

Российская академия наук
Дагестанский научный центр
Институт геологии
Дагестанский филиал геофизической службы РАН
Дагестанский государственный технический университет

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Выпуск № 56

**МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ
КАТАСТРОФ**

к 40-летию Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года.

Махачкала 2010
ДИНЭМ



Материалы конференции подготовлены при поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
(проект № 10-05-06040-г)

ISSN 978-5-91446-002-7

УДК 550.34

В сборнике отражены состояние и перспективы исследований по сейсмическому режиму, геодинамике и тектонике сейсмоактивных регионов РФ, а также поиску предвестников землетрясений. Рассмотрены проблемы информационно-аналитического обеспечения сейсмической безопасности и рационального природопользования.

Редакционная коллегия: Черкашин В.И., Ибаев Ж.Г., Магомедов Р.А.,
Мамаев С.А., Таймазов Д.Г.

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ДАГЕСТАНЕ

Черкашин В.И., Понаморева Н.Л., Котенко М.Е.

Институт геологии ДНЦ РАН, Сейсмостанция "Махачкала", ДГТУ.

Одним из опаснейших геологических процессов на нашей планете являются землетрясения. Большая часть землетрясений связана с процессами горообразования или разломами литосферных плит. В последнее время некоторые сейсмические события связывают с антропогенной деятельностью. Так, например, в районах затопления при строительстве крупных водохранилищ, усиливается тектоническая активность - увеличивается частота землетрясений и их магнитуда. Это связано с тем, что масса воды, накопленная в водохранилищах, своим весом увеличивает давление в горных породах, а просачивающаяся вода понижает предел прочности горных пород. Одно из самых сильнейших сейсмических событий произошло в Чили в 1960 году, магнитуда которого составляла 9,5. Считается, что землетрясения на Земле не могут иметь магнитуду существенно выше 9,5, поскольку горные породы не могут накопить больше энергии без разрушения. Сейсмические события с большей энергией могут быть вызваны только ударом из вне, например при падении крупного метеорита. Однако порой в литературе встречаются высказывания о суперкрупных землетрясениях с магнитудой более 10. Кроме этого, часто выступающие в СМИ дикторы путают магнитуду с бальностью сейсмического события. Считаю необходимым подчеркнуть следующее, что магнитуда характеризует землетрясение как цельное, глобальное событие и не является показателем интенсивности землетрясения, ощущаемой в конкретной точке на поверхности Земли. Интенсивность землетрясения, измеряемая в баллах, не только сильно зависит от расстояния до очага; в зависимости от глубины центра и типа горных пород сила землетрясений с одинаковой магнитудой может различаться на 2-3 балла. Магнитуда - безразмерная величина, она не измеряется в баллах. Правильное употребление: "землетрясение с магнитудой 6.0", "землетрясение силой в 5 магнитуд по шкале Рихтера". Неправильное употребление: "землетрясение с магнитудой 6 баллов", "землетрясение силой 6 баллов по шкале Рихтера". Все это для специалистов азбучная истина, а вот для тех кто будет освещать события – некий ликбез.

Землетрясения – важная составная часть окружающей нас среды, и не один район земного шара нельзя считать полностью от них избавленным.

Северный Кавказ и входящий в его состав Дагестан – один из наиболее сейсмичных регионов России. ТERRитория охватывает несколько крупных тектонических элементов: северный склон альпийского мегантиклиниория Большого Кавказа, сопряженные с ним альпийские прогибы – Индоло-Кубанский на западе и Терско-Каспийский на востоке, а также большую часть Предкавказской (Скифской) плиты [1]. Восточный сектор Терско-Каспийского передового прогиба включает значительную часть территории Дагестана. Его внутренний складчатый борт испытал интенсивные тектонические напряжения, в то время как внешний платформенный борт дислоцирован весьма слабо. В пределах Терско-Каспийского передового прогиба выделяется ряд структурно-тектонических элементов: северный платформенный борт передового прогиба, Сулакская впадина, Дагестанский клин, Акташ-Аксайская и Каранайская депрессии, Южно-Дагестанская и Дербентская складчатые ступени [2].

Сведения о сильных землетрясениях Дагестана за доинструментальный период, собранные по материалам старинных рукописей и хроник, отчетам военных и исследователей имеются с 650 г.н.э. Эти данные, наряду с материалами, полученными в период становления и развития инструментальных сейсмологических наблюдений на Кавказе и в Дагестане с конца XIX века по настоящее время, приведены в вышедшей в 2007 г. книге «Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период с VII в.н.э. до 2005г.» [3]. Каталог подго-

тovлен сотрудниками Дагестанского филиала Геофизической службы РАН Р.А. Левковичем, О.А. Асмановым, С.Р. Амировым, М.Г. Данияловым, З.А. Мусалаевой и другими.

Отбор и последующая обработка первичного, разнообразного по детальности и достоверности, материала о параметрах землетрясений для этого издания проводилась по методике, использованной при составлении «Нового каталога сильных землетрясений на территории СССР...» [3,4]. Данные последних десятилетий уточнялись по сборникам «Землетрясения в СССР», Кавказским каталогам Института сейсмологии АН Грузинской ССР, сборникам «Землетрясения Северной Евразии», «Землетрясения России», сводным каталогам по Кавказу ГС РАН [5-9].

Для данной работы по всем эти материалам составлен каталог землетрясений Дагестана, насчитывающий к сегодняшнему дню более 12700 эпицентров землетрясений, около 2000 из которых составляют афтершоки сильных ($M \geq 4$) сейсмических событий. Ежегодно каталог пополняется почти двумя сотнями землетрясений $M > 1$. На рис.1 приведено распределение по времени и энергетическому уровню имеющихся в каталоге данных за доинструментальный период и землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями Дагестана и Кавказа по мере развития наблюдательной сети. Доинструментальный период включает и события с 650 г.н.э. по 1785 г., где для очень большого временного интервала имеются макросейсмические исторические сведения в основном о разрушительных землетрясениях.

Такое распределение совместно с имеющимися сведениями о развитии инструментальных наблюдений в России в целом позволяет выделить определенные периоды развития сейсмических наблюдений на Северном Кавказе и в Дагестане [10]:

- доинструментальный – весь исторический период до 1902 г.;
- инструментальный (Табл.1) с 1902 г., который, в свою очередь, был разделен на 7 этапов, связанных с развитием сети и оснащением сейсмических станций в регионе:

Таблица1.

Этапы развития инструментальных наблюдений в Дагестане.

I	1902 - 1918гг
II	1919 -1951гг
III	1952 -1973гг
IV	1974 - 1984
V	1985 -1993гг
VI	1994 -2004гг
VII	2005г – настоящее время

Период 1974-1984 гг. отличается наибольшим количеством слабых и средней силы событий. В этот период в регионе произошло несколько сильных мелкофокусных землетрясений $M \geq 5$ (Бежтинское, Салатауское, Килятинское, Буйнакское), возникновение которых связано с заполнением Чиркейского водохранилища [11,12,13], в 1976 г на территории Чеченской республики произошло Черногорское землетрясение $M=6,2$. Зарегистрировано так же большое количество самостоятельных событий $0,6 \leq M \leq 4,4$, в числе которых как афтершоки перечисленных землетрясений и землетрясения 14.05.1970 г., так и множество самостоятельных мелких толчков в радиусе до 30 км от водохранилища. Однако для данной последовательности землетрясений практически не представляется возможным полностью дифференцировать их из-за приуроченности к сейсмофокальной зоне Дагестанского землетрясения. По [2] с 14 мая 1970г. по июнь 1974 г. произошло 504 афтершока с $K \geq 9$.

Важно отметить, что 1970 г. сильно вырос поток сейсмической энергии, и он продолжает оставаться таким же интенсивным в настоящее время.

Динамика снижения величины представительной магнитуды для Дагестана имеет свои особенности. За инструментальный период наблюдений снижение произошло от $M_{\text{ПРЕД}} = 5$ до $M_{\text{ПРЕД}} = 2$. Деятельность сети сейсмостанций Закавказья и Северного Кавказа позволила

снизить $M_{\text{ПРЕД}}$ даже в сложные послереволюционные, предвоенные и военные годы на 1 единицу относительно первого инструментального периода. С открытием в 1951 году опорной сейсмической станции «Махачкала» - $M_{\text{ПРЕД}} = 3,5$ для всей территории Дагестана. В период организации, постепенного расширения и переоборудования региональной сети сейсмических наблюдений значение представительной магнитуды снижалось на 0,5 магнитуды от этапа к этапу. В сложные для России 90-е годы прошлого столетия руководству ЦОМЭ ГС РАН и ее Дагестанского филиала удалось не только не растерять сеть, но и расширить ее от 5 до 17 станций с 1993 по 2004 гг. Однако в силу их расположения и оснащенности это снизило $M_{\text{ПРЕД}}$ только на 0,5 единицы магнитуд. Такая же картина сохранилась и после открытия в конце ноября 2004 г. трех цифровых сейсмостанций и сохраняется по настоящее время с учетом открытия еще трех цифровых станций.

История развития инструментальных сейсмических наблюдений в России достаточно широко освещена во многих работах [10-21]. В них выделяются до семи периодов, имеющих общие черты развития наблюдательной сейсмологической сети во всех регионах России. Кавказ, и в т.ч. Северный Кавказ, относятся к регионам, где раньше всех были открыты сейсмические станции [10].

Изучение Кавказских землетрясений началось чуть более ста лет назад. Примерно до середины тридцатых годов XX века в основном изучались последствия разрушительных землетрясений (Ахалкалакских, Шемахинских и др.). Позднее стали появляться различные сводки, охватывающие с той или иной детальностью и полнотой материалы по общей сейсмичности Кавказа табл. 2 [14].

Первый инструментальный период наблюдений для территории Дагестана начался с открытием сейсмостанции «Баку», а в 1905 г «для изучения дагестанских землетрясений была открыта станция «Дербент»» [15], которая проработала только до 2010 г. Она была оснащена двойным горизонтальным маятником Омори-Боша с механической регистрацией без затухания [10].

Таблица 2.

Сейсмические станции Кавказа и их оснащение в 1902–1905 гг. из [10]

№ п/п	Станция	Координаты		Дата пуска, учреждение, организатор	Сейсмограф		
		φ, °N	λ, °E		Система	Установлен	Снят
1	Ахалкалаки	41.4	43.5	IV.1903, ГЕОФИАН	2 В	IV.1903	1912–1913
2	Баку	40.4	49.9	–11.5 VII.1903, ПЦСК+ Нобель Э.Л.	R	VII.1903	VII.1911
3	Балаханы	40.5	49.9	VII.1903, ПЦСК+ Нобель Э.Л.	R	VII.1903	1917–1918
4	Батуми	41.7	41.6	IX.1902, ПЦСК	B	IX.1902	1910
5	Боржоми	41.8	43.4	794 IV.1903, ПЦСК	B	IV.1903	Конец 1912
6	Дербент	42	48.3	III.1905, ПЦСК	2 В	III.1905	20.II.1910
7	Тбилиси	41.7	44.8	400 XII.1899 Кавк. отд.Русск.геогр.об-ва	3 E M C Z	XII.1899 1902 1903 1905	1917 1910
8	Шемаха	40.6	48.6	XI.1902, ПЦСК	B	XI.1902	1912

Условные обозначения: В – горизонтальный маятник Омори-Боша с механической регистрацией без затухания; R – горизонтальный маятник Цёльнера-Репсольда с оптической регистрацией без затухания; Е – тройной горизонтальный маятник системы Ребера-Элерта с оптической регистрацией без затухания; М – горизонтальный маятник Милна с оптической регистрацией; С – вертикальный маятник системы Канкани с механической регистрацией; Z – горизонтальный маятник Цёльнера с механической регистрацией и магнитным затуханием.

Изучение сейсмического режима Дагестана велось на несколько более обширной территории, включающей приграничные районы Чечни, Грузии, Азербайджана и дагестанского участка шельфа Каспийского моря (рис.2). Это обусловлено местоположением основных сейсмогенерирующих структур, таких как область Пшекиш-Тырнаузского разлома мантийного заложения, на который опираются Черногорский и Срединный глубин-

ные разломы субмеридионального простирания, и пересекающихся с ними субширотных разломов различной глубины заложения.

Разносторонние исследования особенностей сейсмического режима Дагестана начались лишь после Дагестанского землетрясения 14 мая 1970г. $M=6.6$. Очень большой вклад в развитие и становление работ по изучению сейсмичности региона внесли сотрудники Лаборатории сильных землетрясений ИФЗ АН СССР под руководством Н.В.Шебалина. По инициативе председателя президиума Даг ФАН СССР Х.И. Амирханова при лаборатории сейсмологии Института Физики Дагестанского Филиала АН СССР [12] были организованы работы по исследованию сейсмического режима территории. Временные полевые станции, открытые с целью изучения афтершокового процесса Дагестанского землетрясения 14 мая 1970г., стали основой для организации региональной сети сейсмических наблюдений в республике. К настоящему времени работы по сейсмичности и сейсмотектонике Дагестана представлены обширной библиографией [11-14 и многие др.].



Усл. обозначения: 1- область палеозойской складчатости; 2 – области альпийской складчатости; 3 – предкавказские передовыи прогибы; 4 – поперечные структуры; 5 - глубинные разломы; 6 – землетрясения неглубокие; 7 – глубокие; 8 – $M=6.1\text{--}7.0$; 9 - $M=5.1\text{--}6.0$; 10 - $M=4.1\text{--}5.0$; 11 - $M>4$; 12 – глубина очага $h=0\text{--}10$ км; 13 - $h=11\text{--}20$ км; 14 - $h=21\text{--}40$ км; 15 - $h=41\text{--}80$ км; 16 - $h=81\text{--}150$ км

Рис.2. Карта эпицентров сильных землетрясений Дагестана [25]

Ежегодно материалы Дагестанского филиала ГС РАН публикуются в сборниках «Землетрясения Северной Евразии» и «Землетрясения России», и наряду с данными сеймостанции «Махачкала» включаются в расчет эпицентров при составлении сводного каталога ГС РАН по Кавказу. Данные об аппаратурной оснащенности и чувствительности станций ДФ ГС РАН приведены в [9].

В 1950 году комиссия ГЕОФИАН с участием Д.П. Кирноса произвела обследование и пробные наблюдения на территории ботанического сада рядом с дачей Обкома ВКП(б). Был выбран участок для строительства сейсмостанции в четырех километрах к югу от города. На участке находились два жилых дома и овощехранилище с хорошим глубоким подвалом, который впоследствии был переоборудован под аппаратурный подвал сейсмостанции. Один из домов и овощехранилище были снесены при строительстве. Решением N219 Махачкалинского Горсовета от 25 апреля 1951 года за сейсмостанцией закреплен

участок площадью 0,7 га. Все переговоры и контакты с местными властями и подрядчиками, контроль за строительными работами, установку и первичную наладку оборудования осуществлял техник ГЕОФИАН Калинин Николай Васильевич. В октябре 1951 года строительство станции завершилось, заведующим был назначен А.А.Новицкий. Первая сейсмограмма и запись в журнале обработки землетрясений датированы 8 декабря 1951 года. Регистрация землетрясений осуществлялась одним комплектом сейсмоприемников СК и, соответственно, одним регистриром. В 1955 году руководство станцией принял В.Н. Табулевич. В том же году станция была доукомплектована сейсмографом для измерения балльности СБМ, а в 1957 году установили короткопериодный сейсмограф ГСХ. Годы работы В.Н. Табулевич на сейсмостанции «Махачкала» отмечены большим количеством научных изысканий, станция была лучшей среди северокавказских, предполагалась даже организация на базе сейсмической станции «Махачкала» центральной Северокавказской станции: для этого были все условия, кроме геологических. То, что станция расположена на склоновых отложениях и вблизи крупной автотрассы, не позволяло вести регистрацию землетрясений короткопериодной аппаратурой с большим увеличением. Сейсмическая станция «Махачкала» осталась опорной станцией Института Физики Земли АН СССР.

С 1966 по 1981 год сейсмостанцией заведовала Л.А.Арефьева. Под ее руководством работа продолжалась так же успешно и на самом высоком уровне. Неоценима роль сейсмостанции «Махачкала» и личный вклад Л.А.Арефьевой в организацию регистрации и изучение разрушительного Дагестанского землетрясения 1970 г. $M=6,6$. На станции были получены уникальные записи предварительных и основного толчков этого события, используя которые удалось всесторонне изучить механизм подготовки, предвестники, очаговые процессы и афтершоковую деятельность этого самого крупного за последние сто лет сейсмического события Восточного Предкавказья. Работа с материалами землетрясения 14 мая 1970 года дала возможность приобрести большой опыт регистрации сильных близких землетрясений, что позволило в дальнейшем обеспечить высокий уровень обработки локальных и региональных событий на сейсмостанции «Махачкала». В 1971 г сейсмическая активность региона продолжала оставаться выше средней многолетней, а затем последовали одно за другим сильные землетрясения 1974, 1975 годов в пределах эпицентральной области 1970 г.

В 1982 году на станции были установлен комплект сейсмографов СКД взамен морально устаревших СК, что дало возможность качественно записывать и более точно обрабатывать далекие и удаленные землетрясения, и короткопериодные сейсмографы СКМ были заменены на СМ-3. Однако с установкой СКД из-за высокого уровня помех почти невозможным стало определение азимутов близких землетрясений, углов выхода сейсмического луча, что негативно сказалось на информативности сейсмографического материала, получаемого станцией. Определение азимутов по короткопериодной аппаратуре в большинстве случаев не представляется возможным по той же причине.

В настоящее время сейсмостанция «Махачкала» оборудована цифровой станцией SDAS с широкополосными сейсмоприемниками СМЗ-ОС с двенадцатью каналами регистрации и короткопериодными СМЗ-КВ так же с двенадцатью каналами регистрации. Развитие Дагестанской сети сейсмических наблюдений продолжается в настоящее время. Институт геологии, на основе современных цифровых технологий, также создает сеть наблюдений за двумя сейсмически опасными областями территории Республики Дагестан, данные которых, в ближайшем будущем, позволят приблизить ученых института к решению сложнейшей задачи – выявление предвестников сейсмических событий.

Литература

- Габсатарова И.П., Маловичко А.А., Старовойт О.Е. Очерк об истории инструментальных сейсмических наблюдений на Северном Кавказе. 2008 г. В печати.
- Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Сейсмология. Геология. Геофизика. М.: Наука. 1980. С.97. (219 с.).
- Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период с VII в.н.э. до 2005 г. М.: Эпоха. 2007. 394 с.

4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977 г. 535 с.
5. Землетрясения в СССР. М.: Наука. 1962-1989 гг.
6. Землетрясения Северной Евразии в 1990 году М.:ОИФЗ РАН. 1996. – 224 с.
7. Землетрясения Северной Евразии в 1991 году. М.: ОИФЗ РАН. 1997. – 184 с.
8. Землетрясения Северной Евразии в 1992 году. М.: ОИФЗ РАН.1997. – 300 с.
9. Землетрясения Северной Евразии в 1993-2003 году.М.: ГС РАН 1999-2009 гг.
10. Сейсмологический бюллетень Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1971-1983 гг.
11. Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А., Арефьев С.С., Дейнега Г.И. Изменение некоторых характеристик сейсмичности района водохранилища Чиркейской ГЭС в период его заполнения. // Сейсмический режим территории Дагестана. Махачкала. ИГ ДагФАН СССР. №1(13). 1977. С. 3-9.
12. Сейсмичность и гидрогазогеохимия территории Дагестана. Махачкала. ИГ ДагФАН СССР. №2(17). 1978. 218 с.
13. Амирханов Х.И., Дейнега Г.И., Суэтнов В.В. Основные направления и задачи фундаментальных геолого-геофизических исследований в Дагестане // Сейсмичность и гидрогазогеохимия территории Дагестана. Махачкала. ИГ ДагФАН СССР. №2(17). 1978. С. 3-13.
14. Кирнос Д.П., Харин Д.А., Шебалин Н.В. История развития инструментальных сейсмических наблюдений в СССР. Глава I // Землетрясения в СССР. – Москва: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 9–66.
15. Саваренский Е.Ф. Очерк развития советской сейсмологии за шестьдесят лет (1917–1977) // Изв. АН СССР. Физика Земли. – Москва: Наука, 1977. – № 12. – С. 87–97.
16. Кондорская Н.В. Развитие сейсмических наблюдений и их интерпретации в СССР // Проблемы современной сейсмологии. – Москва: Наука, 1985. – С. 28–46.
17. Старовойт О.Е. Состояние и развитие сейсмических наблюдений в Российской академии наук // Геофизика на рубеже веков: Избр. тр. ученых ОИФЗ РАН. – Москва: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 140–148.
18. Старовойт О.Е. Современные проблемы стационарных сейсмических наблюдений // Современные математические и геологические модели природной среды. Сб. науч. тр. – Москва: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 92–101.
19. Старовойт О.Е. Сейсмические наблюдения в России: от Б.Б.Голицына до наших дней // Развитие идей и научного наследия Б.Б.Голицына в сейсмологии: К 140-летию со дня рождения., М., ОИФЗ РАН, 2003.– С. 48–60.
20. Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмические наблюдения в России // Вестник Владикавказского научного центра. – Владикавказ, РАН, Правительство РСО, 2004. – Т. 4. – № 4. – С. 15–21.
21. Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмические наблюдения в России // Вестник Владикавказского научного центра, Т. 5, № 1, Владикавказ, РАН, Правительство РСО, 2005, С. 8-12.
22. Белоусов В.В, Кириллова И.В., Сорский А.А. Обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением // Известия АН СССР, Серия геофизическая, 1952, № 5. С. 2-9.
23. Бюс Е.И. Изученность сейсмичности Кавказа. Труды института геофизики АН ГССР, т. XVII, Тбилиси, 1958.
24. Бюс Е.И. Сейсмические условия Закавказья, ч. I, Тбилиси, 1948.
25. Крамынин П.И., Черкашин В.И.. Геодинамический режим, сейсмичность и перспективы развития сейсмологии в Дагестане. Из сб. Геодинамика и сейсмичность Восточного Предкавказья. М. 2002. С. 54-55.
26. Лебедева Т.М. Землетрясения на Кавказе с очагами под земной корой. Труды института геофизики АН Грузинской ССР, т. XVII, Тбилиси, 1958.
27. Антонов Е.П., Гоцадзе О.Д., Пилишвили Т.В. Сейсмический режим и долгосрочный прогноз сильных землетрясений (на примере Кавказа) // Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш. 1984.Вып.5. С 217-227.
28. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. – М.: Недра, 1984. – 112 с.
29. Бюс Е.И. Каталог землетрясений Кавказа. Тбилиси. Изд-во АН ГССР. 1954.
30. Кириллова И., Люстик Е.И. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: АН СССР. 1960.
31. Никитин П.Н. Макросейсмические данные о землетрясениях северного Кавказа. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР. № 8, 1960.
32. Аナンьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука. 1977. 147 с.
33. Табулевич В.Н. О сейсмичности г. Махачкалы // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып.7. Труды ИФЗ АН СССР. № 22(189) АН ГССР. 1962. С. 46-52.
34. Табулевич В.Н. Оценка глубины очага Прикаспийских землетрясений 12.X.1960 и 12.XI.1961 гг // Известия АН СССР. Серия геофизическая. №11, 1963. С. 1699-1700.
35. Рогожин Е.А. Современная геодинамика и потенциальные очаги землетрясений Кавказского региона // Современные математические и геологические модели природной среды. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 244–254.
36. Милановский Е.Е., Хайн В.Е. Геологическое строение Кавказа // Очерки региональной геологии СССР, Вып. 8. – М.: МГУ, 1963. – С. 206–299.
37. Габсатарова И.П., Девяткина Л.В., Селиванова Е.А. Северный Кавказ – 2002 // Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. М.: ГС РАН. 2008. С. 103-128.

ГЕОРАДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМОВ И ПОДВОДЯЩИХ КАНАЛОВ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ И ПО ПОТОКУ ВОДОРОДА

Алексеев¹ В.А., Алексеева¹ Н.Г., Даниялов² М.Г., Копейкин³ ??, Морозов³ П.А.

1 ГНЦ РФ ТРИНИТИ (Троицкий институт инновационных и термоядерных исследований), Московская обл, г. Троицк;

2. Дагестанский Филиал Геофизической службы РАН, Махачкала

3. ИЗМИ РАН г. Троицк

Проведены исследования грязевых вулканов и разломов Таманского полуострова с использованием георадаров и датчиков потока водорода. Применялся новый георадар «Лоза», относящийся к классу геофизических проборов для исследования подповерхностной структуры грунтов до глубины порядка 100 метров. Принцип действия георадара основан на излучении сверхширокополосных электромагнитных импульсов в подстилающую среду и регистрации их отражения от границ раздела слоев и объектов. Отличительной особенностью георадаров «Лоза» по сравнению с зарубежными и отечественными аналогами является большой энергетический потенциал, позволяющий работать в средах с высокой проводимостью, например в суглинках и влажных глинах.

В 2004 г. была проведена первая экспедиция с георадаром по исследованию Бугазского разлома с грязевулканическими проявлениями на юго-западном берегу Таманского полуострова. Было проведено исследование четырех профилей поперек разлома (рис.1).

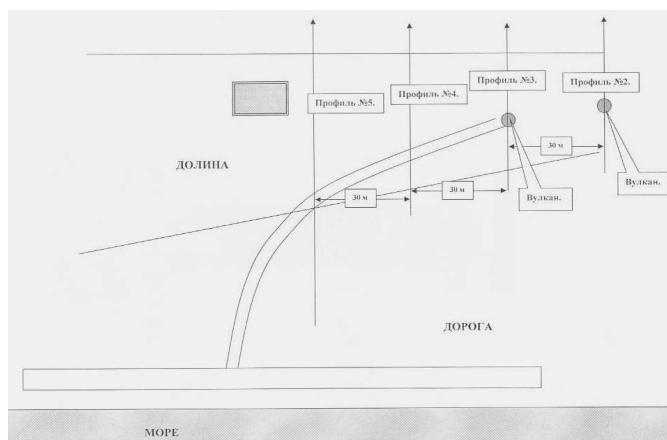


Рис.1. Схема георадарного обследования структуры грунта в долине грязевых вулканов (п. Веселовка, Таманский район, Краснодарский край), июль 2004 года

Видны вертикальные границы разлома со слоями ископаемой и свежей грязевулканической брекции (рис.2, 3, 4).

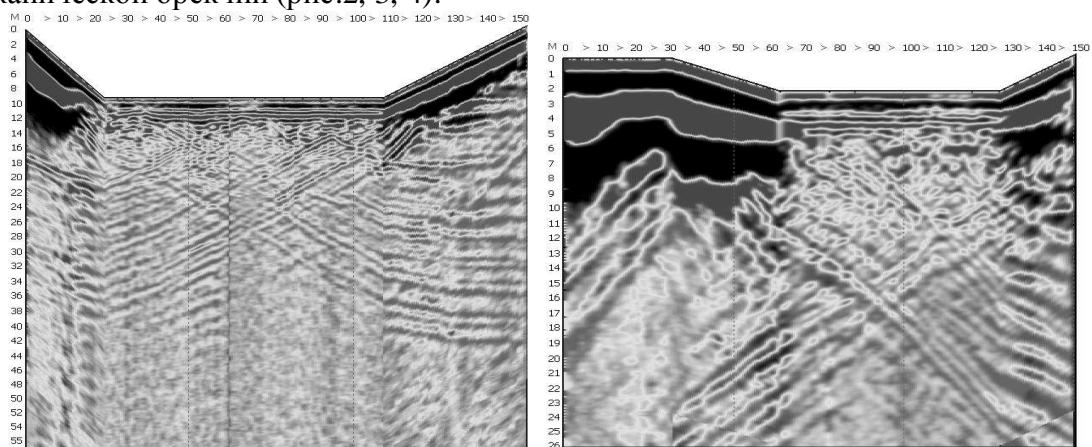


Рис. 2. Георадарный разрез структуры грунта в долине грязевых вулканов (п. Веселовка, Таманский район, Краснодарский край), июль 2004 года (профиль №5).

Исследования выполнены с помощью георадара «ЛОЗА-Н» с антеннами длиной 5 метров (центральная частота 30 МГц). Визуализация результатов зондирования выполнена с помощью программы «КРОТ-108».



Исследования выполнены с помощью георадара «ЛОЗА-Н» с антеннами длиной 5 метров (центральная частота 30 МГц). Обработка результатов зондирования выполнена с помощью программы «ЛОЗА».

Рис.3 Георадарный разрез структуры грунта в долине грязевых вулканов (п. Веселовка, Таманский район, Краснодарский край), июль 2004 года (профиль №2).

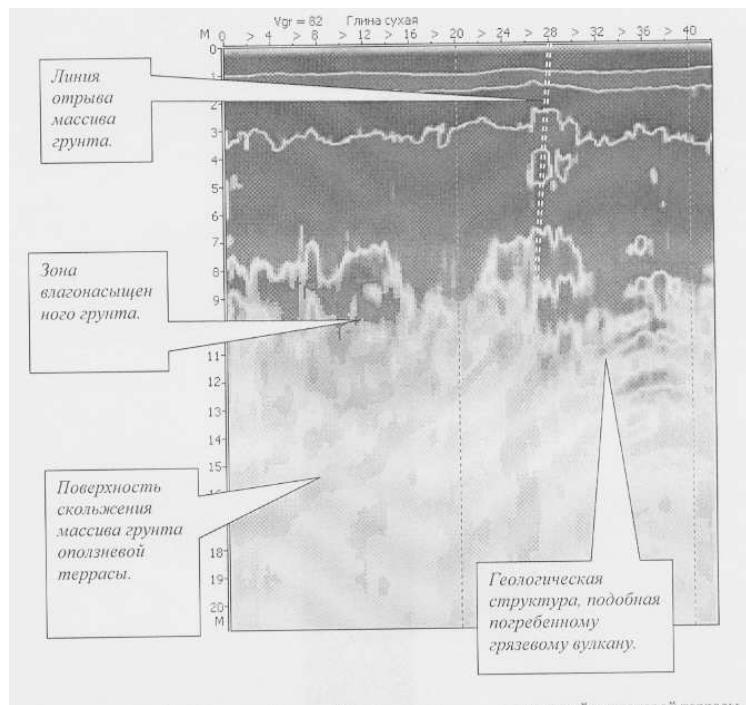


Рис. 4 Георадарный разрез. Структура грунта в зоне вероятной оползневой террасы. Панель программы «КРОТ».

Эти данные хорошо коррелируют с данными по водородным и радоновым потокам. Исследованы вариации состава газа. Эти методы позволили выделить на разломе наиболее активные тектонические площадки для проведения георадарных исследований.

Проводились наблюдения за грязевым вулканом Карабетова Гора с 1998 г. по 2006 г. На профилях водорода были выявлены аномальные участки, на которых прошли мощные извержения в мае 2001 г., в июне 2004 г., в июле 2005 г. Последнее извержение уда-

лось полностью изучить, включая подготовку, начальную фазу, за неделю до извержения, само извержение и после извержения.

Впервые перед извержением грязевого вулкана Карабетова Гора с помощью георадара удалось зафиксировать образование в канале многочисленных газовых камер высокого давления, которые во время извержения периодически выбрасывали большое количество брекчии. Приводятся результаты исследования каналов грязевых вулканов и потоков водорода. Получена тонкая структура каналов прошлых извержений. Таким образом, впервые были исследованы подводящие каналы и инструментально зафиксирована подготовка извержения (краткосрочный прогноз). Изменения потоков водорода позволяют делать долгосрочный прогноз.

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ И СВЯЗЬ С ДАТИРОВАННЫМИ ИСТОРИЧЕСКИМИ ИЗВЕРЖЕНИЯМИ ВУЛКАНОВ В РОССИИ (КАВКАЗ) И ТУРЦИИ

Changes in the Caspian Sea level associated with the historically recorded eruption events in Russia (Caucasia) and Turkey

Alekseev¹V.A.; Alekseeva²N.G.; Daniyalov³M.G.

^{1,2} *The Troitsk Institute of Innovation and Thermo Nuclear Investigations,
Puschkova str. 1, Troitsk, 142190; Moscow reg., Russian Federation*

³ *Dagestan Section of Russian Academy of Sciences, Makhachkala, Belinskogo St. 16.
Russian Federation*

Caucasus Mountains fall on the junction of Eurasian, Anatolian and Arabian plates. These are a series of faults where seismic activity is enhanced and volcanic eruptions happen at the discrete points of historical time. At the present time, the Caucasus volcanoes are dormant. But during the dormant state (interval between two bursts may be hundreds or thousands years) they can store potential energy. Eruption due to liberation of this energy will be very dangerous especially because of its suddenness after long interval of the dormancy. Forecasting of these eruptions is indispensable because Caucasia is a densely populated area. Historical material presented in this report indicates a way to prognosis management.

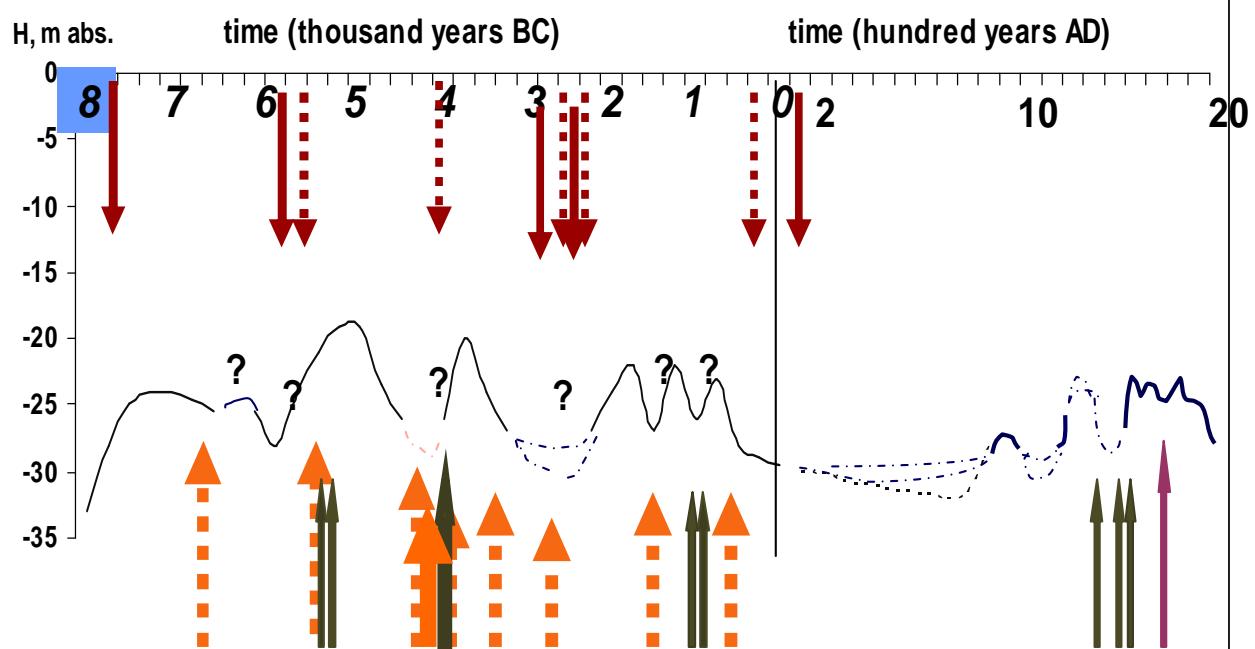


Fig. Time-variations in the level-height of the Caspian Sea (blue curve; extrapolated values are marked by ?).

Solid (dashed) arrows indicate the whens of eruption (seismic) events on the sites of four volcanoes: Elbrus (red), Kazbek (yellow), Nemrut Dag (green) and Ararat (lilac).

Some whens of volcano-eruptions also as earthquakes in environs of the volcano were recorded in chronicles (Bogatikov & al, 2003; Rogozhin, 2004). On the other side, change of the level-height of the Caspian Sea in time is known (Bolgov, 2007). These data are converged together in Figure. We see that the eruptive-seismic events agree closely with the intervals of the minimal level-height of the Caspian Sea.

This phenomenon may be explained as a consequence of the convective motion existing in the mantle. Influence of this motion on processes near the Earth' surface should be most pronounced in the areas where the Earth' surface is not separated from the mantle by a solid plate. One of such areas is Caucasia falling on the junction of three plates. An intensification of the convection corresponds, in places, to the intensification of matter motion up (there, the eruptive-seismic activity will be increased) and, simultaneously, to the intensification of matter motion down in other places (where the sea-level height will be lower).

Furthermore, according to Alekseev & Getling (1979), in the mantle convective cell, there are a matter motion down at the center of and up on its periphery. Here, we can conclude that the center of a convective cell is disposed under the Caspian Sea.

Figure demonstrates smooth trend of the level-height curve whereas the character of the changes in eruptive-seismic activity corresponds to sudden energy liberation events. The passage of the curve through a maximum may be considered as extremely early warning precursor of subsequent sudden energy liberation in one or in several Caucasus dormant volcanoes.

When this precursor has already declared itself, in order to know the state of each dormant volcanoes, a detailed but "come-at-able" method of a monitoring is required.

I think, the method of measuring the hydrogen and aerosol degasation flows is appropriate.

Enhancement of these flows enabled Alekseev , Alekseeva et al (1995) to notice the future eruption of volcano Avachinskii (Kamchatka) one month prior to the energy liberation, this method being the only successful in prediction of the given eruption. Now, we promote this method for monitoring dormant volcano Elbrus.

References

1. Alekseev V.A., Alekseeva N.G et al. (1995). Aerozolnyi predvestnik izvergeniya Avachinskogo vulcana v yanvare 1991 g. [Aerosol precursor of volcano Avachinskii eruption in 1991]. *Doklady Rossiyskoy Akademii nauk [Reports of the Rassian Academy of Sciences]* 345(5): 667-670. (In Russian)
2. Alekseev V.A., Getling A.V. (1979) On the character of convective motions in the Earth's mantle. In: *High pressure science and technology. Sixth Airarpt Conference*. V. 2 Plenum Press. 231-236.
3. Bogatikov O.A. , Rogozhin et al. (2003) Drevnie zemletryaseniya i vulkanicheskie izverzheniya v raione Elbrusa [Ancient earthquakes and volcanic eruptions in the area of Mt. Elbrus]. *Doklady Rossiyskoy Akademii nauk [Reports of the Rassian Academy of Sciences]* 390(4): 511-516. (In Russian)
4. Bolgov M.V., Krasnozhen G.F., Lyubashin A.A. (2007) Kaspiskoe more: ekstremal'nye gidrologicheskie cobytyiya [The Caspian Sea: Extreme hydrological events]. Moscow. RAN.
5. Rogozhin E.A. , Gurbanov A .G. et al. (2004) O sootnoshenii proyavleniya ztletryasenii, vulkanizma i katastroficheskikh pulsatsii lednikov Severnoi Osetii v golotsene [Relations between earthquakes, volcanism and catastrophic pulsations of the glacial sheets of the North Ossetian in golocene]. *Vestnik Vladikavkazskogo nauchnogo tsentra [Reports of Vladicaucas scientific center]* 4 (3): 41-50.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА ЗА ПЕРИОД 1960-2005 ГГ

Арефьев С.С¹., Идармачев Ш.Г²., Идармачев А.Ш.²

¹Институт Физики Земли РАН, ²Институт геологии ДНЦ РАН

Дагестан является самым сейсмически активным районом европейской части России. Как в историческом прошлом, так и в последние годы, здесь известны многочисленные сильные и разрушительные землетрясения. Толчком для инструментальных исследо-

ваний послужило разрушительное землетрясение в Дагестане 14 мая 1970г. В настоящей работе проведен анализ отдельных параметров сейсмичности за период 46 лет.

Для исследования сейсмичности Дагестана и прилегающих районов были использованы следующие каталоги: региональный каталог Дагестанского филиала Геофизической службы РАН (DAG) [1] и каталог Северной Евразии, составленный для работы над картами ОСР97, (EUR) [2] который в настоящее время продлен до 2006 г. Последний содержит и историческую часть, которая рассматривается отдельно. Для анализа была выбрана территория, слегка выходящая за административные границы республики: $\phi=41.00^{\circ}-44.00^{\circ}$; $\lambda=45.50^{\circ}-49.00^{\circ}$.

На рис. 1 приведены карты эпицентров, построенные по данным каталогов DAG и EUR для интервала времени с 1960 г. по 2005г., зарегистрированных на территории Дагестана.

Анализ представленных карт показывает, что несмотря на существенную разницу в числе сейсмических событий в каждом из рассмотренных каталогов (DAG с 1960 по 2005 гг. содержит 11965 событий, EUR 427, а для $K>11$ DAG 358 и EUR 184), основные особенности пространственного распределения эпицентров весьма стабильны. Это не дает нам возможности выбрать предпочтительный каталог и заставляет в ответственных ситуациях пользоваться двумя. Временной аспект представляют графики рис. 2.

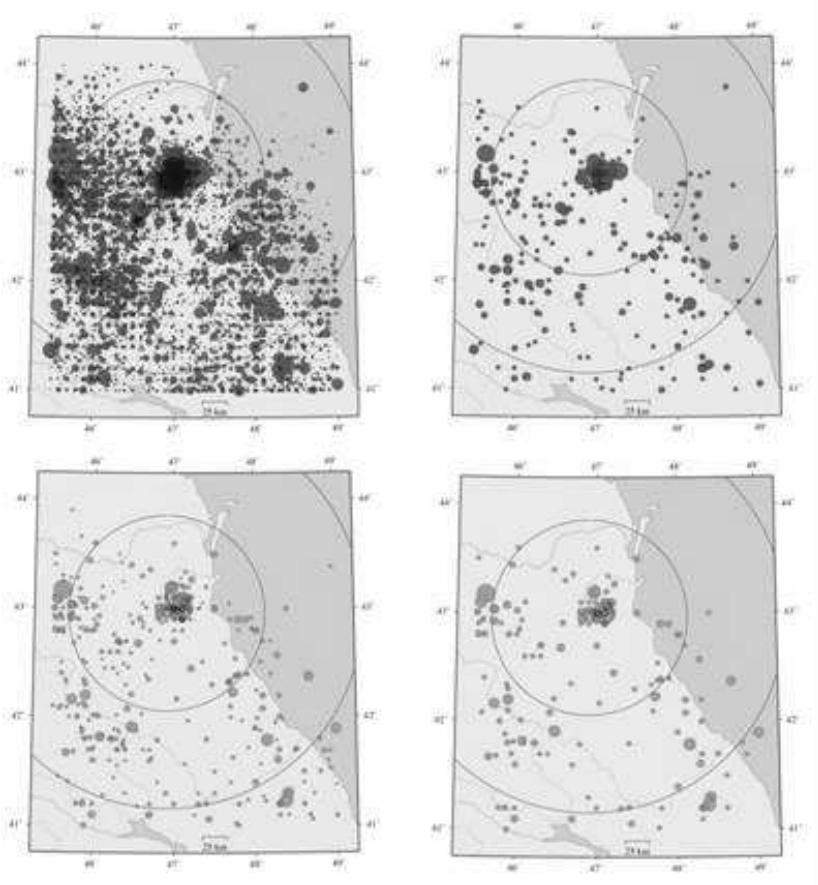


Рис. 1. Карты эпицентров землетрясений, зарегистрированных на территории Дагестана по каталогам DAG (а,б) и EUR (в,г); в) и г) для $K>11$

Из графиков следует, что общие тенденции временного хода также сохраняются для двух каталогов, хотя, если пытаться выделить детали, то каталог DAG представляется более предпочтительным.

Историческая часть каталога EUR начинается с 457г. И хотя исторический каталог заведомо не полон, рассмотреть распределение эпицентров представляется полезным. Соответствующая карта представлена на рис. 3.

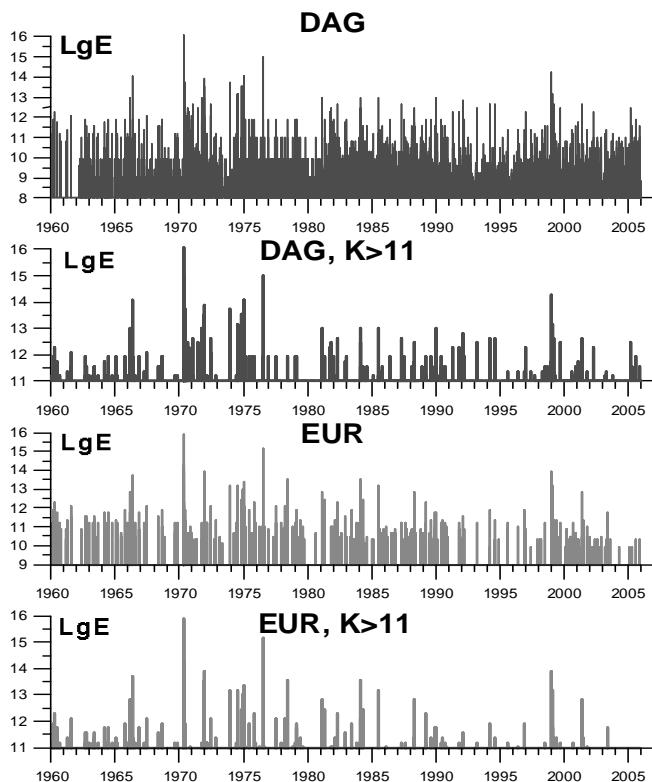


Рис. 2. Временное распределение землетрясений, нормированных по выделенной энергии для разных каталогов

Из рисунка можно видеть, что землетрясения за большой период времени (до 1960г.) покрывают территорию гораздо равномернее, чем события последних 46 лет. Это, конечно, отражает меньшую точность исторических данных, но, в первую очередь, говорит о высокой сейсмической опасности практически для всей территории.

Рассмотрим графики повторяемости по этим двум каталогам, рис. 4. Данные до 1960г. представительны для слишком больших магнитуд, поэтому не рассматриваются. Для интервала с 1960г., судя по графикам повторяемости, представительность по магнитуде для каталога EUR $M>3.25$, а для каталога DAG $M>2.75$. Наклон, особенно для каталога DAG получается близким к 1.0 ($b = 0.97$), что косвенно подтверждает качество каталога.

