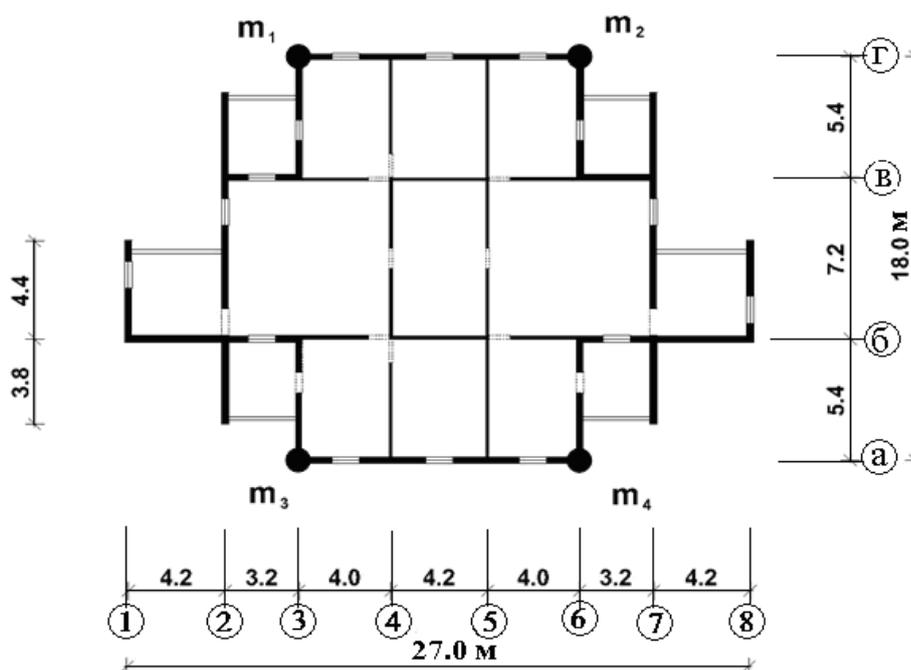


Рис. 12. Схематический план здания

Воздействия при расчете были смоделированы нормированной на 8 баллов трехкомпонентной акселерограммой землетрясения в Тбилиси от 25 апреля 2002 г. и трехкомпонентными синтетическими акселерограммами, сгенерированными по данным для зон ВОЗ 12, 16, 7 и 11 района г. Тбилиси, продолжительностью соответственно 2,51, 2,99, 4,12 и 6,28 с. Пересчет акселерограмм на скалу реализован по методике, разработанной в ИСМиС им. К.С. Завриева. Пиковые горизонтальные ускорения пересчитанных синтетических акселерограмм по зонам составили 1,18, 1,09, 0,94 и 2,69 м/с² соответственно.

Сравнение расчетных начальных периодов собственных колебаний системы показало, что увеличение шага до 8,4 м обуславливало изменение периода основного тона на 5%, тогда как разница в значениях периодов более высокого тона составляет 30–91%. В то же время в результате учета конечной жесткости узлов соединения конструктивных элементов для шага 7,2 м период основного тона здания на 20% больше, чем системы «здание-грунтовый массив» с идеальным сцеплением на контактной поверхности.

Согласно результатам анализа максимальные полные перемещения на уровне покрытия в обоих вариантах практически совпадают, кроме воздействия акселерограммы, сгенерированной для 11-й зоны, доминантный период которой близок к периоду основного тона собственного колебания здания. В этом случае разница в вертикальных перемещениях составляет 13%, а горизонтальные перемещения в обоих направлениях приблизительно в 1,6 раза больше при реализации шага 8,4 м.

Несмотря на некоторое уменьшение общей жесткости системы, при ее колебаниях в упругопластической стадии горизонтальные максимальные относительные перемещения в первом варианте колеблются в пределах 0,00028–0,0008 в продольном направлении, а в поперечном – 0,0002–0,00068 и также меньше 1/1200. Во втором варианте они достигают максимума 0,0014 и 0,00106 соответственно в продольном и поперечном направлениях при воздействии землетрясения от 11-й зоны, что на 40 и 22% больше предельно допустимого значения. При воздействии осталь-

ных землетрясений значения указанных относительных перемещений находятся в пределах $1/5880$ – $1/2222$, что значительно меньше предельно допустимых.

Расчетом установлено, что при шаге 7,2 м максимальные горизонтальные перемещения при действии тбилисской акселерограммы при упругопластических колебаниях системы «здание – контактные элементы – грунтовый массив» в 3,9 раза больше перемещений, определенных по комплексной расчетной модели в случае идеального сцепления на поверхности раздела здания и основания при упругих колебаниях.

В процессе упругопластических колебаний происходит рост перекосов этажей по абсолютной величине. В то же время из-за развития нелинейных деформаций имеет место их перераспределение по сравнению с упругими колебаниями, перекосы увеличиваются на верхних и уменьшаются на нижних этажах. Можно заключить, что перекосы верхних этажей при упругопластических колебаниях более чувствительны к изменению параметров внешнего воздействия, чем при упругих колебаниях.

Относительные перекосы этажей в первом варианте в продольном и поперечном направлениях здания колеблются соответственно в пределах $0,00025$ – $0,00083$ и $0,00019$ – $0,00073$, что значительно меньше предельного перекоса для нелинейной системы – $1/200$. Во втором варианте этажные относительные перекосы достигают максимума при воздействии землетрясения от 11-й зоны и в продольном направлении составляют $0,0016$, а в поперечном – $0,0014$, что приблизительно в 3 раза меньше предельно допустимого значения. При воздействии остальных акселерограмм относительные перекосы в продольном направлении здания не превышают $0,00036$, а в поперечном – $0,0008$, что указывает на способность рассматриваемой конструктивной системы с супершироким шагом сопротивляться землетрясениям высокой интенсивности различного спектрального состава.

При упругопластических колебаниях максимальное горизонтальное ускорение поверхности грунта непосредственно под зданием во время Тбилисского землетрясения составляло $2,1 \text{ м/с}^2$ в обоих вариантах, что почти соответствовало ускорению при том же воздействии в процессе упругих колебаний. При действии остальных акселерограмм оно колеблется в пределах $1,05$ – $1,98 \text{ м/с}^2$ в первом варианте и $0,89$ – $2,42 \text{ м/с}^2$ – во втором. При этом максимальное значение имеет место в случае воздействия акселерограммы от 11-й зоны.

Установлено, что во втором варианте максимальное горизонтальное ускорение на уровне верха здания увеличивается на 35% при Тбилисском землетрясении, а при воздействии акселерограммы от 11-й зоны в 1,28 раза больше по сравнению с первым вариантом (табл. 1). При Тбилисском землетрясении во время упругопластических колебаний горизонтальные и вертикальные компоненты ускорений на 11% меньше, чем упругой системы.

На поверхности раздела между зданием и основанием максимальный относительный сдвиг (проскальзывание) имеет место в поперечном направлении здания при первом варианте, а при втором – в продольном направлении. Величина проскальзывания во втором варианте достигает максимума при воздействии акселерограммы от 11-й зоны – $0,0006 \text{ м}$, что в 2,8 раза больше, чем при Тбилисском землетрясении. В остальных случаях проскальзывание значительно меньше в продольном направлении и колеблется в пределах $0,00007$ – $0,0001 \text{ м}$, а в поперечном – от $0,000036$ до $0,000066 \text{ м}$. При упругопластических колебаниях во время Тбилисского землетрясения в первом варианте максимальная величина проскальзывания составляла $0,00006 \text{ м}$, что на 40% меньше, чем при упругих колебаниях.

В рассматриваемых землетрясениях раскрытие узлов, находящихся в плоскости взаимодействия, не имеет места. Осадка здания, обусловленная конструктивной нелинейностью, имеет также неравномерный характер в обоих вариантах и одного

порядка. При воздействии акселерограммы от 11-й зоны осадка максимальная – 0,013 м, что в 1,2 раза больше, чем при Тбилисском землетрясении и в 1,4–1,6 раза превышает таковую при воздействии остальных акселерограмм, хотя меньше предельно допустимой, которая для крупнопанельного здания равна 0,1 м.