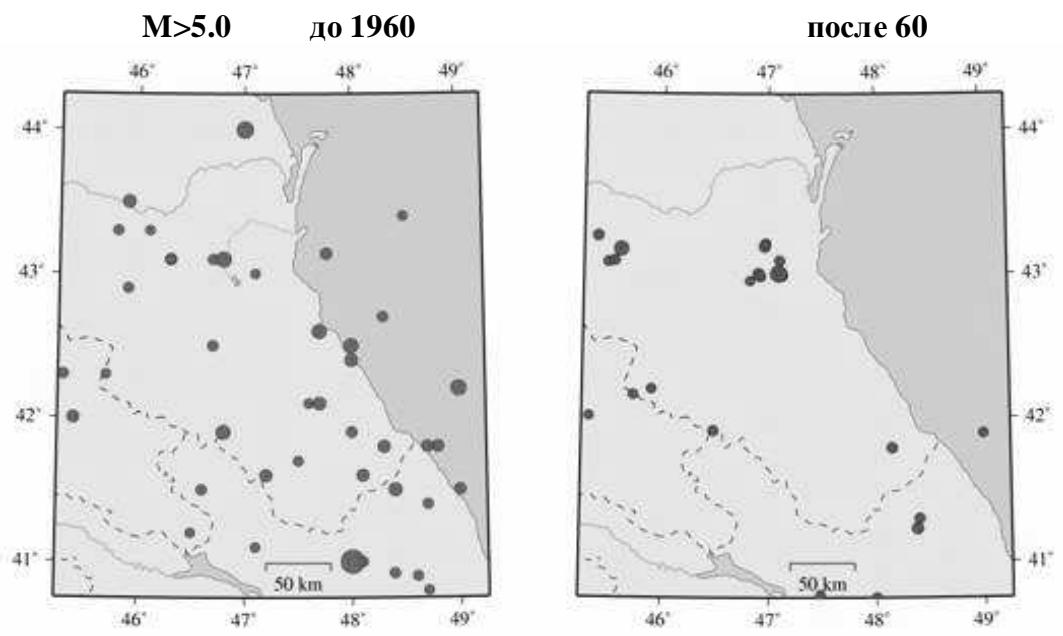


Рис. 3. Карта эпицентров землетрясений по каталогу EUR для $M > 5.0$ и двух интервалов времени

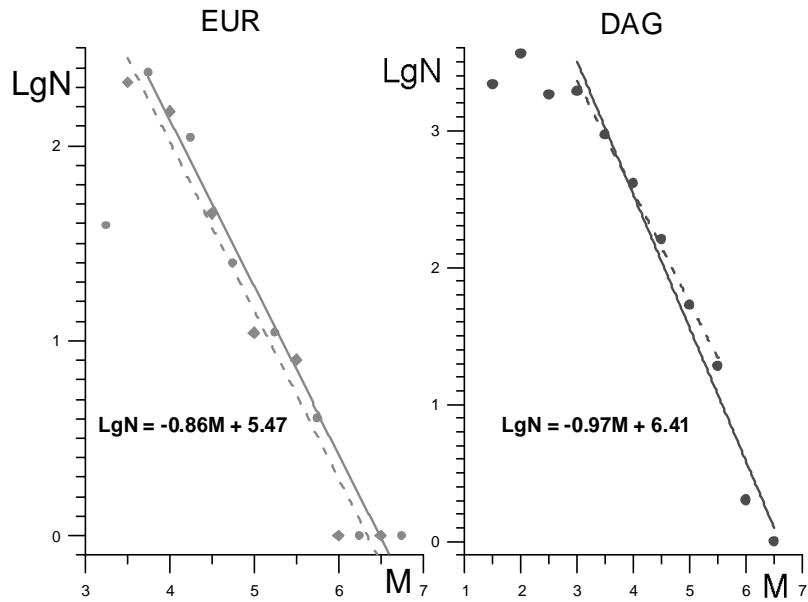


Рис. 4. Графики повторяемости

На рис. 5 представлены графики изменения во времени сейсмической активности A_{10} и наклона графика повторяемости γ за период 1960-2005 гг. На графике A_{10} (DAG) максимальные пики совпадают со временами сильных землетрясений в исследуемом районе: 14.05.1970, 23.12.1974, 09.01.1975, 28.07.1976, 31.01.1999. Все эти сильные землетрясения произошли в районе Сулакского каскада ГЭС (ближе 40 км от центра водохранилища) и только событие 1976 г. удалено на 110 км. В период этих землетрясений на графике повторяемости γ (DAG) наблюдается увеличение угла наклона от 0.2-0.3 до 0.6-0.65. В последующие 5 лет он увеличивается до 0.45 и держится стабильно, примерно, на этом же уровне.

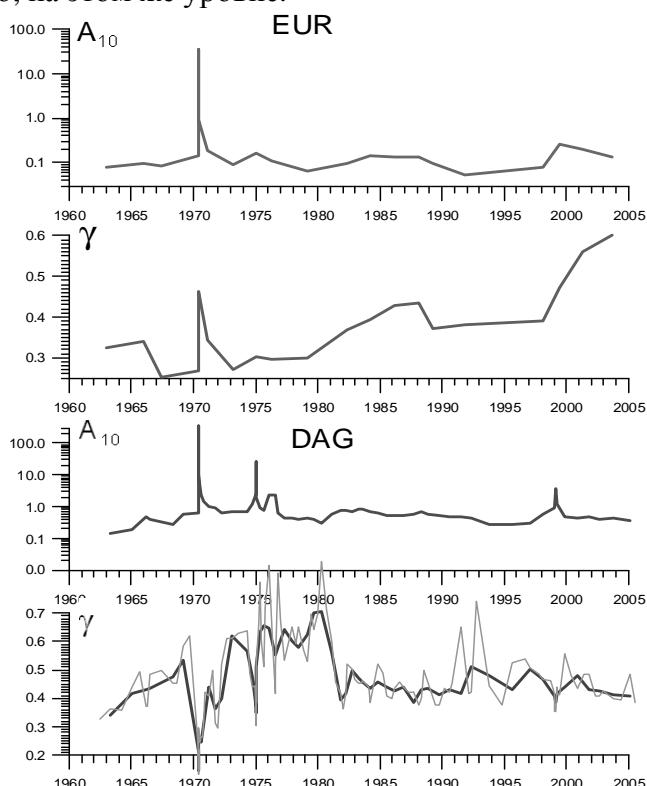


Рис.5. Временной ход сейсмической активности (A_{10}) и наклона графика повторяемости (γ) за период 1960-2006 гг., построенные по различным каталогам; γ по DAG сделан с различными значениями окна осреднения (100 и 50 событий), для EUR окно 40 событий.

Картина на графиках для каталога EUR несколько иная, и если для активности определенная преемственность может быть отмечена, хоть и в сильно сглаженном виде, то для наклона графика повторяемости картина сильно отличается. Впрочем, это обстоятельство вполне объясняется недостаточностью статистики по каталогу EUR.

Поскольку на картах эпицентров землетрясений для интервалов с 1960 г. хорошо видны сгущения и разрежения в облаке эпицентров, представилось целесообразным более детально рассмотреть это явление, воспользовавшись методикой разделения сейсмичности на сосредоточенную и рассеянную компоненты сейсмичности [3]. Методика основана на одном из вариантов кластерного анализа, а также использует индекс Мирошицы [4, 5]. Индекс Мирошицы позволяет диагностировать характер пространственного распределения точек (в нашем случае эпицентров землетрясений) на плоскости, отличая регулярное, случайное и кластеризованное (скученное) и даже оценивать степень скученности. На базе каталога DAG такое разделение было выполнено и результат представлен на рис. 6. Хорошо виден высокий уровень кластеризованности. Наибольшая концентрация эпицентров отмечается в районе Сулакского каскада ГЭС. Однако по величине наклона графика повторяемости компоненты различаются незначительно.

Чиркейское водохранилище начало заполняться в июле месяце 1974 г. в период паводка. За три месяца уровень воды в верхнем бьефе плотины достиг 120 м, т.е. половины своей проектной отметки. Заполнение водохранилища продолжалось в течение трех лет и достигло своей проектной отметки в августе 1976 г.

Локальная сейсмичность регистрировалась четырьмя стационарными станциями Дагестанского филиала АН СССР: «Буйнакск», «Дылым», «Дубки», «Каранай», расположенными вокруг водохранилища на расстояниях 5÷25 км. Аппаратура станций позволяла регистрировать землетрясения с энергетическими классами на уровне $K=5\div7$ в зависимости от уровня помех.

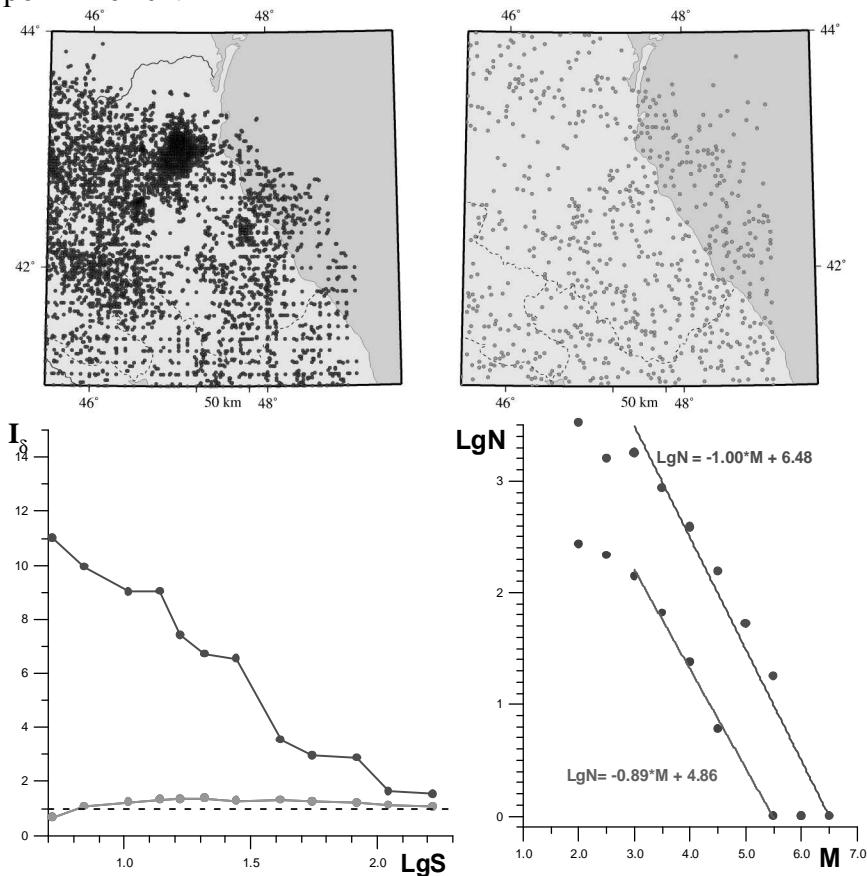
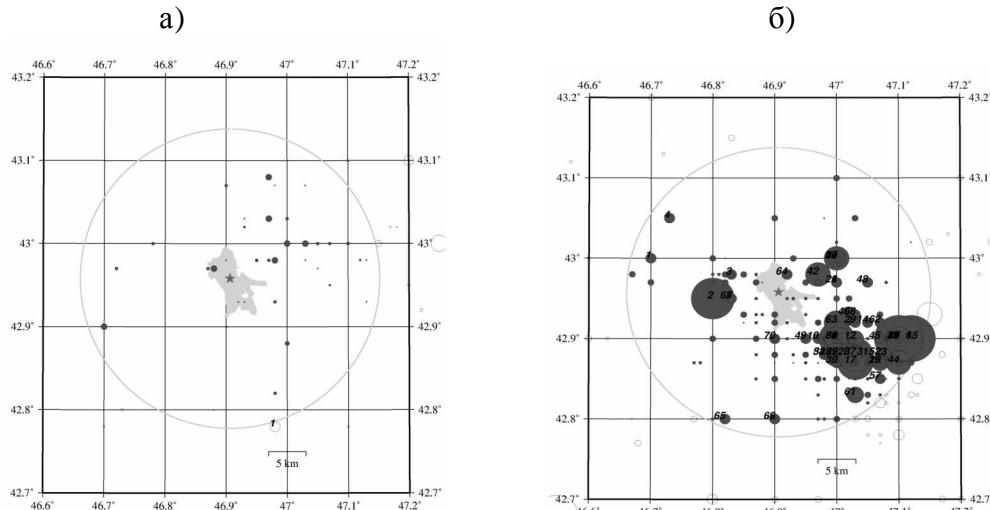


Рис. 6. Карты эпицентров для сосредоточенной (а) и рассеянной (б) компонент сейсмичности, графики повторяемости (в) и графики индекса Мирошицы (г) для соответствующих компонент.

На рис.7 приведены карты эпицентров землетрясений в радиусе 20 км от центра водохранилища, построенные по данным каталога DAG, при составлении которого указанные выше станции играли решающую роль. На рис. 7 а приведены землетрясения, зарегистрированные в течение одного года до начала заполнения водохранилища, а на рис. 7 б - для периода один год после начала заполнения.

Первые сейсмические толчки были зарегистрированы в восточной части водохранилища при достижении уровня воды в верхнем бьефе плотины 50 м. Энергетический класс их составлял 8-11. При достижении уровня воды в районе плотины 120 м произошел рой землетрясений в южной окрестности водохранилища. Толчки ощущались в близлежащих селениях и сопровождались гулом. Глубина очагов составляла 3-5 км. Энергетический класс главного толчка равнялся 11 [6].

В начале декабря 1974 г., при достижении уровня воды 125 м началась регистрация серии толчков в западной окрестности водохранилища, которая 23 декабря завершилась 7 бальным землетрясением. По данным сети сейсмический станций координаты основного толчка равны $\phi = 42,9^\circ$; $\lambda = 46,8^\circ$, глубина очага 5 ± 2 км, энергетический класс 13,6 (M=5). Эпицентр землетрясения находится на расстоянии 5-7 км к западу от плотины ГЭС. Эпицентр главного толчка указан на рис. 7 б за номером 2. При обследовании эпицентralьной зоны повсеместно отмечены камнепады и оползни в бортах каньона реки Сулак. В отдельных скальных массивах отмечены свежие трещины отрыва с шириной раскрытия до 1 см. Землетрясение предварялось многочисленными форшоками, 80 % из них имели энергетический класс 6-7. Это землетрясение получило название «Салатауское». Оно отличалось мелкофокусностью очагов и быстрым затуханием афтершоковой деятельности, основная масса их произошла за первые двое суток. Всего было зарегистрировано 155 афтершоков, в основном низкого энергетического класса [6].



a) 01.06.1973-01.05.1974 ($N=40$; $R=20$ км); б) 01.06.1974-01.08.1975 ($N=296$; $R=20$ км)

Рис.7. Карта эпицентров за периоды один год до и после заполнения водохранилища:

Через 17 суток после Салатауского землетрясения на расстоянии 15 км от водохранилища произошло еще более сильное землетрясение. 9 января 1975 г. произошли два сильных толчка с энергетическими классами 14 ($M = 5,2$ и $M=5,3$) с координатами эпицентра $\phi = 42,9^\circ$; $\lambda = 47,1$ на глубине 8 км. В начале афтершоки наиболее сильных толчков мигрировали вниз в следующей последовательности: $h=8, 9, 10, 18$ км, а потом началось движение в обратном направлении. Отдельные слабые толчки происходили на глубинах до 3 км. Непосредственно перед главным событием было зарегистрировано большое количество форшоков с $K=6-10$. Из них 15 толчков $K>8$ и одно $K=10$.

Макросейсмическое обследование было проведено в 70 населенных пунктах. По характеру повреждений строений близлежащих населенных пунктов интенсивность землетрясения оценивается в 8 баллов по шкале MSK-64. Плотина Чиркейской ГЭС не пострадала, но были отмечены обвалы в каньоне реки Сулак. Наиболее сильно пострадал го-

род Буйнакск. Поэтому данное землетрясение получило название «Буйнакское землетрясение» [7]. Отличительной особенностью землетрясений 1974 г.и 1975 г., является то, что основные толчки предварялись многочисленными форшоками, а очаги мигрировали сверху вниз [8].

ВЫВОДЫ

1. Анализ карт эпицентров землетрясений показывает, что, несмотря на существенную разницу в числе сейсмических событий в каждом из рассмотренных каталогов основные особенности пространственного распределения эпицентров весьма стабильны. Временной ход графиков сейсмической активности и повторяемости также сохраняются для двух каталогов, хотя, в деталях каталог DAG представляется более предпочтительным. Для интервала с 1960г., судя по графикам повторяемости, представительность по магнитуде для каталога EUR $M>3.25$, а для каталога DAG $M>2.75$. Наклон, особенно для каталога DAG получается близким к 1.0 ($b = 0.97$), что косвенно подтверждает качество каталога.

2. Для графиков **A₁₀** (DAG) максимальные пики совпадают со временами сильных землетрясений в исследуемом районе: 14.05.1970, 23.12.1974, 09.01.1975, 28.07.1976, 31.01.1999. Все эти сильные землетрясения произошли в районе Сулакского каскада ГЭС (ближе 40 км от центра водохранилища) и только событие 1976 г. удалено на 110 км. В период этих землетрясений на графике повторяемости γ (DAG) наблюдается увеличение угла наклона от 0.2-0.3 до 0.6-0.65. В последующие 5 лет он увеличивается до 0.45 и держится стабильно, примерно, на этом же уровне.

Картина на графиках для каталога EUR несколько иная, и если для активности определенная преемственность может быть отмечена, хоть и в сильно сглаженном виде, то для наклона графика повторяемости картина сильно отличается. Впрочем, это обстоятельство вполне объясняется недостаточностью статистики по каталогу EUR.

3. Хорошо виден высокий уровень кластеризованности. Наибольшая концентрация эпицентров отмечается в районе Сулакского каскада ГЭС.

4. Эпицентры, построенные по данным каталога EUR начиная с 457г. до 1960г. покрывают территорию гораздо равномернее, чем события последних 46 лет. Это, конечно, отражает меньшую точность исторических данных, но, в первую очередь, говорит о высокой сейсмической опасности практически для всей территории.

5. Анализ сейсмичности территории Дагестана за период 1960-2005гг. позволяет сделать вывод о том, что район расположения Сулакского каскада ГЭС, находится в зоне максимальной сейсмической опасности. Не исключается возможность возникновения сильного землетрясения, которая может привести к экологической катастрофе. В случае возникновения сильного землетрясения с $M=6.0-6.5$ на расстоянии 5-10 км от плотины одной из трех расположенных здесь ГЭС, разрывные нарушения на поверхности могут привести к разрушению плотины, тогда возникает опасность затопления населенных пунктов, расположенных на берегах р. Сулак.

Литература

1. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Махачкала.:Эпоха. 2007. 393 с.
2. Уломов В.И. Каталог землетрясений Северной Евразии. М.: Наука. 2006. 157 с.
3. Арефьев С.С., Татевосян Р.Э., Щебалин Н.В. Способ измерения параметров сейсмического режима. А.с. №4610030/31 от 27.12.1989//Б.И.
4. Ouchi T., Uekawa T. Statistical analysis of the spatial distribution of the earthquakes – variation of the spatial distribution of the earthquakes before and after large earthquakes // Prepr.Subm. Phys. Earth and Planet Inter. 1985. – 19 p.
5. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.:ИКЦ «Академкнига». 2003. 375 с.
6. Асманов О.А., Арефьев С.С., Идармачев Ш.Г. и др. Салауское землетрясение 23 декабря 1974 г. в Дагестане // Землетрясения в СССР в 1975. М.:Наука. 1976. С. 43-52.
7. Левкович Р.А. Идармачев Ш.Г. Сейсмичность района Чиркейского 1. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Махачкала.:Эпоха. 2007. 393 с.
1. 2. Уломов В.И. Каталог землетрясений Северной Евразии. М.: Наука. 2006. 157 с.
2. Арефьев С.С., Татевосян Р.Э., Щебалин Н.В. Способ измерения параметров сейсмического режима. А.с. №4610030/31 от 27.12.1989//Б.И.

3. Ouchi T., Uekawa T. Statistical analysis of the spatial distribution of the earthquakes – variation of the spatial distribution of the earthquakes before and after large earthquakes // Prepr. Subm. Phys. Earth and Planet Inter. 1985. – 19 p.
4. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.:ИКЦ «Академкнига». 2003. 375 с.
5. Асманов О.А., Арефьев С.С., Идармачев Ш.Г. и др. Салауское землетрясение 23 декабря 1974 г. в Дагестане // Землетрясения в СССР в 1975. М.: Наука. 1976. С. 43-52.
6. Левкович Р.А. Идармачев Ш.Г. Сейсмичность района Чиркейского водохранилища в период его заполнения // Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука 1977. С. 35-37.
7. Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А., Арефьев С.С. и др. Изменение некоторых характеристик сейсмичности района Чиркейской ГЭС в период его заполнения. Сейсмической режим территории Дагестана. Махачкала: Ин-т геол. Дагестанского филиала АН СССР, 1977. Вып.1. С. 3-9.
8. Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А., Арефьев С.С. и др. Изменение некоторых характеристик сейсмичности района Чиркейской ГЭС в период его заполнения. Сейсмической режим территории Дагестана. Махачкала: Ин-т геол. Дагестанского филиала АН СССР, 1977. Вып.1. С. 3-9.

ГОДОГРАФ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА

*Асманов О.А., Абдуллаева А.Р., Гамирова А.М., Мусалаева З.А.,
Павлюченко И.Н., Сагателова Е.Ю.
Дагестанский филиал ГС РАН*

Для построения годографа сейсмических волн были использованы землетрясения, эпицентры которых расположены на территории Дагестана, а сейсмические волны регистрировались густой сетью сейсмических станций, оборудованных однотипной аппаратурой регионального типа. Сейсмостанции окружили область, где в основном происходят землетрясения (22 станций Дагестана) и были расположены от эпицентров на расстояниях 10-100 км.

Исходя из объёма информации для определения координат эпицентров (географической широты ϕ и долготы λ) и глубины h очага использовались метод Вадати ручным способом с достаточной точностью.

Экспериментально были получены следующие значения.

h км.	Vp	Vs	Vs-p
2-5	4,4	2,4	5,6
6-7	4,9	2,8	6,7
8-10	5	2,9	6,8
11-15	5,5	3,2	7,4
16-20	5,8	3,4	8,0
21-25	5,8	3,4	8,3
26-30	5,9	3,6	8,7
31-35	6,7	4,0	10,1
36-40	7,8	4,2	9,2
41-45	6,9	4,1	9,5
46-50	6,7	3,7	6,9
51-55	8,2	4,5	9,5
56-60	7,3	3,8	8,4
61-65	7,3	3,8	8,3
90	7,0	4,1	10,0

При построении годографа сейсмических волн для территории Дагестана воспользовались трёхслойным строением земной коры. Где значения мощностей первых трёх слоев скорости сейсмических волн были взяты из наших определений, которые хорошо согласуются с данными ГСЗ.

По известным экспериментальным данным, были составлены теоретические годографы для разных глубин $h=3,5; 6,5; 9; 13; 18; 23; 28; 33; 38; 43; 48; 53; 58; 63$ и 90 км., с

использованием экспериментальных данных и скорости сейсмических волн, которые приведены в виде таблиц.

Годографы оказалось возможным аппроксимировать гиперболами в виде $tp = 1/Vp \sqrt{\Delta^2 + H^2}$; где tp- время пробега, Δ - эпицентрическое расстояние, H-глубина очага, Vp- скорость продольных волн.

H = 2 - 5 km			
Δ	tp	ts	ts-p
10	2.703	4.691	1.988
20	4.965	8.725	3.76
30	7.227	12.759	5.532
40	9.489	16.793	7.304
50	11.751	20.827	9.076
60	14.013	24.861	10.848

H = 6 - 7 km			
Δ	tp	ts	ts-p
10	2.906	5.052	2.127
20	4.921	8.502	3.58
30	6.936	11.952	5.033
40	8.951	15.402	6.486
50	10.966	18.852	7.939
60	12.981	22.302	9.392

H = 8 - 10 km			
Δ	tp	ts	ts-p
10	3.116	5.349	2.301
20	4.987	8.637	3.786
30	6.858	11.925	5.271
40	8.729	15.213	6.756
50	10.6	18.501	8.241
60	12.471	21.789	9.726
70	14.342	25.077	11.211
80	16.213	28.365	12.696

H = 11 - 15 km			
Δ	tp	ts	ts-p
10	3.425	2.564	5.982
20	5.135	3.801	8.929
30	6.845	5.038	11.876
40	8.555	6.275	14.823
50	10.265	7.512	17.77
60	11.975	8.749	20.717
70	13.685	9.986	23.664
80	15.395	11.223	26.611
90	17.105	12.46	29.558
100	18.815	13.697	32.505

H = 16 - 20 km			
Δ	tp	ts	ts-p
10	3.809	6.729	2.904
20	5.415	9.462	4.042
30	7.021	12.194	5.18
40	8.627	14.926	6.318
50	10.233	17.657	7.456
60	11.839	20.389	8.594
70	13.445	23.121	9.732
80	15.051	25.854	10.87
90	16.657	28.585	12.008
100	18.263	31.317	13.146

H = 21 - 25 km			
Δ	tp	ts	ts-p
10	4.127	7.029	2.895
20	5.766	9.788	4.016
30	7.405	12.547	5.137
40	9.044	15.306	6.258
50	10.683	18.065	7.379
60	12.322	20.824	8.5
70	13.961	23.583	9.621
80	15.6	26.342	10.742
90	17.239	29.101	11.863
100	18.878	31.86	12.984
110	20.517	34.619	14.105
120	22.156	37.378	15.226
130	23.795	40.137	16.347
140	25.434	42.896	17.468

H = 26 - 30

Δ	tp	ts	ts-p
10	5.042	6.82	2.93
20	6.591	9.413	3.996
30	8.14	12.006	5.062
40	9.689	14.599	6.128
50	11.238	17.192	7.194
60	12.787	19.785	8.26
70	14.336	22.378	9.326
80	15.885	24.971	10.392
90	17.434	27.564	11.458
100	18.983	30.157	12.524
110	20.532	32.75	13.59
120	22.081	35.343	14.656
130	23.63	37.936	15.722
140	25.179	40.529	16.788

H = 46 - 50

Δ	tp	ts	ts-p
10	7.954	14.332	6.509
20	9.009	16.069	7.152
30	10.123	17.955	7.895
40	11.298	19.992	8.738
50	12.532	22.178	9.681
60	13.827	24.514	10.724
70	15.181	27.001	11.867
80	16.596	29.637	13.11
90	18.07	32.424	14.453
100	19.605	35.361	15.896
110	21.199	38.447	17.439
120	22.854	41.684	19.082
130	24.568	45.07	20.825
140	26.343	48.606	22.668
150	28.177	52.293	24.611
160	30.072	56.129	26.654
170	32.026	60.116	28.797
180	34.041	64.252	31.04

H = 51 - 55

Δ	tp	ts	ts-p
10	8.574	15.008	7.066
20	8.918	15.464	7.303
30	9.342	16.12	7.64
40	9.846	16.976	8.077
50	10.43	18.032	8.614
60	11.094	19.288	9.251
70	11.838	20.744	9.988
80	12.662	22.4	10.825
90	13.566	24.256	11.762
100	14.55	26.312	12.799
110	15.614	28.568	13.936
120	16.758	31.024	15.173
130	17.982	33.68	16.51
140	19.286	36.536	17.947
150	20.67	39.592	19.484
160	22.134	42.848	21.121
170	23.678	46.304	22.858
180	25.302	49.96	24.695

H = 56 - 60

Δ	tp	ts	ts-p
10	8.324	15.212	6.858
20	8.904	16.214	7.362
30	9.524	17.316	7.906
40	10.184	18.518	8.49
50	10.884	19.82	9.114
60	11.624	21.222	9.778
70	12.404	22.724	10.482
80	13.224	24.326	11.226
90	14.084	26.028	12.01
100	14.984	27.83	12.834
110	15.924	29.732	13.698
120	16.904	31.734	14.602
130	17.924	33.836	15.546
140	18.984	36.038	16.53
150	20.084	38.34	17.554
160	21.224	40.742	18.618
170	22.404	43.244	19.722
180	23.624	45.846	20.866

H = 41 - 45

Δ	tp	ts	ts-p
10	6.285	11.62	5.337
20	6.932	13.299	6.2
30	7.699	15.058	7.075
40	8.586	16.897	7.962
50	9.593	18.816	8.861
60	10.72	20.815	9.772
70	11.967	22.894	10.695
80	13.334	25.053	11.63
90	14.821	27.292	12.577
100	16.428	29.611	13.536
110	18.155	32.01	14.507
120	20.002	34.489	15.49
130	21.969	37.048	16.485
140	24.056	39.687	17.492
150	26.263	42.406	18.511
160	28.59	45.205	19.542

Δ	H = 61 - 65			H = 90		
	tp	ts	ts-p	tp	ts	ts-p
10	6.282	12.883	6.601	6.826	12.216	5.391
20	7.213	14.11	6.897	8.143	14.361	6.219
30	8.204	15.557	7.353	9.466	16.522	7.057
40	9.255	17.224	7.969	10.795	18.699	7.905
50	10.366	19.111	8.745	12.13	20.892	8.763
60	11.537	21.218	9.681	13.471	23.101	9.631
70	12.768	23.545	10.777	14.818	25.326	10.509
80	14.059	26.092	12.033	16.171	27.567	11.397
90	15.41	28.859	13.449	17.53	29.824	12.295
100	16.821	31.846	15.025	18.895	32.097	13.203
110	18.292	35.053	16.761	20.266	34.386	14.121
120	19.823	38.48	18.657	21.643	36.691	15.049
130	21.414	42.127	20.713	23.026	39.012	15.987
140	23.065	45.994	22.929	24.415	41.349	16.935
150	24.776	50.081	25.305	25.81	43.702	17.893
160	26.547	54.388	27.841	27.211	46.071	18.861
170	28.378	58.915	30.537	28.618	48.456	19.839
180	30.269	63.662	33.393	30.031	50.857	20.827
190				31.45	53.274	21.825
200				32.875	55.707	22.833

Литература

- Ризниченко Ю.В. Методы массового определения координат очагов близких землетрясений и скоростей сейсмических волн в области распределения очагов. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1958 г.
- Ризниченко Ю.В.(ред.) Методы детального изучения сейсмичности. Тр. ИФЗ № 9, 1960 г.
- Шенгелая Г.Ш., Аланаташвили., Лабадзе Л.В., Месхия В.Ш. О подборе оптимального трёхмерного скоростного строения Кавказского региона. В сб.: Сейсмический бюллетень Кавказа за 1980 г. Тбилиси. Мецниереба, 1986 г. С. 106-128.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА И СИСТЕМА АВАРИЙНОСТИ АВТОМАГИСТРАЛИ М-4

Богуш И.А.

Южно-Российский государственный технический университет,
Институт геологии ДНЦ РАН

Введение

Земная кора в любой ее точке находится в критически напряженном состоянии, любые изменения нагрузки на нее вызывают адекватную реакцию земной коры. Система тектонических трещин, разбивает всю земную кору на разномасштабные подвижные блоки. Эти системы современных тектонических трещин представляют большую опасность для всего, что создано человеком. До настоящего времени в современной геодинамике обращалось внимание и имеются методы фиксации исключительно вертикальных движений земной коры. Современные движения земной коры, в различных формах их проявлений, оказывают постоянное и непосредственное влияние на объекты зоны техногенеза, причем степень воздействия прямо пропорциональна величине техногенных сооружений и их линейной протяженности (авто- и железнодорожные магистрали, нефте- и газопроводы, плотины, водохранилища, крупные промышленные предприятия, атомные и тепловые электростанции, гидростанции и т.п.). При многокилометровой линейной протяженности промышленных объектов и сооружений возникает 100% гарантия пересечения их современными «живущими» тектоническими нарушениями. Техногенная нагрузка на геологическую среду вызывает природно-техногенные катастрофы, аналогичные Чернобыльской АЭС и Саяно-Шушенской ГЭС.

Роль тектонических и особенно современных движений земной коры проявляется в сейсмоактивности, развитии пликативных (складчатых) и дизъюнктивных (разрывных) нарушений горных пород и их воздействии на геологическую среду в следующих формах:

1-формировании современного рельефа; 2-заложении и развитии гидрографической сети; 3-формировании режима подземных вод; 4-формировании структуры и режима глубинных тепловых потоков; 5-формировании структуры, путей миграции флюидных потоков земной коры; 6-формировании путей миграции и локализации нефти и газа, а равно эндогенных и элизионных гидротерм.

Комплекс вышеуказанных воздействий геотектоники на зону техногенеза и окружающую среду, локализуясь в отдельных участках и точках земной коры, создает геопатогенные зоны, отрицательно дискомфортно влияющие на жизнедеятельность человека.

На территории Юга России вертикальные разнонаправленные перемещения соседних тектонических блоков достигают 2,0-7,7 мм в год [1,2,3]. Нетрудно себе представить, что такой разлом, пересекая любой техногенный объект или сооружение, не оставит его целым. С этих позиций современная эндогенная геодинамика мало изучена, не анализированы причины осложнений эксплуатации и аварийности газопроводов, нефтепроводов, АЭС и других крупных особоопасных объектов.

Объект исследований

Территория юга России, по которой проходит одна из наиболее перегруженных и стратегически важных автомагистралей М-4 на участке Воронеж – Ростов н/Д расположена в пределах трех сложных разновозрастных геологических структур. Северная часть отрезка магистрали проходит по древней докембрийской структуре – Воронежской антеклизе Русской платформы (Преддонецкий прогиб). Центральная и южная участки дороги Воронеж-Ростов проходят по территории герцинского складчатого сооружения Большого Донбасса (авлакоген). На юге (южнее г. Новочеркасска) автомагистраль располагается на территории Скифской платформы, которая протягивается до северной границы альпийских структур Большого Кавказа.

Методика исследований

На основе геологических, тектонических, топографических, гидрографических, геоморфологических карт, аэрофотоснимков и космоснимков [4,5] в сочетании с геодезическими и геофизическими данными и полевыми наблюдениями составлены геодинамические карты современных блоковых движений земной коры и карты техногенной нагрузки Восточного Донбасса в зоне ее пересечения автомагистралью М-4 «Дон» [1,2]. Сочетание традиционных геоморфологических, геофизических, космоструктурных, высокоточных геодезических методов, ГИС-технологий и системы GPS исследования земной коры позволяют провести крупномасштабную геодинамическую блокировку, установить направленность и амплитуды смещения выделенных блоков.

Выделены наиболее активные современные тектонические структуры, зоны разломов и по материалам повторного нивелирования определены амплитуды горизонтальных блоковых смещений. На тектоническую карту Восточного Донбасса вынесены наиболее активные современные разломы с амплитудами горизонтальных смещений 2 мм в год и более в полосе шириной до 10-20 км по трассе М-4 на отрезке Ростов н/Д - Богучар. На геотектоническую картографическую основы были наложены наиболее аварийноопасные узловые участки по данным Ростовского Автодора. Все устойчивые и наиболее крупные узлы аварийности (в количестве 8 штук) автотрассы «Дон» совпали с наиболее активными тектоническими разломами.

Результаты исследований

Территория юга России, по которой проходит одна из наиболее перегруженных и стратегически важных автомагистралей М-4 («Дон») на участке Богучар - Ростов н/Д, расположена в пределах региональных герцинских структур Восточного Донбасса и Скифской плиты. Основные геотектонические складчатые и разрывные структуры Донбасса имеют ЗЗС субширотное простирание и пересекают Богучар-Ростовский отрезок ав-

томагистрали М-4 в поперечном направлении. Складчатые сооружения Восточного Донбасса на юге ограничены глубинным Маныческим разломом (линеаментом), пересекающим автомагистраль М-4 северо-западнее г. Новочеркасска. Вдоль северной границы Донецкого кряжа проходит Астраханский линеамент, отделяющий Донбасс от Преддонецкого прогиба Русской платформы. Параллельно линеаментам в Донбассе широко распространены складки и тектонические нарушения низших порядков. Эти главные структуры обеспечивают современный макро- и микрорельеф Донецкого кряжа и фиксируют субширотные границы геологических структур и тектонических блоков земной коры в зоне прохождения автомагистрали М-4. На этом участке отчетливо выделяются: серия субширотных разломов общедонбасского простирания; система субмеридиональных (трансдонбасских) нарушений; система современных диагональных разломов; крупные кольцевые структуры (Каменская астроблема и Миллеровская структура).

Наиболее геодинамически активный участок трассы М-4 в пределах Донбасса ограничен упомянутыми глубинными разломами (линеаментами) с оперяющими параллельными нарушениями. На севере (2-3 км южнее пос. Глубокое) трассу пересекает Северо-Донецкий надвиг, являющийся отрезком Донецко-Астраханского линеамента. На юге граница Большого Донбасса представлена Тузлово-Маныческим отрезком глубинного Маныческого грабена, имеющего общедонбасское простижение и проходящего по пойменной части р. Тузлов в г. Новочеркасске.

Активность современных тектонических разломов и узлов, выделенных на картографической основе масштаба 1:200000, подтверждается результатами геодезических наблюдений. По железнодорожной трассе Тихорецк - Миллерово, проходящей параллельно автомагистрали М-4, проведено повторное нивелирование первого класса. Нивелирование проводилось территориальной инспекцией Государственного геодезического надзора Федеральной службы геодезии и картографии, оно характеризует направления и скорости современных вертикальных движений за период с 1978-80 гг. по 1993-95 гг. Все участки пиков нивелировочной кривой совпадали с выделенными тектоническими узлами и отдельными нарушениями.

Амплитуды вертикальных смещений варьируются от 0 до 7,7 мм/год. Смещения со скоростью меньше 1 мм/год отбракованы, а точки "более высоких скоростей вертикальных движений вынесены на структурно-тектоническую карту. На карту также вынесены участки с наиболее опасными, по данным Росавтодора, дорожно-транспортными происшествиями (ДТП). Статистика показала, что все участки активных современных разломов совпадают с участками концентрации аварийности дорожно-транспортных происшествий ДТП [1,3].

Примером такого крайне неблагополучного участка является участок трассы 1036-1037 км в районе ст. Грушевской, где развиты постоянно проявляющиеся оползни и оплывины. Здесь поперек трассы проходит Грушевский разлом, оперяющий глубинное региональное нарушение Тузлово-Маныческого грабена. Скорости вертикальных движений по Грушевскому разлому достигают 3,3 мм/год.

Высокие скорости вертикальных движений (до 3,68 мм/год) зафиксированы на северной окраине г. Новочеркасска в пределах субмеридионального рельефообразующего разлома. Здесь сказывается влияние Персияновского надвига, расположенного севернее.

Максимальное количество точек (шесть) вертикальных смещений разных по амплитуде и скоростям (до 7,7мм/год) располагаются на территории г. Шахты, что обусловлено высокой современной геодинамикой, на которую накладываются просадочные явления техногенного характера (обрушение выработанного пространства шахтных полей).

Далее на север по трассе М-4 ярко выражен Красносулинский тектонический узел пересечения нескольких диагональных разломов. В этом узле выделяются две точки со скоростями перемещения по вертикали соответственно + 2,2 и + 4,9 мм/год. Высокая тектоническая активность характеризует Лиховской узел. Скорости вертикальных движений по разломам составляют 3,6 мм/год. На участке 939 км трассы М-4 пересекает разлом № 11

этого узла, сопровождаемый ДТП связанными с неровностями покрытия и ослаблением прочности полотна магистрали.

На участках автомагистрали от г. Каменская до пос. Глубокий оказывается влияние серии тектонических нарушений, оперяющих Каменскую астроблему (метеоритный кратер), а также глубинный Северо-Донецкий надвиг. Амплитуды вертикальных движений варьируют от 2,00 до 2,35 мм/год. Начиная от северной окраины г. Каменска и до 915 км на протяжении 18 км проявляются четыре участка опасных и очень опасных по ДТП (нарушение дорожного покрытия).

От пос. Глубокий до г. Миллерово автомагистраль М-4 следует вдоль крупного меридионального разлома. По этому разлому, по мере продвижения на север (и по мере удаления от границы Донбассо-Донецко-Астраханского линеамента) скорость вертикальных движений постепенно уменьшается от 3,17 до 1,10 мм/год (последнее в районе северной окраины г. Миллерово). Вдоль разлома наблюдается ряд узлов пересечения диагональных трещин СЗ и СВ простирации. В районе пос. Тарасовский отмечается геодинамическая аномалия в месте пересечения Миллеровской кольцевой структуры с диагональным разломом, срезающим ЮЗ границу тектонического кольца. Здесь в точке пересечения отмечены скорости вертикального движения 2,05 мм/год и протяженная зона (3 км) очень опасного участка по ДТП, связанная с нарушением прочности и неровностями покрытия. Внутри кольцевой Миллеровской структуры диагональные разломы пересекают автомагистраль в точке 953 км и также формируют опасный по ДТП участок. В месте пересечения автомагистрали северной границей Миллеровской кольцевой структуры, на 833 км проявился опасный (833-835 км) двух километровый участок ДТП, связанный с неровностями и низкой прочностью дорожного покрытия.

Предлагаемые исследования носят немасштабный характер и осуществляются в зависимости от поставленных конкретных задач, решая проблемы глобального, регионального и локального характера экосистем техногенеза они применимы и универсальны в разных геотектонических обстановках. Исследования носят комплексный характер с привлечением данных геологии, геотектоники, геодезии, геоморфологии, четвертичной геологии, геофизики, данных космогеологии и аэрофотографирования.

Выводы

1. Аварийность и нарушение эксплуатационного режима по трассе автомагистрали М-4 «Дон» прямо связано с современными геодинамическими процессами и геодинамическими аномалиями.

2. По эксплуатируемым автомагистралям высокого класса с высокой аварийностью и интенсивным движением необходимо провести работы по выявлению составляющей ДТП, связанной с геодинамическими аномалиями.

3. При проектировании автомагистралей высокого класса необходимо проводить предварительную оценку современной геодинамической обстановки территории предполагаемой трассы.

4. Практически все линейные, протяженные техногенные сооружения (газо- и нефтепроводы, автомагистрали, водопроводы) и особоопасные объекты (АЭС, ГРЭС, плотины и т.п.) находятся в зоне современных геодинамических аномалий прогноз и оценка которых позволяют снизить степень риска аварий и катастроф.

5. Предлагаемая методика позволит снизить аварийность эксплуатируемых техногенных объектов путем профилактических мер, на участках аварий обусловленных геодинамическими процессами.

Литература

1. Богуш И.А., Калинченко В.М., Третьяк А.Я Влияние современной геодинамики на эксплуатацию автомобильных дорог / Концепция современного развития автомобилестроения и эксплуатации транспортных средств: Материалы Всерос. научн.-технич. конф. / Юж.-Рос. Гос. техн. – Новочеркасск: ЮРГТУ, 2002. –С. 201-204.

2. Матишов Г.Г., Погребнов Н.Н., Богуш И.А. Аэрокосмические методы геоэкологического и геодинамического мониторинга // Альтернативные естественно возобновляющиеся источники энергии и энергосберегающие технологии, экологическая безопасность регионов. Ч. 2. Выездная сессия РАН. Ессентуки. 2005. –С.22.
3. Богуш И.А., Клещенков А.В. Современные движения земной коры на границах геоструктурных элементов и их связь с аварийностью на транспортных магистралях // Геология, география и глобальная энергия. № 2(29), 2008. Изд-во Астраханский университет», 2008. – С. 153-156.
4. Погребнов Н.Н. Объяснительная записка к космоструктурной карте Восточного Донбасса (1:500000) Ростов н/Д. 1984. - 53 с.
5. Погребнов Н.Н., Позднышева Д.П. Дистанционные методы при поисках оценке и разведке угольных месторождений (методическое пособие). Ростов н/Д: Изд-во СКНЦ ВШ, 2000. –248 с.

О РОЛИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД (на примере Северного Кавказа)

Курбанов М.К.

Институт геологии ДНЦ РАН

Тектонические и сейсмотектонические процессы играют важную роль в формировании, размещении и, особенно, динамике подземных вод. Основоположник теории о зональности подземных вод, выдающийся ученый-гидрогеолог, соратник В.И.Вернадского, Б.Л.Личков при разработке теории формирования зональности подземных вод за основу гидрогеологических критериев принял геотектоническую метку – базисы эрозии, которые, в свою очередь, подразделяются на глобальные (мировой океан), региональные (внутренние моря и бассейны крупных рек) и локальные (бассейны средних и мелких рек) [2,8,9]. Борис Леонидович был подлинным теоретиком геологической науки в самом широком смысле этого слова и его фундаментальные труды «Природные воды Земли и литосфера» и «К основам современной теории Земли» являются образцами фундаментальных геологических наук широкого профиля, где он, за несколько десятилетий до экспедиции «Челленджера», убедительно доказывал теорию о рейде континентов. На идеи В.И.Вернадского и Б.Л.Личкова опирается выдвинутая нами концепция о глубинной коровой гидрогеотермосфере (КГГ), которая в общих чертах была опубликована в 1985 году [3,7].

Под КГГ подразумеваются глубинные гидрогеологические структуры первого порядка, представленные флюидизированными породами, которые благодаря высоким термобарическим условиям, сплошь пронизаны трещинами гидроразрыва и характеризуются упруго-тиксотропным водонасыщенным состоянием [1,8]. В отличие от подземной гидросферы, под которой подразумевается оболочка Земли, включающая все физико-химические виды внутриземных вод, коровая гидрогеотермосфера представляет собой локализованные гидрогеологические структуры земной коры, размеры, мощность и глубина залегания которых определяются термическим режимом и геотектоническими условиями конкретного региона.

Подобные слои под названием «глубинная гидросфера» были выделены в начале 60-х годов Л.Н.Еланским [4,5], где он подразделил гранитный слой земной коры Куйбышевского Поволжья на две части: верхний – гранито-гнейсовый и нижний – глубинную гидросферу, а базальтовый слой заменил серпентиновым. Основанием для выделения глубинной гидросферы послужило наличие аномальных зон – волноводов и высокопроводящих слоев в нижней части «гранитного» слоя, которые достаточно четко выделялись по результатам глубинного сейсмического (ГСЗ), геоэлектрического зондирования и гравиметрии.

Следует отметить, что еще в 50-х годах Б.Гутенберг, а позднее Ю.Н.Годин высказали предположение о наличии внутри гранитного слоя волновода, помимо ранее обнаруженного в основании земной коры глобального волновода. Подобные аномальные слои методами ГСЗ, МТЗ и гравиметрии впоследствии были обнаружены во всех континентах и регионах, в частности: на Урале, в Забайкалье, Дальнем Востоке, Туркмении, Карпатах,

Украинском щите, Якутии, а также на западе США и Канады, в Европе, Южной Африке, Австралии и т.д. Глубина залегания указанных слоев колеблется от 8-10 до 20-30 км, чаще составляет 10-20 км. Мощность проводящих слоев составляет несколько км. Для этих зон характерны разуплотненность кристаллических пород, высокая проницаемость и электропроводность, что объясняется, на наш взгляд, насыщенностью высокоминерализованными гидроминеральными высокотермальными растворами. В качестве главного фактора формирования КГГ рассматриваются нами процессы дегазации мантии и пластовая температура, непрерывный рост которой с глубиной приводит к многократному усилению хаотически трансляционных движений молекул воды и многоорядковому уменьшению вязкости флюидов, что соответственно усиливает динамику их движения в недрах.

При высоких температурах и длительном временном воздействии ее на водонасыщенный пласт массовые скачкообразные перемещения молекул воды становятся существенным проявлением внутриворовой энергии водонасыщенных пластов и могут привести к деформациям структурных и кристаллических связей между частицами горных пород. В результате, горные породы, в том числе граниты, базальты, осадочные глинистые и карбонатные породы подвергаются микротрециноватости. Емкостные и фильтрационные параметры их растут, объем увеличивается. Все это приводит к стиранию грани между коллекторами флюидов и водоупорами. Благодаря изменению термобарических, следовательно, и гидрогеохимических условий, в кровле КГГ, по-видимому, формируются водоупорные барьеры [2,9].

Исследования процессов активизации сейсмического режима, имеющего место на Восточном Кавказе, особенно в Дагестане, последние 40-50 лет, выявили на глубинах 8-10 и 15-20 км региональные сейсмогенерирующие слои и показали, что сейсмические явления в регионе сопровождаются флюидодинамическими, газогеохимическими, геотермическими и геофизическими эффектами. Это позволило нам в 1976 г., совместно с Р.А.Левковичем и С.А.Каспаровым, выдвинуть концепцию о гидридном механизме мелкофокусных землетрясений и формировании естественных геотермических котлов в узлах глубинных разломов в очагах мелкофокусных землетрясений на доступных бурению глубинах [1]. Даже незначительные сейсмические толчки могут привести к кратковременным фазовым превращениям флюидов, что приводит к нарушению неустойчивого равновесия гидротермальных систем, лавинообразному выделению энергии и формированию региональной микротрециноватости. В результате происходит субвертикальный тепломассоперенос по зонам деформаций в вышележащие водоносные горизонты, вплоть до поверхности Земли, а на глубинах постепенно формируются очаги КГГ. Это приводит к формированию в осадочной толще аномальных гидротермальных полей, контрастных по температуре, пластовым давлениям, химическому, микрокомпонентному, изотопному составу подземных вод, геофизическим параметрам и т.д.

В сейсмотектонических процессах подземные воды регулируют ряд эндогенных процессов. Так, по данным Е.В.Пиннекера [10], М.Хабберт и В.Руби показали, что при высоких рТ-условиях дегидратации минералов и горных пород, давление выделенной из них воды в порово-трещинном пространстве глубоких пластов нейтрализует огромную геостатическую нагрузку вышележащей толщи горных пород и этим самым вызывает активизацию геотектонических процессов и формирование крупнейших надвигов и шарьяжей. Известно, что Н.С.Шатский еще в 1925-1927 гг. разработал концепцию покровно-складчатого шарьяжного геотектонического строения палеоген-неогеновых отложений Предгорного Дагестана. В 1960-1980 годах концепцию шарьяжного строения и наличия крупнейших надвигов не только в третичных, но и меловых отложениях антиклинальных и синклинальных зон Предгорного Дагестана, особенно Дагестанского клина, активно доказывали Ф.Г.Шарафудинов, С.А.Каспаров, Д.Г.Мирзоев и другие геологи Дагестана и Чечено-Ингушетии. Эти глубокопогруженные надвиги и связанные с ними гидрогеотектонические процессы являются, по-видимому, одной из причин сейсмоактивности Дагестанского клина и в целом Предгорного Дагестана.

В качестве объектов проявления очагов КГГ в Восточном Предкавказье рассмотрен ряд уникальных, как правило аварийных, газонефтяных скважин, из которых были получены гигантские дебиты, достигающие 40-70 тыс.м³/сут, и другие аномально высокие гидрогеологические параметры. Так, в июле 1971 года Тарумовская глубокая параметрическая скважина №1 в Северном Дагестане при забое на глубине 5430 в процессе бурения дала аварийный фонтан пароводяной смеси дебитом 12000 м³/сут, температурой 190°C и гидростатическим давлением на устье около 200 атм. Когда был выполнен полный химанализ и оценен теплоэнергетический потенциал (ТЭП) скважины оказалось, что суммарная стоимость редких ценных элементов: лития, рубидия, цезия, бора, брома, йода, стронция, калия, магния и минеральных солей, содержащихся в гидличном дебите скважины, превышает 50 млн. рублей, а ТЭП позволяет построить ГеоТЭС мощностью 5-6 МВт, при условии разработки соответствующих технологий, исключающих процессы коррозии и солеотложения в геотермальных коммуникациях. Отсюда возник исключительно большой интерес к изучению и освоению геотермальных ресурсов Тарумовского района, что стимулировало бурение еще пяти скважин глубиной по 5,5 км с целью строительства ГеоТЭС мощностью до 10 МВт и редкометального химического комбината. Однако, ввиду чрезвычайных технических трудностей, обусловленных аномальными давлениями, температурами и агрессивностью пластовых вод, довелось завершено бурение только трех (№№2,4,6) из пяти самых глубоких в нашей стране (по-видимому, и в мире) геотермальных скважин.

Таким образом, было доказано, что дебиты пароводяной смеси с температурой 190°C и динамическим давлением на устье 80 атм, технически совершенных скважин могут достигать 11-12 тыс.м³/сут. Единичная тепловая мощность скв. №6 с дебитом 7000 м³/сут и Т 190°C составляет 10⁹ ккал/сут, что позволяет по расчетам ЭНИН построить ГеоТЭС мощностью 3-4 МВт.

Еще раньше в 1951 г. дебиты до 40-70 тыс. м³/сут были получены на Берикейском месторождении. Позднее дебиты до 40 тыс.м³/сут при избыточных давлениях 150 атм и температуре 90-95°C были получены из верхнемеловых известняков на Датыхской и Аргуданской площадях [11,12].

Таблица 1
Гидрогеологические параметры геотермальных скважин Тарумовского месторождения
по данным краткосрочных испытаний

№№ п/п	Гидрогеологические параметры	Ед. изм.	№4	№6	№2
1	Глубина скважины	м	5502	5503	5510
2	Интервал перфорации	м	5382-5388	5385-5479	5421-5427
3	Дебит через насосно-компрессорные трубы (НКТ)	м ³ /сут	1123	1587	1037
4	Дебит через НКТ и затрубные отводы	м ³ /сут	-	6828	-
5	Рост температуры воды в процессе испытаний за 2ч. 40мин.	до °C	137	171	134
6	Расчетный дебит через эксплуатационную колонну	м ³ /сут	4600	11900	4100
7	Мощность VI продуктивного пласта по географическим данным	м	3,0	3,5	2,5
8	Плотность воды в пластовых условиях	г/см ³	0,973	0,980	0,980
9	Вязкость воды в пластовых условиях	см ³	0,256	0,256	0,256
10	Плотность воды при Р _{ат} , Т=20°C	г/см ³	1,123	1,118	1,122
11	Принятый радиус влияния	м	500	500	500
12	Радиус скважины	см	8,9	8,9	8,9
13	Коэффициент фильтрационных сопротивлений		2,4	0	4,15
14	Коэффициент продуктивности	м ³ /сут/ат	34,5	118	45,5
15	Проницаемость K	мд	685	1564	1251

16	Пористость по географическим данным	%	25	25	25
17	Минерализация воды	г/л	183,3	176,0	167,0
18	Температура пласта	°C	194	194	194
19	Пластовое давление у середины фильтра	кгс/см ²	719,0	709,0	715,0
20	Устьевое давление	кгс/см ²	200,0	180,0	165,0
21	Газовый фактор	м ³ /м	4,5	1,0-1,7	1,1-1,2
22	Коэффициент пористости	$\frac{\epsilon^3 / \eta_0}{\eta_0 / \epsilon^2}$		130	-

В качестве экспериментального подтверждения наличия коровой гидрогеотермосферы могут быть рассмотрены также гидрогеодеформационный эффект Вартаняна-Куликова, зарегистрированный в качестве открытия, и гидрогеологические результаты Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, в которой в интервале 4500-9200 м, представленном нижнепротерозойскими и архейскими кристаллическими сланцами и гнейсами, впервые обнаружена уникальная флюидизированная зона «гидрогенного» разуплотнения, сплошь насыщенная гравитационными высокоминерализованными водами. Минерализация последних составляет 200-300 г/л и более, химсостав хлоридно-натриевый и хлоридно-кальциевый, pH менее 7. Из микрокомпонентов присутствуют йод, бром, бор, рубидий, стронций, фтор. Газовый состав представлен водородом, гелием и углекислым газом. Количество гелия, водорода весьма значительно, т.к. в некоторых случаях вытекавший из скважины раствор «кипел водородом» [6, с. 245].

Наконец, мы предполагаем, что масштабы разгрузки коровой гидрогеотермосферы в периоды уплотнения блоков земной коры и активизации сейсмотектонического режима могут быть столь значительными, что могут играть заметную роль в колебаниях уровенного режима такого крупного внутреннего водоема, как Каспийское море, уровень которого колеблется в значительных пределах.

В заключение нужно отметить, что сделанные первые шаги в деле познания и прогноза коровой гидрогеотермосферы свидетельствуют о возможности выявления на доступных глубинах земной коры в зонах альпийского тектогенеза и молодых платформ, особенно в контактовой зоне между ними, уникальных энергосырьевых запасов, которые имеют региональное и глобальное распространение [3,7].

Теоретическая и практическая значимость проблемы коровой гидрогеотермосферы требует значительного расширения исследований, их координации и кооперации путем составления межведомственной целевой программы на уровне РАН и Роснедра. В качестве составных частей целевой программы следует предусмотреть бурение сверхглубоких параметрических гидрогеологических скважин, в частности в контактовой зоне альпийского тектогенеза и Скифской платформы в Терско-Каспийском прогибе и других областях альпийского тектогенеза и молодых платформ на территории нашей страны. Необходимо также усиление исследований по разработке геофизических, геохимических, гидрогеотермических методов прогноза и соответствующей аппаратуры, а также постановку петрофизических лабораторно-экспериментальных исследований на натуральных образцах горных пород и физических моделях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранта №№ 09-05-96540).

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирханов Х.И., Курбанов М.К., Каспаров С.А., Омаров М.А., Кадыров Г.А. К методике поисков и разведки естественных подземных котлов в качестве эффективного источника геотермальной энергии // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. – М.: Наука, 1972.
2. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. II. История природных вод. ч. I, вып. 1, 1933; вып. 2, 1934; вып. 3, 1936.
3. Гаджиев А.Г., Курбанов М.К., Каспаров С.А. Глубинная гидросфера как универсальный тепло- и сейсмогенерирующий слой // Поиски и освоение месторождений термальных вод Дагестана. Тр. ИПГ, вып. 1. – Махачкала, 1984.

4. Еланский Л.Н. Глубинная гидросфера Земли. Тр. Куйбышевского НИИ НП, вып. 26, 1964.
5. Еланский Л.Н. Исследование «гранитного» слоя земной коры по комплексу геологогеофизических данных. Автореферат доктор. диссерт. – М.:МГУ, 1972.
6. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. – М.: Недра, 1984.
7. Курбанов М.К. О роли процессов дегазации мантии в формировании геотермальных ресурсов Восточного Кавказа // Ресурсы термальных вод Дагестана и оптимизация схем их комплексного освоения. – Тр. ИПГ, вып. 4. – Махачкала, 1985.
8. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. – М.: Наука, 2001. 260 с.
9. Личков Б.Л. Материалы к вопросу о классификации подземных вод / Материалы по общей и прикладной геологии, №98. – Л.: изд-во Геолкома, 1928.
10. Пиннекер Е.В. Охрана подземной гидросферы – М.: «Знание», 1979.
11. Сухарев Г.М. Гидрогеология мезозойских и третичных отложений Терско-Дагестанской нефтегазоносной области и Нижнего Поволжья. – Л.: Гостоптехиздат, 1954.
12. Хребтов А.И., Кузнецов Ю.В., Зайцев М.Д. Характеристика термальных вод Северного Кавказа // Гидрогеология Северного Кавказа – М.: Недра, 1967.

СКОРОСТНОЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ ДАГЕСТАНСКИЙ КЛИН

Левкович Р.А., Адилов З. А.

Дагестанский филиал Геофизической службы РАН

Аннотация.

Рассматривается модель скоростного строения верхней части земной коры высокосейсмичной тектонической области Дагестанский клин в соответствии с её реальным, по данным бурения, и проектным, по данным геофизических работ, строением с использованием данных ОГТ, МОВЗ и корреляций литоплотностной характеристики разреза с её скоростными свойствами.

Фронтальная часть тектонической области Дагестанский клин обычно проводится по оси предгорного прогиба со стратиграфическим объемом осадочного чехла от четвертичных до нижнеюрских (возможно и триасовых) отложений, залегающих на палеозойском метаморфизованном фундаменте. На дневную поверхность в пределах всего Дагестанского клина выведены отложения от юрских до четвертичных, так что в каждом конкретном разрезе могут присутствовать разные по стратиграфическому объему осадочные толщи.

Осадочный разрез сложен различными литостратиграфическими комплексами, выделенными по преобладанию тех или иных пород, их устойчивости в разрезе, близостью параметров сопутствующих им физических свойств. Между физическими параметрами горных пород выведены многочисленные корреляционные зависимости, определяющими среди которых являются литология, плотность, термобарические условия их залегания, флюидонасыщенность, тип флюида и его состояние.

На базе большого количества образцов пород из геологических разрезов и керна из скважин (более 5000) на территории Дагестана, весь комплекс этих корреляций был вначале использован для оценки теплофизических свойств горных пород в естественном залегании для мезозойских пород [1], а позже уже на базе более обширных данных экспериментальных определений получены и корреляции со скоростью упругих волн[2].

С учетом последних по плотностному строению осадочной толщи был построен скоростной разрез через эпицентральную зону Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года по линии хребет Салатау- эпицентр землетрясения- осевая часть предгорного прогиба, а также первая попытка построения карт изопахит (мощности) объемов, имеющих расчетную среднюю скорость 2,0 км\с; 3,0 км\с; 4,0 км\с и линию их выклинивания [2]. Для зоны передового прогиба полученные значения имеют хорошее согласие с данными последующих работ ОГТ (2001-02 г.г.) в этой зоне. Для изучения глубинного строения эпицен-

тральной зоны Дагестанского землетрясения ГЕОНом в 1991-92 г.г. были проведены также и работы МОВЗ.

В настоящем построении скоростного разреза линия профиля несколько смешена от линии профиля [2] и проводится через сейсмические станции Унцукуль-Буйнакск-Махачкала, заканчиваясь в осевой зоне прогиба. Длина профиля 90 километров. Основой для построения скоростного разреза по этому профилю служат: геологическое строение с литоплотностной характеристикой разреза от полосы выходов до глубин, охваченных бурением; строение разреза по данным МОВ, ОГТ и МОВЗ, проведенных в достаточном объеме, чтобы иметь представление о строении верхней части земной коры. Привлечены, как основополагающий материал, вертикальные скоростные разрезы ОГТ в местах пересечения их с этим профилем, а главное, выявленные по работам ОГТ закономерности изменения средней скорости толщи, лежащей над определенным репером в зависимости от ее мощности (эквивалентно глубине залегания репера), и использования геологического разреза скважин глубокого бурения вдоль линии профиля в скоростной разрез по этим закономерностям.

На участке между сейсмостанциями Буйнакск и Махачкала имеется три пересечения с профилями ОГТ и участки близкого параллельного их протяжения. На этом участке профили ОГТ обходят поднятие Талги, отмечая резкое увеличение скорости в верхнем интервале разреза, что согласуется с предположением о наличии криптолакколита в своде поднятия.

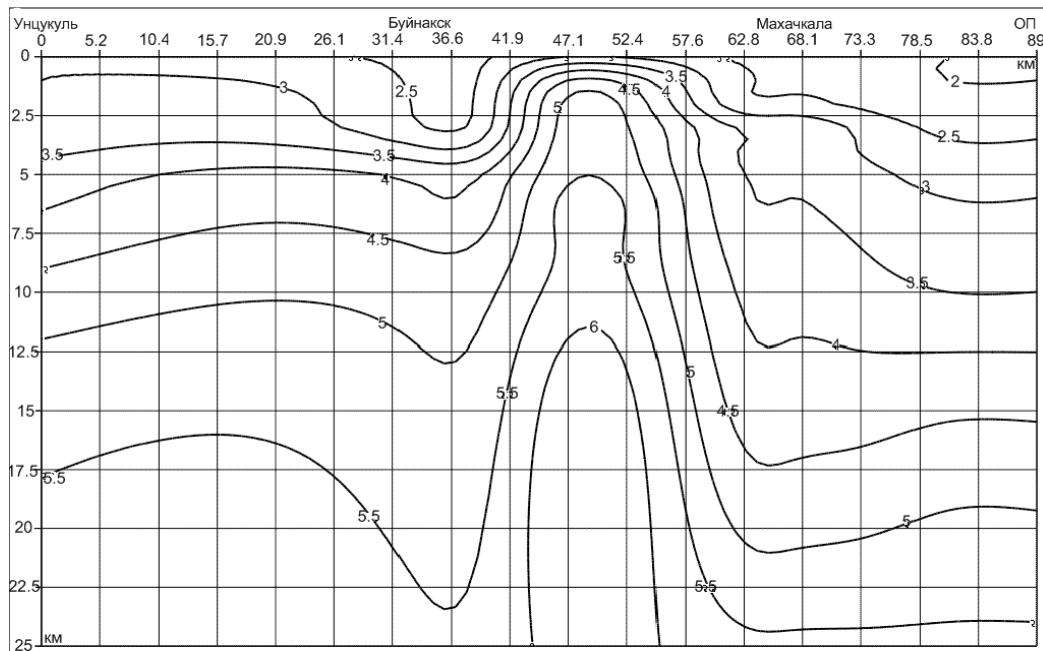


Рис.1. Скоростной разрез V_{ϕ} по линии Унцукуль-Буйнакск-Махачкала-осевая часть Предового прогиба.

На профиле Буйнакск - Махачкала имеются скважины глубокого бурения к геологическому разрезу которых привязан разрез скоростей Vогт. На участке профиля от сейсмостанции Махачкала до осевой части прогиба скоростной разрез аналогичен разрезу скоростей Vогт прогиба на небольшом удалении (10-15 км.) к северу от сейсмостанции.

На участке между сейсмостанциями Буйнакск и Унцукуль скоростной разрез строился по литостратиграфической характеристике разреза и корреляции с ними скорости продольных волн, в сочетании с оценкой возможных значений по $V_{\text{огт}}$ для конкретной части осадочного чехла в зависимости от глубины залегания ряда стратиграфически устойчивых реперов по графикам зависимости $V_{\text{ср}} = (2T_0)$ для профилей ОГТ в Предгорной зоне Дагестана. Вертикальный скоростной разрез под сейсмостанциями Буйнакск и Махачкала строился по этим закономерностям для реально вскрытой и проектной части геологического разреза. На участке близкого расположения идущих параллельно профилей ОГТ и

рассматриваемого скоростного профиля Унцукуль- Буйнакск- Махачкала- Ось прогиба (от 1 до 10 км., а на большей части этого сопряжения , порядка 5 км.), протяженностью порядка 30 км , использовался непосредственно скоростной разрез Vogt.

Построение скоростного разреза ограничено глубиной 25км, что предопределяет собой охват полностью глубин залегания осадочнрго чехла и метаморфизованного фундамента с заходом на разные глубины в кристаллический фундамент. Такая глубина построенного скоростного разреза, может быть с успехом использована при определении параметров близких верхнекоровых землетрясений в области Дагестанского клина, где подавляющее большинство очагов землетрясений лежит в пределах глубин 5-15 километров.

Литература

1. Левкович Р.А. К оценке теплофизических свойств горных пород в естественном залегании.- Труды ин-та геологии Дагфилиала АН СССР, вып.5,1964
2. Левкович Р.А. Скоростная модель осадочной толщи Предгорного Дагестана //Сб.Сейсмичность и гидрогазогеохимия территории Дагестана. Вып.2, Махачкала, 1978 с.14-25.

ВСПЛЕСК СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ 1999 ГОДА В ДАГЕСТАНЕ РЕЗУЛЬТАТ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИЛИ ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

*Алиев И.А., Идармачев А.Ш., Магомедов А.Г.
Институт геологии ДагНЦ РАН*

АННОТАЦИЯ

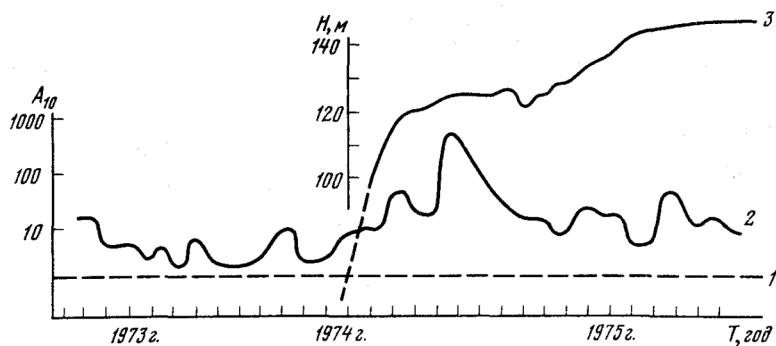
В научных кругах сейсмологов продолжаются дискуссии о причинах всплеска сейсмической активности в Дагестане 1999 году, высказываются предположения о том, что это результат «проснувшегося» очага «Кумторкалинского» землетрясения 1970 года.

В данной статье предлагается объяснение этого вопроса дискуссии в пользу техногенных причин.

ВВЕДЕНИЕ

Ни у кого не вызывает сомнения, что Дагестанское землетрясение 1970 года не техногенное. На «Сулакском каскаде» всего 2 плотины: Гергебильская и Чирюртовская ГЭС с незначительными объемами водохранилищ, которые не могут вызвать изменений тектонического напряжения. Затем следовал ряд лет относительного сейсмического затишья до октября 1974 года, когда зафиксировали первый рой землетрясений с эпицентрами в хвостовой части Чиркейского водохранилища, заполнение которого началось, чуть ранее, в августе. И в этом случае ни у кого не должно быть сомнения, что это увеличение сейсмичности имеет техногенную природу, что и описано многими авторами[1,2,3,4,5].

Ранее мы проводили анализ влияния эксплуатации Чиркейского водохранилища на сейсмичность прилегающей к водохранилищу территории[4]. В результате было сделано предположение о техногенной причине увеличения сейсмичности в 1999 году. Для анализа нами была рассмотрена область с радиусом 50 км от центра водохранилища и исследован период с января 1990 по декабрь 2000 года. Для полновесности наших доводов дополним анализ данными до 2005 года, а также исследуем положения гипоцентров землетрясений за указанный период.

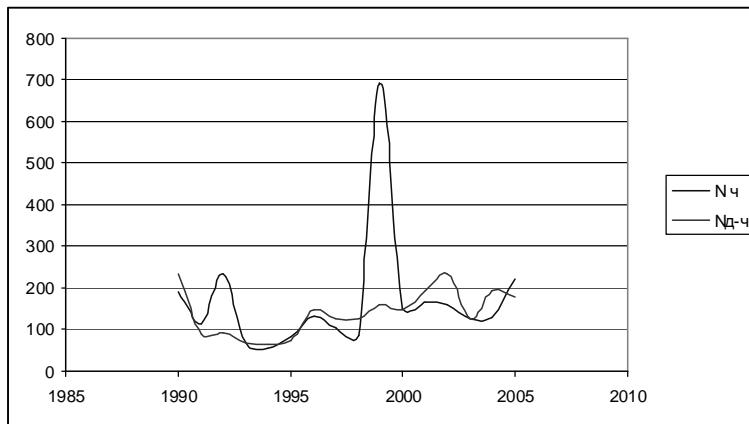


1- средняя многолетняя активность, 2- до и в период заполнения водохранилища (H – высота столба воды в водохранилище), 3 – график изменения уровня воды в водохранилище в начальный период его заполнения[2]. (Сейсмическая активность A_{10} с интервалом осреднения в 10 дней и шагом 5 дней)

Рис.1 Изменение сейсмической активности района Чиркейского водохранилища в период заполнения:

АНАЛИЗ ДАННЫХ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Воспользуемся общим каталогом землетрясений в Дагестане[6]. В исследуемый период с января 1990 года по декабрь 2005 года по каталогу [6] , в выбранной нами области, произошло 2715 землетрясений из общего числа 4967 по всей территории Дагестана. На рис.2 показано количество землетрясений (N) в выбранной нами области (кривая – $N_{\text{ч}}$) и общее количество землетрясений на территории Дагестана, за вычетом в выбранной области (кривая – $N_{\text{д-ч}}$) за исследуемый период 1990-2005 гг. В конце 1998 года в выбранной области отмечается резкое увеличение сейсмической активности.



$N_{\text{ч}}$ – количество землетрясений в районе Чиркейского водохранилища (область радиусом $R=50$ км),

$N_{\text{д-ч}}$ – количество землетрясений на остальной территории Дагестана

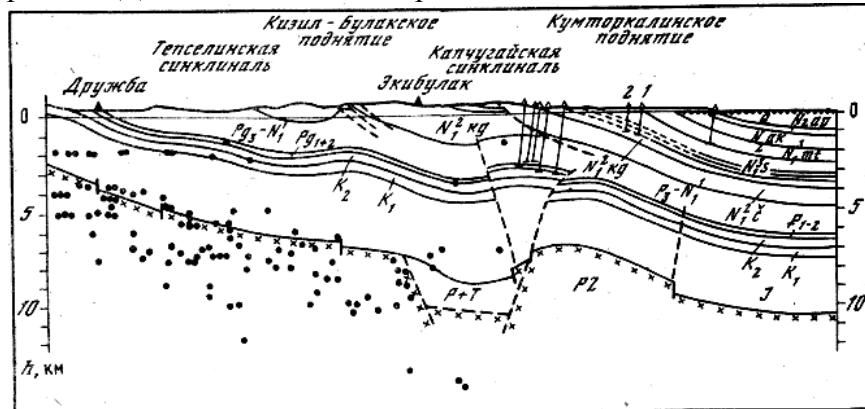
Рис.2 Изменение сейсмической активности за исследуемый период 1990-2005 гг.

Какое же событие, что могло изменить геодинамическую обстановку в рассматриваемой области. Такое событие только одно – начало заполнения Ирганайского водохранилища в 1997 году. Дополнение нашего графика из [4] данными с 2000 по 2005 год сделало картину распределения землетрясений еще более наглядной. Если сейсмическую активность на территории Дагестана за исключением выбранной радиусом $R=50$ км ($N_{\text{д-ч}}$) считать фоновой, как видно из рисунка 2 , то можно однозначно сказать, что резкое увеличение сейсмической активности в конце 1998 года имеет техногенные причины.

Рассмотрим, каково распределение гипоцентров тех 2715 землетрясений из рассматриваемой области. Разделим их на группы: 1 группа землетрясения с гипоцентрами менее 15 км, и 2 группа землетрясения с гипоцентрами более 15 км.

Будем считать, что землетрясения 1 группы техногенные, а 2 группы не техногенные. Они распределились 1 группа землетрясений 1891 событий, и 2 группа 816 событий (8 событий в каталоге даны без гипоцентров). Почему взято значение именно 15 км, потому что процесс обводнения более длительный, продолжающийся более полутора десятков лет и экспериментально установлено (Идармачевым Ш. Г. [7]), изменение кажуще-

гося сопротивления перед усилением сейсмичности в районе водохранилища связано с усилением процесса фильтрации в трещинные зоны, проницаемость которых меняется под действием тектонических напряжений. Изменение динамической нагрузки под ложем водохранилища приводит к раскрытию трещин и проникновению воды во все более новые горизонты, и данный процесс может сопровождаться повышением сейсмической активности. Как показали Р.А. Левкович и др. [5] глубина залегания фундамента в исследуемой области более 10 км. На рисунке 3 показан геолого-геофизический разрез и очаги афтершоков Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года.

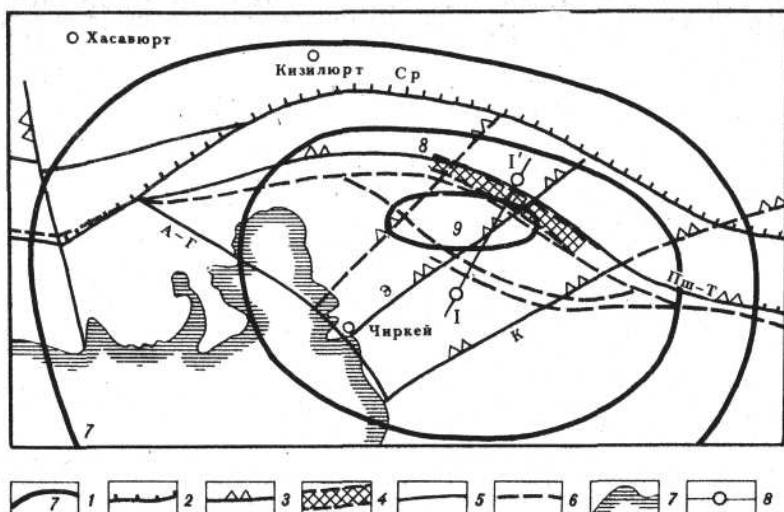


Составители: М.Л. Смирнова, Р.А. Левкович, Д.Н. Рустанович.

Точками показаны очаги афтершоков [5].

Рис.3 Геолого-геофизический разрез по профилю Дружба-Экибулак.

Как видно из рисунка 3 ныне не существующий поселок гидростроителей Дружба, находился бы в районе Чиркейского водохранилища, и равномерность распределения очагов афтершоков землетрясения 1970 года указывает на высокую раздробленность пород и на неустановившееся тектоническое равновесие в исследуемой области. Схемы глубинных разломов (по Р.А. Левковичу и др. [5]) показаны на рисунке 4.

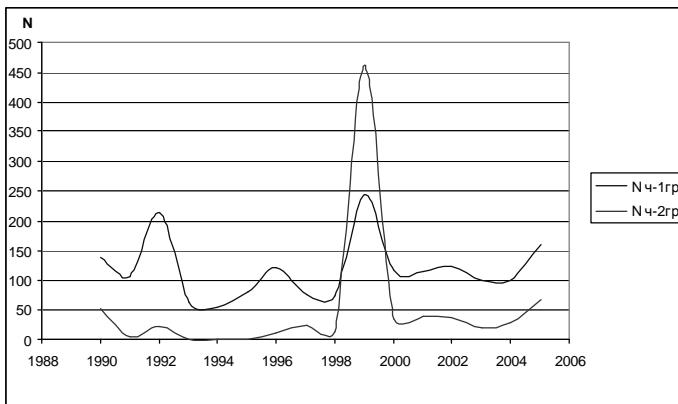


1 - изосейсты; 2 — гравитационные ступени; 3 - разломы, выделенные по магнитным аномалиям; 4 - зоны отсутствия корреляции сейсмических волн; 5 - разломы; 6 - разрывы на поверхности; 7 - северная граница распространения мезозойских отложений; 8 - положение сейсмического профиля; Разломы: Ср - Срединный, Пш-Т - Пшекиш-Тырныаузский, К - Кумторкалинский, Э - Экибулакский, А-Г - Ахат-Гилянский

Рис. 4. Схема глубинных разломов Дагестанского клина. Составители МЛ. Смирнова, Р.А. Левкович, В.М. Бражник, 1970 г. [5]

Величина 15 км это не глубина проникновения воды из водохранилища, а глубина, по нашему мнению не вызывающая сомнений, воздействия оказываемого изменением динамической нагрузки при эксплуатации водохранилища. Вода, проникая по трещинам и разломам во все более глубокие горизонты, вызывает перераспределение тектонических

напряжений, что в свою очередь вызывает перераспределение тектонических напряжений еще более глубоких горизонтов и так далее.



Nч-1гр – количество землетрясений с гипоцентрами до 15 км

Nч-2гр – количество землетрясений с гипоцентрами более 15 км

Рис.5 Изменение сейсмической активности в районе Чиркейского водохранилища за исследуемый период 1990-2005 гг. (область радиусом R=50 км),

На рисунке 5 показано изменение сейсмической активности, по выбранным нами группам, в районе Чиркейского водохранилища за исследуемый период 1990-2005 гг. Видна хорошая корреляция между рядами данных 1 и 2 группы. Период с 1990 г. по 1998 г. считаем периодом «относительного» тектонического равновесия. Количество землетрясений в 1 выбранной группе заметно превышает их во 2 группе и это закономерно, выравнивание тектонических напряжений происходит послойно сверху вниз, чем глубже, тем медленнее. С изменением динамической нагрузки, заполнения Ирганайского водохранилища в 1998 году, отмечается резкий скачок числа землетрясений во 2 группе, с гипоцентрами более 15 км. Число землетрясений в 1 группе в 1992 и 1999 годах приблизительно равно, тогда, что же могло вызвать увеличение их числа во 2 группе. Причина одна, указанная выше, изменение динамической нагрузки, к проникновению воды добавилось и увеличение тектонических напряжений, т.е. причина - техногенная. Далее с 2000 по 2005 год опять наблюдается период «относительного» тектонического равновесия. Для еще большей наглядности проведем распределение гипоцентров по слоям шагом в 5 км, как это сделали Р.А. Левкович и О.А. Асманов[8].

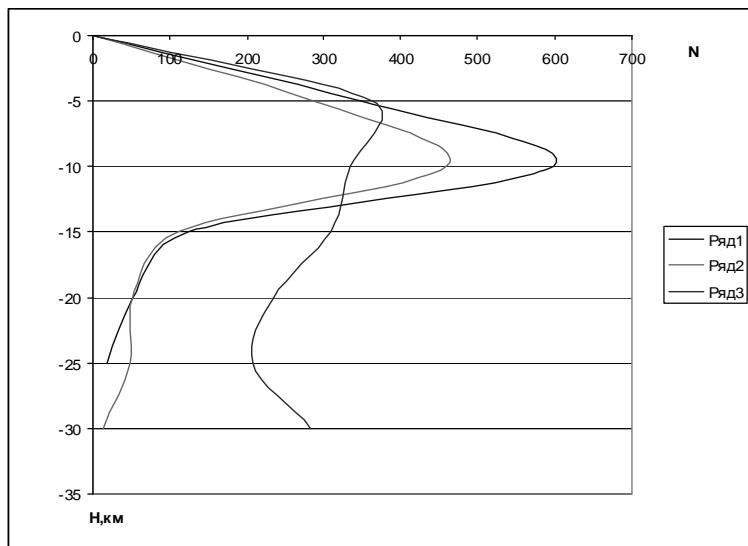
Р.А. Левкович и О.А. Асманов в своей работе[8] для выделения сейсмофокальной области (СФО) «Дагестанский клин» использовали 1144 землетрясения за период 1970—1983 гг., пространственно разобщенных от землетрясений соседних районов. Их распределение землетрясений по энергетическим классам и по глубине очага представлено в таблице 1.

Распределение землетрясений СФО по энергии и глубине

H, км	Энергетический класс								Всего
	8, 9	10	11	12	13	14	15	16	
0 * 5	296	39	9	3					347
6 * 10	434	105	40	14	3	2			598
11 *									
15	81	27	11	4	1			1	125
16 *									
20	35	7	4	6			1		53
21	10	4	4	1					19
Всего	856	182	68	28	4	2	1	1	1144

Используя для сравнения с нашими данными данные Р.А. Левковича и О.А. Асманова из табл.1 построим график распределения землетрясений по глубине, без учета их энергетических классов. На рисунке 6 представлено распределение землетрясений по глубине

бине. Здесь кривая 1 построена по данным Р.А. Левковича и О.А. Асманова за 1970-1983, кривая 2 по данным за 1990 -1997 года, период до начала заполнения Ирганайского водохранилища, кривая 3 построена по данным за 1998 – 2005 гг., после заполнения и начала эксплуатации Ирганайского водохранилища.



кривая 1- по данным Р.А. Левковича и О.А. Асманова
кривая 2- по данным за 1990 – 1997 гг.; кривая 3- по данным за 1998 – 2005 гг.
Рис.6 Распределение землетрясений по глубине:

Как видно из рисунка 6, кривые 1 и 2 практически повторяют друг друга, коэффициент корреляции между рядами данных $k = 0,9988$. Начала отсчета кривых 1 и 2 разделяет 20 лет, а распределения гипоцентров за разные промежутки времени, разные годы - повторяются. Этому есть одно объяснение, уже рассмотренное выше - изменение динамической нагрузки под ложем водохранилища привело к раскрытию трещин и проникновению воды во все более новые горизонты по трещинам и разломам (рис.3 и 4). 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 и 2. Коэффициент корреляции кривой 3 с кривыми 1 и 2 равен 0,6217 , т.е. значительно меньше, чем между первыми двумя, что говорит о том, что процесс имеет другой характер. Практически распределение гипоцентров равномерно по слоям от 5 до 30 км. Объяснение этого явления следующее: мы считаем, что в результате резкого повышения тектонического напряжения в рассматриваемой области произошли процессы выравнивания этих напряжений вертикально по слоям, что и сопровождается повышением сейсмической активности.

Мы считаем, что проведенный нами анализ позволяет нам сделать следующие выводы.

ВЫВОДЫ

Всплеск сейсмической активности в 1999 году связан с инженерной деятельностью человека, имеет техногенные причины.

Резкое увеличение тектонического напряжения в сильно раздробленной области, к примеру, заполнением водохранилища, вызывает резкое повышение сейсмичности в этой области и при этом распределение гипоцентров равномерно.

Литература

- Идармачев Ш.Г. Вариации электрического сопротивления массива горных пород, связанные с сейсмичностью района Чиркейского водохранилища в период его заполнения // Диссертация на соискание ученой степени к.ф.-м.н. М.,1981.135 с.
- Левкович Р.А., Идармачев Ш.Г. и др. Геодинамический эффект создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. М.: Наука,1982. 76 с.

3. Казарьянц Г.С. Особенности электрических свойств горного массива при “плотинных” землетрясениях (на примере Чиркейского водохранилища) //Диссертация на соискание ученой степени к.ф.-м.н. М.,1992.241 с.
4. Идармачев А.Ш., Алиев И.А., Магомедов А.Г. Уровенный режим Сулакского каскада ГЭС и сейсмичность района/ Сб. научных трудов ИГ ДНЦ РАН. 2009 . Выпуск № 55 . С. 285-290
5. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 года. Сейсмология, геология, геофизика М.: Наука, 1980.220 с.
6. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана до 2005 года. Махачкала: Эпоха.2007 г. 394 с.
7. Идармачев Ш.Г Вариации кажущегося сопротивления горных пород в сейсмоактивных районах Дагестана //Автореферат докторской диссертации на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Махачкала.2009. С.27
8. Левкович Р.А., Асманов О.А. Сейсмофокальная область «Дагестанский клин»/ Сейсмичность и сейсмотектоника Восточного Предкавказья . Вып.33. 1985. С.5-18

О РАЗВИТИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Горожсанцев С.В.

Учреждение Российской академии наук Геофизическая служба РАН

Сейсмический мониторинг Северного Кавказа - сложного по строению и сейсмоопасного региона требует постоянного развития.

На это нацелены создаваемая в Геофизической службе РАН (ГС РАН) современная регистрирующая аппаратура и внедрение в практику более совершенных методов обработки цифровых сейсмических данных.

Развиваемая ГС РАН на Северном Кавказе трехуровневая структура сейсмических исследований, включающая телесейсмический, региональный и локальный уровни, требует для каждого уровня соответствующего аппаратурного оснащения [Мишаткин, 2008]. С 2001 года система сейсмических наблюдений на Северном Кавказе, достаточно интенсивно развивается. На 1 мая 2010 она насчитывает 52 сейсмостанции, из которых 40 оснащены современным цифровым оборудованием, и три информационно-обрабатывающих центра (ИОЦ) в Кисловодске, Владикавказе и Махачкале. На рис. 1 представлена современная сеть сейсмических станций Геофизической службы РАН на Северном Кавказе.

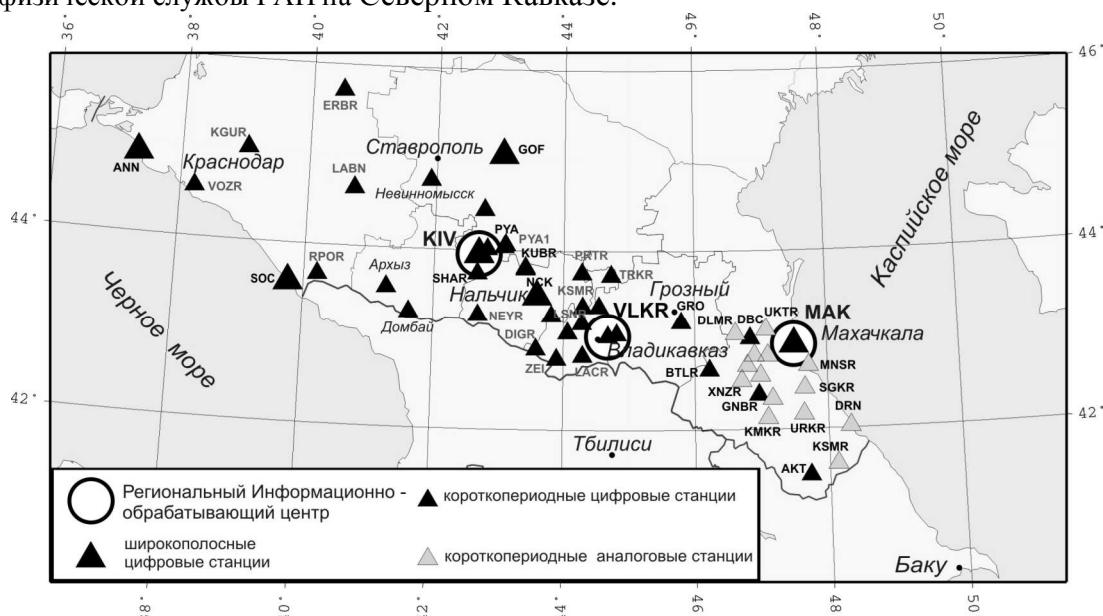


Рис.1. Современная сеть сейсмических станций Геофизической службы РАН в регионе Северного Кавказа.

Увеличение числа станций, как показывает опыт сейсмологических работ, отражается и на регистрационных возможностях сети, а именно, на увеличении общего количества регистрируемых землетрясений и числа регистрируемых землетрясений слабых классов (К

меньше 8). На рис. 2 приведен график роста числа сейсмических станций ГС РАН с 1991 года.

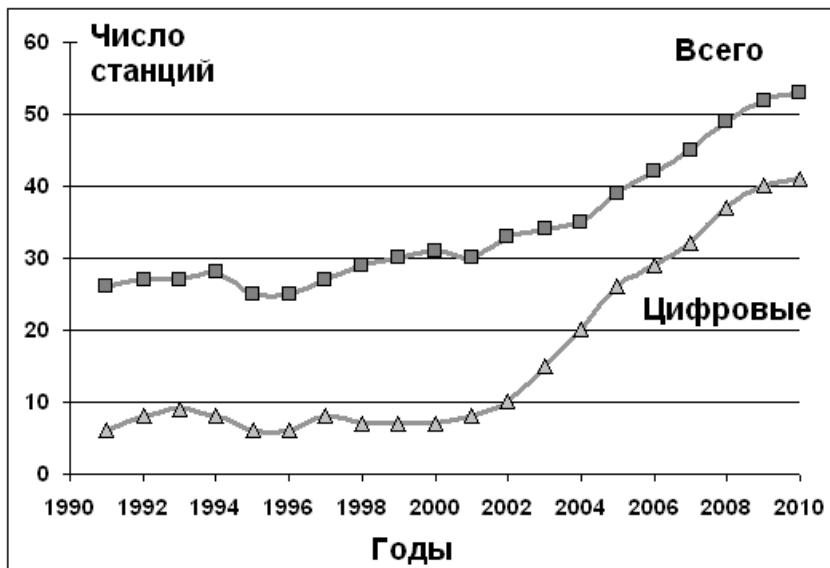


Рис. 2. График роста числа сейсмических станций на Северном Кавказе

Большинство существующих станций на Северном Кавказе укомплектовано 16 разрядными цифровыми сейсмическими станциями SDAS v3.0, имеющими два уровня чувствительности (диапазон регистрации 120 дБ), и короткопериодными сейсмометрами СМЗ-КВ с диапазоном регистрации 0.5 – 30 Гц. Семнадцать станций подключены к каналам Интернет по технологии ADSL, что позволяет получать информацию в режиме реального времени или по запросу с незначительными задержками. Региональные обрабатывающие центры ГС РАН во Владикавказе (СОФ ГС РАН), в Кисловодске и в Махачкале (ДФ ГС РАН) оснащены спутниковыми терминалами. Применение спутниковых каналов совместно с наземными значительно повышает надежность работы системы мониторинга на Северном Кавказе.

С 2008 года сейсмические станции оснащаются современным отечественным, изготавляемым в ГС РАН, 24 разрядным сейсмическим регистратором UGRA, обеспечивающим диапазон регистрации более 130 дБ, что позволяет регистрировать без динамических искажений все сильные землетрясения. В состав станции входят блок регистрации, система точного времени GPS, система архивации и обработки (при необходимости). Станция обеспечивает работу в автономном режиме, а также удаленный доступ к данным и управление станцией по различным телекоммуникационным каналам. Входящий в состав программного обеспечения станции пакет программ обработки сейсмических данных WSG используется на сейсмических станциях и Информационно-обрабатывающих центрах ГС РАН. Пакет позволяет определить основные параметры зарегистрированных землетрясений, как по данным только этой станции, так и с привлечением данных других станций. Пакет программ имеет русскоязычный интерфейс и может работать под управлением широко распространенных ОС Windows. Основные технические характеристики станции приведены в табл. 1. Внешний вид лицевой панели цифрового регистратора и системы GPS представлены на рис. 3.

В рамках переоснащения существующих и создания новых станций в 2009 году на Северном Кавказе с сейсмометрами СМЗ-КВ установлено уже 12 комплектов сейсмической станции UGRA на станциях: «Лабинск», «Возрождение» (Геленджик), «Еремизино-Борисовская», «Красная поляна» (Краснодарский край); «Пятигорск» - Ставропольский край; «Шиджатмас», «Нальчик», «Нейтрино» - Республика Кабардино-Балкария; «Грозный» - Чеченская Республика; «Ботлих», «Кумух», «Ахты» - Республика Дагестан.

Таблица 1.

Основные технические характеристики станции UGRA

№ п/п	Наименование	Характеристики
1.	Разрядность АЦП преобразователя	24 бит
2.	Количество регистрируемых каналов	3
3.	Частота квантования входного сигнала	50,100,200 отсч/сек
4.	Режим работы станции	Автономно и с подключением к коммуникационному каналу
5.	Передача данных по каналу связи	В реальном времени
6.	Режим регистрации информации	непрерывный
7.	Тип системы ведения точного времени	GPS
8.	Точность ведения времени	Не хуже 10 мкс
9.	Калибровка	Импульсным сигналом, псевдослучайным бинарным сигналом
10.	Рабочий температурный диапазон блока АЦП	-20°/+40°C
11.	Исполнение (пылевлагозащищенность)	IP65
12.	Потребляемая мощность	Не более 7 Вт
13.	Напряжение питания	Постоянный ток от 9 до 18 В
14.	Размеры	Не более 300x300x300 мм

а) блок регистрации



б) система GPS



Рис. 3. Цифровая сейсмическая станция UGRA

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

В центральной части Северного Кавказа сеть наиболее близка к оптимальной по геометрии для обеспечения наблюдения за событиями магнитуды $M=1$ ($KP \geq 6$). В восточной части Северного Кавказа, очевидно, следует расширять сеть, особенно в Чеченской Республике. Первые шаги к этому сделаны – в апреле 2008 года возобновлена регистрация на сейсмической станции «Грозный», и это уже дало свои неоценимые результаты по регистрации афтершокового процесса Курчалойского землетрясения 11 октября 2008 г. В качестве одной из необходимых мер для повышение точности локализации в этой зоне, следует назвать открытие двух - трех станций на севере имеющейся сети, например, в Бедновске (юго - восток Ставропольского края), Горагорском и Гудермесе (территория Чеченской Республики), а также в районе Кизляра (Республика Дагестан). Наиболее значительное совершенствование сети требуется в западной части Северного Кавказа. Здесь сеть не опти-

мальна даже для магнитуды M=2. Среди первоочередных мест для размещения станций можно назвать: район Туапсе и Красной Поляны, Славянска – на Кубани, Белореченска, район Тихорецка (предположительно станица Еремизово–Борисовская).

Перспективы развития сети связываются не только с расширением числа станций, расположенных на территории России, но и с устойчивым обменом информацией о землетрясениях с сейсмическими службами соседних государств: Украины (Крым), Грузии и Азербайджана. С двумя первыми обмен информацией ведется в удовлетворительном режиме.

Модернизации 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. В 2009 году начата работа по установке на сейсмостанциях Северного Кавказа программного обеспечения NRTS, позволяющего передавать данные в режиме реального времени без потери информации. Система передачи данных NRTS разработана в UCSD в рамках проекта IDA и адаптирована в ГС РАН применительно к российским технологиям. Данная система уже несколько лет успешно используется в ГС РАН.

Внедрение NRTS во всех региональных ИОЦ позволит значительно увеличить оперативность и точность расчета эпицентров землетрясений на Кавказе.