Максимальная сжимающая сила в указанной плоскости в обоих вариантах развивается при землетрясении от 11-й зоны и составляет 158 и 167 кН, что на 18% больше, чем при Тбилисском землетрясении. Характер изменения сдвигающих сил во времени при различных землетрясениях аналогичен нормальным силам. Их значения достигают максимума при землетрясении от 11-й зоны и для первого и второго вариантов соответственно составляют 273 и 291 кН, что в 2,2–2,6 раза превышает сдвигающую силу, возникшую при Тбилисском землетрясении 25 апреля 2002 г.

Таблица 1

Максимальные ускорения на уровне верха здания, м/с²

Акселерограмма землетрясения	Вариант расчета			
	первый		второй	
	горизонтальное	вертикальное	горизонтальное	вертикальное
Тбилиси	1,37	3,16	2,1	4,03
в зоне:				
12-й	1,74	1,65	1,39	2,03
16-й	1,17	1,58	1,29	1,92
7-й	1,37	1,25	1,22	1,67
11-й	3,64	4,53	4,64	5,8

При упругопластических колебаниях рассматриваемой системы при шаге 7,2 м нормальные и сдвигающие силы при Тбилисском землетрясении соответственно на 11 и 24% больше, чем полученные в случае упругих колебаний.

Установлено, что рост деформаций вследствие учета нелинейной податливости узлов соединения конструктивных элементов обуславливает увеличение усилий, действующих на панели наружных стен нижних этажей, уменьшение во внутренних продольных стенах и возникновение растянутых зон в перемычках панелей с проемами в отдельных стенах.

Максимальное сжимающее напряжение в наиболее нагруженных панелях наружных стен первого этажа при Тбилисском землетрясении составляет 0,71 МПа, что на 24% больше такового, определенного без учета нелинейной податливости, но на 70% меньше расчетного сопротивления на сжатие бетона класса В5. Максимальные сжимающие напряжения при воздействии синтетических акселерограмм колеблются в пределах 0,62–0,89 МПа, достигают максимума при воздействии акселерограммы от 11-й зоны, но оказываются также меньше расчетного сопротивления бетона. Максимальное растягивающее напряжение в этих же панелях достигает 0,96 МПа при воздействии акселерограммы от 11-й зоны. Это означает, что в этих панелях возникают трещины, тогда как при Тбилисском и остальных землетрясениях растягивающие напряжения меньше расчетного сопротивления бетона на растяжение.

Во втором варианте в панелях вышеуказанных стен максимальные сжимающие напряжения растут при всех землетрясениях на 19–25%, хотя также меньше расчетного сопротивления бетона. Максимальные растягивающие напряжения в этих

панелях возникают только при землетрясении от 11-й зоны и на 13% больше, чем в первом варианте. В других случаях максимальные растягивающие напряжения колеблются в пределах 0,23–0,34 МПа, что не влияет на работу конструкции.

Во внутренних продольных стенах в первом варианте максимальные сжимающие и растягивающие напряжения значительно меньше соответствующих расчетных сопротивлений бетона. Во втором варианте только при воздействии акселерограммы от 11-й зоны в наиболее напряженной панели максимальное растягивающее напряжение достигает 0,53 МПа и увеличивается примерно на 60% по сравнению с первым вариантом, однако меньше расчетного сопротивления на растяжение бетона класса В 12,5. Что касается максимальных сжимающих напряжений, то во втором варианте их величина повышается на 24–38% при действии рассматриваемых землетрясений и достигает максимума 1,54 МПа также при землетрясении от 11-й зоны, что значительно меньше расчетного сопротивления бетона на сжатие.

При Тбилисском землетрясении в указанных отдельных панелях наблюдается как уменьшение на 2%, так и увеличение на 13% сжимающих напряжений по сравнению с расчетом без учета нелинейной податливости узлов. Что касается растягивающих напряжений, то их значение и уменьшается и увеличивается приблизительно на 70%, но значительно меньше расчетного сопротивления бетона.