Курчалойское землетрясение с магнитудой $M_s=5,6$, произошедшее 11 октября 2008 года и последовавшие за ним многочисленные автершоки (более 1000), показали целесообразность и необходимость совершенствования сейсмической сети Северного Кавказа и подтвердили правильность выбора Геофизической службой РАН тех средств и направлений, в результате которых улучшается эффективность решения поставленных перед ней задач, связанных с мониторингом территории Российской Федерации и всего мира.

ЭТАПЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Магомедов Ю.М.

Институт геологии ДНЦ РАН

В пределах Дагестана расположен сегмент крупного сложно построенного альпийского горно-складчатого сооружения Большого Кавказа, отделенное расположенной на севере эпигерцинской плиты передовым Терско-Каспийским прогибом. На юго-востоке он обособляется от структур Юго-Восточного Кавказа поперечным глубинным Самурским разломом, а с северо-запада – Андийской зоной разломов, образуя ступень более низко опущенную относительно Центрального Кавказа. Наиболее древние породы в пределах Восточного Кавказа обнажаются в зоне мегантиклиниория, представленные образованиями нижней и средней юры. Эти породы погружаясь на северо-восток перекрываясь отложениями мелового и третичного возраста, образуя серию крупных ступеней, выраженных резким изменением гипсометрии. Ступени субширотной ориентировки образованы крупными разломами и флексурами северо-западного простирания, расположенные на границе поднятий и опусканий. Однако отмечаются и ступени «антекавказского» (северо-восточного) простирания, также ограниченные разломами и флексурами. Такое строение позволило выделить в современном плане несколько тектонических зон, отличающихся по своему развитию, это:

1. Сланцевый Дагестан,
2. Известняковый Дагестан,

3. Область третичной складчатости.

В пределах Сланцевого Дагестана выходят на поверхность породы нижней и средней юры, представленные сложнодислоцированными метаморфизованными сланцами и песчаниками, образуя крупные тектонические элементы мегантиклинория Большого Кавказа, заложенные на герцинском основании.

При общем юго-восточном погружении мегантиклинория Большого Кавказа отчетливо выделяются симметрично расположенные продольные ступени-структуры второго порядка, которые разграничены региональными разломами глубинного заложения.

Осевая часть мегантиклинория представляет собой горст, ограниченный с юга Ахтынским (главным), с севера – Самурским разломами, где на поверхности обнажаются наиболее древние песчано-глинистые породы тоар-нижнеааленские, а возможно, и плинсбахские. К северу от ядра мегантиклинория прослеживается ступень Северной моноклинали, сложенная песчано-глинистыми отложениями средней юры.

История альпийского геосинклинального бассейна начинается с заложением на герцинском фундаменте глубокого интенсивно прогибавшемся грабена, заполняющего до верхнетоарского времени глубоководными существенно глинистыми морскими осадками. В конце лейаса намечается дифференциация прогиба, обусловленное проявлением Ахтынского и Самурского разломов. В это же время, в зоне Ахтынского разлома имели место проявления вулканической деятельности с излиянием лав основного состава и значительной сейсмичности, а также вновь в этой же зоне в аалене происходит повторное излияния лав основного и среднего состава. Большие перемещения по блокам земной коры имевшиеся здесь место, видимо, вызвали катастрофические сотрясения и заложение очагов будущих землетрясений.

Наметившаяся дифференциация прогиба наиболее четко проявилась в среднедревнююскую эпоху. В области Северной моноклинали шло образование прибрежных песчаных и угленосных осадков.

Зародившейся в конце лейаса сводовое поднятие вдоль осевой части современного положения мегантиклинория, на рубеже ааленского и байосского веков вышло из-под уровня моря, что привело к разделению геосинклинального бассейна осадконакопления в бат-байосское время на два – южный и северный.

В предкеловейское время имело место интенсивная фаза складчатости, приведшая к образованию напряженных пликативных дислокаций в области ядра мегантиклинория, постепенно затухающих в направлении Северной моноклинали. К этому же времени приурочены также максимальные перемещения по поперечным расколам фундамента, получившие отражения в мезозойском осадочном чехле. С этими движениями связано выход из-под уровня Южно-Дагестанской тектонической ступени, и возможно, заложение Мугринской и Уллучаринской структур.

По погруженной и размытой (возможно уже пенеплизированной) поверхности нижне-среднедревнююского структурного этажа происходит крупная верхнедревняя и меловая трансгрессия, где отлагались мелководные морские и лагунные образования. В период отложения этого комплекса особых (заметных) крупных тектонических преобразований не отмечаются, которые могли бы изменить структурный план. Однако, перед отложением осадков верхнего титона (верхний волжский) имело место частная инверсия тектонического режима, в результате которой значительная территория Восточного Кавказа и Предкавказья испытала сводовый подъем, вследствие чего Предкавказье вышло из-под уровня моря, а в интроверсии Восточного кавказа резкие импульсные (интенсивные) вертикальные движения формируют грабенообразные прогибы, которые в условиях сухого и жаркого климата выполняются соленосными отложениями. В это же время были заложены грабены Терского и Сунженского антиклинориев, а также – в зоне Известнякового Дагестана. Указанные тектонические процессы неизбежно должны были сопровождаться формированием крупных дизъюнктивных дислокаций с катастрофическими сейсмическими явлениями.

Аналогичные (инверсионные) кратковременные интенсивные вертикальные движения происходили в конце нижнего и в начале верхнего мелового периодов, выводя обширные территории из-под уровня моря. Наиболее интенсивные тектонические движения в этот период отмечаются в маастрихтское время в Известняковом Дагестане, где в грабенообразных структурах формируются крупные обвально-оползневые массы большой мощности (разрез Ансалты, Рубас и др.), сложенные породами нижних горизонтов верхнего мела. По характеру и объему этих дислокаций можно судить о произошедших катастрофических землетрясениях. Завершился этот период (конец эоцена) складкообразованием, следствием которого явилось формирование редких линейно вытянутых коробчатых складок и незначительных дизъюнктивных нарушений, в пределах которых отмечаются сейсмодислокации.

Новый тектонический этап развития Кавказа начался с олигоценовой трансгрессией майкопского моря в сформировавшихся к этому времени предгорные и межгорные прогибы, где накапливались морские осадки нижней молассовой формации. В их составе впервые появился материал, сносимый с начавшейся воздыматься Кавказской сушки. Как далеко заходило майкопское море в горную часть теперь установить невозможно в связи с их последующим размывом. Но нами в Буцринской синклинали (Хунзахский район) впервые были обнаружены отложения майкопа небольшой мощности под чокракскими. В основании глин залегал конгломерат из кремня сцементированный битумом и залегающий на отложения маастрихта. Кратковременные импульсные тектонические движения отмечаются только в начале майкопского времени, как бы являясь отголоском предыдущих эоценовых деструкций, создавая (возможно повторяя) частые протяженные грабенообразные структуры в Предгорном Дагестане в хадумском и миатлинском веках. В хадумском и миатлинском веках такие кратковременные импульсные вертикальные тектонические движения отмечаются трижды, формируя в узких грабенах обвально-оползневые фации значительной мощности. По амплитуде и характеру сейсмодислокаций можно судить о крупных катастрофических землетрясениях. Отложения нижнего и среднего миоцена представленные глубоководными листоватыми глинами, мергелями и прослоями песчаников, выдержанность состава и мощностей отложений указывает на спокойный режим морского бассейна и прилегающей суши в этот период. Незначительное оживление тектонических движений имело место в чокракское время, когда в Предкавказье обмелело море и расширилась суши. С этим периодом связаны незначительные глыбово-оползневые явления и тектонические дайки в низах чокракского горизонта. Незначительное изменение мощностей караганского, нижнее- и среднесарматского горизонтов в Предгорном Дагестане говорит в пользу затухания тектонических движений во второй половине среднего и начало верхнего миоцена.

В позднесарматское время возобновились интенсивные воздымания горной части и прогибания предгорных и межгорных впадин. Отложения верхнего сармата отличаются значительной фациальной изменчивостью (от глубоководных до мелководных и прибрежно-морских осадков) и смещением границ их распространения к северу. Мощности колеблются от 200 м до 1100 м. Следует отметить, что этот интенсивный подъем горной части Кавказа способствовал заложению Сулакского поперечного грабена, ограниченного с юго-востока Пираузским и с северо-запада – Зурамакентским разломами, который заполнялся (выполнен) песчано-алевролитовыми осадками с наземной фауной (Helics), мощностью до 400 м.

Меотические отложения в Предгорной части представлены осадками наступающего моря – в нижней части – глинами с прослоями оолитовых известняков (прибрежные), выше по разрезу – глинами с прослоями мергелей и алевролитов мощностью до 400-500 м и устойчивый разрез в Предгорном Дагестане говорит о спокойной тектонической обстановке. Понтические отложения раннего плиоцена, представлены континентальными и морскими осадками (ракушечниками, глинами, песками, песчаниками, конгломератами) мощностью от 50 до 150 м в предгорном Дагестане. По-видимому, это было время некоторо-

рого ослабления тектонической активности, когда в осевой части Главного Кавказского хребта сформировался относительно выровненный рельеф, сохранившийся сейчас в виде останцев понтической поверхности выравнивания (Никитин М.Ю).

Однако с концом конца связанны крупная фаза тектонических движений (Восточно-Кавказская фаза складчатости) в результате которого сформировались основные структуры Горного и Предгорного Дагестана. В этот период в горной части окончательно сформировались Главный и Боковой хребты и Бежтинский грабен-синклиниорий. В это же время, синхронно, возобновляются грабенообразующие движения и в Кумо-Манычском прогибе, где происходит соединение вод Каспийского и Черного морей. К этому же времени относится возобновление поперечного Сулакского грабена, заложенного в конце верхнего сарматы, и впервые по этому грабену на равнину вышли воды Центрального Дагестана через Сулакский каньон и впервые на плоскости появились в разрезе галечниковые отложения пород горного Дагестана.

В позднем плиоцене тектонические движения продолжали быть достаточно активными, однако их некоторое ослабление имело место во время максимальной стадии акчагыльской трансгрессии Каспия. Акчагыльские отложения представлены разнообразными прибрежно-морскими и морскими осадками, а также континентальными сериями аккумулятивных равнин и горных понижений. Осадки акчагыльского яруса в Южно-Дагестанской тектонической ступени далеко по долинам заходят в зону распространения среднеюрских и нижнеюрских осадков (с.с. Хив, Хучни, свод Мугринской антиклинали). Все это свидетельствует о значительной разнообразии ландшафтов, гористости и расчлененности Кавказской суши.

Отложения эоплейстоцена представлены ашшеронскими морскими осадками (песками, глинами), которые имеют меньшие мощности (до 500 м) и меньшее распространение по площади, чем акчагыльские. В предгорьях они замещаются мощными толщами галечников и конгломератов.

Это было время формирования достаточно высокогорного рельефа Кавказа и значительной тектонической активности. Тем не менее, в период ашшеронской трансгрессии Каспия, по-видимому, произошло ее ослабление, так как в предгорьях выработался ашшеронский ярус рельефа, протягивающийся узкой полосой вдоль Северного склона Восточного Кавказа. Ашшеронская поверхность выравнивания располагается на абсолютных отметках от 600 до 1800 м (на Сулакском выступе – выше 1600 м).

Плейстоценовые отложения повсеместно развиты лишь в прогибах (Терско-Сулакском прогибе мощность их достигает до 500 м), а в предгорьях слагают аккумулятивный покров серии террас горных рек. Наиболее благоприятной для изучения террас является долина реки Сулак, поэтому она издавна привлекала внимание исследователей (Голубятников, Федоров, Лилиенберг и др.). Однако лишь Кожевникову А.В. (1964) и Никитину М.Ю. (1979) удалось достаточно надежно обосновать возраст террас, связать их с трансгрессивно-регressiveными циклами Каспийского моря. Анализ разреза новейших отложений и изменения гипсометрии речных террас Каспийского бассейна во времени свидетельствует об усилении тектонических движений Кавказа в конце эоплейстоцена – первой половине раннего плейстоцена для Восточного Кавказа, а для всего Кавказа в целом – в позднем плейстоцене и голоцене.

Милановский Е.Е. сопоставил этапы усиления тектонической активности на Кавказе с моментами проявления вулканизма в новейшее время установил несколько общих для Большого и Малого Кавказа стадии усиления магматической деятельности:

1. миоцен-плейстоценовую, соответствующую второй половине позднего миоцена – начало раннего плейстоцена, которая подразделяется на две фазы: сарматскую и меотис-понтическую;
2. верхнеплиоценовую, охватывающую эоплейстоцен;
3. плейстоценовую, которая распадается на несколько фаз;
4. голоценовую.

В самых общих чертах усиление вулканической деятельности Кавказа совпадает с этапами усиления тектонической активности региона, этапами воздымания.

В результате этапного тектонического развития Дагестана на ее территории сформировались несколько сейсмоактивных зон, соответствующих Кавказскому и антikавказскому простиранию тектонических структур. Все эти зоны приурочены к крупным структурным ступеням или разломам в земной коре, с которыми связаны основные очаги землетрясений. Современной сейсмической активностью отличаются зоны приуроченные к главному Кавказскому разлому (где происходят дифференцированные подвижки блоков фундамента), к ступени (флексуре) Известнякового Дагестана и к Предгорной части, где активизированы крупные блоки Кавказской ориентации. Наиболее активные очаги землетрясений в настоящее время связаны с зонами поперечных тектонических разломов таких как Самурская, Гамироевская, Андийско-Сулакская, Аргунская, активизировавшие в связи со сводовым поднятием Кавказского орогена.

Литература

1. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Наука, 1968.
2. Никитин М.Ю. Речные террасы и новейшая тектоника горного Дагестана. Бюл. МОИП, отд. Геол. Т. 54, вып., 1979.
3. Сорский А.А. Основные черты строения и развития в связи с его глубинным строением. Сб.Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966.
4. Геодинамика и сейсмичность Восточного Кавказа. Мат. науч.-практ. конф., Махачкала, 2002.- с.240.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ДАГЕСТАНА

*Мамаев¹ С.А., Ибаев Ж.Г.¹, Магомедов¹ Р.А., Гусейнова¹ А.Ш., Хазимова¹ З.И., Котенко² М.Е.,
Магомедов¹ а Б.К., Мамаева² А.С.*

¹Институт геологии ДНЦ РАН, ²Дагестанский государственный технический университет

В мировой науке геодинамическим исследованиям, направленным на реконструкцию напряженно-деформированного состояния земной коры и литосфера в целом, уделяется огромное внимание. Знание характеристик этого состояния и их пространственно-временного распределения весьма важно для решения многих фундаментальных и прикладных проблем в науках о Земле. В перечне многочисленных вопросов современной теоретической геологии наименее понятными остаются вопросы о глубинных процессах, источниках энергии, механизмах деформаций, происходящих на разных уровнях литосферы. Очевидно, что в силу высокой активности эндогенных и связанных с ними экзогенных геологических процессов (сейсмичность, оползни, сели, таяние и подвижки ледников, наводнения, техногенные воздействия и др.) эти вопросы представляют не только теоретический интерес [1,2].

Современные горные системы представляют особый интерес, как первоклассный и, может быть, лучший объект для изучения процессов коллизионного внутриконтинентального горообразования. На основе комплексных наблюдений от земной поверхности до мантии включительно здесь возможна разработка модели геодинамических условий горообразовательных процессов.

Новейший тектонический этап и современные геологические процессы, ярчайшим образом проявившиеся в Центральной Азии, на Кавказе и других горных системах, являются весьма благоприятными для изучения фундаментальных и прикладных аспектов горообразования, поскольку по многообразию и пространственной непрерывности проявлений они представлены в полном своем выражении и позволяют применять исключительно широкий арсенал методов, в том числе натурных экспериментов и наблюдений, которые недоступны при изучении более древних эпох.

Дагестан расположен в Северокавказском федеральном округе РФ. Координаты: 45 северной широты, 44 восточной долготы. Регион относится к наиболее сейсмически опас-

ным. Здесь постоянно происходят землетрясения, в том числе и сильные с магнитудой 7 и более; они сопровождаются человеческими жертвами и наносят большой материальный ущерб.

Для этой территории (составители группы ученых Ю.Г. Леонов, В.А. Черкашин, В.У. Мацапулин, К.А. Сабанаев, С.А. Мамаев, Л.В. Шалбузова, Н.Т. Романов) составляется тектоническая карта масштаба 1:500000. На ней выделены крупные структурно-тектонические подразделения: Складчато-покровное сооружение Восточного Кавказа, Терско-Каспийский передовой прогиб, Скифская эпигерцинская платформа, небольшой фрагмент (на севере) Кряжа Карпинского. Они подразделены на тектонические зоны и подзоны. Выделены многочисленные разломы и разрывы разного порядка и возраста. Показано развитие структур во времени. Выделены зоны коллизии с очагами землетрясений на стыке складчатого сооружения и Терско-Каспийского передового прогиба. Ступени субширотной ориентировки образованы крупными разломами и флексурами северо-западного простирания, расположенные на границе поднятий и опусканий. Однако отмечаются и ступени «антекавказского» (северо-восточного) простирания, также ограниченные разломами и флексурами. Такое строение позволило выделить в современном плане несколько тектонических зон [3,4], отличающихся по своему развитию, это: сланцевый Дагестан, известняковый Дагестан, область третичной складчатости.

Однако современные движения на ней изучены недостаточно. Именно с ними связаны землетрясения.

Составление тектонической карты с использованием новых технологий и имеющихся и вновь получаемых данных по сейсмологии региона и прилегающих территорий позволит детально отследить современные движения земной коры, установить связь землетрясений с разрывными деформациями и в итоге выйти на прогноз землетрясений в регионе.

Основой для тектонической карты Дагестана явилась геологическая карта масштаба 1:500 000. Для создания электронного варианта тектонической карты был выбран программный продукт ArcGIS 9.0. Бумажный вариант карты со всеми объектами был сканирован, оцифрован как специализированный слой, с возможностями редактирования. Затем в ArcGIS осуществлена привязка карты-основы к мировой координатной сетке и перевод пространственных объектов в электронную форму. Для этого используются возможности приложения ArcCatalog. В этом приложении создаются шейп-файлы, в которых будут содержаться пространственные объекты. При создании шейп-файла ему задается соответствующее имя и определяется тип объектов, которые он будет содержать (линии, точки, полигоны). Выбирается предопределенная система координат в диалоговом окне «Свойства пространственной привязки». Эти свойства не могут быть изменены после создания шейп-файла. Для нового шейп-файла необходимо определить атрибуты. Этот процесс стоит обособленно от создания объекта. В свойствах шейп-файлов добавляются необходимые для его характеристики поля. Например, для шейп-файла «реки», добавляется поле «Название», для шейп-файла «изолинии» добавляется поле «Высота». После добавления атрибутивных полей начинается процесс редактирования в ArcMap. Этот этап наиболее трудоемкий. Его выполнение требует больших временных затрат, так как в зависимости от особенностей обрабатываемого картографического материала количество пространственных объектов в одном шейп-файле может достигать сотен тысяч.

Тектоническая карта Дагестана

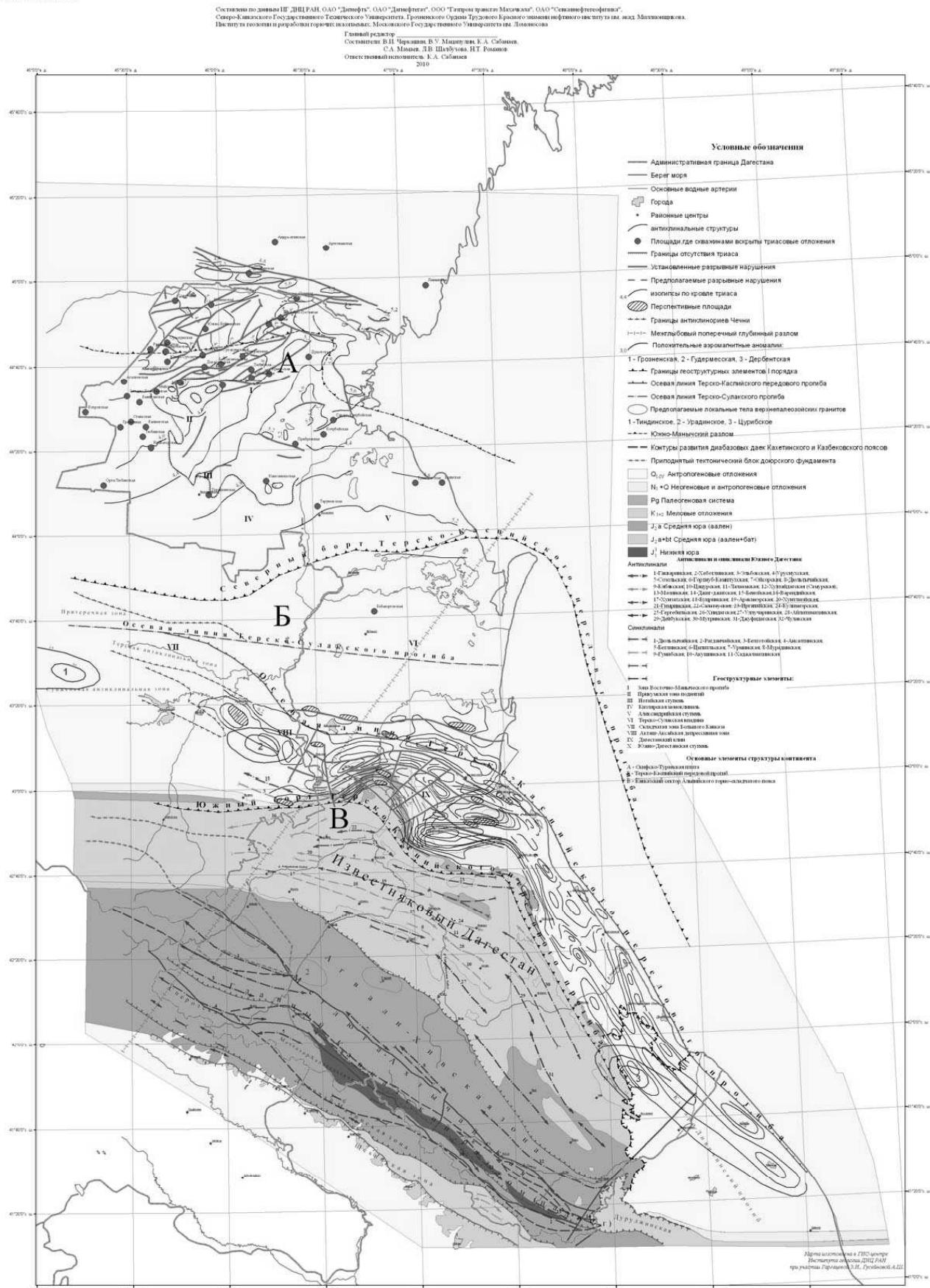


Рис.1. Общий вид тектонической карты Дагестана по срезу триас.

Для тектонической карты, границы структурных этажей (ярусов, подъярусов), площади распространения разных этажей, фрагменты двух и более геоструктурных единиц, пликативные и дизьюнктивные нарушения и т.д. выделены с помощью условных обозначений. Краткая характеристика малых структурных форм дана в пояснительной записке.

Линейные антиклинальные и синклинальные складки показывают в виде осей складок. У флексур на схему выносится линия простирации, проходящая по середине смыкающего крыла. Штрихи направлены в сторону опущенного крыла.

Как показать на схеме дизьюнктивные структурные формы? У сбросов и взбросов (надвигов) штрихи показывают падение плоскости смесятеля в сторону опущенного крыла. У сброса, который произошел по вертикальному разлому, показывается только стрелка. Благодаря этим условным обозначениям элементарные разрывные нарушения, на схеме будут легко читаемы и комбинированные дизьюнктивные формы (горсты, грабены). У сдвигов – разрывных смещений только с горизонтальной компонентой, стрелки обозначают направление сдвига. Цвет для обозначения дизьюнктивных форм – красный.

Таким образом, тектоническая карта Дагестана (рис.1.), посвящена фундаментальной проблеме оценки тектонической активности крупных структурно-тектонических подразделений: Складчато-покровное сооружение Восточного Кавказа, Терско-Каспийский передовой прогиб, Скифская эпигерцинская платформа, небольшой фрагмент (на севере) Кряжа Карпинского [4,5,6]. В последние 20-30 лет существенно изменились общие взгляды на природу внутриплатформенных деформаций и другие принципиальные проблемы тектоники и геодинамики платформ. Созданные в Институте геологии ДНЦ РАН, электронные тектонические карты: по кристаллическому фундаменту, по срезу триаса и меловым отложениям дают возможность для подтверждения или опровержения сложившихся взглядов на механизмы деформации земной коры и другие проблемные вопросы тектоники Дагестана и сопредельных районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Современная геодинамика областей внутренконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). Коллектив авторов.– М.: Новый мир, 2005.- 400 с.
2. Хайн В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. - М.: Недра, 1985.- 326 с.
3. Брод И.О., Польстер Л.А., Несмеянов Д.В. Геоструктурное районирование и перспективы нефтегазоносности Предкавказья // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1958. С. 11-63.
4. Магомедов Ю.М. Этапы геотектонического развития и сейсмичность Восточного Кавказа // В этом же сборнике.
5. Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографо-геодинамические модели современных движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для разных эпох // Геоморфология. 1997. № 4.
6. Сорский А.А. Основные черты строения и развития в связи с его глубинным строением. Сб. Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966.

НАРАТ-ТЮБИНСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ

Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Исаков С.И.

Институт геологии ДНЦ РАН

При изучении вулканических пеплов в Дагестане мы отмечали возможность их установления в пределах и других площадей, помимо установленных в Буйнакском, Левашинском, Каякентском и Табасаранском районах [1,3].

При полевых работах 2009 года [2] установлены два новых проявления вулканических пеплов в пределах хребта Нарат-тюбе, сложенного чокрак-караганскими кварцевыми песчаниками. Первое проявление обнаружено в долине р. Истисув примерно в одном километре от выхода долины на приморскую низменность, во второй гряде песчаников, составляющей хребет (рис.1).

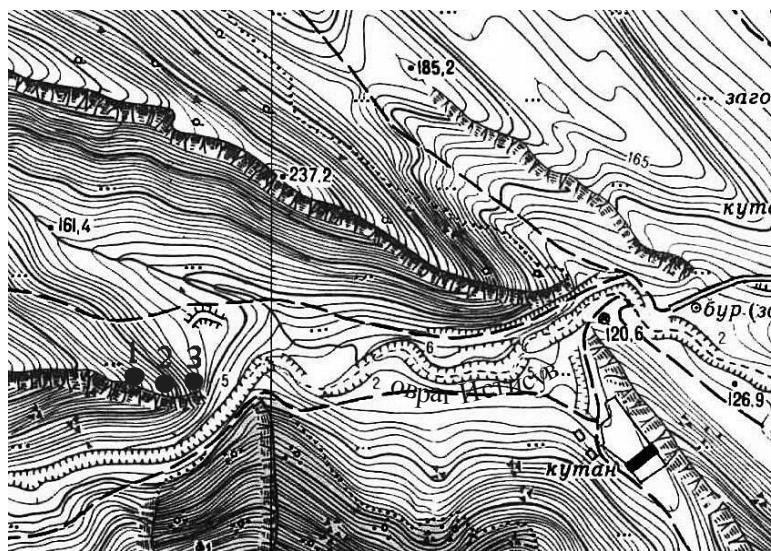


Рис.1 Долина оврага Истисув.
1,2,3 - проявления вулканических пеплов в караган-
чокракских песчаниках.

Здесь выделяются два типа проявлений. Одно (более южное) представлено двумя выходами кварц-пепловых образований, секущих песчаники почти вкrest простирания. Вертикальная проекция первого показана на рисунке 2, соответствует первому проявлению рисунка 1. Здесь выделяются кварц-пепловые породы, кварцево-гематитовые (ожелезнённые), глины, кремнистые прослои. Вторая зона (2 – на рисунке 1) менее мощная (до 0,2-0,3м) чем первая, прослежена в 40м севернее от неё. Здесь видны на поверхности только белые кварц-пепловые породы. Северо-восточнее от указанных проявлений, на окончании упомянутой выше гряды песчаников отмечается вторая зона проявлений вулканических пеплов и сопровождающих её гидротермальных процессов. Эта зона отличается от первой субсогласными элементами залегания с песчаной толщой. Мощность зоны порядка 30-40м, в ней выделяются пять эпигенетических (по отношению к песчаникам), наложенных прослоев мощностью до 0,5-1,5м представленных вулканическими пеплами, изменёнными (окремнение, ожелезнение) породами.

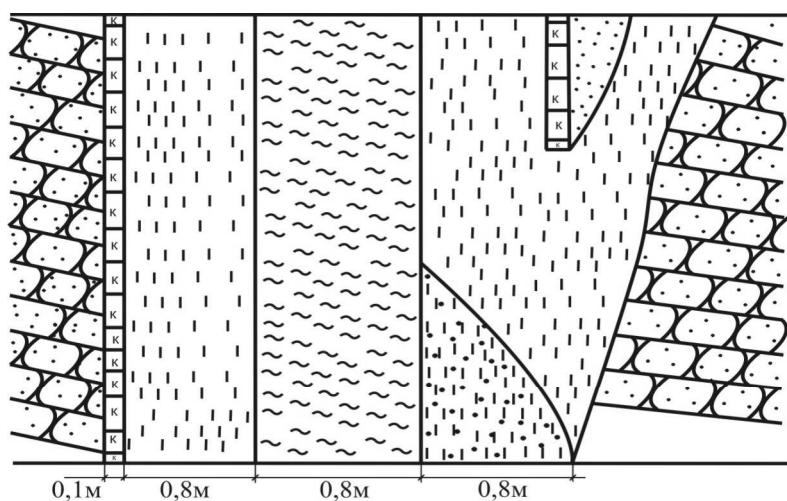


Рис.2 Вертикальная проекция проявления (1) вулканических пеплов в долине р. Истисув

	Песчаники		Глины
	Ожелезненный участок		Кремень
	Кварцево-пепловый материал		

В самой стратиграфически верхней зоне устанавливаются в виде обособленных сгустков – самородная сера и образования оранжевого цвета – вероятно алунит.

Сама долина речки Истисув, выше по течению от проявления вулканогенных процессов, представлена V-образным врезом (оврагом) без рыхлого аллювиального материала. На уровне проявления вулканических пеплов долина заполнена рыхлым материалом, который пропилен водотоком до коренных пород (плотика). Рыхлый материал стратифицирован в виде отдельных прослоев мощностью до 5-10см, залегающих строго горизонтально. Мощность террас с правой и левой стороны водотока достигает 10м. Рыхлые отложения сверху в разрезе и на поверхности покрыты плотной, твёрдой корочкой (видимо карбонатной), предохраняющей отложения от дальнейшего размываания. Материал плохо сортирован. Среди мелкозернистых разностей отмечаются редкие крупные неокатанные обломки песчаников, ожелезнённых и окремнённых пород, обломки глиняной посуды, костные останки животных. Последние две разновидности позволяют определить возраст довольно мощной террасы как голоценовый. Под микроскопом среди рыхлого песчанистого материала устанавливаются мелкие пепловые частицы. Подобные террасы по составу, мощности голоценовых террас, морфологии нами в Дагестане отмечены впервые. Обычно голоценовые террасы – пойменные, надпойменные имеют небольшую мощность (1-2м), а здесь мощность террасы этого возраста достигает 10м. Это может быть только при кратковременном, аномальном (обильном) поступлении рыхлого обломочного материала. Мы полагаем, что это связано с вулканическими процессами. На поверхности террас выделяются своеобразные промоины в виде воронок, в верхней части имеющих диаметр до 1,5-2м, они пересекают всю рыхлую толщу до коренных пород. Вероятно, промоины образовались под воздействием термальных вод. Ведь Истисув был раньше действующим термальным сероводородным бальнеологическим источником.

На прилегающей к устью водотока поверхности приморской низменности отмечаются скопления обломочного материала ожелезнённых и без ожелезнения песчаников с размерами до 20-30см. обломки совершенно не окатаны, т.е. они слабо подверглись обработке водной средой. Единственное правдоподобное объяснение наличия этих обломков мы видим в том, что они возникли при образовании вулканических пепловых проявлений.

Второе проявление пеплов установлено нами в долине р.Шура-Озень рядом с кутаном, расположенным в долине недалеко от селения Капчугай. Здесь в левом борту речки прослеживаются караганские песчаники, разбитые тектоническими трещинами. Мощность отдельных из них достигает 10-15см. Они выполнены различным материалом. Изучение последнего показало, что он представлен – пеплом, глинами, отмечается окварцевание в виде корочек стенок трещин; ожелезнение – в отдельных случаях образование жильного гематита мощностью до 3-4см; в редких случаях в трещинах устанавливаются в виде примеси самородная сера. То есть по составу слагающего материала проявление аналогично первому (в долине р.Истисув). Но, конечно, оно меньше по масштабам и проявлено в тектонических трещинах. Это показывает насколько важно изучение материала, слагающего трещины. И его не в коем случае нельзя игнорировать при геологическом изучении тех или иных площадей.

Установленные проявления располагаются исключительно в тектонических полостях коренных пород – песчаниках и являются, без всякого сомнения, местным проявлением пеплов и процессов связанных с ними. По составу они аналогичны проявлениям Буйнакской, Бугленской и Урминской площади. Хотя форма образований ожелезнённых и окремнённых пород отличается от них. Наличие аплитовидных пород кварц-полевошпатового состава может объяснить почти чисто силикатный состав пеплов Бугленского карьера (старого). Интересно отметить, что проявления нарат-тюбинских пеплов находятся в одной тектонической структуре с близрасположенным эпицентром (с.Кумторкала) Дагестанского землетрясения 1970 года.

На поверхности, описанные проявления в долине р.Истисув 1,2,3 рисунка 1 не взаимосвязаны между собой. Но, судя по близости расположения и идентичности состава,

они, вероятнее всего, имеют единый очаг. Не исключено, что проявления Шура-Озень и Истисув также имеют единый источник и проявились синхронно. Подобный вулканогенный очаг мог сработать и при Дагестанском землетрясении 1970 года.

Проявления вулканических пеплов могут быть установлены и в других водотоках, пересекающих Нарат-тюбинский хребет, таких как Черкез-Озень, Манас-Озень, балки Экибулак, Учкент, Буйнакский перевал и др. Для этого необходимо обследование этих площадей.

Литература

1. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Вулканические пеплы в Дагестане – экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие, Махачкала, №2, 2007, с.98-104.
2. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Тулышева Е.В., Исаков С.И. Формы залегания вулканических пеплов в верхнекайнозойских отложениях Восточного Кавказа (Дагестан). // Сборник научных трудов, вып.55, Институт геологии, ДНЦ РАН, 2009, с.253-256.
3. Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Исаков С.И. Позднекайнозойский криптовулканизм северной окраины альпийского орогена Восточного Кавказа. //Вулканализм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 2009, т.2, с.548-550.

ДЕФОРМАЦИИ ПРОГИБАНИЯ И ВОЗБУЖДЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА ВОДОХРАНИЛИЩА ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС

Сайдов О.А., Сулейманов А.И.

Дагестанский филиал Геофизической службы РАН, Институт геологии ДНЦ РАН

Проблема возбужденной сейсмичности всегда привлекала к себе внимание широкой научной общественности. Повышение локальной сейсмичности при заполнении крупных водохранилищ отмечается как за рубежом, так и в нашей стране и в ряде случаев вызывает повреждение гидротехнических сооружений. В связи с этим выяснение природы наведенной сейсмичности представляется важным как для прогнозных целей, так и для оценки возможности направленного воздействия на сейсмический режим.

Землетрясения в районах расположения крупных водохранилищ возникают при сочетании определенных геологических и гидрогеологических условий: наличие в горном массиве тектонических неоднородностей; хорошая проницаемость пород и трещин на большие глубины и существование гидравлической связи воды водохранилища с поровыми водами; высота столба воды в водохранилище превышает 100 м и др.[1]. Обязательным условием при этом является наличие в массиве горных пород критических напряжений, близких к параметрам прочности среды.

В результате увеличения водной нагрузки при заполнении крупного водохранилища дно его испытывает деформации прогибания. Так нивелирование, проведенное после заполнения самого крупного в мире водохранилища Кариба(Африка, масса воды $1,7 \times 10^{11}$ т), показало, что земная кора в его окрестностях опустилась на 12 см.[1]. По данным высокоточного нивелирования оз. Мид (США, масса воды $3,7 \times 10^{10}$ т), прогибание дна его составило 20 см[1]. Эпицентры землетрясений отмечались в основном в местах наиболее высокого градиента скорости прогибания земной коры. Площадь, на которой фиксировалась опускание земной коры, более в 100 раз превышает площадь зеркала воды в водохранилище.

В предлагаемой работе рассматриваются деформации прогибания и их взаимосвязь с землетрясениями возбужденной природы, вызванные заполнением и эксплуатацией водохранилища Чиркейской ГЭС емкостью 3×10^8 м³ (Дагестан). Район расположения водохранилища характеризуется сложным геологическим строением с широко развитой сетью активно живущих глубинных разломов (рис. 1) и высокой сейсмической активностью [2].

Горные породы здесь весьма неоднородны и раздроблены. Структурно - тектонические особенности района создают благоприятные условия для смешения и фор-

мирования здесь различных типов подземных вод и газов, которые в свою очередь вовлекаются в сложный геодинамический процесс.

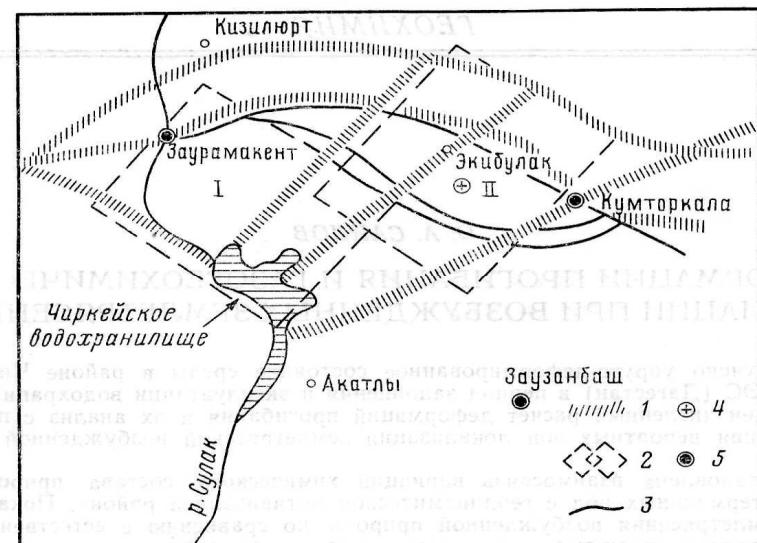
Попытаемся оценить расчетным путем величину деформаций прогибания горных пород у основания Чиркейского водохранилища, в результате его заполнения и эксплуатации, а также исследовать роль этого процесса в формировании очагов землетрясений.

. Для расчета использована формула [1]:

$$\Delta d = \frac{F}{2nE} \left[\frac{(1-\lambda)Z^2}{R^3} + \frac{2(1-\lambda)^2}{R^3} \right],$$

где Δd — вертикальное прогибание в точке Р; F — сила, действующая на точку Р; E — модуль Юнга ; R - расстояние до точки Р от начала координат; γ - коэффициент Пуассона ($\gamma = 0,27$); Z — глубина, км.

Горная порода рассматривается нами как упругая, ненасыщенная флюидами среда, где отсутствуют напряжения тектонического характера. Значение модуля Юнга (6×10^{10} Па) вычислено как среднее по экспериментальным данным, полученным на установке высокого давления ИФЗ при испытании на прочность образцов пород из очаговых зон сильных землетрясений Дагестана.



1 — разломы, 2 — контуры афтершоковой деятельности Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. (I — западная зона, II—восточная зона), 3 — разрывы на поверхности, 4 — эпицентр основного толчка землетрясения 14 мая 1970 г., 5 — геохимические наблюдательные пункты

Рис. 1. Геолого-тектоническая позиция Чиркейского водохранилища

Исследованные образцы в достаточной мере характеризуют литологический состав горного массива в зоне Чиркейского водохранилища.

Для пояснения вычислений обратимся к условной схеме, представленной на рис. 2. объем Чиркейского водохранилища (масса 3×10^9 т.), аппроксимируемого параллопипедом размерами $10 \times 3 \times 0,1$ км. Разбивается на десять равновеликих частей, каждая из которых принимается за точечную силу F, действующую на точку Р. Общее прогибание d в точке Р вычисляется суммированием элементарных прогибаний Δd от всех точечных сил.

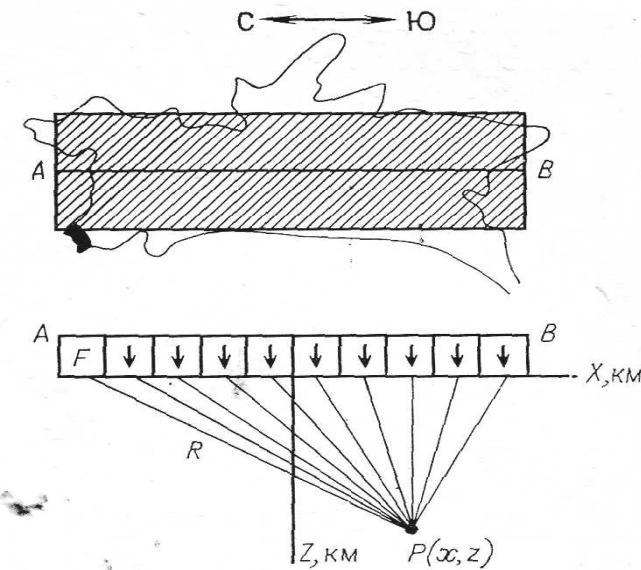
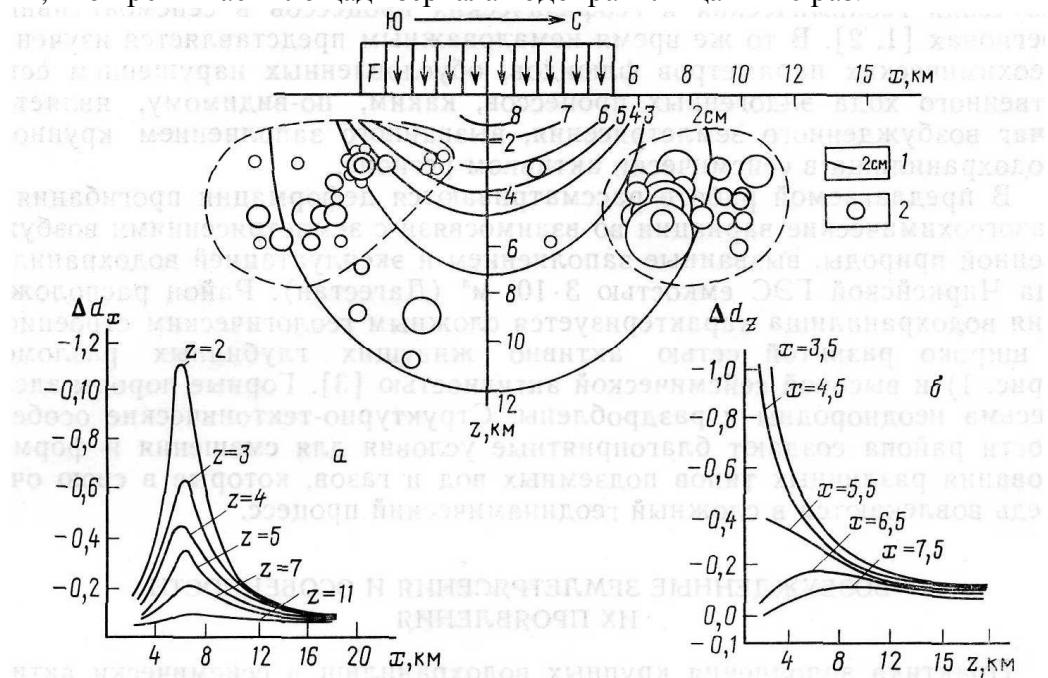


Рис.2. Схема условной нагрузки Чиркейского водохранилища при заполнении его до проектной высоты.

Численный расчет выполнен на ЭВЦМ и результаты его представлены на рис. 3 в виде изолиний вертикальных деформаций. Как видно, упругой деформации подвержены горные породы, не только непосредственно лежащие под водохранилищем, но и окружающие его. Максимальное значение прогибания (8 см) отмечается под ложем водохранилища на глубине 1 км. Погружение поверхности охватило площадь не менее 1000 км², что превышает площадь зеркала водохранилища в ~40 раз.



1 — изолинии значений вертикальных деформаций (см), 2 — очаги землетрясений: а—изменение градиента деформаций по направлению x , б — изменение градиента деформаций по направлению z

Рис. 3. Прогибание пород под ложем Чиркейского водохранилища

На рис. 3 приведены графики изменения градиента деформации Δd_x и Δd_z по направлению X и Z . Максимальные значения градиента Δd_x наблюдаются под краями водной нагрузки ($X=5-8$ км), что свидетельствует о резком уменьшении здесь амплитуды прогибания горной породы по сравнению ее с величиной прогибания на центральном участке.

Изменение градиента деформации Δd_z по направлению Z для разных расстояний от центра водохранилища ($X=3,5-7,5$) показывает, что при $X = 3,5$ и $4,5$ км градиент деформации изменяется по экспоненте, в то время как при $X = 5,5 - 7,5$ км сначала происходит увеличение градиента, а потом его снижение. При этом максимум изменения градиента деформации наблюдается на глубине $Z = 3-5$ км.

Таким образом, в результате неравномерного распределения водной нагрузки в объеме водохранилища горные породы на центральном участке зоны прогибания испытывают деформации сжатия, а в краевых частях – относительного растяжения. Возникновение зон относительного растяжения, по-видимому, способствуют проникновению в них поровой воды из окружающего объема, а также из зон сжатия в центре прогибания.

Как известно, в присутствии поровой жидкости величина сдвиговых напряжений описывается уравнением [3]

$$\tau = C_0 + f(\sigma_n - P)$$

где τ — касательные напряжения; σ_n — нормальные напряжения; C_0 — прочность сцепления частиц материала; f — коэффициент трения; P — давление порового флюида. Как видно, напряжение, необходимое для сдвига, зависит от величины порового давления. С ростом последнего уменьшается трение на плоскости сдвига и соответственно снижается напряжение на сдвиг. Такое предположение подтверждается многочисленными лабораторными экспериментами по разрушению влагонасыщенных образцов горных пород [4]. Давление порово-трещинных вод способствует также не только образованию трещин, но и развитию их, что подтверждается возникновением землетрясений в результате нагнетания жидкости в глубокие скважины [5].

Таким образом, при воздействии водной нагрузки, земная кора в зоне Чиркейского водохранилища упруго деформируется, в результате чего на краях области прогибания формируются наиболее благоприятные геологические и гидрогеологические условия для возникновения очагов землетрясений. С этих позиций рассмотрим, как же развивались сейсмические события в зоне водохранилища на начальном этапе его заполнения и при дальнейшей эксплуатации.

Заполнение чаши водохранилища началось в середине августа 1974 г. В октябре 1974 г., т. е. спустя более двух месяцев с начала заполнения, когда столб воды достиг высоты 120 м, у южной границы водохранилища был отмечен рой землетрясений в 4 - 7 км. от центра водохранилища, получившее название Верхнекаранайский. Очаги этих землетрясений отличались сравнительно небольшой глубиной (3 - 6 км), малым энергетическим классом (наибольший 11 класс) и сопровождались большим гулом, а повторные толчки мигрировали сверху вниз, что, по мнению [1], присуще землетрясениям возбужденной природы. После затухания этой серии землетрясений очаги переместились в северную часть водохранилища, где 23 декабря 1974 г. произошло крупное землетрясение 13-го энергетического класса получившее название Салатауское. Очаги названных землетрясений показаны на рис. 3. Как видно, большинство их приурочены к краевым участкам зоны прогибания, что подтверждает высказанное предположение о формировании здесь благоприятных условий для возникновения очагов землетрясений возбужденной природы.

К сентябрю 1975 г. уровень воды в водохранилище достиг проектной отметки. Эксплуатационный режим предусматривает ежегодные периодические изменения этого уровня на 40 м., что составляет примерно половину массы воды в водохранилище ($1,5 \times 10^9$ т.). В связи с этим интерес представляет изучение изменения упруго-деформированного состояния среды при циклическом изменении уровня и массы воды в водохранилище. Поскольку упругие деформации обратимы, то периодические изменения уровня воды должны вызывать соответствующее уменьшение или увеличение амплитуды прогибания пород, иначе говоря, земная кора в результате воздействия циклических нагрузок должна совершать вынужденные колебания с периодом, соответствующим эксплуатационному режиму. По расчетным данным, при повышении уровня воды на 40 м ложе водохранилища соответственно прогибается (на глубине 1 км на 4 см), но в последующем при снижении уров-

ня до первоначального вновь поднимается на ту же отметку. Указанные колебания наблюдаются и на больших глубинах, но амплитуда их уменьшается. Например на глубине 12 км она еще составляет 1 см (Рис.4). При этом горная порода периодически испытывает то растяжение, то сжатие, в результате чего подвергается колебаниям ее порово-трещинный объем, что, в свою очередь приводит повышению порово-трещинного давления жидкости на периферии зоны прогибания (при повышении уровня) и в ее центральной части (при снижении уровня), и как следствие формированию очагов землетрясений. Кроме того, при циклическом изменении напряженного состояния твердые тела разрушаются при значительно меньшей нагрузке, чем при однократном деформировании, причем с увеличением числа циклов разрушающая нагрузка уменьшается. Это явление, обусловленное усталостью материала, проявляется, по-видимому, очень резко, и наряду с повышением порово-трещинного давления играет важную роль в уменьшении прочности породы.

Такое предположение подтверждает ход сейсмических событий в зоне водохранилища при эксплуатационном режиме. Исследования показали [1], что сейсмическая активность изменяется стереотипно, т. е. повышение уровня воды или его спад на 40 м вызывает всплеск сейсмической энергии (рис.4). В то же время землетрясения могут провоцироваться тектоникой, поскольку упругие деформации в массиве горных пород проявляются на значительном расстоянии от водохранилища.

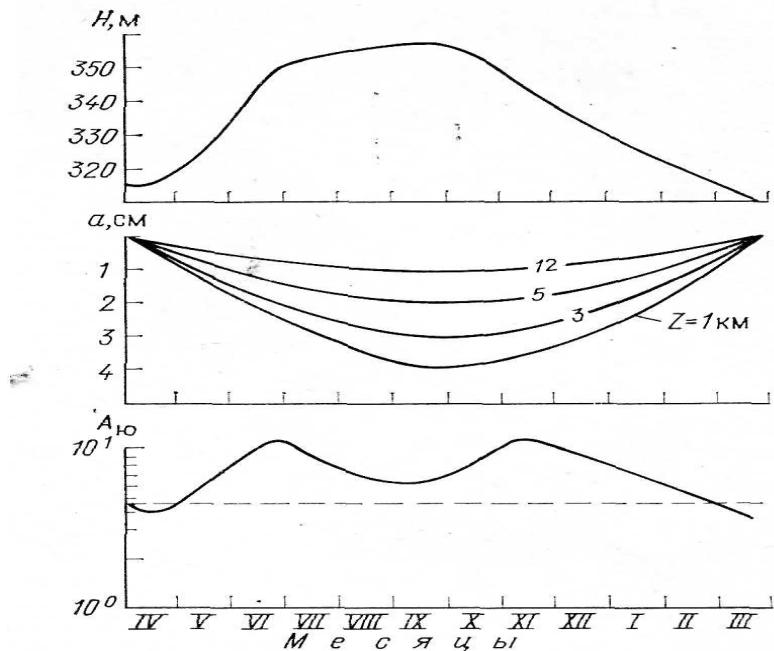


Рис 4. Изменение амплитуды и периодических колебаний земной коры (а) и сейсмической энергии (A_{10}) при колебании уровня водохранилища (H) в процессе его эксплуатации

Известно, что землетрясения, связанные с заполнением крупных водохранилищ, отличаются от тектонических землетрясений по режиму выделения сейсмической энергии, расположению во времени форшоков и афтершоков, по соотношению повторяемость — магнитуда [1]. О.В. Соболевой отмечается изменение механизмов очагов слабых землетрясений при интенсивном заполнении водохранилища Нурекской ГЭС, в частности, изменение осей сжатия в очагах, расположенных к юго-западу и северо-востоку от глубоководной части водохранилища [6], что вызывается упругим прогибанием дна водохранилища. Указанные особенности, присущие землетрясениям возбужденной природы, детальный анализ лабораторных исследований по разрушению влаго-насыщенных образцов горных пород, натурные эксперименты по закачке жидкости в глубокие скважины, а также ход сейсмических событий в окрестностях крупных водохранилищ, позволяют предположить, что вода воздействует на механические свойства горных пород, делает их менее прочными. В определенных докритических условиях, когда прочность породы снижается до дос-

тигающих постоянных сдвиговых напряжений, существовавших до заполнения водохранилища, породы разрушаются, что и приводит к возникновению возбужденных землетрясений. Таким образом, на основании изложенного сформулируем следующие выводы:

1. В связи с заполнением водохранилища Чиркейской ГЭС имеет место возбужденная сейсмичность.

2. Под воздействием водной нагрузки земная кора под ложем водохранилища Чиркейской ГЭС упруго деформируется, в результате чего на краях зоны прогибания, особенно в начальном этапе заполнения складываются наиболее благоприятные геологические и гидрогеологические условия для формирования очагов землетрясений. Это подтверждается приуроченностью большинства очагов землетрясений к краевым участкам зоны прогибания.

3. Колебательные движения земной коры, обусловленные циклическим воздействием водной нагрузки при эксплуатации водохранилища, вызывают периодический всплеск сейсмической активности, как на периферии зоны прогибания, так и под водохранилищем за счет образования в земной коре зон растяжения.

4. Изменение механических свойств среды, в частности, уменьшение его прочности в результате заполнения и эксплуатации водохранилища приводит к докритическому (преждевременному) разрушению горных пород и формированию мелкофокусных очагов землетрясений возбужденной природы.

Литература

1. 1.Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М., Мир,1979, С. 259 .
2. Р.А. Левкович, Г.И. Дейнега, С.А. Каспаров и др. Геодинамический эффект создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. М., Наука, С. 76 .
3. 3.Ржевский В.Б., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. М., недра, 1973, С .285 .
4. Rutter E. H. //Tectonophysics, 1974, V, 22, P. 311.
5. Смирнова М.Н. // Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М., С.128.
6. 6.Соболева О.В. Изменение механизмов очагов слабых землетрясений под влиянием Нурекского водохранилища. – Изв. АНССР, Физика Земли, 1980, № 1, с. 34-42.

ОБ ОДНОМ МЕТОДЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ С ОДНОВРЕМЕННЫМ ОПРЕДЕЛЕНИЕМ СКОРОСТЕЙ СЕЙМИЧЕСКИХ ВОЛН

¹Асланов Г.К., ²Даниялов М.Г., ³Асланов Т.Г., ²Магомедов Х.Д.

¹Дагестанский государственный технический университет

²Дагестанский филиал Геофизической службы РАН,

³Московский государственный технический университет им. Н.Э.Баумана.

Землетрясение – одно из грозных явлений природы, перед которым трепещет, и в обозримом будущем будет трепетать человечество.

В среднем по статистике в мире во время землетрясений ежегодно погибает 10 000 человек. Материальный же ущерб от землетрясений в среднегодовом исчислении доходит до 400 миллионов долларов.

Федеральным центром науки и высоких технологий - «Всероссийским научно-исследовательским институтом по проблемам гражданской обороны и чрезвычайным ситуациям» МЧС России разработана программа, позволяющая по магнитуде землетрясения, глубине очага землетрясения, плотности населения в районе землетрясения, типам застроек, времени суток и т.д. оценить людские потери. Это позволяет оперативно решить вопрос о количестве привлекаемых к спасательным работам людских, материальных и технических ресурсов. Промедление или неверное решение этого вопроса приводит к увеличению людских потерь из-за несвоевременного оказания помощи пострадавшим или необоснованным экономическим потерям.

Известно, что последствия Иранского землетрясения (с эпицентром в районе г. Бам) Федеральным центром науки МЧС России были оценены как без потерь, хотя потери

были. Ошибка возникла в связи с тем, что геофизическими службами Ирана глубина очага была определена неверно (сначала считалось, что глубина равна 33 км, а в последующем - 15,13 км). После корректировки величины глубины очага землетрясения в исходных данных в программе, расчетные потери были оценены в количестве 30 000 человек. В то же время только на второй день по сообщениям официальных иранских властей потери были оценены в пределах 2-40 тысяч человек, на третий день говорилось о 20 000 человек, и, только почти через месяц 21.01.04 предварительная оценка потерь была равна 35 000 человек.

Определение координат очага землетрясения в настоящее время производится, в основном, по разности времен пробега поперечной и продольной сейсмических волн на разнесенные в пространстве сейсмодатчики. Причем, считается, что скорости сейсмических волн нам известны. В тоже время установлено, что они даже в пределах региона по разным участкам и направлениям отличаются друг от друга. Поэтому, была поставлена задача определения координат очага землетрясения с одновременным определением скоростей сейсмических волн. В [3] приводятся несколько способов определения положения очага: с использованием гидографа, способ засечек, способ изохрон, и т. д., но все они предполагают ручную обработку информации, а это приводит к появлению субъективных ошибок и затягивает время обработки информации. Поэтому требуется разработка машинных способов обработки информации. Для этого будем использовать тот факт, что геометрическим местом положения очага землетрясения относительно сейсмостанции при известном расстоянии от очага до сейсмостанции является сфера. Координаты очага землетрясения могут быть найдены как точка пересечения трех сфер с центрами в точках расположения сейсмостанций и радиусами, равными расстояниям от сейсмостанций до очага. Сказанное поясняется рисунком 1.

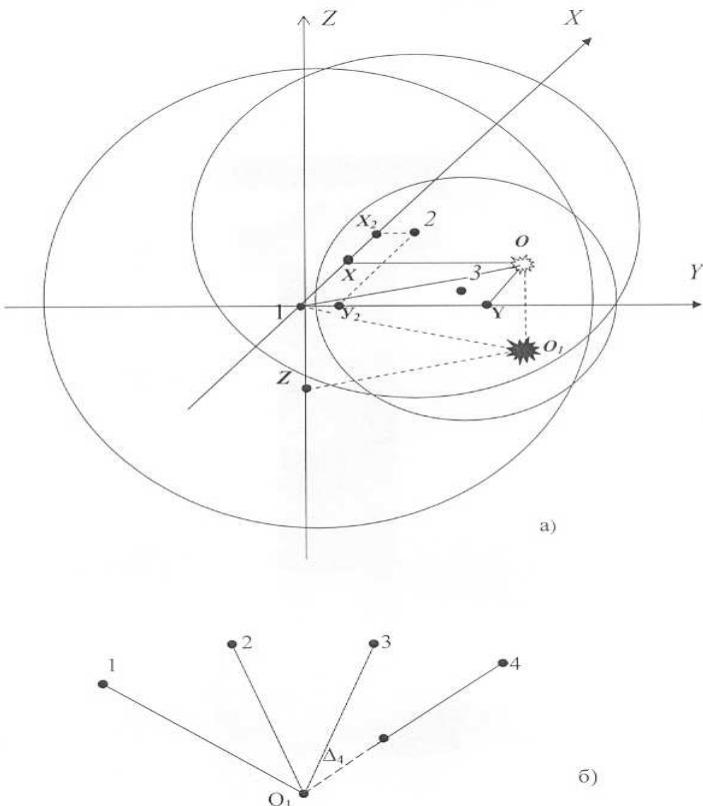


Рис. 1. Определение координат очага землетрясения (геометрические соотношения)

Здесь одна из сейсмостанций (опорная) располагается в начале координат. Плоскость XY – плоскость земли.

Используя пространственную теорему Пифагора можно составить систему уравнений (1)

$$\begin{cases} X^2 + Y^2 + Z^2 = R_1^2 \\ (X - X_2)^2 + (Y - Y_2)^2 + Z^2 = R_2^2 \\ (X - X_3)^2 + (Y - Y_3)^2 + Z^2 = R_3^2 \end{cases} \quad (1)$$

где: X, Y, Z – координаты очага землетрясения, R_1, R_2, R_3 – расстояния от, соответственно, сейсмодатчиков 1, 2, 3 до очага землетрясения, X_2, Y_2, X_3, Y_3 - соответственно, координаты сейсмодатчиков 2 и 3 на плоскости $X Y$.

После некоторых преобразований систему уравнений (1) можно записать в виде:

$$\begin{cases} X = \frac{R_2^2 Y_3 - Y_3 X_2^2 - Y_2^2 Y_3 + Y_2 X_3^2}{2(Y_2 X_3 - X_2 Y_3)} + \\ + \frac{Y_3^2 Y_2 + R_1^2 Y_2 - R_3^2 Y_2 - R_1^2 Y_3}{2(Y_2 X_3 - X_2 Y_3)} \\ Y = \frac{R_1^2 X_3 - R_2^2 X_3 - Y_3^2 X_2 - X_2 R_1^2}{2(Y_2 X_3 - X_2 Y_3)} + \\ + \frac{R_1^2 X_3 - R_2^2 X_3 - Y_3^2 X_2 - X_2 R_1^2}{2(Y_2 X_3 - X_2 Y_3)} \\ Z = \sqrt{R_1^2 - X^2 - Y^2} \end{cases} \quad (2)$$

$$\text{где: } R_i = \frac{t_i V_1 V_2}{V_2 - V_1}$$

V_1, V_2 -соответственно скорости поперечных и продольных сейсмических.

При этом скорость поперечных волн и отношение поперечной волны к продольной согласно [3,] изменяются в пределах

$$V_1 = 2,3 \div 4,4 \text{ км/с} \quad V_2/V_1 = 1,667 \div 1,795 \quad (3)$$

При известных значениях скоростей продольных и поперечных волн радиусы сфер могут быть вычислены по формулам (2). Однако, как отмечалось выше, для разных регионов, и даже в пределах региона по разным участкам и направлениям скорости волн отличаются друг от друга. Поэтому определение координат очага землетрясения нужно производить с одновременным определением скоростей сейсмических волн. При этом на скорости сейсмических волн накладываются известные ограничения (3).

Для этого сначала по формулам (2) меняя скорость продольных волн от 4 до 8 км/с с некоторым шагом определяем координаты очага землетрясения. (в том числе и глубину). Следует отметить, что можно варьировать и отношение скоростей V_2/V_1 . Однако в этом нет необходимости, так как это отношение даже между разными слоями земной коры меняется в пределах $\pm 3,7\%$ [3]. Для каждого значения скорости, для трех разностей времен мы будем иметь в пространстве единственную точку, которая с изменением скорости будет перемещаться в пространстве.

Для определения действительных значений скоростей и глубины возьмем четвертый сейсмодатчик (4). Если рассчитанные по формулам (2) скорости сейсмических волн и глубина не соответствуют истине, то расстояние от четвертого сейсмодатчика до очага землетрясения, найденная по формуле

$$R_4 = \sqrt{(X - X_4)^2 + (Y - Y_4)^2 + (Z - Z_4)^2} \quad (4)$$

не будет соответствовать расстоянию, вычисленному по формуле

$$R_4 = \frac{(V_2 V_1) t_4}{V_2 - V_1} \quad (5)$$

При этом появится невязка, равная Δl_4 . И только при условии, когда скорости сейсмических волн будут соответствовать действительным, Δl_4 будет равно нулю.

На практике же все происходит по-другому. Во-первых, разности времен прихода волн могут быть сняты по сейсмограмме с точностью, не превышающей $\pm 0,1c$. Кроме то-

го, очаг является не точечным, а имеет протяженные размеры, и конечно скорости волн по разным направлениям являются различными. Все это приводит к тому, что в вычислении координат могут возникать значительные ошибки. Основной причиной возникновения ошибок в вычислении глубины очага землетрясения является некачественное определение по сейсмодатчику разностей времен пробега сейсмических волн.

Другой причиной возникновения ошибки является влияние на точность определения глубины очага землетрясения взаимного расположения сейсмодатчиков и очага.

Для удобства анализа сказанного, рассмотрим случай, когда очаг землетрясения и два сейсмодатчика лежат на одной плоскости, например XZ (рис. 2).

На рисунке через R_1 и R_2 обозначены расстояния от сейсмодатчиков 1 и 2 до очага землетрясения, Δ_1 и Δ_2 - погрешности определения расстояний R_1 и R_2 , возникающие при их расчете по временам задержки сейсмических волн; O_u и O_p - соответственно, истинное и расчетное местоположения очага землетрясения; γ - угол между направлениями на очаг землетрясения от сейсмодатчиков 1 и 2. На рисунке 2 а) приведен пример, когда оба сейсмодатчика находятся по одну сторону от очага землетрясения, а на рисунке 2 б) по разные стороны. Анализ рисунков показывает, что погрешность в определении глубины очага землетрясения тем выше, чем меньше угол γ . А это происходит, когда все сейсмодатчика находятся по одну сторону от очага землетрясения.

Для устранения этой ошибки можно использовать информацию с большего количества сейсмодатчиков. Это позволяет составлять различные комбинации по 4 сейсмодатчика из имеющихся.

Количество возможных комбинаций может быть вычислено по формуле

$$C_n^k = \frac{(n)!}{k!(n-k)!} \quad (6)$$

где: n - общее количество сейсмодатчиков,

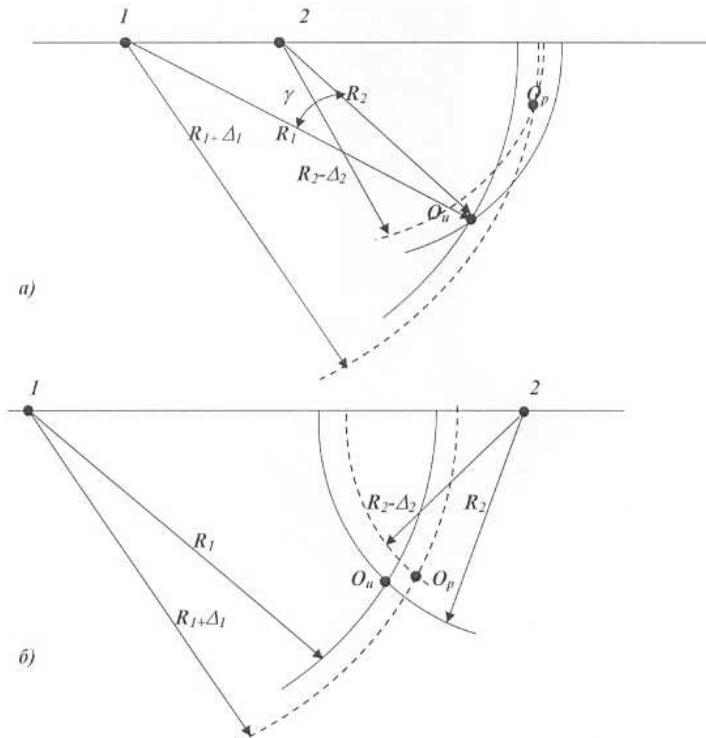


Рис. 2. К пояснению причин возникновения ошибок в определении глубины очага землетрясения.

$k = 4$ – количество сейсмодатчиков, необходимых для расчета координат очага.

В дальнейшем, полученные координаты могут быть усреднены, при этом необходимо отбросить координаты очагов, наиболее сильно расходящиеся от среднеквадратического отклонения.

Для определения значений скоростей и координат очага могут быть использованы величины невязок, рассчитанные для других сейсмодатчиков. Пример использования 5 сейсмодатчика приведен на рисунке 3.

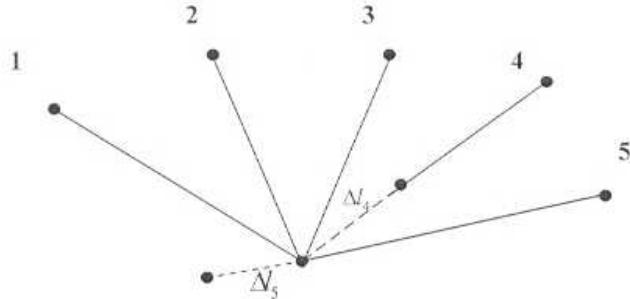


Рис. 3. Пример использования 5 сейсмодатчиков для расчета координат очага землетрясения.

В этом случае, в качестве оценки точности измерения координат может быть использован минимум величины

$$\sum_{i=1}^{n-3} |\Delta l_i| = \min \quad (7)$$

где n – общее количество сейсмодатчиков.

Доказательством правильности выбранного способа и разработанной на его основе программы являются расчет координат очага уже произошедшего землетрясения.

В [3] на странице 22 приведен как пример, определение очага афганского землетрясения с использованием метода засечек (которая дала расчетную глубину очага 100 км.) и на странице 24 способа гипоцентров (расчетная глубина 120км). Землетрясение произошло 9 мая 1951 года.

При расчете по нашему методу станция, расположенная в Душанбе взята как опорная и относительно нее определены координаты других сейсмостанций и очага. Снятие координат производилось по [4] страница 202. Из рассмотрения исключены сейсмостанции Оби-Гарм и Гарм, т.к. населенного пункта Оби-Гарм нет на картах, и какой из них соответствует населенному пункту Гарм, приведенному на карте, не известно. В таблице 1 приведены координаты сейсмодатчиков и очага землетрясения, в относительной декартовой системе координат. В соответствии с рисунком 2 в расчетах не желательно использование данных одного из сейсмостанций Душанбе или Куляб (будем использовать Душанбе). При снятии данных не учтена кривизна Земли и то, что сейсмостанции могут быть вынесены за город. Для более точной оценки положения очага, в соответствии с изложенным выше, было бы желательным использование данных сейсмостанций, расположенных южнее очага, т. е. на территории Афганистана, но их, к сожалению нет.

Таблица 1

Место расположения сейсмодатчиков	Координаты сейсмодатчиков		Разность времен прихода сигналов	Координаты очага землетрясения (исходные/расчетные)		
	X	Y		X	Y	Z
Душанбе	0	0	32			
Мургаб	472	-48	36			
Куляб	88	76	23			
Андижан	316	232	50			
Хорог	232	-124	19			
Джиргаталь	206	64	33			

Следует также отметить, что 50-х годах прошлого века точность определения разности времен пробега сейсмических волн не превышала 1 секунды.

Результаты расчетов координат очага, выполненные по этой методике приведены в таблице 2.

Из таблицы видно, что эти данные хорошо коррелируются с данными таблицы 1.

Таблица 2

Используемые сейсмостанции	Расчетные координаты очага (км).			Скорости в км/с.	
	X	Y	Z	V ₁	V ₂
Душанбе, Мургаб, Андижан, Джиргаталь	192.8	-204.7	94	3817	6490
Душанбе, Мургаб, Андижан, Хорог, Джиргаталь	190.2	-181.1	129.4	3817	6490
Среднее значение параметра	191,5	-192.9	111.7	3817	6490

Литература

1. Асланов Г.К., Гаджиев М.М., Исмаилов Т.А., Магомедов Х.Д. О землетрясениях (прошлое и современность). – Махачкала, ИПЦ ДГТУ. 2001.
2. Асланов Т.Г. Система упреждающего отключения опасных производств и оповещения населения перед землетрясением. В сборнике «Научные труды молодых исследователей программы ‘Шаг в будущее’, том 7. Москва. Издательство «Профессионал». 2004.
3. Архангельский В.Т., Веденская И.А., Гайский В.Н. Руководство по производству и обработке. Издание Академии наук СССР. Москва, 1954г.
4. Географический атлас для учителей средней школы. Четвертое издание. Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. Москва, 1981.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГОРНЫХ ПОРОД ПО ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ГРАНУЛИТА)

¹Гусейнов А.А., ²Юсупов А.Р.

¹Институт проблем геотермии ДНЦ РАН, ²Институт геологии ДНЦ РАН

Вязкость вещества литосферы Земли играет решающую роль в различных процессах геодинамики. Сведения о реологических параметрах минералов и горных пород крайне важны для решения различных проблем: конвективные течения в мантии и их взаимодействия с земной корой, построение моделей этапов эволюции Земли, тектонические и сейсмические проявления и т. д.. Разноречивость результатов оценок вязкости и неоднозначность предлагаемых действующих моделей этого процесса в недрах Земли свидетельствуют о необходимости получения новых данных о реологических свойствах горных пород. Последняя задача представляет значительный интерес вследствие большого разнообразия геологического материала и условий его залегания в земной коре.

Пластическая деформация в кристаллических твёрдых телах осуществляется посредством подвижности дефектов кристаллической решётки. Если приложенная нагрузка превышает предел упругости твёрдого тела, то пластическая деформация происходит посредством скольжения дислокаций, линейных дефектов кристаллической решётки [1]. При условиях, когда приложенная нагрузка ниже предела упругости твёрдого тела, когда скольжение дислокаций невозможно, и при температурах T, больших чем 0.5 T плавления, имеет место механизм ползучести твёрдого тела посредством объёмной диффузии – ползучесть Набарро-Херринга, или путем диффузии по границам зерен при более низких температурах – ползучесть Кобле [2, 3, 4]. Эти два типа ползучести являются звенями единого процесса пластического течения, известного как "диффузионный крип". Таким образом, диффузионная ползучесть твердых тел осуществляется путем миграции точечных дефектов кристаллической решетки – вакансий, сопровождающимся связным переносом вещества.

Пластическое течение горных пород и минералов в твёрдом состоянии реализуется в природных условиях за счёт отмеченных механизмов. Главными факторами, от которых зависит действие механизма диффузионной вязкости, это особенности строения кристаллической решетки минералов, а также температура, скорость деформации и в меньшей ме-

ре давление [2, 3]. Как показывают исследования, в кварцсодержащих породах преобладает механизм крипа Набарро-Херринга [4].

Применение результатов исследования ионной электропроводности для определения диффузионной вязкости минералов и горных пород обосновано единством лежащих в их основе элементарных актов. Принципы определения энергии активации процесса по результатам исследования закономерностей температурной зависимости электропроводности минералов и горных пород обоснованы в работе [5].

В основе определения диффузионной вязкости η лежит выражение

$$\eta = AkTr^2 / a^3 D, \quad (1)$$

где A – константа ($A = 1/30$), k – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура, r – средний размер зерна кристаллического тела, a - постоянная решетки, D – коэффициент самодиффузии. В известных нам работах для определения D обычно прибегают к теоретическим расчетам, или же используют результаты диффузионных измерений, имеющих косвенное отношение к объектам исследования [4, 6, 7].

Результаты исследования электропроводности позволяют использовать при расчётах диффузионной вязкости определяемые из экспериментов для определённого образца породы параметры. Перепишем выражение (1), раскрывая зависимость D от T :

$$\eta = (AkTr^2 / a^3 D_0) \exp(E/kT), \quad (2)$$

где D_0 – предэкспоненциальный множитель, E – энергия активации самодиффузии. Так как в пределах определённых температурных интервалов D_0 является постоянной величиной, то значение η в этом выражении будет определяться главным образом отношением E/kT .

Анализ реологических характеристик горных пород показывает, что для определения максимальных значений η следует ориентироваться на предельные величины энергии активации [2]. Проанализируем характер величины энергии активации E_0 собственной проводимости в ионных кристаллах. Отметим при этом, что силикатные минералы и горные породы могут быть отнесены к кристаллическим телам с преобладающим ионным характером межатомных связей [8, 9]. Определяемая из экспериментов энергия активации собственной электропроводности в общем не является максимальной. Действительно, температурная зависимость ионной проводимости имеет вид

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-E_0 / kT), \quad (3)$$

$$\text{здесь } E_0 = E_1 + \frac{1}{2} E_2, \quad (4)$$

где E_1 – энергия перемещения, $\frac{1}{2} E_2$ – энергия образования катионной вакансии, то есть половина энергии образования дефекта Шоттки [Лидьярд, 1962]. Учитывая, что диффузионный крип – это связное течение вещества и ориентируясь на максимальные значения энергии активации, необходимо взять энергию образования полного дефекта Шоттки. В этом случае энергия активации E при диффузионном течении будет равна:

$$E = E_1 + E_2. \quad (5)$$

Для определения E_1 и E_2 воспользуемся закономерностями ионной проводимости кристаллов. В работе [11] нами было показано, что температурная зависимость ионной электропроводности минералов в системе координат $\lg \sigma = f(1/T)$ имеет три главные области проводимости: 1) область ассоциированных в комплексы дефектов кристаллической решетки; 2) при более высоких температурах наблюдается область, где указанные комплексы полностью диссоциированы, энергия активации в этом случае равна энергии E_1 , необходимой для перемещения дефекта кристаллической решетки, т.е. вакансии; 3) область высокотемпературной собственной проводимости, энергия активации которой определяется равенством (4). Таким образом, исследование электропроводности даёт возможность определить энергию перемещения вакансии E_1 , полную энергию образования дефекта Шоттки E_2 и, в конечном итоге, интересующую нас энергию активации $E = E_1 + E_2$.

Для определения значения D_0 в выражении (2) применим известное соотношение соотношением Нернста-Эйнштейна

$$D / \sigma = kT / Ne^2, \quad (6)$$

где σ – удельная электропроводность, k – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура, N – число частиц в единице объема, e – заряд иона. Значение N в (6), а также значение a в (2) можно определить известным расчётным способом [12].

Для определения диффузионной вязкости был исследован образец гранулита (Садон, Сев. Осетия). По результатам измерения зависимости электропроводности от температуры были определены значения $E = 2.46 \text{ эВ}$ и $D_0 = 2.51 \times 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$. Ниже приведены рассчитанные значения диффузионной вязкости η при различных температурах

$t, ^\circ\text{C}$	300	400	500	600	700	800	900	1000
$\eta, \text{ Па}\cdot\text{с}$	6.18×10^{24}	4.44×10^{21}	2.11×10^{19}	3.47×10^{17}	1.35×10^{16}	9.65×10^{14}	1.09×10^{14}	1.75×10^{13}

Вязкость вещества континентальной лitosферы в стабильных областях по отношению к большим горизонтальным деформациям составляет $\eta > 10^{26} \text{ Па с}$ [13Артюшков, 1979]. Как видно из таблицы, величина вязкости такого порядка для гранулита будет наблюдаться при температурах ниже 300°C .

В сейсмоактивных областях земной коры нижняя эффективная граница распространения очагов землетрясений контролируется состоянием вязкости среды. Согласно данным работы [14], эта граница для значительной части очагов совпадает с геоизотермой 350°C [14]. Полученные нами результаты по гранулиту позволяют оценить вязкость вещества этой границы как величину порядка 10^{23} Па с . Необходимо отметить, что величина вязкости указанной границы, оценённая нами по результатам исследования гранита [5], составляет величину порядка $10^{25}–10^{26} \text{ Па с}$.

Согласно полученным результатам, температурная зависимость η от T подчиняется экспоненциальному закону

$$\eta = \eta_0 \exp(E/kT), \quad (7)$$

где η_0 – предэкспоненциальный множитель ($\eta = \eta_0$ при $T \rightarrow \infty$). Для гранулита эта зависимость определяется выражением $\eta = 3548 \exp(28190/T) \text{ Па с}$.

Литература

1. Фридель М. Дислокации. М.: Мир, 1967. 579 с.
2. Жарков В.Н., Трубицин В.П. Физика планетных недр. М.: Наука, 1980. 448 с.
3. Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988. 287 с.
4. Добржинецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
5. Гусейнов А.А. Определение диффузионной вязкости горных пород по данным электропроводности // Физика Земли. 1997. № 7. С. 92-96.
6. Фадеев В.Е. О диффузионном крипе мантии Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 10. С. 3-9.
7. Гордиенко В.В. О вязкости вещества верхней мантии // Геофизич. журн. 1985. Т. 7. № 4. С. 37-42.
8. Burhman Charles. The ionic model: Perceptions and realities in mineralogy // Amer. Miner. 1990. V.75. № 5-6. P. 443-463.
9. Гусейнов А.А., Пархоменко Э.И. Компенсационный эффект при ионной электропроводности в слюдах // Физика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1991. С. 160-167.
10. Лидьярд А. Ионная проводимость кристаллов. М.: Изд-во иностр. литературы, 1962. 220 с.
11. Гусейнов А.А. Исследование электропроводности биотитов при высоких температурах // Физика Земли. 1999 а. № 11. С. 75-82.
12. Браунлоу А.Х. Геохимия. М.: Недра, 1984. 463 с.
13. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
14. Абрамович И.И., Бурдэ А.М., Вознесенский В.Д. и др. Геодинамические реконструкции. Л.: Недра, 1989. 278 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА И ИХ СВЯЗЬ С ГЛУБИННЫМИ РАЗЛОМАМИ

Магомедова Б.К.
Институт геологии ДНЦ РАН

Терско-Каспийский передовой прогиб является тектоническим элементом первого порядка и представляет собой обширную гетерогенную депрессию с погружением палеозойского фундамента до 10-12км в осевых его частях. Границами прогиба служат разломы глубокого заложения, по которым происходит сочленение Скифско-Туранской плиты со складчатым сооружением Большого Кавказа. Эти разломы являются основными элементами, формирующими облик структурно-тектонического плана осадочно-голоценового чехла рассматриваемой территории и обусловливают высокую сейсмическую активность этих зон. Для Терско-Каспийского краевого прогиба характерно, что его северный платформенный борт более пологий ($до 10^{\circ}$), а южный складчатый борт (Предгорный Дагестан) сильно дислоцирован и осложнен разрывами, элементами диапиритизма. Глубинное строение прогиба, структурные особенности его платформенного борта и приосевых частей еще слабо изучены, особенно бурением, поскольку палеозойский фундамент вскрыт единичными скважинами (скв.37,42) в своде Варандийской антиклинали. На поверхности зона сочленения Мегантиклиниория Большого Кавказа и Терско-Каспийского передового прогиба сложена терригенными отложениями олигоцена и миоцена. Верхнемеловые отложения, которые являются регионально нефтегазоносными, погружаются с 2-3км на северных отрогах Кавказа до 6,5км в осевой зоне Терско-Каспийского прогиба, соответствующий Черногорской моноклинали и имеет ширину 15-18км. Восточный сегмент (Дагестанский клин) имеет более сложную складчато-надвиговую структуру. Ширина этой зоны 50км. Дагестанский клин, пронизанный большим количеством сейсмогенных разломов разных рангов обладает наибольшей сейсмической активностью, особенно в узлах пересечения разломов.(Рис.1)

Далее на юг высокой сейсмической активностью была отмечена область Южно-Дагестанской ступени в районах пересечения Прибрежного района с продолжающимся в море поперечным Гамри-Озеньским разломом. В общей сложности по данным регионального каталога Северного Кавказа, в этой зоне на небольшой площади (50*50км.) получены параметры 72 землетрясений, наиболее сильные из которых ощущались от Махачкалы до Дербента с силой от 3 до 5 баллов. В течении двух суток с 30.06.2007 на 01.07.2007г. был зарегистрирован рой землетрясений, состоящий из более сорока событий, самое сильное из которых имело $K=12,7$ или $Ms=4,5$. Глубина заложения роя не превысила 22км., при том что именно в этой зоне ранее были отмечены землетрясения с глубиной очага более 30км. Это говорит о многослойности и существенной латеральной неоднородности уходящей в море части южного борта Терско-Каспийского передового прогиба, которая является замыкающей его частью, граничащей с Яламо-Самурским выступом и Северо-Апшеронской впадиной на территории Азербайджана. Вся эта зона является сейсмически активной на всем своем протяжении.(Рис.2)

Тектонические землетрясения связаны с глубинными факторами и подвижками отдельных блоков по зонам разломов, разрывов сплошности слоев горных пород. К импульсным источникам энергии в мантии следует отнести углеводороды, водород, твердые фазы, находящиеся в крайне нестабильном состоянии. Углеводороды могут быть представлены как высокомолекулярными соединениями и их производными, устойчивыми в равновесных условиях в верхней мантии, так и метаном с его ближайшими гомологами. В зоне перехода от нижней к верхней мантии, согласно термодинамическим расчетам, химически активен азот. Перечисленные газы присутствуют в литосфере и мантии, в количествах, достаточных для формирования многочисленных флюидных сейсмических очагов различной конфигурации, способных взрываться, и в случае их достаточного объема могут вызывать землетрясения.

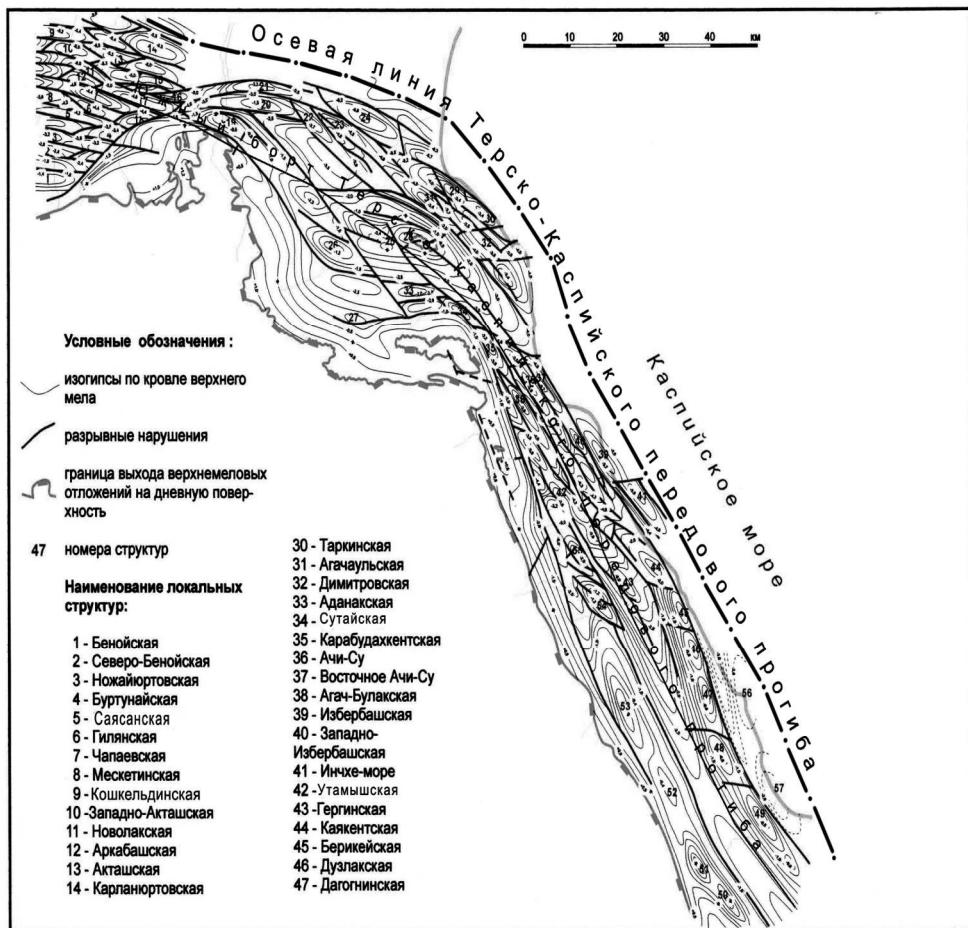


Рис.1. Структурная карта по кровле верхнемеловых отложений Предгорного Дагестана
(по данным ОАО "Роснефть-Дагнефть", ПО "Грознефтегеофизика", ООО "Каспийгазпром" 2010г.
выполнила Магомедова Б.К.)

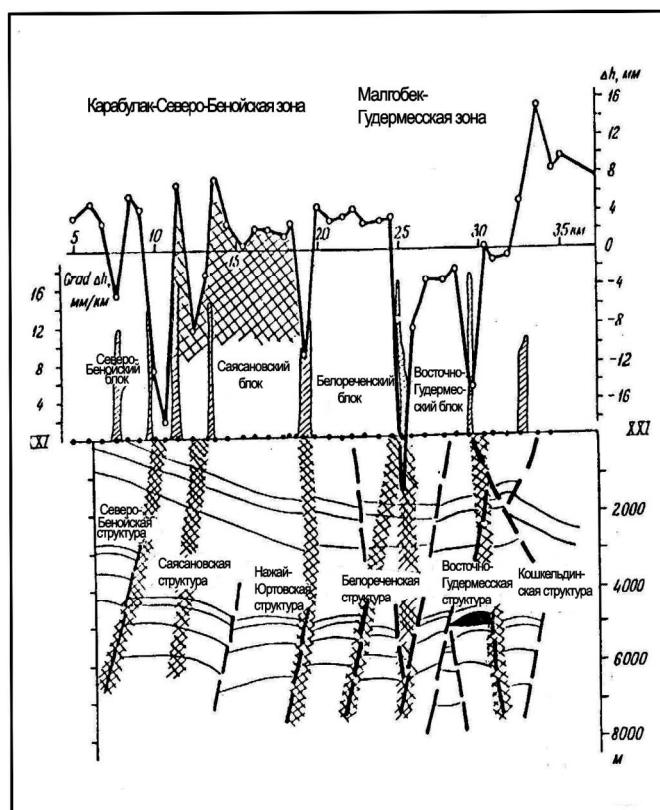


Рис.2 Современные вертикальные движения земной поверхности
по осевой части Терско-Каспийского передового прогиба.
(по Сидорову В.А. и др. 1987г.)

Отсутствие землетрясений глубже 700 км, возможно, объясняется тем, что детонация флюида сдерживается литостатическим давлением. Тяжелые УВ могут подниматься из глубин верхней мантии, последовательно образуя новые нестабильные очаги. Эти углеводородные газы могут концентрироваться в зонах глубинных разломов в земной коре и при условии достаточного количества кислорода они способны взрываться, вызывая землетрясения.

При эксплуатации нефтегазовых месторождений, особенно при интенсивных отборах в толщах продуктивных пород происходит резкое изменение термобарических условий, которые в тектонически напряженных зонах могут спровоцировать сильные землетрясения. При этом глубины землетрясений соизмеримы с глубинами залегания нефтегазоносных комплексов.

Не менее активна западная часть Терско-Каспийского передового прогиба, где открыто около 80 месторождений и свыше 250 залежей нефти и газа в миоценовых, фораминеферовых, верхнемеловых, нижнемеловых и верхнеюрских отложениях. Все месторождения многопластовые приуроченные к Притеречной, Терско-Сунженской антиклинальным зонам, являющимися надразломными, приразломными образованиями (Пшекиш-Тырныаузско-Аргудан-Сунженской и срединной (Терской) шовной зонам глубокого заложения). В Притеречной зоне известны три месторождения-Советское, Уваровское и Червленое, где залежи нефти и газа приурочены к меловым и сарматским отложениям. В Терско-Сунженской зоне диапазон нефтегазоности охватывает отложения от карагана до верхнего мела. Здесь в разработке находились Карабулак-Ачалукское, Серноводское, Андреевское, Старогрозненское, Октябрьское, Малгобек-Горское, Эльдаровское, Брагунское, Правобережное и другие месторождения. Высота залежей изменяется от 1050м (Карабулак) до 90м (Алхово). Все залежи характеризуются индивидуальными аномально высокими пластовыми давлениями, преимущественно упругим и упруго-водонапорным режимами. Верхнемеловые отложения осложнены дезьюнктивами и сложены исключительно карбонатными породами. Терско-Сунженский нефтегазоносный район в силу его высокой изученности наземными методами геолого-геофизической разведки и бурением благоприятен для изучения особенностей проявления в его пределах процессов миграции углеводородных систем, усиление которых происходит по разрывным нарушениям. Так, повторная геохимическая съемка до и после землетрясения в Газлях показала увеличение числа аномалий метана и появление тяжелых УВ в подпочвенном воздухе после землетрясения, что связывается с оживлением старых и появлением новых разрывных нарушений и усилением миграции УВ в приповерхностные зоны. Выявленная связь интенсивности геохимических (углеводородных) аномалий с сейсмичностью позволила конкретизировать представление о процессах формирования геохимических аномалий в верхней части осадочного чехла. Стало очевидным, что геохимическое поле формируется в связи с повышением проницаемости земной коры и локализуется у разрывных нарушений, обеспечивающих более интенсивный вертикальный флюидоперенос из глубинных сфер Земли. Скоротечность подобного типа аномалий позволяет предполагать, что они образуются при струйной миграции газов по разрывным нарушениям, что имеет большое значение при интерпретации результатов геохимических съемок.

Если активность разломов в фундаменте, перекрытом мощной толщей осадочных пород, проявляется на поверхности, а в осадочной толще развиваются интенсивные напряжения, то в ней должен существовать постоянный флюидообмен, пространственно-временная интенсивность которого будет определяться режимом напряжений и системой ослабленных проницаемых зон (разрывных нарушений).

Особую опасность в возникновении катастрофических землетрясений представляет разработка месторождений, расположенных в густонаселенных районах. Весьма показательным в этом отношении является Димитровское газоконденсатное месторождение, расположенное на берегу Каспийского моря в непосредственной близости от столицы Дагестана Махачкалы и г. Каспийска, а также ряда сельских населенных пунктов. По сейсмиче-

скому районированию Димитровская площадь располагается в 8-9 бальной зоне. Учитывая геолого-тектонические особенности региона, обуславливающие его естественную геодинамическую активность, вполне реально, что в условиях разработки Димитровского месторождения возрастает опасность спровоцирования землетрясений при разработке данного месторождения. Залежи Димитровского месторождения приурочены к верхнемеловым и нижний мел - юрским отложениям, залегающим в интервале глубин 3500-4600м. В тектоническом отношении структура представляет собой нечетко выраженное антиклинальное поднятие, состоящее из нескольких блоков, образованных разрывными нарушениями различной амплитуды. Поднятие перекрывается толщиной (1500-1600м.) майкопских пластичных глин, являющихся покрышкой для сохранения верхнемеловой залежи. Все разрывные нарушения, кроме регионального разрывного нарушения, отделяющие Димитровскую структуру от Талгинского выступа, затухают в низах нижнего майкопа. Вместе с тем следует отметить, что разработка Димитровского и Махачкала-Таркинского месторождений УВ сопровождалась 3-мя открытыми газовыми фонтанами при котором темп падения пластового давления превышал более чем в 2 раза, но он не привел ни к каким сейсмическим событиям. Во всех остальных случаях, предстоящий период разработки характеризуется более щадящим режимом, при котором темпы падения пластового давления не превышают таковые в период до 2000г. Кроме того эти месторождения разрабатываются в водонапорном режиме, т. е., отбор нефти и газа из пласта, если не полностью, то частично компенсируется поступлением краевых вод. Поэтому при разработке месторождений, резкого, скачкообразного падения давления, которое могло бы способствовать нарушению геодинамического равновесия, не происходит. Выявление активных в настоящее время разрывных нарушений методом повторного нивелирования и пространственного их размещения позволили поставить в Терско-Каспийском регионе комплексные геодинамические наблюдения с целью конкретизации связей флюидодинамики осадочного чехла, современных движений земной поверхности и изменений геофизических полей во времени. В пределах Терско-Сунженской зоны была выполнена водно-гелиевая съемка с целью определения зон разгрузки глубинных флюидных систем; по некоторым профилям проведены повторные высокоточные магнитометрические исследования и углеводородная съемка. Изучались геохимические особенности нефти и газов рассматриваемого региона, а также термобарические условия месторождений, в той или иной мере отражающие динамику (миграцию) флюидных систем.