В отдельных сплошных панелях первого этажа поперечных стен максимальные сжимающие напряжения в первом и во втором вариантах соответственно составляют 3,15 и 4,67 МПа при землетрясении от 11-й зоны, что значительно меньше расчетного сопротивления бетона класса В 12,5. Если при Тбилисском землетрясении главные растягивающие напряжения меньше расчетного сопротивления бетона в обоих вариантах, то в условиях землетрясения от 11-й зоны в первом варианте они достигают 2,1 МПа, что в 2,1 раза меньше, чем во втором варианте, хотя в несколько раз превышают расчетное сопротивление бетона. При воздействии остальных синтетических акселерограмм в первом варианте главные растягивающие напряжения остаются меньше расчетного сопротивления бетона, а во втором – в 1,04–1,2 раза превышают его.

Следует отметить, что при воздействии Тбилисского землетрясения в указанных панелях при учете нелинейной податливости узлов элементов при шаге 7,2 м максимальные сжимающие напряжения возрастают в 1,2 раза, а максимальные растягивающие увеличиваются на 26%.

В панелях с проемами поперечных стен в центральной части здания в обоих вариантах при всех рассматриваемых землетрясениях максимальные сжимающие напряжения в поле конструкции не превышают расчетное сопротивление бетона. Во втором варианте рост указанных напряжений составляет 10–30%. В перемычках наиболее напряженных прерывчатых стен только в условиях землетрясения от 11-й зоны они превышают расчетное сопротивление бетона. Перемычки этих панелей при воздействии рассматриваемых землетрясений получают повреждения от растягивающих напряжений, максимальное значение которых при Тбилисском землетрясении достигает 8,5 МПа в первом варианте и на 11% меньше по сравнению со вторым вариантом. При воздействии акселерограммы от 11-й зоны максимальное растягивающее напряжение составляет 11,9 МПа в первом варианте и в 1,3 раза больше, чем во втором.

Согласно численным результатам при Тбилисском землетрясении при упруго-пластических колебаниях величина главных сжимающих напряжений в поле панелей первого этажа поперечных стен возрастает всего на 9%, тогда как в опорных сечениях перемычек она достигает 45%. Наблюдается значительное увеличение максимальных растягивающих напряжений только в зонах перемычек, когда в остальных частях конструкций они увеличиваются примерно на 50%.

Увеличение шага до 8,4 м не вызывает повреждения панелей перекрытий с исчерпанием несущей способности сжатых сечений. Максимальные сжимающие напряжения при Тбилисском землетрясении и в условиях акселерограммы от 11-й зоны составляют 4,6 и 7,25 МПа соответственно в наиболее напряженных большепролетных панелях перекрытия первого этажа, что меньше расчетного сопротивления на сжатие бетона класса В15. В остальных случаях их величина колеблется в пределах 3,7–4,15 МПа. Наиболее уязвимыми местами можно считать узлы сопряжения панелей перекрытий, где наблюдаются зоны концентрации главных растягивающих напряжений, достигающих максимума – 7,01 МПа на уровне первого этажа при воздействии акселерограммы от 11-й зоны, которые составляют 4,3 МПа в случае Тбилисского землетрясения, что значительно превышает расчетное сопротивление бетона на растяжение. При воздействии остальных синтетических акселерограмм значение указанных напряжений изменяется от 3,68 до 4,05 МПа. Следовательно, в этих местах возможно возникновение трещин, а также раскрытие швов между панелями, что может привести к локальному повреждению отдельных узлов.