Опасность техногенного землетрясения в результате проведения эксплуатационных работ на месторождениях в каждом конкретном случае необходимо определять исходя из геологических, гидродинамических, гидрохимических, геотермических и других факторов из чего складывается сейсмический риск. Необходимо предусмотреть обоснованные решения для снижения сейсмического риска и в качестве решений могут быть предложены:

1. Плавное увеличение темпов добычи нефти и газы в режиме, не вызывающем резкого падения пластового давления;
2. Внедрение законтурного заводнения залежей, способствующего компенсации снижающегося пластового давления;
3. Организация геодинамического мониторинга, включающего в себя сейсмические, электрические, геохимические и гидрогеологические методы.

Введение и обработка данных комплексного мониторинга позволит держать под контролем геодинамическую ситуацию, выявить масштабы воздействия разработки месторождений на деформационное поле прилегающих объемов пород и оценить возможность влияния разработки месторождений на геодинамическую и сейсмическую ситуацию всего рассматриваемого региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зубков В.С. (Институт геохимии СО РАН). Флюидно-взрывная гипотеза происхождения землетрясений.// Отечественная геология 6/2009, с.85-88.

- Короновский Н.В., Кожевников А.В., Папанов Д.И., и др. История геологического развития и формирования структуры центральной части Терско-Каспийского передового прогиба // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: «Наука» 1987, с.147-174.
- Сидоров В.А, Атанасян С.В, Смирнова М.Н. и др. Современные движения земной коры и нефтегазоносность (на примере Терско-Каспийского передового прогиба). М.: «Наука» 1987. С. 20-76.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОБЛАСТИ ДАГЕСТАНСКОГО КЛИНА В АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛЕ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

*МАГОМЕДОВ Р.А.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Введение

Целью данного сообщения является анализ глубинного строения и геодинамического развития области Дагестанского клина (ДК) на основе изучения истории исследования развития Восточного Кавказа в альпийском цикле тектогенеза. Исследование проводилось в ИГ ДНЦ РАН и территориальном геологическом фонде Дагестана.

Геологи, которые занимаются вопросами общей геодинамики и геотектоники, придерживаются одной из ныне существующих феноменологических концепций в том или ином их выражении. Существуют две пары феноменологических концепций, и в каждой из пар одна концепция исключает другую или, по крайней мере, сильно ограничивает сферу ее применения. Первая пара - это "фиксизм" и "мобилизм", вторая - это "геосинклинальная теория" и "тектоника плит", или "новая глобальная тектоника". Каждая из концепций содержит в себе рациональное зерно и базируется на сумме фактов и закономерностей, отражающих реальные природные процессы. Некоторые исследователи считают, что под влиянием новых данных некоторые из выше перечисленных концепций, в частности, "геосинклинальная теория", постепенно сдаются свои позиции, что большинство исследователей склоняются в пользу "мобилизма" и "тектоники плит". Нам кажется, что делать такие общие выводы, преждевременно. Именно новые данные о геологической среде и процессах, которые там проходят, показывают, что вышеупомянутые концепции, каждая в пределах своей теоретической основы, описывают реальные геологические процессы. Другое дело, что они не могут охватить все наблюдаемые и ненаблюдаемые, в настоящее время, процессы и явления в силу ограниченности своих возможностей. Нам кажется, что назрело время создания общей, глобальной теории развития геологической среды Земли. Она будет создана, именно опираясь на выше перечисленные и новые концепции, которые дополняют и углубляют наши знания о геологической среде. Но эта - проблема исследований будущих геологов и специалистов из смежных областей знаний.

В настоящей работе сделана попытка показать что, положения геосинклинальной теории и концепции тектоники плит на примере одной из сейсмоактивных участков Восточного Кавказа - Дагестанского клина не только не противоречат, а наоборот, дополняют друг друга. В данной работе обосновывается существование всех видов пространственного движения вещества в альпийском цикле развития Восточного Кавказа. В связи с тем, что геодинамические процессы геологического прошлого нельзя наблюдать непосредственно, а проведение экспериментов, в условиях отвечающих природным, нередко недостижимо в лабораторных условиях, метод актуализма является наиболее надежным средством познания геологических обстановок и процессов прошлых эпох. По сравнению с достоинствами метода актуализма его ограничения, определяемые необратимым поступательным развитием Земли и его оболочек, представляются малозначительным.

Каждая из концепций (геосинклинальная теория и концепция тектоники плит) главную роль отводит одному из видов направленности движения блоков земной коры, в то время как в реальной геологической среде наблюдаются все виды пространственного движения вещества.

Прежде чем приступит к описанию геологической среды исследуемого района, его геодинамического режима и геотектоники, приведем общепризнанные и известные теоретические положения и закономерности (из анализа опубликованного материала), определяющие развитие вещества Земли:

- Геометрическая правильность расположения тектонических нарушений глубокого заложения, указывает на то, что глубинные процессы, лежащие в основе вертикальных движений земной коры, развивались в пространстве недр не беспорядочно, а вдоль некоторых линий, преимущественно прямых и подчиненных определенным направлениям. Закономерное расположение разломов в земной коре в виде двух субортогональных взаимопересекающихся динамопар, контролирующих складчатые системы, шиты, платформы, депрессионные структуры, является доказанным.
- Вращение Земли и сжатие ее по короткой оси на 21.4 км, привело к возникновению общеземного поля напряжения. Разгрузка поля напряжения выразилась в образовании тектонических нарушений (глобальная сеть трещиноватости). Т.о. тектонические нарушения есть элементы земной коры, генезис которых связан с формированием общеземного поля напряжения, разгрузка которого и привела к их возникновению. Нужно заметить, что разломы в северном полушарии северо-восточного направления характеризуются надвигами, а разломы северо-западного направления – сдвигами, которые сочленяются почти под прямым или тупым углом, а южного полушария – наоборот. Разломы развиваются сингенетично с накоплением осадков, подчиняясь действующему закону о унаследованности структур, который работает благодаря постоянно действующему в пространстве и времени волновому механизму энергопередачи, гравитационному полю Земли, Солнца, Луны и глобальному, региональному и локальному полям напряжений. Под воздействием влияния Луны, земная кора совершает колебательные движения дважды в день до 43 см. (В.В. Белоусов). Современные движения отражают не только геологические структуры верхних тектонических ярусов, но также и глубинное строение земной коры.
- Тектоносфера является главным источником и *средой* энергонесущей волны, которая является важнейшим фактором формирования как структур, так и очевидно является катализатором начала движения вещества, происходящего в земной коре и верхней мантии. Сама система тектоносферы порождает временные и пространственные неоднородности движений. Геологические законы, например, закон о унаследованности структур, работает только при наличии волнового механизма энергопередачи (известны 2 типа механизмов: эпейрогенический и сейсмический).
- Нестационарность тектоносферы определяется тем, что составляющие ее массы стремятся к равновесному состоянию, как в гравитационном, так и в тепловом поле, но это невозможно. Приближение к гравитационному равновесию нарушает тепловое равновесие, а приближение к тепловому равновесию создает инверсию распределения плотностей в гравитационном поле (А.В. Лукьянов). Таким образом, при существующем составе и в существующих условиях тектоносфера обречена на вечное движение.
- Геологическое движение-одна из форм существования развивающегося вещества земной коры и подкоровых масс [1,2,3,4,5].
- Эпейрогенез указывает на наличие процессов поднятий и опусканий. Периодичность отражает смену областей сноса областями осадконакопления, причиной возникновения которых являются радиальные колебания литосферы. Слоистая система формируется под воздействием силы тяжести и волновым механизмом, которые являются постоянно действующими факторами. Эпейрогенез-медленно развивающийся типично геологический колебательный процесс, а сейсмические явления - высокоскоростные возмущения, т.е. в некотором смысле - «подземные молнии».
- Мобилистская гипотеза на качественно новом уровне, в виде теории тектоники литосферных плит обязана, прежде всего, результатам палеомагнитных исследований. Известно, что намагниченность горных пород, т.е. магнитный момент единицы объема породы, в общем случае есть векторная сумма индуцированной ($J_{инд}$) и остаточной ($J_{ост}$) намагниченостей. Первая обусловлена влиянием на породу современного магнитного поля Земли, а вторая осталась с момента образования породы, когда та впервые намагнистилась под влиянием поля, существовавшего в момент ее образования. Палеомагнитные исследования убедительно свидетельствуют, что главное магнитное поле у нашей планеты существовало в течение всего

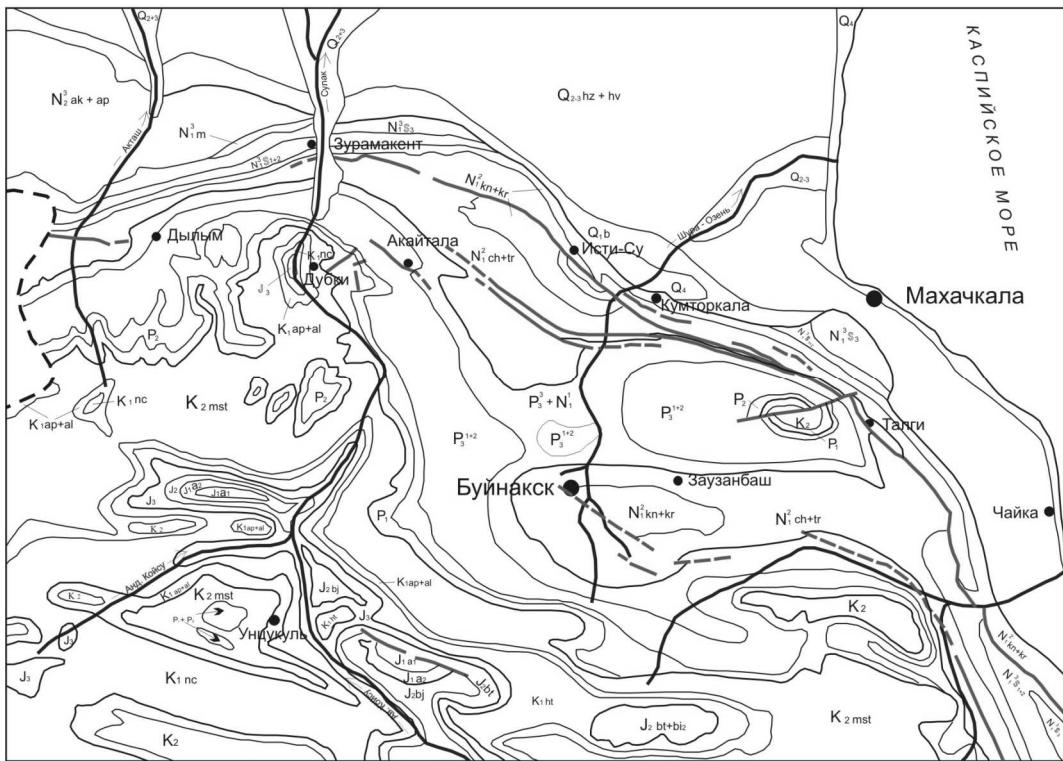
времени ее геологического развития, ибо остаточной намагниченностью обладают изверженные породы, образовавшиеся даже около 3.8 млрд. лет назад.

- Исследования П.С. Воронова показали, что развитие тектонических процессов в эпохи альпийского и герцинского тектогенезов происходили по одним и тем же законом, поскольку зависели от одних и тех же причин.
- Анализ тектонической карты мира показывает что, в современную геологическую эпоху активные тектонические деформации ограничены сравнительно узкими межплитными зонами различного динамического характера и проявляются одновременно.
- Большинство исследователей придерживается мнения о непрерывно-прерывистом процессе складкообразования: каждый тектонический цикл (в его рамках - каждый этап) формировал комплекс структур (фактор прерывистости), который в дальнейшем усложнялся (фактор непрерывности развития), о чем свидетельствует наблюдающаяся многослойность геологических структур. Циклическое развитие тектонических процессов обусловлена последовательной сменой фаз рифтогенеза, спрединга, затем субдукции и коллизии (цикл Вильсона) [6]. Штилле Г. [7] сформулировал понятие о *фазах складчатости* как кратковременных этапах ускорения непрерывных и длительных тектонических движений. Фазы заключительной складчатости (орогенеза, коллизии) фиксируются флишем и молассой, обычно согласно или с незначительным размывом залегающих на подстилающих осадках; эти формации завершают тектонический цикл.
- С региональной точки зрения тектонические фазы представляют собой проявления неравномерных, дискретных во времени и пространстве интенсивных деформаций, которые в каждом конкретном регионе либо чередуются с периодами относительного тектонического покоя (тектонопаузами), либо сменяются интенсивными деформациями другого динамического характера.
- Мантийные расплавы из которых образуются встречающиеся на поверхности кристаллические породы, имеют основный или ультраосновный состав. Плотность основных расплавов ($2,7 \text{ г}/\text{см}^3$) несколько выше, чем плотность вещества «гранитного» («гранитно-метаморфического») слоя ($2,65 \text{ г}/\text{см}^3$) твердой коры, и тем более выше плотности большинства осадочных пород ($2,4-2,5 \text{ г}/\text{см}^3$). Ультраосновные же расплавы имеют плотность $2,9-2,95 \text{ г}/\text{см}^3$. Если блоки пород верхней части коры погрузить в основный расплав, они неизбежно оказались бы в плавающем состоянии. В ультраосновном расплаве могли бы всплыть блоки мощностью во всю земную кору (средняя плотность континентальной коры $2,8-2,85 \text{ г}/\text{см}^3$). Если толщу, содержащую жидкые включения, пересекает трещина, она немедленно «отсосет» жидкость из вскрытых включений. Это, в свою очередь, вызовет деформацию среды, дальнейшее развитие трещины и ее заполнение новыми порциями жидкости. Так формируется зона разлома, точнее, система зон, разбивающая участок литосферы на ряд блоков.
- Моделирование [8] убеждает, что для широкого круга известных тектонических явлений необходимы и достаточны сила тяжести, мантийные силикатные расплавы и, конечно, условия, способствующие снятию генетически обретенных напряжений и экзогенные процессы: разрушение пород, перенос продуктов разрушения и отложение осадков.

Краткая характеристика района

Район исследований (рис. 1) приурочен к северо-восточному склону Большого Кавказа. Мезозойские и кайнозойские отложения, слагающие эту область, представлены толщей переслаивания карбонатных и терригенных пород и разбиты довольно сложной сетью разрывных нарушений, состоящей из различно ориентированных и разной протяженности разломов и трещин.

Геологическое строение области ДК определяется приуроченностью её к северному склону Восточного Кавказа и Восточного Предкавказья. Рассматриваемая область сложена мощной толщей пород от среднелейассового до современного возрастов включительно. Структура ДК возникла в последнюю стадию орогенного развития, а именно, не ранее плиоцена, на месте относительно опущенного участка. Он сформировался в результате осложнения северо-восточного крыла Кавказского складчатого сооружения крупным поперечным подъёмом и представляет собой современный субмеридиональный выступ (рис. 1) со значительным расширением поля распространения меловых и юрских отложений, глубоко внедряющихся в полосу третичных предгорий.



(фрагмент геологической карты Горной части Дагестана, составленной Голубятниковым)

Рис.1. Геологическая карта области Дагестанского клина

Из трех зон на которые делится ДК, выделяется наиболее приподнятый Сулакский меридиональный выступ в пределах которого располагается Чиркейское водохранилище. В восточной части расположен Эльдамо-Кукуртауский выступ. Между Сулакским и Эльдамо-Кукуртауским выступами располагается Капчугайская котловина, а между Эльдамовским и Кукуртауским поднятиями – Буйнакская синклиналь, выполненные олигоцен-миоценовыми отложениями. Во фронтальной части ДК южный борт Терско-Каспийского прогиба переходит в крутую ступень, образуя так называемый предгорный ров, поэтому прогиб обретает здесь резко асимметричное строение. Внутреннее строение ДК характеризуется сложным соотношением структурных форм, связанных с широким развитием разрывных нарушений, глинистого диапиризма, крупных подводно-оползневых и палеосейсмодислокаций.

В основу изучения глубинного строения территории положены представления о ступенчато-блочном строении субстрата в горно-складчатых областях, которое формируется в результате подвижек по системе глубинных разломов разного заложения. Региональные продольные (субкавказские) глубинные разломы сопровождаются максимальными по амплитуде подвижками субстрата. Вдоль этих зон в осадочных толщах формируется линейно-прерывистая складчатость облекания, связанная с подвижками по системе поперечных глубинных разломов. Таким образом, структурное строение осадочной толщи содержит косвенные признаки трассирования зон глубинных разломов и даёт возможность оценить степень их современной подвижности.

Высокая сейсмическая активность территории ДК обусловлена близким положением «базальтового слоя» и верхней мантии к дневной поверхности. В результате активного воздействия глубинного (мантийного) вещества на породы земной коры в пределах зон повышенной проницаемости, обусловленной малой её мощностью, сильной дислоцированностью пород, при наличии значительно развитой системы разломов глубинного заложения, происходит периодическая активизация геодинамических процессов.

Анализ истории геологического развития

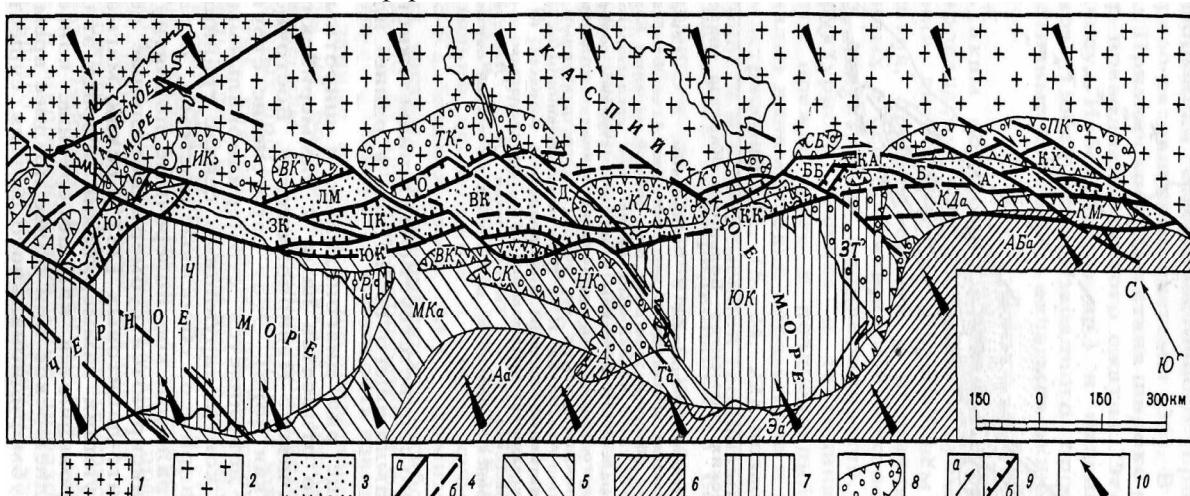
Для установления особенностей геологического строения и развития региона необходим последовательный анализ истории развития области, их направленности в прошлом и настоящем.

Геологическая история Восточного Кавказа отмечена этапами бурного геотектонического развития, частыми сменами знаков колебательных движений, о чем свидетельствуют изменения фациального облика осадочных пород, их текстурных и структурных особенностей, мощностей. Тектоническая активность неизбежно сопровождалась и повышенной сейсмической активностью. В слоях Земли, подобно книге, в хронологическом порядке запечатлены все наиболее крупные землетрясения в виде крупных подводно-оползневых деформаций, обрушений, глыбовых внедрений типа олистостромов и олистолитов и т.п.

Истории развития Большого Кавказа были посвящены работы В.П. Ренгартина, Л.А. Варданянича, В.В. Белоусова, Л.Н. Леонтьева, К.И. Богдановича, Н.Б. Вассоевича, О.С. Вялова, А.П. Герасимова, Б.М. Келлера, И.Г. Кузнецова, Б.Ф. Мефферта, В.Н. Робинсона, В.Е. Хаина, Н.С. Шатского, И.О. Бюда и других кавказских геологов. Однако, несмотря на то, что истории развития Большого Кавказа посвящено значительно большее количество исследований, многие узловые вопросы геологической истории региона являются до сих пор дискуссионными. Понимание истории геодинамического развития ДК непосредственно связано с современной геологической структурой Кавказа и его современной сейсмической активностью.

Большой Кавказ составляет центральное звено крупной межрегиональной шовно-складчатой системы, именуемой Крымско-Кавказско-Копетдагской [9]. Эта система (рис. 2) представляет собой крупную межрегиональную зону концентрации деформаций альпийского возраста, протягивающуюся почти прямолинейно на 2500 км вдоль северной окраины Альпийского орогенического пояса и отделяющую его от Скифско-Туранской эпигерцинской плиты.

Литосфера Альпийско-Гималайского пояса находится в сжатом состоянии. Об этом свидетельствуют сжатия, которые преобладают в очагах землетрясений и глобальная картина мгновенной кинематики литосферных плит.



1- Восточно-Европейская докембрийская платформа; 2- Скифско-Туранская эпигерцинская плита; 3 – внешняя зона Альпийского пояса (Крымско-Копетдагская шовно-складчатая система): основные блоки внутри шовной системы: Ю – Южно-Крымский, ЗК – Западно-Кавказский, ЦК – Центрально-Кавказский, ВК – Восточно-Кавказский, ЛМ – Лабино-Малкинский, О – Осетинский, ЮК – Южно-Кавказский, ББ – Большебалханский, Б – Бахарденский, А – Ашхабадский, КА – Кызыларватский, КХ – Каахкинский); 4 – зоны наиболее резких концентраций позднеальпийских деформаций (шовные зоны); 5-6 – внутренняя зона Альпийского пояса: 5 – Северная подзона (КДа - Копетдагский антиклиниорий, Та – Талышский антиклиниорий, МКа – Антиклиниорий Малого Кавказа и Восточного понта), 6 – южная подзона: Эа – антиклиниорий Эльбурса, Аа – Анатолийский антиклиниорий, АБа – Аладаг-Биналудский антиклиниорий; 7 – срединные массивы внутри Альпийской геосинклинальной области: Ч – Черноморский, ЮК – Южно-Каспийский; 8 – позднеальпийские предгорные и межгорные прогибы, заполненные кайнозойскими моласами: А – Альминский, ИК – Индоло-Кубанский, ВК – Восточно-Кубанский, ТК – Терско-Каспийский, К – Красноводский, СБ – Северо-Балханский, ПК – Предкопетдагский КМ – Кучано - Мешхедский, ЗТ – Западно - Туркменский, КК – Кельхер-

ский, НК – Нижнее -Куринский, СК – Средне-Куринский, ВК – Верхнее-Куринский, А – Нижне-Араксинский, Р – Рионский; 9 – направление установленных или предполагаемых сдвиговых (а) или взбросо-надвиговых (б) перемещений; 10 – предполагаемое направление максимальных сжимающих усилий альпийского времени.

Рис. 2. Крымско-Кавказско-Копетдагской межрегиональной зоны взбросо-сдвиговых деформаций.

Рассматривая геотектонические условия на Кавказе в верхнеюрское, меловое, палеогеновое и миоплиоценовое время, В.В. Белоусов пришел к выводу, что историю Кавказа в мезокайнозое можно разделить на два больших этапа: первый - верхняя юра, мел и палеоген, второй - неоген - четвертичное время. По мнению В.В. Белоусова, вся осевая часть Большого Кавказа была занята морем в течение юры, мела и палеогена. Автор подчеркивает, что для первого этапа развития Большого Кавказа характерна борьба между геосинклинальными и геоантиклинальными тенденциями при общем преобладании первых. Второй этап совпадает с началом чокракского века, так как именно в это время появляется устойчивая зона поднятия в осевой части Кавказа. Центральное поднятие оказалось чрезвычайно устойчивым, а так как оно возникло как раз на месте Главной геосинклинали, автор считает возможным говорить о полном обращении, или инверсии геотектонического режима. Однако инверсия не охватила всего Кавказа, и некоторые его участки оказались «пощаженными» ею. Так, сохранились геоантиклинали, расположенные на севере и юге, большая часть геосинклинали Северного Кавказа. С начала миоцена центральная геоантиклиналь превращается в зону размыва, расширение которой привело к тому, что в межгорных впадинах море постепенно также вытесняется, знаменуя тем самым общее поднятие всей страны в целом. Таким образом, альпийская структура Большого Кавказа сформировалась вследствие вертикального перемещения блоков-ступеней, приподнятых на разную высоту и разделенных системой крутых, на глубине вертикальных, разрывов сбросового или взбросового типа. Таковы основные представления В.В. Белоусова и его сторонников об истории Кавказской геосинклинали.

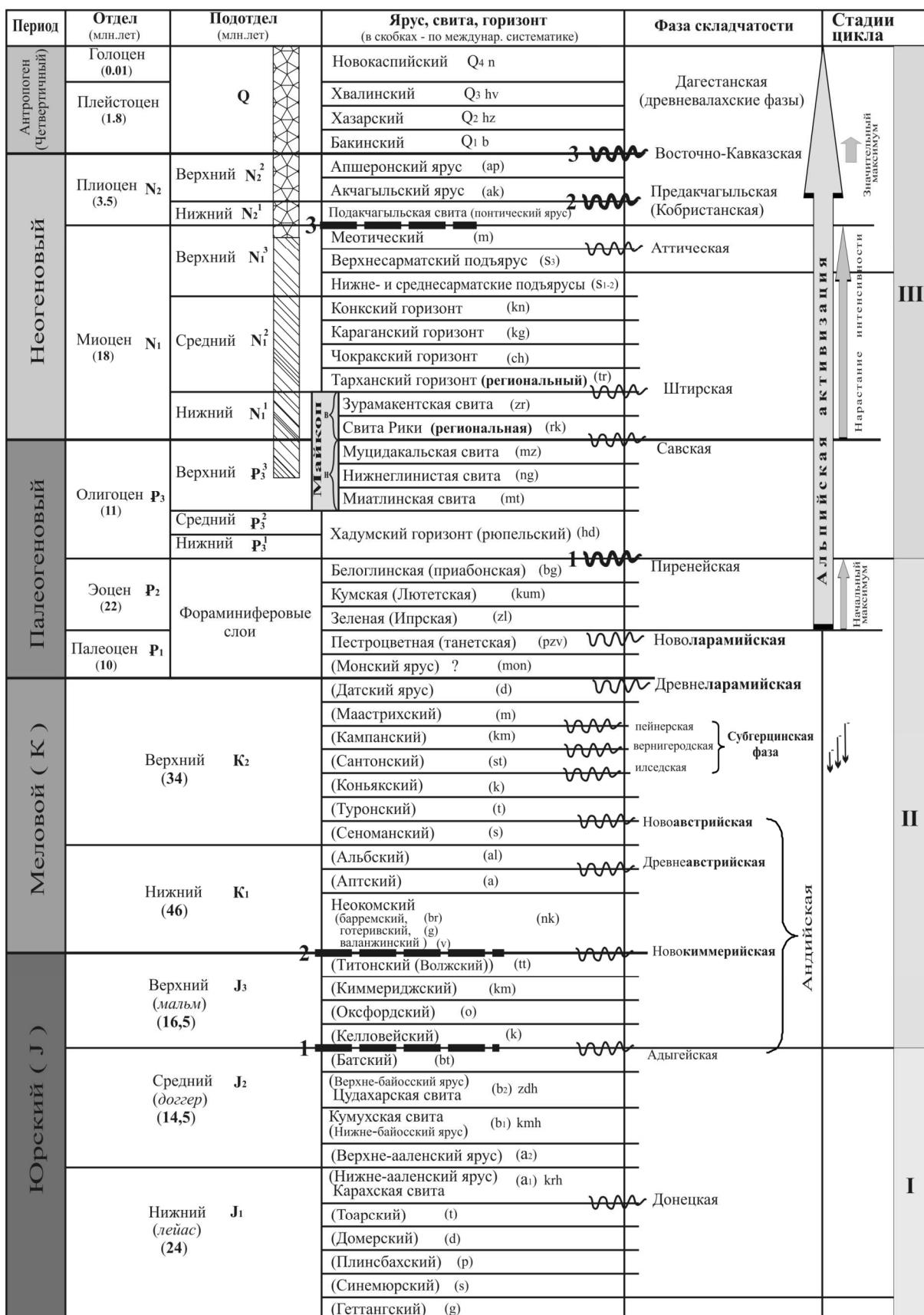
Согласно приверженцев *концепции покровно-надвигового строения* Большой Кавказ представляет собой систему пакетов и пластин, разделенных региональными надвиговыми системами, местами переходящими в покровы и надвинутыми в основном с севера на юг. На базе этих представлений в 70-е и 80-е годы прошлого века успешно разрабатывались мобилистские кинематические модели строения и развития Большого Кавказа (В.Е. Хайн, А.Л. Книппер, М.Г. Ломизе, И.П. Гамкрелидзе, Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе, Л.П. Зоненшайн, С.А. Ушаков и др.).

Другая группа исследователей Кавказа большую роль в альпийской структуре региона отводит горизонтальным сдвигам. Основоположником сдвиговой концепции, несомненно, следует считать Г.Д. Ажгирея, который впервые рассмотрел распространение сдвигов в альпийской структуре Кавказского региона и сделал вывод о преимущественно сдвиговом типе альпийских деформаций в пределах Большого Кавказа [10].

Каждый из авторов, опираясь на обширный материал предшествующих исследователей и собственных исследований, делит историю развития Кавказа на этапы, периоды и циклы развития. Некоторые исследователи на последнем этапе истории развития Кавказа дополнительно выделяют позднеакчагыль-апшеронскую и ранний плейстоцен-голоценовую стадии цикла.

Проведенный анализ истории геологического развития Восточного Кавказа показывает (рис. 3), что весь альпийский цикл можно разделить на три крупных этапа:

- I – Геосинклинальный (нижняя и средняя юра),
- II – Квазиплатформенный (верхняя юра - средний палеоген),
- III – Орогенный (средний палеоген - четвертичный период).



Условные обозначения:

- Крупные фазы складчатости: 1 - предолигоценовая, 2 - предакчагыльская, 3 - предплейстоценовая (Восточно-Кавказская)

- Региональные перерывы в осадконакоплении: 1 - предкелловейский, 2 - преднеокомский, 3 - предакчагыльский

Стадии альпийского цикла: I - Геосинклинальная, II - Квазиплатформенная, III - Орогенная.

Прочие обозначения: - Верхняя моласса - Нижняя моласса - Ступенчатое (в 3 этапа) погружение

Рис. 3. Схема развития Восточного Кавказа в альпийском цикле тектогенеза

Первый этап. Собственно геосинклинальный этап связан с образованием единого альпийского прогиба Большого Кавказа, который заполнялся мощной толщей морских песчано-глинистых отложений и охватывает период от плинсбаха-аалена до бата включительно. Вдоль разломов, ограничивающих осевой трог геосинклинали проявилась интенсивная магматическая деятельность в виде подводных толеитовых базальтовых лав (спилитов и вариолитов), выбросов пиропластического материала и внедрения мелких суббулканических тел (даек, силлов) диабазового и диабаз-порфирирового состава. В нижней юре (*лейасе*) в пределах геосинклинальных зон шло непрерывное прогибание и накопление мощных песчано-сланцевых толщ. Начиная с юры, подводно-оползневые деформации довольно широко развиты в разрезе угленосной глинисто-алевролитовой толщи нижнего аалена. Следы подобных деформаций отмечены в разрезах по рр. Казикумухского, Аварского и Андийского Койсу. Размеры подводно-оползневых деформаций колеблются от нескольких метров до 40-70 м, а по вертикали - от 0,5 м до 2,5 - 4,0 м (Г.Н. Бровков). Этот период характеризовался очень высокой сейсмической активностью. Интенсивность сотрясений достигала порядка 8-9 баллов и была связана с крупными подводными излияниями лавы, образовавшей мощные покровы спилито-кератофировой формации. В средней юре (*доггерे*), как и в *лейасе*, в пределах Восточного Кавказа сохранялись продольные геотектонические области и проявлялась поперечная зона поднятий на пространстве между реками Андийское Койсу и Аварское Койсу. Для этого периода максимальная сейсмическая активность едва ли превышала 6-7 баллов;

Второй этап начинается с верхней юры (*мальма*) и заканчивается, по-видимому, в нижнем или среднем палеогене. **Квазиплатформенный этап** охватывает мальм-эоценовый период накопления существенно карбонатных осадков.

Он отличается более дробной и более резкой продольной тектонической дифференциацией, возникшей в результате мощных предклловейских движений (сотрясения достигали 7-8 баллов), причем в осевых частях геосинклиналей возникают центральные поднятия, а некоторые геоантеклинальные зоны превращаются в области прогибания. Предпозднеюрский период выделяется как период региональных положительных движений и размывов. Он отмечен региональным перерывом в осадконакоплении (рис. 3). Структурная дифференциация, небольшие угловые несогласия между средней и верхней юрой и некоторая расчлененность рельефа отмечаются вдоль Варандийско-Салатауской антиклинальной зоны. На остальной территории тектоническая активизация проявилась, видимо, как общее вздымание краевой части Скифской эпигерцинской плиты [11].

Таким образом, на границе доггера и мальма (Адыгейская фаза складчатости) происходит инверсия геотектонического режима в пределах геосинклинальных зон Большого Кавказа, что приводит к совершенно иному характеру фаций и распределению мощностей в течение всего второго этапа. Начиная с мальма, в разрезе появляются карбонатные породы, которые особенно характерны для оксфорд-лузитанского, кимериджского и титонского времени. Мощность отложений мальма во впадинах ДК - 800-1000 м. К концу титонского века (в киммерийскую фазу складчатости) вновь происходит сейсмическая активизация. Наблюдаются подводные оползни, глыбы. Заложилась Терско-Сунженская линия.

К концу нижнего мела достаточно четко проявляется поперечная зональность и Восточный Кавказ представляет область значительных прогибаний. Наибольшие мощности нижнего мела для Дагестана - 1000 м. Сотрясения снизились до 5-6 баллов. Почти полное отсутствие подводно-оползневых деформаций в нижнем мелу, когда преобладали нисходящие движения трансгрессивного цикла и когда условия, казалось бы, наиболее благоприятствовали возникновению деформаций гравитационного происхождения, лишний раз подтверждает то, что оползневые деформации сейсмогенного характера возникают в основном при смене тектонического режима на регressiveный. Характерным для этого периода являются отложения на границе апт-альбского веков (древнеавстрийская фаза складчатости) «мусорного» песчаника и гальки.

Верхнемеловое время характеризуется развитием трансгрессии, что приводит к полному исчезновению Предкавказской суши. В так называемые Субгерцинские фазы складчатости (Илседская, Вернигеродская и Пейнерская) на границах конъяк-сантона-кампан-маастрихтского веков происходит ступенчатое (в 3 этапа) погружение ныне Предгорной части Дагестана и отложения мощных карбонатных пород.

Региональным тектоническим событием являются структурные перестройки во второй половине позднего мела, сопровождаемые расчленением рельефа и накоплением подводных оползней в депрессиях - начало формирования структурного плана, близкого к современному.

Конец мела и начало палеогена ознаменовалось резкой контрастностью тектонических движений (Ларамийские фазы складчатости), приведших к началу роста, небольших пока, верхнемеловых складчатых структур. Сотрясения достигали до 6-7 баллов и постепенно усиливались.

Складкообразование, усилившееся в палеоцен-эоценовое время, вызвало широкое развитие подводных оползней. В силу сейсмотектонической активности недр (сотрясения достигали 7-8 баллов) коренные породы островных суш сбрасывались по наклонной поверхности бортовых частей прогиба в бассейн осадконакопления, где перекрывались нижненемайкопскими глинами. Многочисленные следы подводно-оползневых явлений обнаружены в естественных разрезах и вскрыты пробуренными скважинами. В естественных разрезах переотложенные подводно-оползневые породы широко представлены в Приталгинском районе, на поверхности вокруг куполовидной структуры Кукурттау (Талги), достигнув при перемещении площадей Ачису, Избербаш, Махачкала-Димитровка, Шамхалбулак и др. Источниками сноса коренных пород являлись палеоскладки Губденского выступа, северо-западного обрамления Сулакского выступа и зона Ирганайской складчатости.

В конце эоцена вся территория испытала воздымание (Пиренейская фаза складчатости), повсеместно отмечаются следы регрессии.

Третий этап (орогенный), охвативший средний палеоген - голоценовый период, ознаменовался большой тектонической активностью. Резкое и интенсивное начало воздымания (Новоларамийская и Пиренейская фазы складчатости – начальный максимум альпийской активности) приводит к формированию в передовом и межгорном прогибах мощных толщ терригенных отложений.

Период альпийской активизации (рис. 3) по данным геохронологии характеризуется начальным максимумом в эоцене (около 50 млн. лет назад), с нарастанием интенсивности в миоцене (интервал 15- 20 млн. лет) и значительным максимумом в конце плиоцена (интервал 2-4 млн. лет), а также наличием плейстоценовых датировок.

Альпийский этап развития существенно изменил структуру консолидированного основания в виде разнонаправленных блоково-глыбовых перемещений, затронувших земную кору на всю мощность. Взаимные проявления вертикальных и горизонтальных деформаций обусловили асимметрию глубинных структур и создали блоковый тип строения фундамента. В итоге блоковое строение является вторичным, сформированным окончательно в киммерийско-альпийский этап и наложенным на более древние слоисто-складчатые сооружения байкало-герцинского цикла. Сдвиговые нарушения играют особо важную роль в современной структуре, так как с ними в поверхностной части земной коры связаны участки присдвиговых растяжений, благоприятные для проявления вулканизма и сейсмических событий.

В раннем олигоцене проходит мощная фаза складчатости (Пиренейская), с которой начинается собственно позднеальпийский тектонический период. Четко оформляется островная Варандийско-Салатауская антиклиниорная зона, где олигоценовые отложения не отлагались или тут же размывались. Было эродировано 450-650 м известняково-мергельной толщи верхнего мела и палеогена. С северных склонов структуры происходит массовый сход оползней. Заложение Терско-Каспийского краевого прогиба как региональной структуры произошло в позднеолигоценовое время. Его граница с мегантиклиниорием разнород-

на. На западе это глубинный Черногорский разлом, восточнее, подновляя участки Андийского, Терского, Ахвай-Хадумского глубинных разломов, она огибает Сулакский тектонический выступ. В чехле граница представлена флексурными ступенями различного порядка.

Примером сейсмогенных деформаций являются грандиозные скопления деформированных пород (пакет покровов Шатского), приуроченных к нижней и верхней части миатлинского горизонта (майкопская свита). Масштабы их развития и стратиграфическая приуроченность не вызывает никакого сомнения в сейсмогенном их происхождении. Подобные образования широко развиты в области Дагестанского клина и его обрамления. В разных масштабах они проявляются в окрестностях сел. Талги, Гелли, Казанище, Эрпели, Чиркей, Миатлы, Дылым, Ленинкент, в районе поднятий Чубар-Арка и Заузанбаш.

Известно, что мутьевой поток использует в качестве трассы движения линейно-вытянутые понижения юрского дна. Вероятно, такой трассой являлась осевая часть асимметричного предгорного краевого прогиба, осложненного двумя выступами в области Дагестанского клина, что резко меняло направление течения и создавало завихрения потока. Значительную роль в их развитии играют селевые выносы с близко расположенной суши, либо сильные толчки землетрясений. Наблюдения за образованием современных мутьевых потоков в морях показали (Сафьянов Г.А., 1972), что вблизи эпицентров сильных (9 баллов) землетрясений скорость мутьевых потоков может достигать 23 м/сек, а иногда - до 67 м/сек.

С начала олигоцена и до раннего миоцена на всей территории региона происходит формирование отложений майкопской серии, представленной литологически однообразными, преимущественно бескарбонатными, содержащими гидроокислы железа темными глинами, чрезвычайно обедненными органическими остатками. Переотложенные коренные породы, представленные разными горизонтами палеоцен-эоценового возраста (реже верхнего мела), занимают значительные интервалы в нижнем майкопе. Нижний от верхнего майкопа отделяется региональной свитой Рики, в основании которой выделяются так называемые «алкунские слои» образованные в результате Савской фазы складчатости. Отдельные глыбы фораминиферовых мергелей на площади Ачису имеют мощность до 100 м, при суммарном значении до 300 м и более (314 м в скв. №120). Общее признание получили результаты исследований Н.Ю.Успенской [12], убедительно доказавшей подводно-оползневое происхождение переотложенных палеоцен-эоценовых коренных пород, сброшенных с возвышенных островных суш в нижнемайкопский осадочный бассейн в процессе оживления сейсмотектонических движений в предолигоценовое время.

Как отмечает Н.Б. Вассоевич (1946), интенсивное проявление подводных оползней имело место и в среднем миоцене. Происхождение сингенетичных подводных оползней исследователь связывает с сейсмическими сотрясениями дна осадочного бассейна. В плиоцен-антропогене осадочный чехол наращивался в условиях развития Терско-Каспийского передового прогиба при активном росте горно-складчатого сооружения Б.Кавказа. После регионального предакчагыльского перерыва в осадконакоплении передовой прогиб стал активно углубляться в соответствии с закономерностями позднеорогенной стадии развития. В связи с этим произошло и ускоренное формирование мощной толщи верхнемолассовой терригенной формации плиоцена, а затем и антропогена общей мощностью в наиболее глубоких частях прогиба - до 2000 м.

Со второй половины позднего сармата и в плиоцене с нарастанием следуют периоды основных позднеальпийских тектонических движений, складкообразования и воздымания [13]. Формирующаяся орогенно-складчатая структура все более оттесняет краевой прогиб к северу. Этот процесс кратковременно нарушался, и акчагыльские, ашхеронские, бакинские трансгрессии отлагали осадки с размывами и угловыми несогласиями по периферии поднятия. В настоящее время продолжается развитие складчатых и разрывных систем, формирование их вдоль Терского разлома, с чем связаны землетрясения и деформации четвертичных террас.

Весьма отчетлива фаза движений, отвечающая рубежу апшерон - нижний плейстоцен. На востоке и к югу от хр. Нарат-Тюбе, начинают испытывать активный рост Бенойская и Хадумская брахиантиклинали. К этому моменту следует относить и формирование крупных разрывов, осложняющих Черногорскую и Нарат-Тюбинскую моноклинали, поскольку они хорошо выражены в пликативных деформациях и сбросо-сдвигах акчагыл-апшерона, но не смещают отложения плейстоцена. Вероятно, эта фаза движений связана с определенными импульсами субмеридиональных тектонических сжатий.

Установленные перерывы и несогласия между понтическим и акчагыльским ярусами позволяют выделять крупную и относительно продолжительную (около 2,5 млн лет) тектоническую fazу, (Предакчагыльскую или Кобристанскую), а между апшеронским и бакинским ярусами - названную И.П. Герасимовым - Восточно-кавказскую. Усиление темпа неотектонических поднятий предгорий в среднем - позднем плейстоцене фиксируется изменением высотных отметок морских верхнеказарских террас [14], испытавших активное вздыбление, резкие наклоны ниже-среднеплейстоценовых террас в левобережье р. Сулак на Бавтугайской возвышенности. Для этого этапа характерен активный рост структур в пределах южного края Терско-Каспийского краевого прогиба (Хадумский купол, Эльдамо-Кукуртауская складка, Карабудахкент-Селлинское поднятие, западная и восточная антиклинальные зоны). Рост структур и сопутствующие смещения по радиально расположенным к Дагестанскому клину разрывам, совпадающим с долинами рек Сулак, Шура-озень, Черкес-озень, известны и в пределах Дагестанского побережья к югу от Махачкалы по деформациям хвалынских береговых линий [15].

Тектоническими движениями поздних стадий орогенного развития альпийского тектогенеза был вызван подъем Дагестанского клина с развалом и сползанием осадочного чехла в сторону северо-западного и северо-восточного бортовых его обрамлений. Северо-западное бортовое обрамление Дагестанского клина представлено ступенчато-надвиговым строением складчатости, сложно стыкующимся с Сулакским выступом. Вершиной последнего является куполовидная Хадумская структура, раскрытая почти до юры в глубоком каньоне с отвесными крутыми склонами русла р. Сулак. Северо-восточное бортовое обрамление Дагестанского клина представлено Губденским структурным выступом, плотно смыкающимся со складчатостью Горного Дагестана. Вершина выступа приподнята и тесно собрана в группу поднятий Эльдама-Изатлы-Иргартбаш.

Неотектонические данные по Восточному Кавказу наиболее полно укладываются в неомобилистские представления, объясняющие формирование складчатых деформаций горизонтальными сжатиями, являющимися результатом либо пододвигания Закавказской микроплиты под горное сооружение Восточного Кавказа [16], либо резким увеличением скорости сближения Аравийской и Евроазиатской плит [17], что приводит в свою очередь к горизонтальному сжатию и развитию структур скальвания в пределах сооружения Восточного Кавказа.

В результате тангенциального, субмеридионального сжатия, имевшего место в предакчагыльскую fazу складчатости поперечного простирания складок, произошло резкое усложнение ранее сформированных структур. Надвигание складчатого осадочного чехла происходило по разломам глубокого заложения с южным падением смесителей, не выходящих в приповерхностные участки Дагестанского клина к северу, в сторону Терско-Каспийского прогиба (рис. 4).

Возможность многократных инструментальных измерений вдоль одних и тех же линий нивелирования позволила выявить новые закономерности проявления современной геодинамики не только в пространстве, но и во времени. Эти закономерности и механизмы устанавливаются по данным в различных районах мира, но наиболее полно они представлены для Кавказа и Закавказья [18,19].

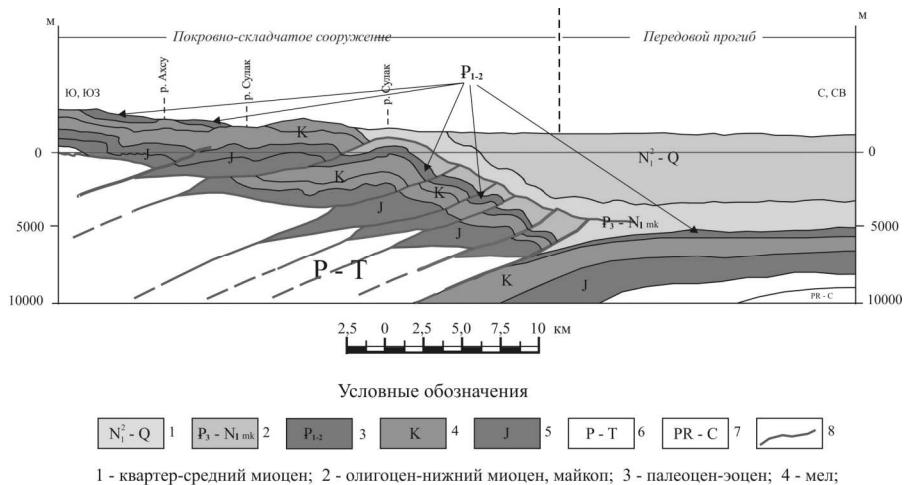


Рис. 4. Наиболее вероятная модель сочленения Терско-Каспийского передового прогиба и складчатого сооружения Восточного Кавказа (Фронтальная часть Дагестанского клина)

Наиболее надежные результаты дают анализ материала современной геодинамической активности.

Картографо-геодинамические модели [19] составленные для трех эпох ХХ в.: 1925/37-1946/50 гг., 1946/50-1970/75 гг. и 1970/75-1986/92 гг. показывают, что современные движения не являются линейными (т.е. однодirectionalными), как это считали ранее, а характеризуются знакопеременностью, короткопериодными вариациями своей интенсивности и направленности. Такая закономерность отмечалась для геологически измеримого времени в миллионы, десятки и сотни миллионов лет, но впервые она инструментально зафиксирована для столь "ничтожных" интервалов времени как годы и первые десятки лет.

Для эпохи второй четверти ХХ в. (1925/37-1946/50 гг.) кинематика деформаций для Кавказа выглядит следующим образом: Предкавказье испытывает слабые поднятия (0... +2 мм/год) и слабые опускания (0... -2 мм/год). Б. Кавказ ступенчато максимально вздымаются до 1-1,5 см/год. Закавказская депрессия испытывает умеренные поднятия (0... +6 мм/год) и опускания (0... -4 мм/год), а для М. Кавказа зафиксирована инверсия движений - он втянут в интенсивные опускания до -1 см/год. Тем самым горные системы Б. и М. Кавказа находятся в противофазах движений, что явилось неожиданностью для господствовавших тогда представлений геологов, геодезистов и геоморфологов.

Для следующей эпохи третьей четверти ХХ в. (1946/50-1970/75 гг.) кинематика движений принципиально изменилась не только по интенсивности, но и по знаку. Предкавказье стало испытывать преимущественно умеренные опускания (0... -5 мм/год), перемежающиеся со слабыми поднятиями (0...+2 мм/год). Для Б. Кавказа отмечается полная инверсия движений - максимальные вздымаются сменяются опусканиями, достигающими в Центральной части -2,5... -3 мм/год. В Закавказской депрессии умеренные поднятия сменились умеренными и интенсивными опусканиями (0... -8 мм/год). Соответственно инверсию движений испытала горная система М. Кавказа, сменив интенсивные опускания на интенсивные поднятия до 1- 1,5 см/год. На этом фоне Б. и М. Кавказ снова находятся в противофазах движений.

Очередная смена направленности движений фиксируется для эпохи последней четверти ХХ в. (1970/75-1986/92 гг.).

Таким образом, за период инструментальных измерений в течение ХХ в. горная система Кавказа испытала две эпохи общих поднятий (вторая и последняя четверти века), разделенных эпохой преобладающих опусканий (третья четверть века). Это новое уникальное явление, которое можно считать теперь установленной закономерностью не только для Кавказа [18,20] но и для других горных систем шовного типа, а вероятно и общей глобальной закономерностью.

Сходные тенденции наблюдаются для Карпато-Балканского региона, горных систем Тянь-Шаня, Забайкалья, Урала, Японии и др. Как уже отмечалось, вертикальные и горизонтальные движения являются двумя формами проявления единого процесса морфотектогенеза.

Закономерное чередование фаз общих поднятий и опусканий является, таким образом, результатом перманентного возвратно-поступательного механизма сжатия-растяжение. Это совершенно новое представление, которое получено с помощью инструментальных методов и хорошо согласуется с концепцией неомобилизма [19]. Если взять весь альпийский цикл тектогенеза В. Кавказа применительно к вышеописанному механизму и сжать его до короткого отрезка времени, то можно представить картину «кипящей каши» под глыбово-блоковым строением верхней части земной коры (чередование подъемов, связанных со сжатиями и опусканий блоков земной коры, связанных с растяжениями).

В последние годы появляется все больше данных о том, что современные перемещения земной поверхности имеют колебательно-волновой характер [19-24]. Колебательно-волновая природа современной геодинамики связана не с плитотектоникой, а с иным механизмом глобального морфотектогенеза, который обусловлен изменением ротационного режима Земли. Замедление или ускорение скорости вращения Земли приводит к неравномерному раздуванию или уплощению геоида, что вызывает возникновение субмеридиональных и субширотных деформационных волн земной поверхности, соответствующих тенденций к общим сжатиям или растяжениям. Эти колебания ротационного режима хорошо фиксируются в соответствующих изменениях длительности земных суток. Они хорошо прослеживаются в фазах активизации и ослабления сейсмической деятельности, извержениях вулканов, цунами и т.п. Можно констатировать, что ротационный механизм накладывается на механизм плитотектоники, а современная геодинамика является интегратором различных механизмов морфотектогенеза [19,20,24]. Геодезические и метеорологические измерения в морфоструктурах разного типа и ранга показали, что вертикальные движения обладают квазипериодичностью (ритмичностью) в 1, 2-3, 5-7, 10-15, 20-25, 35-40, 50-60, 70-80, 100-120 лет. Сходную ритмичность отмечают для горизонтальных движений, хотя количество данных здесь более ограничено.

Таким образом, можно говорить о взаимосвязи эндогенных и экзогенных процессов в формировании и эволюции геоболочки Земли, о существовании общего и единого глобального механизма, имеющего единые источники энергии (космические, земные и др.).

Выводы

Проведенный анализ истории геологического развития Восточного Кавказа в альпийском тектоническом цикле показывает, что Дагестанский клин является сложным полизональным складчатым узлом с фрагментарным проявлением структурных форм горст-трансверсального типа и представляет собой автономный тектонический элемент, заложенный до проявления предакчагильской и восточно-кавказской фаз складчатости. Рассматриваемая территория характеризуется неоднородностью в распределении мезо-кайнозойской и современной геодинамической активности. Эта дифференциация носит блоковый характер, границы между участками современных поднятий и опусканий земной поверхности выражены высокоградиентным изменением скоростей современных вертикальных движений земной поверхности. Особенность движений состоит в том, что они сосредоточены в узких линейно-вытянутых межблоковых зонах. Возникновение этих зон обусловлено высокой геодинамической активностью разломов в фундаменте.

Повышенная сейсмическая активность ДК определяется тем, что он входит в альпийскую геосинклинальную область, в которой еще не закончились процессы формирования складчатых структур и в связи с тем, что идут глубинные перемещения масс, вызывающие образование или оживление разрывов и разнонаправленные блоково-глыбовые перемещения, затронувшие земную кору на всю мощность. Взаимные проявления вертикальных и горизонтальных деформаций создали блоковый тип строения фундамента.

Наиболее интенсивное грабенообразование наблюдается в майкопское время, когда были заложены протяженные узкие зоны сброшенных блоков пород, в которых мощность осадков в 2 и более раз превышали значения в сопряженных блоках, создавая тектонические экраны для нижезалегающих отложений верхнего мела а также нижнего мела и верхней юры. В последующем, в процессе крупных горообразовательных тектонических движений восточно-кавказской фазы, вся «предгорная» часть преобразовалась в крупную Нарат-Тюбинскую моноклиналь, где зоны грабенов превратились в тектонические экраны для меловых и юрских пород создавая, таким образом, тектонически экранированные ловушки нефти и газа.

В ближайшем геологическом будущем ожидается расширение орогена к северу-западу и северу-востоку от Дагестанского клина, вовлечение южной тектонически активизированной части Терско-Каспийского прогиба в орогенно-складчатую структуру мегантиклинория, граница которого выдвигается к Терскому глубинному разлому.

К настоящему времени, стало очевидным, что в современную эпоху проявляются почти все типы тектонических движений и деформаций, свойственных более ранним эпохам истории Земли. По своей интенсивности они не только не уступают последним, но, как правило, их превосходят, и роль горизонтальных движений не менее существенна, чем роль вертикальных.

Таким образом, в альпийском цикле развития Восточного Кавказа, в его пределах - области ДК, существовали все виды пространственного движения вещества, свойственные и более ранним эпохам истории Земли.

При выполнении работы автор пользовался советами и консультациями старейшего геолога Дагестана, который долгое время работал в этом районе, ныне - научного сотрудника Ин-та геологии Ю.М. Магомедова, которому автор выражает искреннюю благодарность.

Литература

1. Зубков И. Ф. Геологическая форма движения материи. Киев, 1974. С. 198.
2. Зубков И.Ф. Социальные гносеологические и методологические проблемы геологических наук. Киев, 1979. 210 с.
3. Иващевский Л.И. Философские вопросы геологии. Новосибирск: Наука, 1979. 206 с.
4. Идея развития в геологии: вещественный и структурный аспекты / Отв. ред. В.А. Соловьев. Новосибирск: Наука, 1990. 313 с.
5. Магомедов Р.А. Геологическая форма движения материи как способ существования планеты (природной системы) // ДНЦ РАН, "Вестник Дагестанского Научного Центра", Вып. 9, Махачкала 2001.
6. Пучков В.Н. Тектонические фазы и циклы в контексте тектоники литосферных плит геотектоника, 1994, № 3.
7. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. - 620 с.
8. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М., 1984.
9. Расцветаев Л.М. О роли взбросо-сдвиговых деформаций в альпийской структуре Крымско-Копетдагской шовной зоны // Ломоносовские чтения и VI науч. конф. геол. ф-та МГУ. М.: Изд-во МГУ, 1971.
10. Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движения Земной коры. Изв. АН СССР, Серия геол., № 8. 1960.
11. Маркус М.А. К вопросу о позднеальпийском тектогенезе Восточного Кавказа.- Сов. Геология, 1984, № 12.
12. Успенская Н.Ю. К тектонике третичных отложений // Тр. Глав. Геол. разведочного управления. Т. 50. Вып. 6. 1931.
13. Маркус М.А. К вопросу о позднеальпийском тектогенезе Восточного Кавказа.- Сов. Геология, 1984, № 12.
14. Рычагов Г.И. Верхнеказарские террасы Дагестана // Комплексные исследования Каспийского моря. М., 1970. Вып. 1.
15. Рычагов Г.И. Влияние неотектонических движений на положение береговых линий Хвалынских морей в пределах Дагестана // Комплексные исследования Каспийского моря. М., 1972. Вып. 3.
16. Баранов Г.И., Греков И.И. Геодинамическая модель Бол. Кавказа. М., 1982.
17. Варданян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона // Океанология. 1979. Т. 19, вып. 6.
18. Лилиенберг Д.А. Новые подходы к оценке современной эндогеодинамики Каспийского моря и вопросы ее мониторинга // Изв. РАН, сер. географ. 1994. № 2.
19. Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецова Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографо-геодинамические модели современных движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для разных эпох // Геоморфология. 1997. № 4.
20. Лилиенберг Д.А. Актуотектоника и экogeодинамика // Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии. СПб.: РГО. 1997.
21. Герасимов И.П., Лилиенберг Д.А. Геоморфологическая модель Б. Кавказа // Б. Кавказ - Стара Планина. М.: Наука, 1984.
22. Лилиенберг Д.А. Современные тектонические движения и их связь с морфоструктурами //Актуальные вопросы советской географической науки. М.: Наука, 1972.

23. Лилиенберг Д.А. Геоморфолого-геодинамическое направление в оценке подвижности морфоструктур и изменчивости земной поверхности // Изв. РАН, сер. географ. 1988. № 6.
24. Лилиенберг Д.А. Новые подходы в изучении современной геодинамики горных стран // Проблемы на географията. София. 1989. № 2.
25. Буторин Г.Д., Галин В.Л. Тектоника передовой складчатой зоны Дагестанского выступа в связи с поисками залежей нефти и газа. - Сов. геол., 1972, № 9.
26. Шарафутдинов Ф.Г. К тектонике Сулакского тектонического выступа в связи с нефтегазоносностью мезозойских отложений Дагестана. Махачкала, 1975.
27. Шарафутдинов Ф.Г. К вопросу генезиса олистостромов Дагестана. - В кн. Нефтегазоносность глубокопогруженных зон Дагестана. Махачкала, 1982.
28. Брод И.О. Тектоника и нефтеносность Вост. Предкавказья // Сов. геол. 1938. № 7.
29. Талалаев В.Д. Важнейшие особенности альпийской складчатости Сев. Вост. Кавказа // Тр. Сев. Кав. НИПИнефть. Грозный, 1977. Вып. 12, ч. 1.
30. Шатский Н.С. О надвигах восточной части Черных гор на Сев. Кавказе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1925. Т. 33, вып. 3-4.
31. Короновский Н.В. Аграхан-Тбилисско-Левантийская левосдвиговая зона - важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т.337, №1.
32. Коршенаум Ф.М. Некоторые структурно-генетические особенности строения Дагестанского клина // Тр. Ин.-та геол. Даг. ФАН СССР, в.40. Махачкала, 1989.
33. Криволицкий Н.В. Тектонические характеристики области Известнякового Дагестана // Тр. ВНИГРИ, 1954, № 4.
34. Левкович Р.А. и др. Геодинамический эффект создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. М.: Наука, 1982, 76 с.
35. Соборнов К.О. Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина. // Геотектоника.1991. №3.
36. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. "Недра". М., 1968.
37. Кожевников А.В. Террасы р. Сулак в предгорьях Кавказа. - В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961.
38. Добречев Н.Л. Правильная периодичность образования глаукофановых сланцев и офиолитов как показатель периодичности геологических процессов // Докл. АН СССР. 1989. Т. 300. № 2.
39. Козьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов) // Геотектоника.1974. № 6.
40. Кропоткин П.К. Новая геодинамическая модель // Природа. 1989. № 1.
41. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983.- 280 с.
42. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Возможная природа тектонических циклов // Океанология, геофизика океана. Т.2. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
43. Мясников В.П. Конвективные модели эволюции Земли // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии: Тезисы докладов. М.: Межведомственный тектонический комитет, 1987. 67 с.
44. Пушкарев Ю.Д. Мегацикли и эволюция системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.
45. Пущаровский Ю.М., Новиков ВЛ., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере //Геотектоника. 1990. № 5.
46. Тектоническая карта мира / Отв. ред. Леонов Ю.Г., Хайн В.Е. М.: Изд-во Мингео СССР, 1984.
47. Шейнманн Ю.М. Великие обновления в тектонической истории Земли // Структура земной коры и деформации горных пород: Доклады советских геологов на XXI сессии МТК. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
48. Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии // Геотектоника. 1965. № 5.
49. Кропоткин П.Н. Теория тектоники литосферных плит и геодезические измерения // Природа, 1992, № 7.

Если я видел дальше других,
то потому, что стоял на плечах гигантов.
Сэр Исаак Ньютона

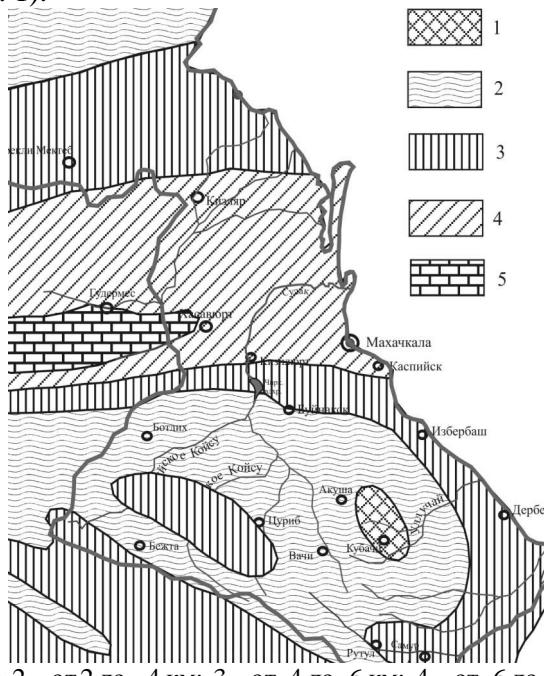
ОСОБЕННОСТИ ДИЗЬЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИКИ, СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ОБЛАСТИ ДАГЕСТАНСКОГО КЛИНА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

*Магомедов Р.А.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Для представления цельной картины дизъюнктивной тектоники района, его современной геодинамики и сейсмичности в первую очередь необходимо проведение последовательного анализа опубликованного и фондового материалов исследований по данной проблеме. В качестве основного материала для раскрытия обозначенной темы использованы гравитационную карту, материалы магнитометрических исследований, материалы дешифрирования космоснимков, результаты геодезических измерений, данные о сейсмичности, а также результаты анализа материала собственных исследований.

При анализе строения рельефа доюрского фундамента выясняется, что на ней отразилась история развития отдельных крупных структурных элементов. Выделяется общая

приподнятость фундамента Предгорного и Горного Дагестана. В Терско-Каспийском прогибе фундамент погружен до 6-10 км и приподнят до абсолютных отметок 2-4 км в горно-складчатой области (рис. 1).



1 – от 0 до -2 км; 2 – от 2 до -4 км; 3 – от -4 до -6 км; 4 – от -6 до -8 км; 5 – от -8 до -10 км.

Рис. 1. Фрагмент схемы рельефа доюрского фундамента Кавказа (по И.В. Кирилловой и А.А. Сорскому)

Доюрский фундамент сложен, в основном, кристаллическими сланцами и гнейсами, позднепалеозойскими гранитоидами и состоит из блоков разделенных субвертикальными разломами. Глубинные разломы образуют аномальные линейно вытянутые структуры тепловых полей, которые характерны для разломных участков земной коры (рис. 2).

Прямых геологических данных о том, что фундамент подвергся более ранним, герцинским деформациям, нет. Крутое почти опрокинутое залегание передовых крыльев выступов является результатом не только подъема, но и горизонтального смещения выступов.

С помощью методов МОВ, КМПВ и др., проведенных Кабардино-Балкарской геофизической экспедицией СКГУ (П.П. Коростелев и др.) было установлено, что все крупные структурные единицы, известные в пределах северо-восточного склона Большого Кавказа, находят свое прямое отображение в фундаменте. Проведенными работами были не только подтверждены границы тектонических зон, выделенных ранее, но и впервые были выявлены новые крупные тектонические структуры продольного (субкавказского) и поперечного (антикавказского) простираний.

Анализ материала показывает, что блоки докембрийского фундамента отделены друг от друга рифтогенноподобными мобильными шовными зонами и, проявляются в верхних структурных этажах зонами повышенных деформаций. В рельефе поверхности Мохоровичича отчетливо выделяются *Пшекии-Тырныаузская шовная зона*. Она пересекается поперечными зонами разломов: Аварско-Сулакской переходящей в Н. Чиркей-Экибулакской, Шура-Озенъским, Эскендерон-Махачкалинским, Губденским, Ахатлы-Кумторкалинским, Кахаюртовским, Пираузским и *Аграхано-Тбилисско-Левантайской левосдвиговой зоной I* порядка Н.В. Короновского [1], которая является новейшим структурным элементом Кавказа и западной границей Дагестанского клина (рис. 3) связанная с левосдвиговыми деформациями вдоль долины р. Акташ.

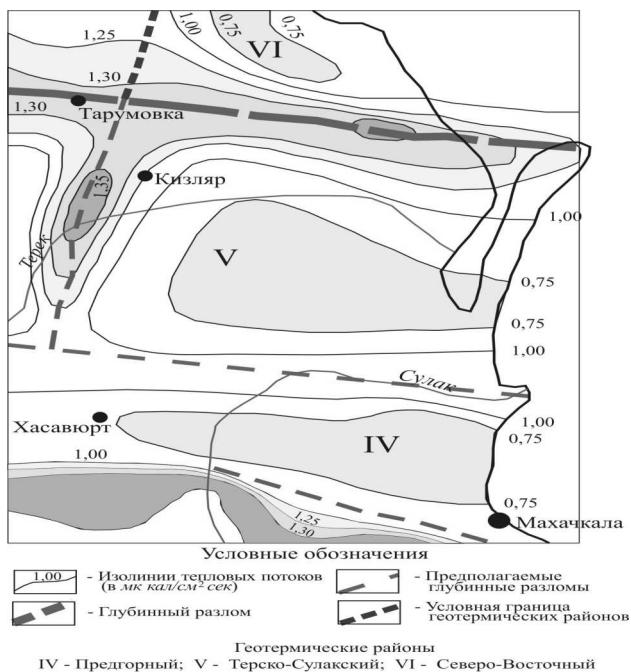
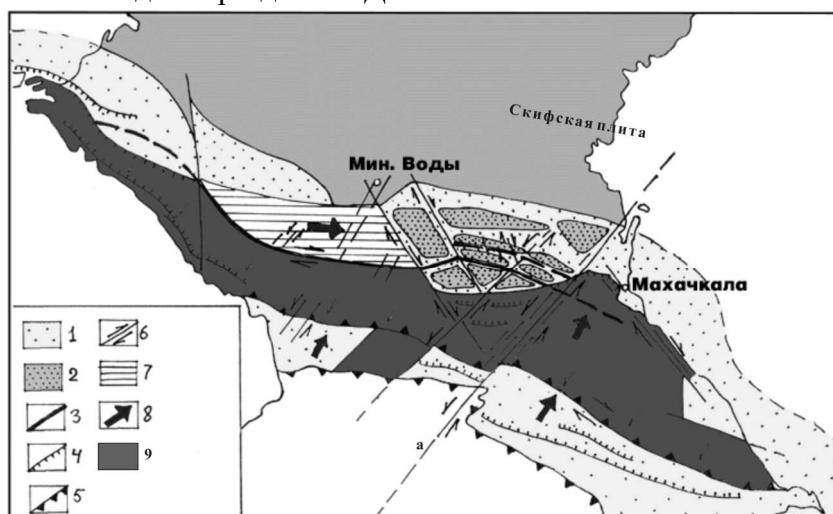


Рис. 2. Карта тепловых потоков Дагестана (по В.В. Суэтнову, 1967 г.)

Кроме левого сдвига I порядка выделены Махачкалинский левый сдвиг и правые сдвиги II порядка - Андийский, Андийско-Сулакский, Губденский и Гамриозенский. Правые сдвиги названы таковыми только условно. Образовались они при продвижении участка земной коры к северо-востоку, но их смещение отставало от основных сдвигов - Аграхан-Тбилисского-Левантского и Махачкалинского.

Вышеназванные сдвиги разделяют Дагестанский клин на тектонические блоки.



1. Неоген-четвертичные Предкавказские прогибы и Закавказские межгорные впадины; 2. Наиболее прогнутые участки Терско-Каспийского прогиба; 3. Пшекиш-Тырныаузская зона; 4. Перемещение по надвигам и вергентность складок; 5. Надвиги рудного тела; 6. Сдвиги: а - Аграхано-Тбилисско-Левантская левосдвиговая зона I порядка; 7. Лабино-Малкинская моноклиналь; 8. Основные перемещения масс; 9. Горно-складчатое сооружение Большого Кавказа.

Рис. 3. Предкавказские прогибы и направления перемещения масс [1]

Пшекиш-Тырныаузский разлом является одним из наиболее хорошо изученных разломов Северного склона Большого Кавказа. Он прослеживается на 300 км и отделяет горстаниклиниорий Главного хребта. Разлом представляет зону узких пластин с преимущественно падением под складчатое сооружение. Ограничивающие их разрывы сближаются на глубине в единой вертикальный разлом. В пределах Дагестана Пшекиш-Тырныаузский разлом рассекает фронтальную часть Дагестанского клина. Здесь, в районе Экибулака в нем преобладают раздвиговые движения с образованием миндалевидной структуры. С

миндалевидной структурой связан очаг Дагестанского землетрясения 1970 г. ($M = 6.6$, $H = 13$ км, $J_0 = 9$ б).

Глубинные разломы (Терский, Салатауский, Черногорский, Андийский, Ахвай-Хадумский) выделяются по геофизическим и геологическим данным как крупные нарушения фундамента с пликативно-дизъюнктивными осложнениями, фациальной изменчивостью осадков в чехле.

Терский глубинный разлом (*Срединный, Махачкалинский*) северо-западной ориентировки в чехле представлен пликативно-дизъюнктивной зоной с Гудермесской антиклиналью на западе и флексурой на востоке (*Нааратгюбинская ступень*). В гравитационном поле он выражен линейно-вытянутой структурой (рис. 4) и ступенью в 20-30 мГл, относимых к фундаменту.

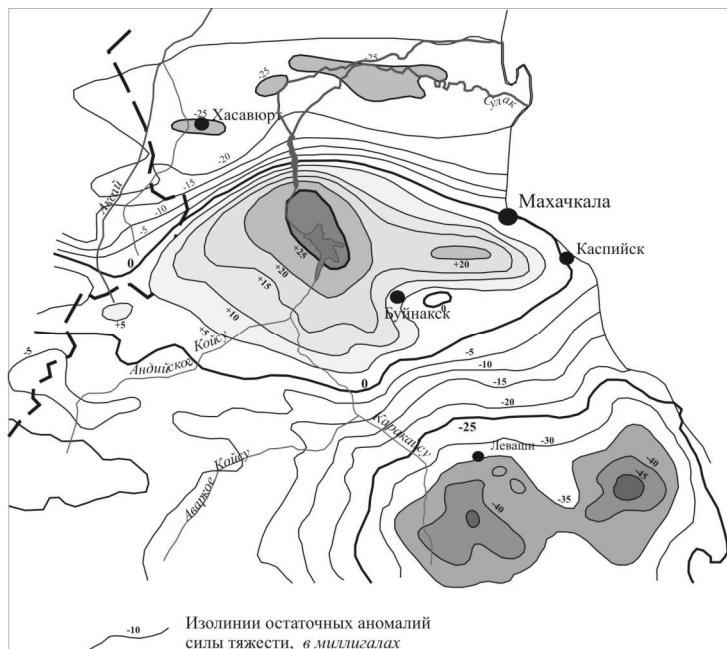


Рис. 4. Карта остаточных аномалий силы тяжести (по Г.В. Литовко, А.Г. Шемпелеву и Л.А. Ломовой)

Разлом сейсмичен, трассируется многоярусными нефтегазовыми месторождениями, термальными и минеральными источниками, зачаточным грязевым вулканизмом [2] и разделяет осевую и прибортовую части Терско-Каспийского прогиба. Срединный (*Терский*) разлом был выделен в 1959 г. Г.Д. Ажгиреем. Более поздними исследованиями М.Н. Смирновой и др. по комплексу геолого-геофизических исследований было доказано его наличие в Терско-Каспийском прогибе. В восточном направлении разлом проходит от Хасавюрта севернее Кизилюрта к устью реки Прорвы и далее следует параллельно линии берега Каспийского моря. В районе Кизилюрта – Махачкалы разлом испытывает активное развитие.

В 1989-90 гг. геофизическим отрядом ИГ ДНЦ РАН были проведены гравимагнитные съемки вкрест предполагаемого глубинного разлома. Результаты интерпретации материалов гравитационных измерений показали бухтообразное понижение (уступ в 6 мГал) гравитационного поля в зоне предполагаемого разлома, показывающее зону дробления и разуплотнения горных пород. Измерения вариаций полного вектора и вариаций вертикальной составляющей геомагнитного поля показали, что при входе в разломную зону невозможно было произвести отсчет по причине быстро меняющихся их значений. Такая картина наблюдалась на протяжении примерно 1 км. При выходе из зоны предполагаемого разлома быстрые изменения составляющих геомагнитного поля прекратились [3]. Таким образом, проведенные гравимагнитные съемки подтверждают местоположение предполагаемой зоны дробления и разуплотнения, приуроченной к Срединному разлому.

Салатауский глубинный разлом северо-западной ориентировки предполагается под одноименной антиклиналью мезозойско-кайнозойского развития. Видимо, это Сунженская ветвь Пшекиш-Тырныаузского разлома. К западу он затушеван Даргинской мульдой. К юго-востоку его трассируют Салатауская, Гимринская, Ирганайская складки. Разлом слабосейсмичен, ограничивает с юга Сулакский тектонический выступ с относительно положительным развитием в мезозое и положительной аномалией силы тяжести.

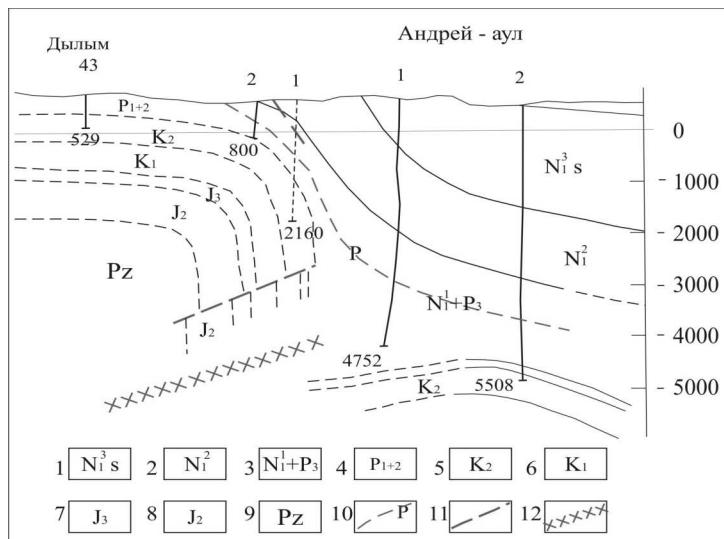
Андийский глубинный разлом [4] северо-восточной ориентировки ограничивает с запада Сулакский тектонический выступ который отделен от Каратинского и Капчугайского Аграхан-Тбилисско-Левантайским левым сдвигом. К западу от разлома в мезозое происходили более интенсивные блоковые погружения и накопление осадков большой мощности. В гравитационном поле он разобщает положительные аномалии Сулакского выступа и Варандийской антиклинали. Над разломом в чехле меняется простирание складок, увеличивается количество поперечных разрывов, концентрируются очаги землетрясений (Анди, Мехельта, Беной). Последние тяготеют к сочленению Андийского и Салатауского разломов [5].

В 1968 – 1969 гг. при интерпретации гравитационного поля Чечено-Ингушетии М.Н. Смирновой и др. был прослежен глубинный разлом, который был назван Черногорским. На Аксайском поперечном разломе Черногорский разлом испытывает изменение ориентировки, пересекает Дагестанский клин южнее г. Буйнакска и уходит в Южный Дагестан.

Сейсмической съемкой на площади Махачкала-Избербаш по горизонту верхнего мела-палеогена выделено шесть блоков, отделяющихся друг от друга разрывными нарушениями. Сложное блоковое строение отмечено и в районе сочленения Нараттюбинской моноклинали с Гудермесской складкой. По данным сейсмических исследований, севернее Шамхалбулака выделены зоны нарушений, трассирующиеся вдоль Нараттюбинской моноклинали и разделяющие комплекс пород мела-палеогена на ряд протяженных тектонических блоков, ступенчато погружающиеся на север в сторону Терско-Сулакского прогиба. Амплитуда нарушений составляет 100-1000 м. Бурением в 1971-1975 гг. в меловых отложениях подтверждено наличие регионального разлома, выделены Нараттюбинская моноклиналь, Хадумский купол, Мирзабулакская складка, Миатлинские синклиналь и брахиантеклиналь. Последняя представляет собой асимметричную структуру с осью почти широтного простирания. Вдоль северного крыла этой складки по региональному разрыву меловые отложения взброшенного блока контактируют с глинистыми образованиями майкопа. Хорошо изучена Шамхалбулакская антиклиналь, подтвержденная геофизическими методами разведки и глубоким бурением (Дагнефть: Л.А. Ройтман, Л.С. Багов и другие, 1971, 1972 гг.). По меловым горизонтам эта складка представляет собой длинную, вытянутую в широтном направлении килевидную структуру размером 17 x 3,5 км и высотой 650 м. Бурением также установлен региональный разлом амплитудой до 1000 м, отделяющий Миатлинскую брахиантеклиналь от Шамхалбулакской антиклинали (1974, 1975 гг.).

По данным сейсмических и гравиметрических исследований, в свою очередь, подтвержденных на многих площадях поисковым бурением, вдоль внешнего обрамления Дагестанского клина под моноклинально залегающими миоценовыми слоями Нараттюбинской зоны меловые отложения дислоцированы в узкие линейно-вытянутые антиклинальные по форме блоки, ступенчато погружающиеся к осевой части Терско-Каспийского прогиба. Протяженность дислоцированной зоны, в пределах которой выявлено около 10 структур (Акташ, Аркабаш, Новолак, Чапаевская, Алмало, Сафаралинская, СевероАкташская, Димитровская и др.), достигает 150 км при ширине 10-15 км. Длина локальных структур - 8-17 км, ширина - 3-4 км при высоте - 200-400 м.

В головной части Нараттюбинской зоны северный склон Сулакского выступа изучен бурением [6]. Под крутозалегающей толщей миоценовых слоев верхнемеловые отложения нарушены погребенными разрывами и образуют систему ступенчато погружающихся на север блоков. Разрывные нарушения фиксируются перемятым пород и крутыми залеганиями слоев (до 80- 90⁰) (рис. 5).



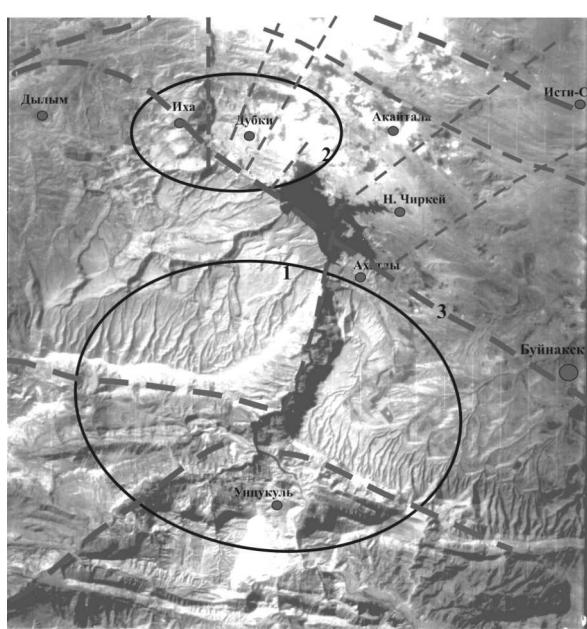
1 – сарматский ярус; 2 – средний миоцен; 3 - майкопская серия; 4 – фораминиферовая серия; 5 - верхний мел;
6 - нижний мел; 7 - верхняя юра; 8 - средняя юра; 9 - палеозой; 10 - реперный пласт в кровле миатлинского горизонта; 11 – разломы; 12 - зона главного надвига.

Рис.5. Геологический профиль «Дылым-Андрей-аул»

В изученных пересечениях блоки имеют форму антиклиналей, опрокинутых на север в результате резкого воздымания Сулакского выступа.

Таким образом, глубинная структура Дагестанского клина имеет блоковый характер. Участки с различным уровнем зеркала складчатости и узкие протяженные ступени с крутым залеганием мезозойских и кайнозойских слоев достаточно определенно намечают границы блоков. Предположительно, с глубиной крутые ступени альпийского комплекса должны переходить в разломы доюрского фундамента.

Разрывная тектоника во многом предопределила и геоморфологические условия области. Больше-амплитудные сейсмотектонические сдвиги (срывы) образовались на участках рек, где русло характеризуется резким (до 90°) поворотом при смене направления течения от северо-западного на юго-западное или западное, строго подчиняясь простирианию разрывных нарушений (зона интенсивного новейшего вреза долины р. Сулак) (рис. 6).



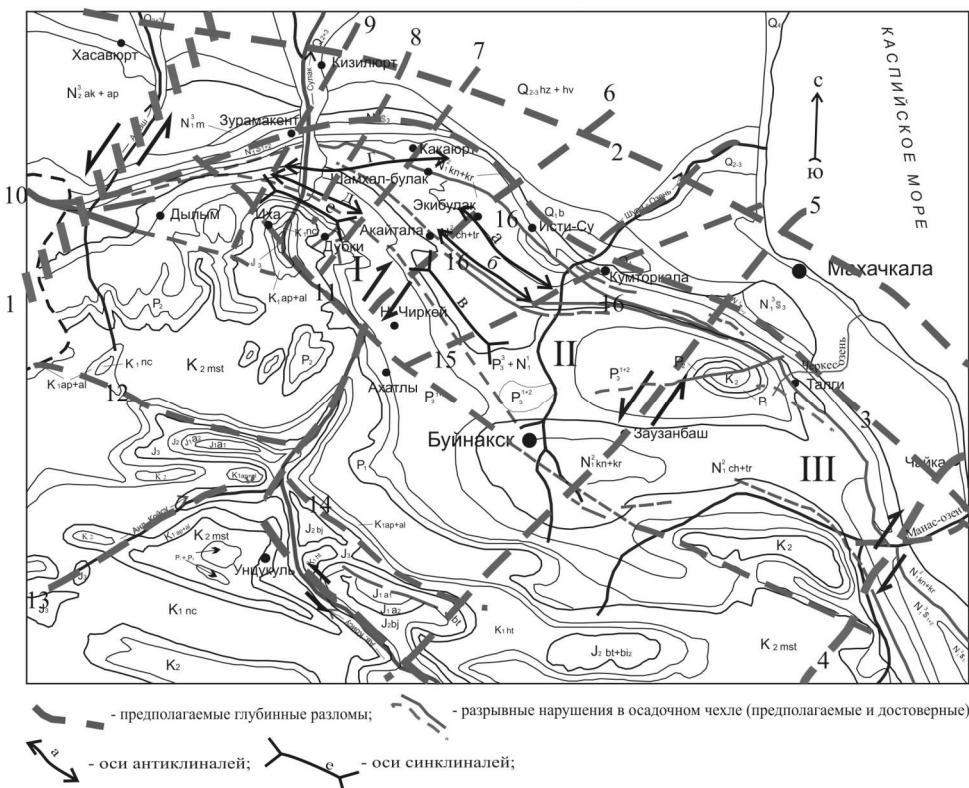
1 – Сулакский шток; 2 – Хадумский купол; 3 – дешифрированные зоны разломов.

Рис. 6. Космический снимок Сулакского выступа

Зона повышенной трещиноватости в виде линеамента протягивается от пос. Иха до г. Буйнакска и далее на юго-восток, где подтверждается закартированным разрывом. Срав-

нение высотного положения террас в продольном профиле долины Сулака указывает на интенсивное новейшее поднятие Салатауской моноклини и Хадумского купола [7]. Под куполом Хадум предполагается криптолакколит, подтвержденный работами МОВ. Дешифрирование космоснимка подтверждает наше предположение [8] о наличии активной глубинной структуры (*Сулакского штока*), в куполе которого и в настоящее время активно врезаются долины Аварское и Андийское Койсу и река Сулак, отделяя друг от друга Гимринский и Салатауский хребты. Сулакский шток приурочен к высокомобильной зоне тектоносферы и представляет собой орогидрографическую аномальность данной территории, является одним из косвенных индикаторов активных глубинных деформаций земной коры,. Воздымание блока вдоль протяжённых тектонических швов на орогенном этапе альпийского цикла развития Восточного Кавказа обусловило его овальнную форму. Различная степень энергии воздымания Сулакского штока и Хадумского купола и компенсационный характер колебательных (вековых) движений является причиной того, что амплитуда гипсометрических уровней одновозрастных, литологически однородных геологических образований данных структур достигает от первых сотен метров до 1.5 км.

Составленная нами по результатам анализа фондового материала геолого-структурная карта-схема (рис. 7), позволила установить блоковое строение Дагестанского клина и выявить ограничения блоков по разрывным нарушениям сбросового и сдвигового типов.



Зоны разрывных нарушений и глубинных разломов: 1 – фрагмент Аграхано-Тбилисской левосдвиговой зоны I порядка; 2 - Терский глубинный (Срединный, Махачкалинский); 3 - Пшекиш-Тырныаузская щовная зона; 4 – Губденский; 5 – Искандерон-Махачкалинская левосдвиговая зона II порядка; 6 – Чиркей-Экибулакский; 7 – Какаортовский; 8 – Пираузский; 9 – Зурамакентский; 10 – фрагмент Черногорского разлома; 11 - Продолжение Черногорского разлома (зона повышенной трещиноватости в виде линеамента протягивается от пос. Иха до г. Буйнакска и далее на юго-восток, где подтверждается закартированным разрывом); 12 – Салатауский; 13 – Андийско-Сулакский; 14 – Гимринский; 15 – Ахатлы-Кумторкалинский; 16 – Нарат-Тюбинская зона разломов (в осадочном чехле).

Оси антиклиналей и синклиналей: а – Экибулакская; б – Кизил-Булакская; в – Тепсели-тауская; г – Шамхал-Булакская; д, з – Миатлинские.

Тектонические элементы: I – Сулакский выступ; II – Капчугайский грабен; III – Эльдамо-Кукуртауский выступ (Талгинский).

В основу положен фрагмент изданной геологической карты горной части Дагестанской АССР 1:200 000, составленная Голубятниковым.

Рис. 7. Геолого-структурная карта-схема области Дагестанского клина

Различная ориентировка блоков по отношению друг к другу создает мозаичную структуру. Выявленные разрывные нарушения имеют закономерную ориентировку. Выделяется система трещин и разломов, ориентированная в северо-восточном направлении. Менее четко прослеживаются две взаимно перпендикулярные системы, ориентированные близко к широкому и долготному направлениям.

В связи с тем, что в пределах центральной части Кавказского региона произошло за последние 30-40 лет сильные землетрясения (Дагестанские (1970, 1975 гг.), Спитакское (1988 г.), Рачинское (1991 г.), Кумторкалинские (31.01., 21.02., 14.04.1999 г.) и др., можно утверждать, что началась сейсмическая активизация поперечных поднятий Кавказского региона, в том числе и области Дагестанского клина. Угрожающими выглядят узлы пересечения Пшекиш-Тырныаузской зоны разломов с меридиональными и диагональными структурами, выявленными при дешифрировании космических снимков в Дагестане. К потенциально высокосейсмичному относится и Аксайский разлом, который проходит по западной окраине Дагестанского клина. Он является естественным разделом между Чеченской впадиной и Дагестанским клином. С зоной пересечения Аксайского и Пшекиш-Тырныаузского разломов Р.А. Левкович связывает очаг разрушительного землетрясения 1830 г., интенсивность которого достигала 9 баллов. Эта зона ВОЗ связана с раздвигом, формируемым пересекающимися глубинными разломами. Как известно, сопротивление горных пород на растяжение примерно на порядок (в 6-15 раз) меньше их сопротивлению сжатия, и разрушения начинаются в области растяжений.

Сопоставляя карты эпицентров землетрясений с структурной схемой Дагестанского клина, легко заметить связь активных в сейсмическом отношении зон с зонами продольных и поперечных глубинных разломов. Полоса высокой сейсмической активности тянется примерно вдоль Пшекиш-Тырныаузского и Срединного разломов.

Показателем современного развития глубинных разломов является значительная сейсмическая активность региона. Повышенная сейсмичность Восточного Кавказа согласуется с его более высокой подвижностью в течение всего альпийского цикла (здесь, стр....). Высокосейсмичный район к западу от Махачкалы приурочен к вершине поперечного поднятия Дагестанского клина и одновременно к вероятному продолжению Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Последние сильные землетрясения с эпицентрами в районе Кумторкала, Капчугай, Алмало которые произошли здесь 14 мая 1970 г. и 31 января 1999 г. по внешним проявлениям оценены как восьми- и семибалльные соответственно. К пересечениям Черногорского разлома поперечными разломами относятся очаги известных сильных землетрясений, в частности, Буйнакское землетрясение 1975 г. с $M = 5,6$, $H = 6,5$ км, $J_0 = 8,0$ б. Вместе с тем, очаг Буйнакского землетрясения связан и с Капчугайским грабеном.

Землетрясения - "фонари", развешенные вдоль разлома (В.В. Федынский). Анализируя дизъюнктивную тектонику региона можно выделять потенциально опасные участки (зоны ВОЗ).

Интересные результаты, с точки зрения свершения сейсмического события, были получены при бурении Кольской сверхглубокой скважины [9]. В процессе бурения скважины, начиная с определенной глубины, стенки скважины, сложенные весьма прочными породами архея, стали интенсивно осыпаться. Почему не все горные породы проявляют себя подобным образом, хотя все они рано или поздно оказываются в "пределном напряженно-деформированном состоянии" и наряду со всеми остальными породами вскрываются горными работами или подвергаются разгрузкам при тектонических подвижках? Склонность горной породы к динамическому разрушению обусловлена, прежде всего, не ее пребыванием в "напряженно-деформированном состоянии" под действием текущих внешних воздействий, *а наличием на ее структурных элементах и дислокациях врожденных внутренних (эндогенных) остаточных напряжений, обретенных генетически*. Текущие внешние воздействия, в том числе и геостатическое давление, в данном случае исполняют роль "консервирующего" фактора, препятствующего самопроизвольной релаксации врожден-

ных напряжений. Этим и объясняет автор [9] различную динамическую активность горных пород, несмотря на сходство физико-механических свойств, и находящихся в равных условиях по уровню современных геостатических давлений. Этим же он объясняет и приуроченность мощных динамических явлений к тектоническим нарушениям, т.е. к зонам разгрузки, а не дополнительных догрузок с которым мы солидарны.

Значительный интерес при анализе **современной сейсмичности** представляют узкие зоны сочленения областей с разной направленностью тектонических движений. Систематические геодезические измерения позволили выявить [10], что вся горная морфоструктура Юго-Восточного Кавказа находится в состоянии постоянного пульсационного поперечного сжатия и общего поднятия до 1 см/год за период с 1910/14 по 1984/86 гг. Период резкой активизации сейсмичности Юго-Восточного Кавказа в 1950-1960-х гг. приходится на фазу общих интенсивных поднятий, зафиксированных нивелировками 1949/50-1969/1970 гг., т.е. фазу региональных интенсивных сжатий. При этом основная часть эпицентров землетрясений приурочена к разломам, испытавшим смену знака смещений. Новые геодезические данные о динамике разломно-блоковых морфоструктур вносят существенные изменения в традиционные представления геодинамиков и сейсмологов о механизме землетрясений. Преобладает мнение, что в горных областях механизм землетрясений обусловлен деформациями изгиба и сжатия земной коры, а для сильных землетрясений требуются многие десятки лет. Такой механизм действительно существует, но он оказался не универсальным. Примером может служить Рачинское землетрясение в Северной Грузии в 1991 г. ($J = X$ баллов, $M = 6,1$). Оно приурочено к Кахетино-Лечхумской шовной зоне (приразломному грабену), разделяющей Центральный Кавказ и Грузинскую глыбу. Нивелировки показали, что в период 1932-1958/59 гг. грабен испытывал как поперечные, так и продольные сжатия и соответствующие поднятия в результате подвига Грузинской глыбы под Большой Кавказ. В эту фазу произошло Амбролаурское землетрясение 1940 г. с $J = VII$ баллов. В 1958/59-1968/69 гг. произошла инверсия движений и общие опускания до 2 мм/год в результате продольных и поперечных растяжений грабена и последующее катастрофическое Рачинское землетрясение. Механизмы землетрясений оказались, таким образом, диаметрально различными, а периоды подготовки землетрясений по длительности не соответствовали традиционным оценкам (Лилиенберг, 1991, 1996, 1998).

Подтверждением поливариантности механизмов подготовки землетрясений в горных областях может служить также катастрофическое Спитакское землетрясение в Северо-Западной Армении в 1989 г. ($J = XI$ баллов, $M = 6,7$). Нивелировки 1911/29, 1940/53, 1972/74 и 1986/88 гг. зафиксировали три периода смены знака движений Малого Кавказа: общих относительных опусканий до 1 см/год, сменивших их общих поднятий до 1,5 см/год и последующую новую инверсию движений - общие ступенчатые опускания до 1-1,5 см/год (Лилиенберг 1980, 1991, 1996). Поскольку последние измерения были проведены в ноябре 1989 г., т.е. менее чем за месяц до землетрясения, то они точно фиксируют, что землетрясение произошло в фазу растяжения и общих опусканий, а период его подготовки не превышал 10-15 лет (тогда как по сейсмологическим канонам для подготовки такого ранга землетрясения требуется 70-100 лет).

Поливариантность и индивидуальность природных механизмов можно также проследить на примере Ашхабадского катастрофического ($J = XII$ баллов, $M = 7,1$, 1948 г.) и сильного Небитдагского ($J = IX$ баллов, $M = 5,7$, 1983 г.) землетрясений в Туркмении (Лилиенберг, 1996, 1997). Первое из них произошло в условиях интенсивного поперечного сжатия и поднятий, а второе - в условиях общего растяжения Каспийской впадины. Периоды подготовки каждого из них, по данным повторного нивелирования, занимали порядка 7-10 лет.