В процессе сейсмического воздействия деформирование узлов соединения конструктивных элементов имеет сложный характер. Количество упругопластических циклов для различных узлов здания в зависимости от продолжительности и спектрального состава реального и сгенерированных землетрясений достигает 10–30. При этом в узлах здания нижних этажей, особенно первого, имеет место только образование трещин при действии как нормальных, так и сдвигающих усилий. Максимальные сжимающие и растягивающие усилия, возникающие при воздействии акселерограммы от 11-й зоны в узле на уровне пола первого этажа наружной стены, равны 203,2 и 73,2 кН соответственно, что составляет 44 и 37% предела прочности узла. Что же касается сдвигающего усилия, то в том же узле оно равно 50,4 кН и в 1,1 раза меньше аналогичного усилия, действующего на узел на том же уровне в прерывчатой стене. При этом максимальное сдвигающее усилие составляет 24% усилия, соответствующего пределу течения арматуры в узле, и 21% предельного сдвигающего усилия, которое вызывает пластическое деформирование.

Во втором варианте расчета концентрация максимальных нормальных и сдвигающих усилий в плане и по высоте здания имеет тот же характер, как и при реализации шага 7,2 м. Максимальные сжимающие и растягивающие усилия, действующие на том же узле наружной стены, равны соответственно 249,4 и 96 кН, что в 1,2–1,3 раза больше, чем в первом варианте, и соответственно составляют 56 и 48% предела прочности узла. Сдвигающее усилие на узел вышеуказанной прерывчатой стены 76,8 кН в 1,3 раза больше, чем в первом варианте, и соответственно составляет 41 и 37% силы, соответствующей пределу течения арматуры, и предельной сдвигающей силы на узел.

Анализ напряженно-деформированного состояния крупнопанельного здания с супершироким шагом показал, что в условиях рассматриваемых землетрясений зафиксировано образование трещин и развитие локальных повреждений в шпоночных узлах, однако система сохраняет статическую неопределимость. Определитель матрицы жесткости расчетной модели не становится равным нулю и не меняет знак, что указывает на то, что не нарушены условия геометрической неизменяемости. При этом остаточные перемещения в узлах здания в горизонтальном направлении не превышают допустимого значения – 0,03 м, а в вертикальном направлении также находятся в допустимых пределах – 0,01 м. В этом случае коэффициент нелинейности системы может быть оценен величиной $\mu=2$, а соответствующий нормативный коэффициент K_1 , учитывающий способность конструкции к развитию нелинейных деформаций – 0,5.

Для первого (а) и второго (б) вариантов была получена точечная оценка надеж-

ности крупнопанельного здания при воздействии Тбилисского и сгенерированных акселерограмм.

Анализ показал, что величина надежности, связанная с конкретными свойствами сейсмических воздействий района г. Тбилиси, больше допустимой (0,9) для жилых зданий, что обеспечивает полную безопасность жильцов во время землетрясения.

В качестве основного вывода можно отметить, что несущая способность 5-этажного крупнопанельного здания с супершироким (8,4 м) шагом не превышена, оно сопротивляется воздействию землетрясений интенсивностью 8 баллов и сохраняет способность дальнейшего деформирования. Надежность здания, больше предельно допустимой (0,9) для жилых зданий, обеспечивает сохранность конструкций от разрушения и позволяет рекомендовать целесообразность экспериментального проектирования и строительства предложенного здания с супершироким шагом стен.

Выводы

Анализ показал, что величина надежности, связанная с конкретными свойствами сейсмических воздействий района г. Тбилиси, больше допустимой (0,9) для жилых зданий, что обеспечивает полную безопасность жильцов во время землетрясения.

Установлено, что несущая способность 5-тиэтажного крупнопанельного здания с супершироким (8,4 м) шагом не превышена, оно сопротивляется воздействию землетрясений интенсивностью 8 баллов и сохраняет способность дальнейшего деформирования. Надежность здания, больше предельно допустимой (0,9) для жилых зданий, обеспечивает сохранность конструкций от разрушения и позволяет рекомендовать целесообразность экспериментального проектирования и строительства предложенного здания с супершироким шагом стен.

Литература

1. Бондырев И.В., Заалишвили В.Б. Опасность активизации геодинамических процессов на Северном Кавказе // Вестник Владикавказского научного центра. 2003. Т. 3. №2. С. 39–46.
2. Гогмачадзе С.А., Заалишвили В.Б., Одишария А.В., Кипиани Д.Г. Апрельские землетрясения 2002 г. в Тбилиси // Труды II Кавказской международной школы семинара молодых ученых «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе», Владикавказ, 20–22 сентября, 2007. Владикавказ, 2007, С. 55–88.
3. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование по данным искусственного возбуждения колебаний грунтовой толщи // Автореферат кандидатской диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. Институт Геофизики АН ГССР. Тбилиси, 1986.
4. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование на основе изучения нелинейных свойств грунтов искусственными источниками // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Москва, 1996.
5. Заалишвили В.Б. Инструментальный метод сейсмического микрорайонирования // Владикавказ, 1997. 76 с.
6. Заалишвили В.Б., Харебов А.К., Харебов К.С. Комплекс вычислительных программ «ncb-02» для обработки инструментальных записей природных и техногенных катастроф // В сборнике: Информационные технологии и системы: наука и практика Материалы Международной конференции. 2002. С. 399–401.
7. Заалишвили В.Б., Харебов К.С. Исследование процесса схода ледника Колка 20.09.2002 по динамическим характеристикам инструментальных записей // В сб.

«Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа». ЦГИ ВНИЦ РАН и РСО-А, Заалишвили В.Б. (редактор), Владикавказский научный центр РАН и РСО-А. 2008. С. 202–221.

8. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В. Особенности динамического поведения грунтов территории г. Владикавказа // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2008. № 2. С. 67–71.

9. Заалишвили В.Б., Певнев А.К., Рогожин Е.А. О геодезическом мониторинге для прогноза землетрясений на Северном Кавказе (на примере Владикавказского прогнозного полигона) // Геология и геофизика Юга России. 2011. №2. С. 33–40.

10. Заалишвили В.Б., Невская Н.И., Невский Л.Н., Трофименко С.Н., Шемпелев А.Г. Глубинные геофизические исследования в Северокавказском федеральном округе: проблемы глубинной геологии и геофизики в региональных исследованиях. О зоне предполагаемого Ардонского межглыбового разлома // Геология и геофизика Юга России. 2012. № 2. С. 11–20.

11. Заалишвили В.Б., Бурдзиева О.Г., Закс Т.В., Кануков А.С. Информационный мониторинг распределённых физических полей в пределах урбанизированной территории // Геология и геофизика Юга России. 2013а. №4. С. 8–16.

12. Заалишвили В.Б., Джгамадзе А.К., Гогичев Р.Р. О создании карт инженерно-геологического районирования населённых пунктов республики Северная Осетия-Алания, как основы сейсмического микрорайонирования // Геология и геофизика Юга России. 2013б. № 3. С. 20–28.

13. Заалишвили В.Б., Харебов К.С., Харебов А.К. Создание баз данных сильных движений на основе современных воззрений // Геология и геофизика Юга России. 2013 в. № 3. С. 39–44.

14. Заалишвили В.Б., Харебов К.С., Харебов А.К. Статистический анализ параметров базы данных сильных грунтовых движений // Геология и геофизика Юга России. 2013 г. №4. С. 17–22.

15. Заалишвили В.Б. Некоторые проблемы практической реализации сейсмического микрорайонирования. Факторы, формирующие интенсивность землетрясения // Геология и геофизика Юга России. 2014а. № 3. С. 3–39.

16. Заалишвили В.Б. Зависимость спектральных характеристик сейсмических волн от строения верхней части разреза // Геология и геофизика Юга России. 2014б. №4. С. 15–44.

17. Заалишвили В.Б. Корреляционные взаимосвязи между линейными и нелинейными характеристиками грунтов по инструментальным данным // Геология и геофизика Юга России. 2014 в. №4. С. 45–57.

18. Заалишвили В.Б., Дзеранов Б.В., Невский Л.Н., Архиреева И.Г. Оценка сейсмического риска урбанизированной территории // Геология и геофизика Юга России. 2014. №2. С. 22–29.

19. Заалишвили В.Б., Кранцфельд Я.Л. Геофизическая основа инженерной сейсмозащиты ответственных объектов строительства // Геология и геофизика Юга России. 2014. № 1. С. 39–50.

20. Реквава П.А. Оценка сейсмостойкости крупнопанельного здания с широким шагом стен на основе комплексной расчетной модели // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2006. № 1. С. 31–35.

21. Самков Б.Н., Джабаури Г.Г., Датунашвили А.С., Заалишвили В.Б. Акселерограмма Дманисского землетрясения от 2 января 1978 г. записанная в г. Тбилиси на грунте и соответствующие спектры Фурье и реакции // Дманисское землетрясение 2 января 1978 г. М.: Наука, 1982, с. 127–131

22. Смирнов С.Б., Ордобаев Б.С., Айдаралиев Б.Р. Сейсмические разрушения – альтернативный взгляд. Часть 2. Бишкек: 2013. 144 с.

23. Zaalishvili V.B., Rogozhin E. A. Assessment of seismic hazard of territory on basis of modern methods of detailed zoning and seismic microzonation // Open Construction and Building Technology Journal. 2011. T. 5. C. 30–40.

SEISMIC RESISTANCE INVESTIGATION OF A LARGE-PANEL BUILDING WITH SUPER-WIDE WALL SPACING

© 2016 P.A. Rekvava, Sc. Doctor (Tech.), prof.

Georgian National Association for Earthquake Engineering and Engineering Seismology, Georgia, Tbilisi, M. Lebanidze street, 7,
e-mail: rekvavapaata@yahoo.com

The problem of earthquake prediction and its effectiveness is discussed. The analysis of the situation with the implementation of the medium-term forecast of devastating earthquake April 25, 2002, Tbilisi, Georgia was held.

Engineering-geological, geomorphological and hydrogeological conditions of Tbilisi are reviewed. 5-point forshock and 7-point main shock isoseists are shown.

This article discusses a number of devastating earthquakes records, which source was close to the urbanized territory. The analysis of instrumental records was held. It is shown that the near-source zone urbanized territory determines the availability of high-frequency vertical component, anticipating major fluctuations. It is well known that absorption of seismic waves is directly proportional to the frequency of the oscillations, which involves rapid attenuation of signal high-frequency component. Thus, with few exceptions, most of the records produced by stations, quite remote from the scene. Traditional use of inertial seismic detectors excludes the registration of these high frequency signals.

Earthquakes are located directly beneath the territory of Tbilisi so the use of appropriate records should enable to receive buildings and structures reactions to such impact closest to real conditions. In this context, we investigated the efficacy of residential design concept with super-wide wall spacing on the example of 5-storeyed large-panel building. Dynamic calculation using finite element was produced.

Keywords: seismic impact, absorption, seismic energy, seismic wave, earthquake resistance, super-wide wall spacing, peak horizontal acceleration.

ЮБИЛЕЙ

ВЛАДИМИРУ АНДРЕЕВИЧУ БАБЕШКО – 75!



В центре – академик В.А. Бабешко

Академик РАН В. А. Бабешко, родился 30 мая 1941 года в станице Новотитаровской Динского района Краснодарского края. В 1964 г. окончил с отличием Ростовский государственный университет (РГУ) и аспирантуру. Работал преподавателем, доцентом кафедры теории упругости РГУ. В возрасте 33 лет В. А. Бабешко защитил диссертацию по теме «Метод факторизации в статических и динамических задачах теории упругости» и ему была присвоена ученая степень доктора физико-математических наук. С 1971 по 1982 год работал заместителем директора НИИ механики и прикладной математики РГУ. В 1982–2008 гг. на должности ректора руководил Кубанским государственным университетом (КубГУ). За этот период университет вышел на лидирующие позиции в южном регионе России, были открыты новые факультеты и кафедры, втрое увеличилось число студентов.

На Северном Кавказе Бабешко создал геофизический полигон с самыми мощными на сегодня вибросейсмическими источниками. Успешные эксперименты и исследования по вибрационному просвечиванию Земли получили международный резонанс.

С 1997 г. В. А. Бабешко является действующим членом РАН, где в течении восьми лет входил в состав Президиума (еще в 1987 году его избрали членом-корреспондентом АН СССР), Высшей аттестационной комиссии РФ, Американского акустического общества, вице-президентом Союза ректоров РФ и Международной организации «Знание».

В 2002 году Владимир Андреевич стал лауреатом Государственной премии РФ в области науки и техники, а Российско-Швейцарский бизнес-клуб наградил Кубанский госуниверситет золотой медалью за безупречную деловую репутацию. Подтверждением международного признания вуза стало избрание В.А. Бабешко Почетным сенатором Высшей технико-экономической школы г. Берлина в январе 2006 года.

В. А. Бабешко является специалистом в области механики деформируемого твердого тела, прикладной математики, интегральных и дифференцированных уравнений, геофизики, акустики, сейсмологии, экологии. Он один из авторов открытия нового физического явления: существования высокочастотного резонанса в полуограниченных средах с неоднородностями. Основные результаты исследований этого явления нашли широкое применение в авиации, инженерном деле, сейсмологии и экологии. Данные методы незаменимы при оценке прочности инженерных сооружений и конструкций. В.А. Бабешко руководит исследованиями по сейсмической безопасности городов, которые находятся на стыке геофизики и механики и проводятся при содействии ученых других стран, в частности США.

Перечень наград подтверждает закономерность успехов Владимира Андреевича: Орден Почёта (2005) – за заслуги в области образования, воспитания и науки и многолетний добросовестный труд, Орден «Знак Почёта», Орден Дружбы народов, Медаль «Герой труда Кубани» (Краснодарский край, 2003), Медаль имени Вавилова и премия Всесоюзного общества «Знание» имени Вавилова, Почётный знак «Ректор года» (2004, 2005), Государственная премия Российской Федерации в области науки и техники 2001 года (2002), Премия Ленинского комсомола в области науки 1973 года, Заслуженный деятель науки Российской Федерации (1996) – за заслуги перед государством, успехи, достигнутые в научной деятельности и подготовке квалифицированных кадров, Заслуженный деятель наук Кубани, Заслуженный деятель наук Адыгеи, Почётный гражданин города Краснодара.

Академик щедро делится опытом с молодежью. Его ученики – 50 кандидатов и 16 докторов наук – развивают исследования учителя.

В. А. Бабешко – автор и соавтор более 500 научных публикаций, в том числе 6 монографий. Он автор нескольких изобретений и патентов. Женат, имеет двух дочерей.

Знакомство с Владимиром Андреевичем в 2000 году позволило узнать много нового, увидеть известные явления в новом свете. Мыслитель, он ведет за собой молодежь. Прирожденный лидер, интеллигент в самом лучшем понимании этого слова, пользуется высоким авторитетом в России и за рубежом. Он создал огромную когорту последователей. Редколлегия журнала «Геология и геофизика Юга России», коллеги, ученики и друзья горячо поздравляют Владимира Андреевича с юбилеем и желают крепкого здоровья, долгих лет жизни и новых творческих успехов!

Главный редактор журнала,
д.ф. – м.н., профессор

В.Б. Заалишвили

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА
ЮГА РОССИИ
(№2. 2016 г.)**

Подписано в печать 10.07.2016 г. Формат 60×84 1/8.

Усл. печ. лист 18,7. Гарнитура «Times».

Бумага офсетная. Печать цифровая. Тираж 100 экз. Заказ № ____.

**Издание зарегистрировано в Министерстве РФ по делам печати, телерадиовещания и средств
массовых коммуникаций. Свидетельство ПИ № ФС77-63229 от 06 октября 2015 г.**

Издатель:

**Геофизический институт Владикавказского научного
центра Российской академии наук**

Адрес редакции:

362002, РСО-А, г. Владикавказ, ул. Маркова 93а

тел. 8 (8672) 764084; факс 8(8672) 764056

e-mail: southgeo@mail.ru

<http://cgiras.ru/southgeo>

Отпечатано ИП Цопановой А.Ю.

362000, г. Владикавказ, пер. Павловский, 3