Можно наметить и третий механизм сейсмотектогенеза. Для Дербентского (1935 г.), Дагестанского (1970 г.), Касумкентского (1966 г.) и Шалинского (1966 г.) землетрясений источником накопления критических напряжений стали смены наклонов макроблока Дагестанского клина. Аналогичная смена наклонов Главного хребта Центрального Кавказа

предваряла Чхалтинское землетрясение 1963 г. Смена наклонов с прямого на обратный фиксируется повторными нивелировками для всего северного макросклона горного сооружения Малого Кавказа, что коррелируется с фазами смены эпох сейсмической активности (Лилиенберг, 1989; Лилиенберг, Ященко, 1991). Таким образом, при разработке сейсмического прогноза необходимо исходить как из поливариантности механизмов сейсмотектогенеза, так и *конкретных индивидуальных геодинамических особенностей* каждого региона.

Изложенное подтверждает предположение, сделанное по результатам бурения Кольской сверхглубокой скважины о том, что динамическое разрушение горной породы (сейсмическое событие) обусловлено, прежде всего, не ее пребыванием в "напряженно-деформированном состоянии" под действием текущих внешних воздействий, а наличием на ее структурных элементах и дислокациях врожденных внутренних (эндогенных) остаточных напряжений,обретенных генетически и механизм снятия этих напряжений для конкретного региона (геологической среды) индивидуален. Текущие внешние воздействия, в том числе и геостатическое давление, в данном случае исполняют роль "консервирующего" фактора, препятствующего самопроизвольной релаксации врожденных напряжений. А современный геодинамический режим выступает в роли «расконсервирующего» фактора, способствующий снятию остаточных напряжений,обретенных генетически через зоны активных разломов.

Выводы

Проведенные исследования позволили установить высокую современную тектоническую активность региона. Интерпретация данных геодезических измерений при существующей степени изученности показывает, что рассматриваемая территория характеризуется неоднородностью в распределении современной геодинамической активности. Эта дифференциация носит блоковый характер, границы между участками современных поднятий и опусканий земной поверхности выражены высокоградиентным изменением скоростей СВДЗП. Особенность движений состоит в том, что они сосредоточены в узких линейно-вытянутых межблоковых зонах. Возникновение этих зон обусловлено высокой геодинамической активностью разломов в фундаменте. Современный геодинамический режим выступает в роли «расконсервирующего» фактора, способствующий снятию остаточных напряжений,обретенных генетически через зоны активных разломов

Разрушительные землетрясения возникают преимущественно в зонах активных («живых») глубинных разломов. Область ДК представляет собой участок земной коры, где происходит разрядка тектонической энергии через «живые» разломы.

В результате проведенных исследований уточнено пространственное расположение разломов области ДК и на этой основе составлена геолого-структурная схема в масштабе 1:200 000.

Выявлены разломы, отличающиеся повышенной сейсмической активностью. На основе составленной схемы выполнено прогнозирование зон ВОЗ в области ДК. Очаговые зоны землетрясений приурочены к Сулакскому, и в ближайшем геологическом будущем - Талгинскому, выступам. Приуроченность очаговой зоны землетрясений к Сулакскому выдвинутому блоку, дает основание высказать прогноз о новой очаговой зоне землетрясений в месте сочленения Талгинского выдвинутого блока со Скифской плитой. В настоящее время эта очаговая зона не является активной, но при изменении геодинамической обстановки в сопредельных территориях, она может оказаться очень активной. Современный и последний (30-40 – летний) всплеск сейсмической активности в области ДК отражает естественный ход геологических процессов в регионе с «расконсервацией» генетически обретенных геонапряжений.

Литература

1. Короновский Н.В. Линеаменты Бол. Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках и их геологическое истолкование // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1984. № 6.
2. Елизаров Ю.Н. Геологическое строение западной части Гудермесского хребта. 1962.

3. Сулейманов А.И., Крамынин П.И.. Обнаружение геомагнитного эффекта в разломной зоне, связанного с подготовкой землетрясения // Геодинамика и сейсмичность Восточного Кавказа. Материалы научно-практической конференции посвященные 50-летию со дня основания сейсмостанции «Махачкала». Тр. ИГ ДНЦ РАН, Вып. 48, Махачкала 2002. – 237 с.
4. Маркус М.А. Долгоживущие структуры Восточного Кавказа.- Сов. Геология, 1986, № 10.
5. Смирнова М.Н., Яковлева Т.В., Станулис В.А. и др. Влияние глубинного строения на формирование осадочного чехла и миграцию флюидов в связи с перспективами нефтеносности Терско-Сунженского прогиба. 1970, Сводный отчет № 19820.
6. Буторин Г.Д., Галин В.Л. Тектоника передовой складчатой зоны Дагестанского выступа в связи с поисками залежей нефти и газа. - Сов. геол., 1972, № 9.
7. Кожевников А.В., Никитин М.Ю. Антропоген долины реки Сулака на Северном Кавказе // Бюллетень М. о-ва исп. природы, отд. геологии, Т. 2(3), 197т.
8. Магомедов Р.А. Гидрогеодинамический режим области Дагестанского клина Восточного кавказа в связи с сейсмичностью. ИГ ДНЦ РАН.- Махачкала 2003.- С. 84-86.
9. Сагалович О.И. Энергия землетрясений - полезное ископаемое? // Разведка и охрана недр, 1999, № 1.
10. Лилиенберг Д.А. Закономерности и механизмы современной геодинамики морфоструктур Крыма, Кавказа и Каспия // Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья. Материалы международного совещания «геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие». XXIV пленум геоморфологической комиссии РАН.- Краснодар, 1998 г.
11. Брод И.О. Тектоника и нефтеносность Вост. Предкавказья // Сов. геол. 1938. № 7.
12. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. 484 с.
13. Талалаев В.Д. Важнейшие особенности альпийской складчатости Сев. Вост. Кавказа // Тр. Сев. Кав. НИПИнефть. Грозный, 1977. Вып. 12, ч.1.
14. Шатский Н.С. О надвигах восточной части Черных гор на Сев. Кавказе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1925. Т. 33, вып. 3-4.
15. Короновский Н.В. Аграхан-Тбилисско- Левантайская левосдвиговая зона-важнейшая структура Кавказского региона // Докл.РАН. 1994. Т.337, № 1.
16. Криволицкий Н.В. Тектонические характеристики области Известнякового Дагестана // Тр. ВНИГРИ, 1954, №4.
17. Левкович Р.А. и др. Геодинамический эффект создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. М.: Наука, 1982, 76 с.
18. Соборнов К.О. Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина. // Геотектоника. 1991. № 3.
19. Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движения Земной коры. Изв. АН СССР, Серия геол., № 8. 1960.
20. Шатский Н.С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан). - Тр. Гос. исслед. нефт. ин-та, 1929, вып. 4.
21. Успенская Н.Ю. К тектонике третичных отложений // Тр. Глав. Геол. разведочного управления. Т. 50. Вып. 6.
22. Кропоткин П.К. Новая геодинамическая модель // Природа. 1989. № 1.
23. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Возможная природа тектонических циклов // Океанология, геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
24. Тектоническая карта мира / Отв. ред. Леонов Ю.Г., Хайн В.Е. М.: Изд-во Мингео СССР, 1984.

ТЕХНОГЕННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ В РАЙОНЕ ШАМХАЛ-БУЛАКСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ДАГЕСТАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1970 ГОДА.

*Магидов С.Х.
Институт геологии ДНЦ РАН*

В работах [1-5] была предпринята попытка выявить корреляционные связи между добычей нефти в региональном масштабе и уровнем сейсмичности. Если в работе [1] в качестве сравниваемого параметра принимался объем нефтедобычи в регионе, то в работе [2] в качестве такого параметра для решения поставленной задачи был выбран среднемесячный дебит нефтяных скважин в регионе, как более информативный показатель.

Несмотря на наличие определённых корреляций, всё же оставались определённые сомнения о причинно-следственной связи между добычей нефти и наведённой сейсмичностью. В связи с этим, возник вопрос об определяющей роли влияния техногенной или тектонической составляющей. Необходимо было выяснить также вопрос о том, не было ли простым совпадением, что пик добычи нефти совпал с самым сильным за последние полвека Дагестанским землетрясением 1970 года? Существовала ли, действительно, волна сжатия-растяжения, вызывающая изменение динамики выделения флюидов из земных недр, или всё объясняется просто наращиванием добычи нефти и газа за счет введения в строй новых месторождений, с одной стороны, и истощением существующих, с другой?

В цитируемых работах однозначных ответов на поставленные вопросы не было получено, поэтому было интересно попытаться разобраться в данном вопросе с использованием других данных. Первоначально предполагалось по динамике добычи газа из ближайших, действующих эксплуатационных скважин, или, хотя бы по суммарной добыче газа на Шамхал-Булакском месторождении, составить кривые добычи газа за период 1965-1975 гг. и сопоставить их с кривой добычи нефти по региону. Но из-за отсутствия, всех необходимых данных, пришлось несколько скорректировать планы.

В настоящей работе предпринята попытка сопоставить динамику добычи газа из скважин Шамхал-Булакского газоконденсатного месторождения с изменением уровня нефтедобычи на региональном уровне. В случае наличия таких корреляций можно было с большей уверенностью утверждать о возможном существовании в рассматриваемый период волны сжатия и растяжения в районе землетрясения и возможных связях между нефтедобычей и сейсмичностью. Решение поставленных задач позволило бы с большей определённостью оценивать вклад тектонической и техногенной составляющей на процесс подготовки и проявления землетрясения. Особо нас интересовало Дагестанское землетрясение 1970 года, так как оно произошло на пике добычи нефти в регионе.

Данные по динамике добычи на Шамхал-Булакском месторождении первоначально не подтвердили наших идей, в связи с тем, что эксплуатация месторождения началась только в начале 70-х годов, и пик кривой добычи газа оказался далеко от 1970 года (рис.1).

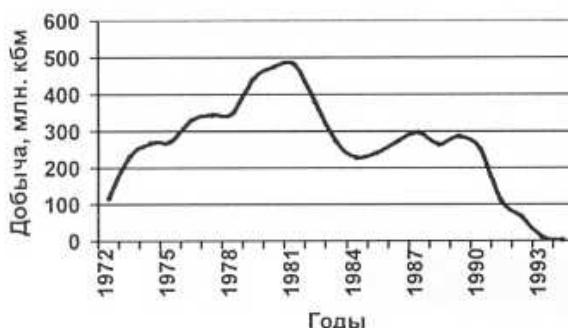


Рис. 1. Добыча газа на месторождении Шамхал-Булак

В связи с тем, что Шамхал-Булакское месторождение находится в непосредственной близости от эпицентра Дагестанского землетрясения, было бы интересно проследить динамику газовыделения из близлежащих скважин непосредственно до и после землетрясений. Особый интерес вызывала скважина № 1, так как расстояние от неё до эпицентра не превышало 10 км., а к началу 1970 года она была полностью готова к эксплуатации. К сожалению, в апреле 1970 года, после проведения испытаний, скважина была законсервирована до ноября 1974 года.

Также и другие скважины не эксплуатировались ни в 1970, ни в 1971 годах. Некоторые данные по скважинам 1-3 месторождения Шамхал-Булак приведены в работе [6] и представлены в таблице 1

Из таблицы видно, что хотя скважины в предшествующий период и в момент землетрясения не находились в эксплуатационном режиме, однако они не бездействовали. Одни из них находились в процессе бурения, другие в процессе испытаний. И эта деятельность могла быть одной из причин, способствовавших провоцированию землетрясений, тем более, что испытание скважины №3 проводилось в начале мая 1970 года, непосредственно, перед землетрясением.

Таблица 1.

Данные по скважинам Шамхал-Булакского месторождения

	Скв №1	Скв №2	Скв №3
Бурение начато	Май 1968	Апрель 1970	Август 1969
Бурение окончено	Декабрь 1969	Январь 1971	Август 1970
Глубина забоя, м	2370	2804	2781
Испытание			

5.5.70			Интервал исп 2526-2551
7.5.70			Интервал исп 2529-2554
4.7.70			Интервал исп 2641-2720
Исследование			
начато	Декабрь 1969	Март 1971	Сентябрь 1970
закончено	Январь 1970	Март 1971	Сентябрь 1970
консервация			
начало	Апрель 1970	Апрель 1971	Сентябрь 1970
конец	ноябрь 1974	Апрель 1973	Февраль 1974

Уже к февралю 1970 года отбор газа только из скважины №1 превысил 4,5 миллиона кубометров, а конденсата- более 300 тонн. А реальные объёмы извлечённых из недр флюидов, в ходе испытаний и исследований, по- видимому, многократно превышают официальные данные.

К тому же, эпицентр землетрясения, находился в непосредственной близости от Шамхал-Булакского месторождения, расстояние от некоторых скважин не превышало и 10 километров. Схема, иллюстрирующая расположение скважин и эпицентра землетрясения, приведена на рис.2.



Рис.2. Примерная схема расположения скважин Шамхал-булакского месторождения и эпицентра Дагестанского землетрясения от 14.05.70.

В таблице 2 приведены некоторые параметры Дагестанского землетрясения, включая ближайшие сильные форшоки и афтершоки [7]

Таблица 2.

Параметры Дагестанского землетрясения от 14.05.70

Время, ч.м.с.	Эпицентр		H, км	M _s	K _p	Истч
	φ° N	λ° E				
17-19-13	43,0	47,12	6	4,0	11	8, 9
18-12-24	43,0	47,1	12	6,6	16	9
18-15-01	43,0	46,9	9		13,5	10
18-15-16	43,02	47,28	10		15	9, 11

Из таблицы 2 видно, что указанные землетрясения являются мелкофокусными, особенно, это касается форшока, глубина гипоцентра которого составляет всего 6 километров.

Согласно данным, приведённым в работе [9], и как яствует из таблицы 3, ошибка в определении широты и долготы примерно составляет 10 км.

Кроме того, из этих данных следует, что глубина сильного афтершока, последовавшего, сразу за основным толчком может быть равной 4 километрам. Анализ приведённых данных позволяет прийти к выводу, что , нельзя исключить место расположения очага землетрясения в непосредственной близости от Шамхал-Булакского месторождения, а, возможно, даже и непосредственно под ним.

Таблица 3.

Параметры Дагестанского землетрясения от 14.05.70 по данным [9]

Время, ч.м.с.	Эпицентр		H, км	M _s
	φ° N	λ° E		
18-12-24	43,00 ±0,1	47,09±0,1	13(11-16)	6,6±0,2
18-15-01	43,0±0,1	46,9±0,1	9 (4-18)	5,5±0,5

В связи с тем, что в момент землетрясения скважины Шамхал-Булакского месторождения не функционировали, была предпринята попытка провести сопоставление кривых, хотя бы на ниспадающем участке на основе анализа данных по нефтедобыче скважины №18 в последующие годы (рис.3.).

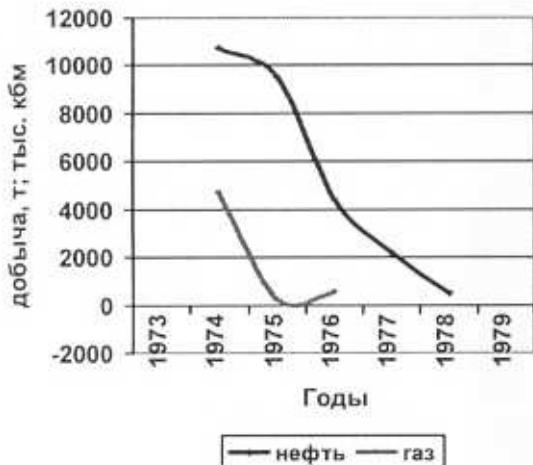


Рис. 3. Добыча нефти и газа на СКВ. № 18 месторождения Шамхал-Булак

Из данного графика (рис.3) видно, что имеется некое подобие в ниспадающей части кривых добычи нефти и газа из скважины №18 и кривой нефтедобычи в Дагестане (рис.4). Но ещё большая аналогия имеется у кривых рис.4, когда в качестве сравнения использовались данные по динамике нефтедобычи из скважины 243 нефтегазового месторождения «Избербаш» и нефтедобычи по Дагестану, так, как начало эксплуатации данной скважины относится к 1970 году.

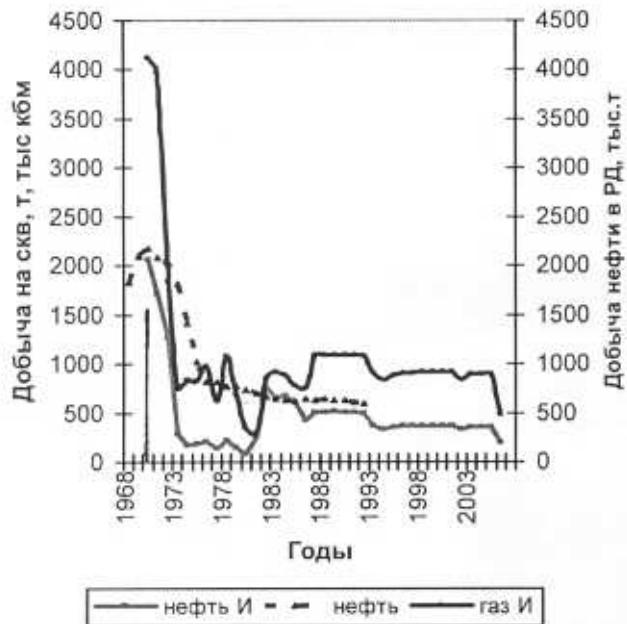


Рис. 4. Добыча нефти и газа в Дагестане и на СКВ. 243 месторождения Избербаш

Данные последнего графика позволяют сделать вывод о том, что зона влияния упруго-напряжённого состояния может распространяться на многие десятки километров от очага сильного землетрясения, следствием чего является изменение флюидного режима на значительной территории.

Вывод этот предварительный и для его подтверждения требуются более детальные и широкомасштабные исследования.

Литература

1. Магидов С.Х. Добыча нефти и сейсмичность// Геология и нефтегазоносность юга России. Махачкала, 2008. С. 70-74.

2. Магидов С.Х. Добыча нефти в Дагестане и энергетический уровень сейсмичности// Ресурсы подземных вод юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизведству. Махачкала, 2009. С. 308-310.
3. Грассо Ж.Р., Волан Ф., Фурментро Д., Мори В. Связь между извлечением углеводородов, локальными техногенными землетрясениями и крупными региональными землетрясениями на примере Пиринейского района // Механика горных пород применительно к проблемам разведки и добычи нефти. М., Мир, 1994. С.279-289.
4. Магидов С.Х. Сейсмическая опасность и возможные геоэкологические последствия разработки нефтегазовых месторождений на Каспии. // Влияние сейсмической опасности на трубопроводные системы в Закавказском и Каспийском регионах. Москва, 2000. С. 274-275.
5. Даниялов М.Г., Левкович.Р.А. К проблеме техногенной сейсмичности в Дагестане//Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории среднего Каспия. Махачкала, Эпоха, 2007. С. 91.
6. Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г. Геология месторождений нефти и газа Дагестана. Махачкала, Дагкнигоиздат, 1986. 309 С.
7. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Махачкала, Эпоха, 2007, с.171.
8. Папалашвили В.Г., Султанова З.З., Джилладзе Э.А. и др. Землетрясения Кавказа // Землятресения в СССР в 1970 году. М., Наука, 1973. С.16-25.
9. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., Наука, 1977. С.69-170.
10. Каталог землетрясений Дагестана с 1962 по 1979 гг. Фонды ОМП ДФ ГС РАН.
11. Арефьева Л.А., Арефьева С.С., Аптекман Ж.Я., Асманов О.А. и др Каталог афтершоков 14 мая 1970 г.-10 октября 1974 г // Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 года. М., Наука, 1981. С. 184-224.

О МАСШТАБАХ АНОМАЛЬНОЙ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ И О ЕЕ ВКЛАДЕ В ФОРМИРОВАНИЕ ПАРНИКОВОГО ЭФ- ФЕКТА

Осика Д.Г., Отинова А.Ю., Пономарева Н.Л.

Институт геологии ДНЦ РАН

На важность изучения диссипации газов из недр указывал еще В.И. Вернадский, который в своей классификации природных газов впервые и предложил красивый термин - "газовое дыхание Земли". По его мнению, оно осуществляется не только посредством спонтанного выделения газов из минеральных источников и вулканических извержений, поступающих из гидротермальной деятельности, но и путем незаметного выделения из микротрещин и пор земной коры по всей поверхности нашей планеты, т.н. «холодная дегазация Земли» [1].

Интенсивное развитие этого научного направления началось с изучения потоков гелия из недр Земли в зонах разломов. Было установлено, что со всей поверхности Земли в атмосферу непрерывно выделяются различные газы — окись и двуокись углерода, метан и другие, образующиеся не только в земной коре, но и в верхней мантии. В соответствии с этой же идеей упоминается и о газовом, преимущественно гелиево-водородном шлейфе, нашей планеты. [1].

В середине 60-х годов на территории Восточного Кавказа профессором Ф.Г. Да-дашевым с учениками И. Гулиевым, А. Акперовым, И. Аскеровым и другими учеными из института геологии Азербайджанской АН совместно с учеными ВНИЯГГА проводились исследования дегазации с применением методов аэрогазогеохимической съемки. По результатам этих исследований установлено, что из земной коры в атмосферу выделяется, прежде всего, метан (в процентном отношении около двух третей всего объема), затем CO₂ и другие газы. Причем, максимальные объемы метана и газов вообще в атмосферу выделяются в районе главного Кавказского хребта, то есть в наиболее раскрытой части мезо-кайнозойских отложений. По мере их погружения к северу и наращивания осадочного чехла, количество выделяемых газов снижается. Известно также, что минимальное количество выделяемых из недр газов отмечено на древних до-кембрийских платформах.

Таблица 1.

Химический состав воздуха из трещин в эпицентре
Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. близ с.Ахатлы

Место отбора проб	H_2	He	O_2	N_2	CO_2	CH_4
1-й зияющий разрыв	0,038	до 0,001	20,82	78,90	до 0,1	0,00014
2-й зияющий разрыв	0,14	до 0,001	20,31	29,58	до 0,1	0,00012
Фоновые концентрации перечисленных компонентов в атмосфере	$10^{-6}\%$	$10^{-5}\%$	20,946	78,084	0,033	0,0000014

При изучение химического состава спонтанных газов Южного Дагестана (в с. Каякент, Берикей, Дузлак и др.) и их динамики в сейсмически спокойное время модуль стока газов в атмосферу с территории Южного Дагестана был определен в количестве $200 \text{ см}^3 \cdot \text{год}/\text{м}^2$ [2].

После Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г., в связи с наблюдавшимся нами возрастанием дебитов спонтанных газов и минеральной воды в естественных источниках и заброшенных разведочных скважинах с устоявшимися дебитами, модуль стока спонтанных газов в атмосферу со всей территории Дагестана в сейсмоактивное время был определен в пределах $430 \text{ см}^3 \cdot \text{год}/\text{м}^2$ [2]. При этом мы из осторожности, не учитывали как непредставительные, совершенно аномальные дебиты в скважинах и минеральных источниках, в десятки и сотни раз превышающие фоновые значения, в то время как дебиты в большинстве источников возросли в среднем в 2-3 раза [3, 4].

Оглядываясь на свои исследования 40-50 летней давности и с учетом современных наблюдений и данных, мы сочли возможным модуль аномального стока газов в атмосферу в связи с сейсмичностью оценивать в $600 \text{ см}^3 \cdot \text{год}/\text{м}^2$.

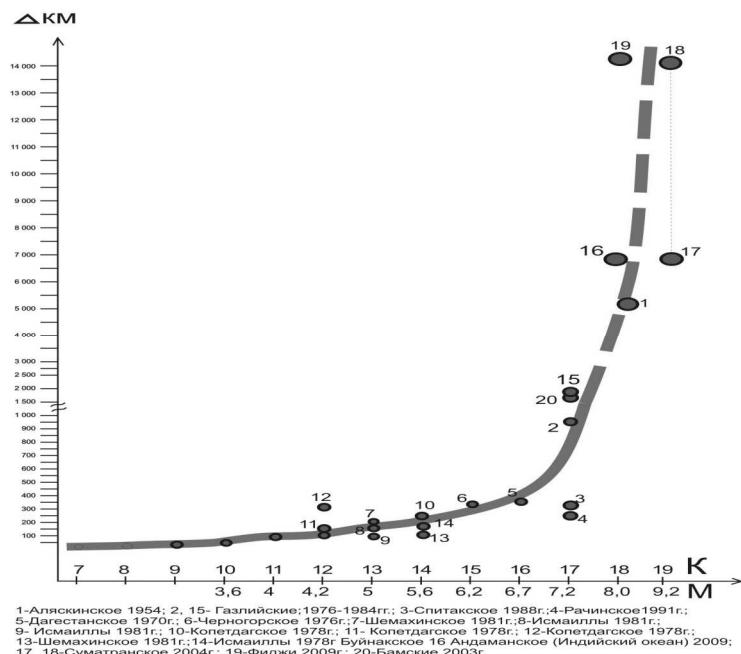


Рис. 2: Радиусы ареалов возникновения геохимических аномалий на стадиях подготовки землетрясений

Поскольку нам известны площади, на которых устанавливается факт аномальной дегазации, соответствующей землетрясениям различных классов и время развития аномалий (см. рис.2 и 3), а так же считая территорию Дагестана наиболее представительной ячейкой зон Альпийского орогенеза и их обрамлений, мы предприняли попытку оценки общих масштабов холодной дегазации Земли в связи с сейсмичностью со всей планеты в целом.

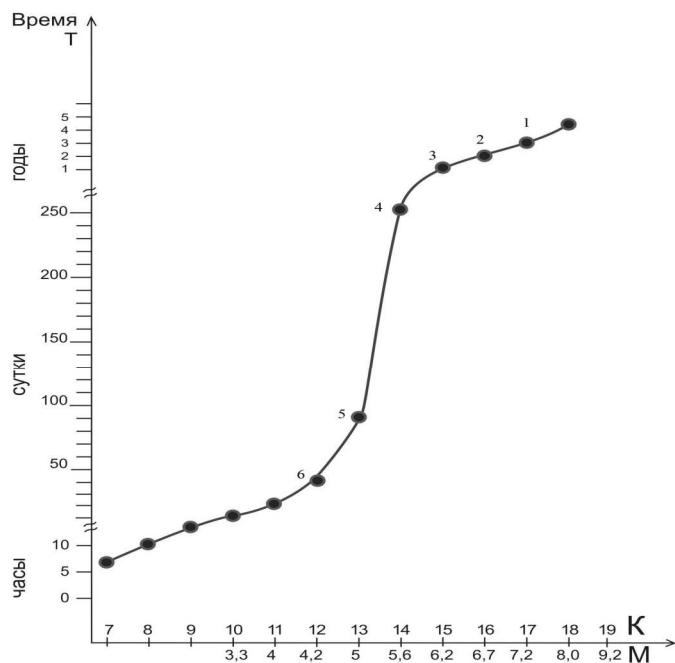


Рис. 3. Продолжительность развития геохимических аномалий на стадиях формирования землетрясений.

Для выяснения масштабов дегазации недр в связи с сейсмичностью нами были построены графики выделения газа в обменный бассейн в связи с землетрясениями различных классов и определены общие масштабы ежегодной дегазации за последние 50 лет (с 1960 по 2010 гг.).

Таблица 2.

Масштабы аномальной дегазации недр в атмосферу в связи с сейсмичностью для наиболее представительных событий различных классов.

M	K	Радиус, км.	S ареала, м ²	Время развития аномалии	Модуль стока см ³ ·год/м ²	V выделившегося газа, м ³
	15	300	$282 \cdot 10^9$	1 год	600	$169,2 \cdot 10^6$
	16	350	$384 \cdot 10^9$	2 года	600	$460,8 \cdot 10^6$
	17	1000	$314 \cdot 10^{10}$	2 года	600	$3,768 \cdot 10^9$
	18	5000	$78 \cdot 10^{12}$	4 года	600	$187,2 \cdot 10^9$
	19*	7000	$153 \cdot 10^{12}$	1 год	600	$91,8 \cdot 10^9$
	19*	7000	$153 \cdot 10^{12}$	2 года	600	$183,6 \cdot 10^9$
	19*	14000	$615 \cdot 10^{12}$	1 год	600	$369 \cdot 10^9$
	19*	14000	$615 \cdot 10^{12}$	2 года	600	$738 \cdot 10^9$

* - для одного и того же события K=19 имеются разные данные по времени и радиусу ареала развития аномалии.

При этом выяснилось, что масштабы выделения газов в обменный бассейн не только в принципе отражает периодичность сейсмической активности на нашей планете, но и поражают своей грандиозностью (см. рис.4). При этом, количество выделяемых газов, (преимущественно метана и CO₂) в течение времени варьирует от первых десятков до нескольких сотен миллиардов кубометров в год, что сопоставимо с масштабами ежегодной добычи газа из недр мировой промышленностью.

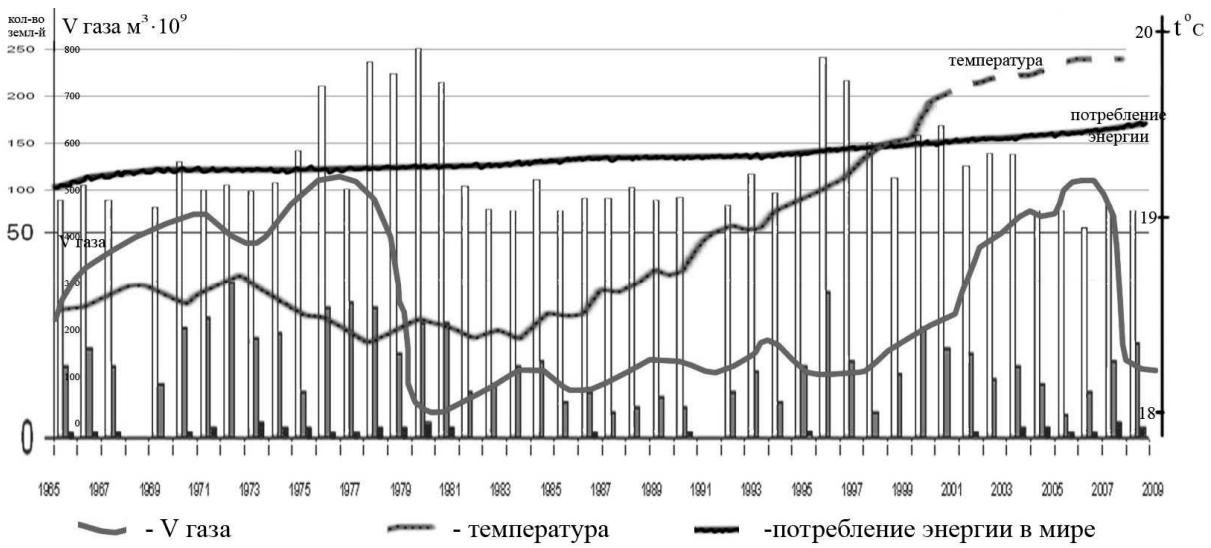


Рис. 4. Соотношение масштабов дегазации недр в связи с сейсмичностью со среднегодовой температурой приповерхностных слоев атмосферы и объемами потребления энергии мировой промышленностью.

Большая часть газов, выделившихся в обменный бассейн в связи с сейсмичностью недр, постепенно нейтрализуется буферным механизмом обмена между атмосферой и мировым океаном, и участвует в тепломассопереносе, таким образом, косвенно влияя на климат. По нашему мнению, это является первопричиной роста парникового эффекта в атмосфере. Однако нам представляется, что какая-то доля эндогенных газов глубинного происхождения, кроме гелия, так же участвует в формировании газового шлейфа планеты, диссирирует в космическое пространство по ходу ее вращения вокруг солнца.

Выводы:

- Еще совсем не ясно, посредством каких парниковых газов формируется парниковый эффект на Земле - антропогенных-техногенных, или природных, за счет их естественной дегазации. По нашим расчетам, объемы парниковых газов, выделяющиеся посредством диссипации из недр в связи с сейсмичностью, сопоставимы и даже превосходят объемы их ежегодной промышленной добычи и переработки. Таким образом, мы не лишний раз убеждаемся в том, что роль сейсмичности является определяющей в непосредственном и опосредованном влиянии на формирование парникового эффекта и, соответственно, на изменения климата нашей планеты.

- Судя по масштабам увеличения плотности теплового потока в земной коре и выноса его в обменный бассейн с наблюдаемой скоростью в течение суток, недель, иногда месяцев, и лишь для катастрофических землетрясений – в течение первых лет, это явление не укладывается в систему былых представлений о кондуктивном тепломассопереносе. Надо учитывать, что все объемы парниковых газов, диссирирующих в обменный бассейн в связи с сейсмичностью, не просто выделяются в атмосферу, а переносят ту температуру недр, в которых они формировались. Еще точнее – выносят из недр с собой и определенное количество тепла, которое еще предстоит рассчитать. Эти процессы происходят по механизму конвективного тепломассопереноса в виде затрудненных ламинарных и турбулентных потоков флюидов из высокотемпературных областей (верхней мантии) в приповерхностные зоны земной коры по различной степени раскрытия трещинам, разломам и даже зияющим разрывам земной коры в процессе формирования гидро-геодеформационного поля (по Куликову и др.) [5].

- В связи с судьбоносностью этого вопроса для всей биосфера Земли и чрезвычайной важностью наших предварительных выводов о роли общих масштабов дегазации парниковых газов в связи с сейсмичностью в формировании парникового эффекта и общего потепления климата нашей планеты, мы настоятельно рекомендуем нашим оппонентам и последователям перепроверить наши результаты. Если даже мы в своих расчетах ошиб-

лись на 1-2 порядка величины в сторону превышения или занижения общих масштабов дегазации парниковых газов, это не влияет критически на сделанные нами выводы.

Чтобы выяснить прикладную значимость установленных нами явлений, необходимо это многократно перепроверить, подтверждая новыми фактическими данными.

Литература

1. Вернадский В.И. Избранные сочинения Т. IV. Изд-во АН СССР, 1960..
2. Войтов Г.И., Осица Д.Г., Гречухина Т.Г. О некоторых геолого-геохимических последствиях Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 3. С. 576-579.
3. Осица Д.Г., Черкашин В.И. Энергетика и флюидодинамика сейсмичности. // М. Наука, 2008 г.
4. Осица Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. // М. Наука, 1981 г.
5. Вартанян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 2. С. 310–314.

О ВОЗМОЖНОЙ РОЛИ СЕЙСМИЧНОСТИ В ВОЗНИКНОВЕНИИ ЖИЗНИ И БИОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Осица Д.Г., Отинова А.Ю.

Институт геологии ДНЦ РАН

В настоящее время проблема происхождения жизни на Земле большинством исследователей считается не решаемой, и наблюдается в последнее время снижение интереса к этому вопросу, а занятие этим вопросом считается делом несерьезным. Однако время от времени эта проблема привлекает к себе внимание.

Вопрос о физико-химической обстановке возникновения жизни уже более 70 лет обсуждается в литературе после публикации работ А.И. Опарина, Дж. Халдея, Дж. Бернала и др. Интерес к этому вопросу вновь проявился в конце 80 гг. после открытия Л. Спайдером и И. Цзекуной простейшей аминокислоты церезина в пыли и льдах глубокого космоса на базе возрождения идеи «панспермии», в свое время широко пропагандируемой Г. Рихтером, С. Аррениусом и Г. Гермгольцем [7].

В настоящее время интерес к этой проблеме как бы иссяк. Однако мы считаем своевременным возвратиться к ней на базе установления определяющей роли сейсмичности посредством холодной дегазации Земли в формировании физико-химического состава и массы гидросферы, то есть самой колыбели возникновения жизни.

Что касается проблемы возникновения самой жизни на Земле, мы считаем, что настало время перейти от механистических рассуждений к генетической сущности этой проблемы, хотя бы в предположительной форме, несмотря на господствующее в научной общественности весьма скептическое отношение к этому вопросу.

Для этого сначала необходимо четко представлять себе среду (физико-географическую, фациальную и геохимическую) в архее, формирование которой происходило в процессе интенсивной дифференциации протопланетного вещества путем множественных проявлений активного вулканизма конусного типа, трапового магматизма на дне первичного океана, бесчисленного количества землетрясений и холодной дегазации летучих из верхней мантии в связи с сейсмичностью. Практическое отсутствие кислорода в вулканических дымах и продуктах холодной дегазации обеспечило восстановительную среду, как в атмосфере, так и в первичной гидросфере. Первичная океаническая вода того времени вероятно еще не успела насытиться всей гаммой веществ, присущих современному океану, т.е. была относительно пресной, а за счет выщелачивания щелочных и щелочноземельных элементов первичной вулканогенной коры и стока продуктов выветривания в океан обуславливавшийся щелочной характер фациальной обстановки бассейнов седimentации, то есть водной среды, в которой и возникли элементы преджизненных ассоциаций в виде первичных аминокислот и проч.

В атмосфере в избытке присутствовали водород, углекислота, метан, азот, и другие газы в свободной фазе, и в растворенном состоянии в океанической воде. Бесчисленное количество молний в результате активного извержения вулканов и сейсмичности обусловливали насыщение электрической плазмой водно-воздушной среды вокруг извергающихся вулканов.

В середине прошлого века наиболее значительным исследованием в этой области стала работа Мархинина Е.К. по поиску органических соединений в вулканических экскавациях и пирокластическом материале. [3] Обнаружена большая гамма органических веществ в метеоритах и кометах от молекул простейших аминокислот глицина и аланина до порфириновых колец. В вулканических экскавациях и пирокластическом материале в значительных объемах присутствуют все газовые компоненты и вода, необходимые для обеспечения реального осуществления синтеза Фишера-Тропша и Миллера под влиянием электрической плазмы и молний, проявляющихся во время извержений. В среде в то время еще отсутствовали какие бы то ни было паразиты и сапрофиты, способные поглотить органические первомолекулы, которые в процессе конденсации и полимеризации в принципе могли бы эволюционировать. Во всем этом предположительном сценарии возникновения жизни, по-видимому, следует учитывать принцип бесчисленного множества (по закону больших чисел), так как в архее, не было недостатка как во всей гамме катализаторов, необходимых для первичного синтеза органических соединений, так и, разумеется, не было недостатка во времени для всевозможных эволюционных преобразований [4].

Поскольку в настоящее время масштабы холодной дегазации летучих из верхней мантии в связи с сейсмичностью превалируют над горячей дегазацией недр в результате лавового вулканизма, то согласно принципу актуализма, можно предположить определяющее влияние сейсмичности и связанных с ней явлений на формирование гидрохимической атмосферной среды самой колыбели жизни. При этом следует учитывать множественность проявлений вулканизма и сейсмичности в архее по сравнению с настоящим временем, на что указывает О.Г. Сорохтин [8].

Мы перечислили набор определяющих факторов для возможности возникновения жизни. А какие факторы оказывают определяющее влияние на дальнейший характер эволюции всего живого от протозоя до человека включительно?

Сам факт территориального совпадения очагов происхождения культурных растений, по Н.И. Вавилову, а также совпадение основных направлений расселения первобытного человека, останков питекантропа на о. Ява, синантропа (Пекинского человека) в Китае, *homo habilis*, аналогичных находок в Танзании и Эфиопии, стоянок первобытно-общинного человека в пределах Аравийско-Африканской рифтовой системы в Йемене, (Х.А. Амирханов и др.) с сейсмическими поясами планеты свидетельствует о возможной генетической связи между этими явлениями и о влиянии сейсмичности на всю биосферу земли (см. Рис 1.).

Наиболее планомерно эту проблему происхождения культурных растений разрабатывал в 1926—1939 гг. Н. И. Вавилов [11]. На основании материалов о мировых растительных ресурсах он выделял 8 основных географических центров происхождения культурных растений:

1. Индо-малайский (Южноазиатский) тропический центр (около 33 % от общего числа видов культурных растений).
2. Китайский (Восточноазиатский) центр (20 % культурных растений).
3. Переднеазиатский центр (4 % культурных растений).
4. Среднеазиатский центр (2% культурных растений)
5. Средиземноморский центр (примерно 11 % видов культурных растений).
6. Абиссинский (Эфиопский) центр (около 4 % культурных растений).
7. Центральноамериканский центр (примерно 10%)
8. Южноамериканский (Андийский) центр (около 8%)

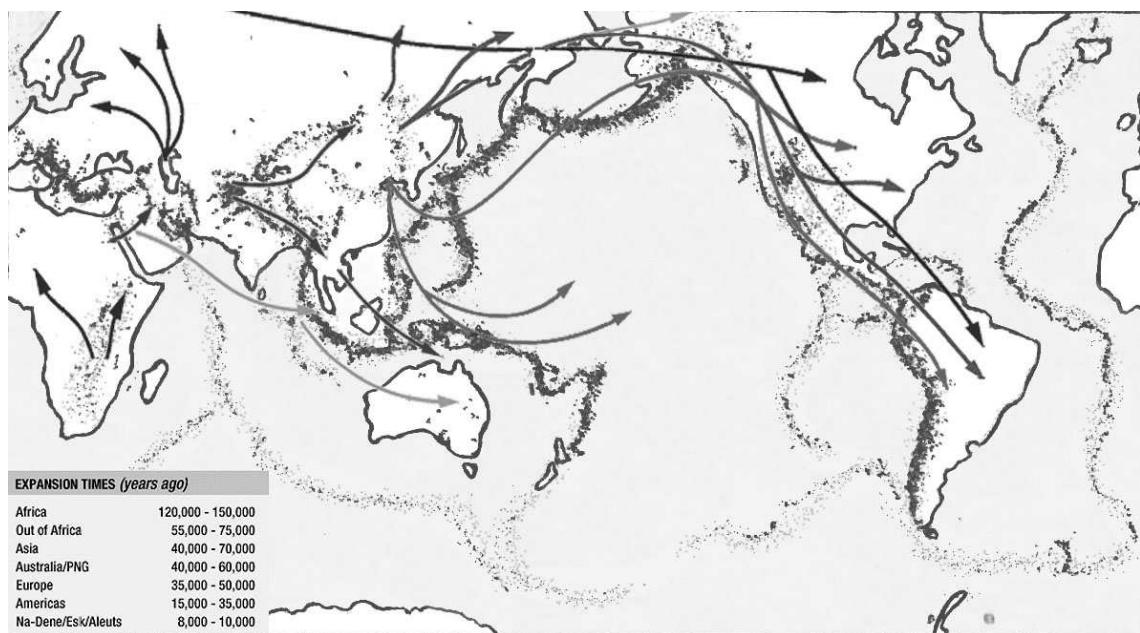


Рис.1: Сейсмические пояса планеты (по Дж. Эйби [1]) и предполагаемые направления миграции первобытного человека (по материалам генетической базы данных Family Tree DNA [2]).

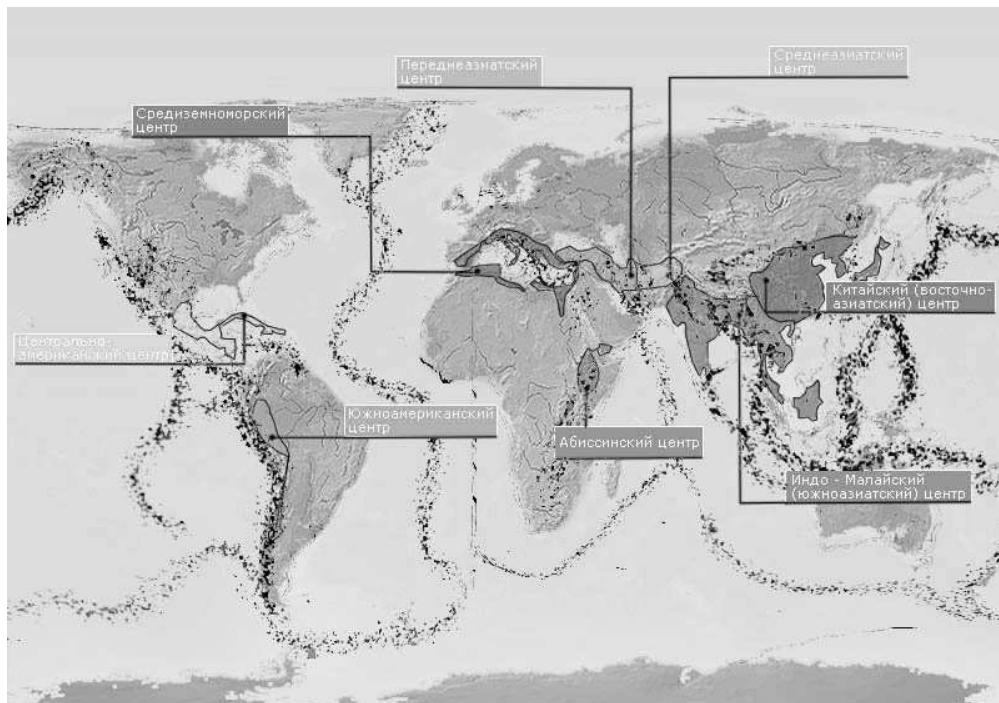


Рис.2: Центры происхождения культурных растений (по Вавилову) и сейсмические пояса планеты (по Эйби).

Установления центров происхождения культурных растений Н.И. Вавиловым проходили в начале прошлого столетия, когда сейсмология лишь только начала свое формирование как самостоятельная наука, еще не существовало радиобиологии, генетика и геохимия была еще только в начале своего развития. К настоящему времени эти науки достигли уже такого уровня, что можно было бы внести некоторые дополнения в этот список, опираясь на достоверные фактические данные в своих попытках объяснения механизмов происхождения не только культурных растений, но и самой жизни на Земле, но это не входит в задачи нашего исследования. Можно только заметить, что происхождение некоторых разновидностей растений носило, вероятно, не локальный, а множественный характер, как например происхождение некоторых сортов яблони, сливы и т.п. происходило в различных областях альпийского орогенеза, о чем свидетельствует обилие диких сортов яблони в горах Кавказа, Пиренеев и проч.

Явления совпадения мест эволюционных преобразований с сейсмическими полями планеты неоднократно отмечались многими авторами. Однако каковы могут быть причины возможного воздействия на живое? Давайте рассмотрим естественные физико-химические факторы и аномалии, установленные в связи с горячей и холодной дегазацией Земли, в результате вулканизма и в связи с сейсмичностью.

1. Геоэлектрические аномалии в связи с сейсмичностью давно известны, но основные закономерности их формирования были установлены в 70-80 годы XX века. (А.А. Воробьев, Д.Г. Осица, Гохберг, Г.А. Идармачев Ш. Г. и др.[7, 9, 10, 12])

Однако механизм влияния геоэлектрических аномалий на живые организмы еще не вполне ясен. Лабораторными исследованиями было установлено, что увеличением напряжения электрического поля увеличивается двигательная активность животных. При продолжающемся увеличении напряженности электрического поля при достижении определенного порога наступает стерилизация половых органов сначала у самцов, потом у самок. При еще большем увеличении электрического поля наступает летальный исход, сначала самцов, затем самок. Тот же самый эффект в таких же закономерностях установлен при увеличении магнитного поля. При этом большинство исследователей считают геоэлектрические аномалии, формирующиеся в преддверии землетрясений одним из определяющих факторов необычного поведения диких и домашних животных, заключающееся в попытках эмиграции животных из опасной зоны перед землетрясениями.

2. О геомагнитных аномалиях говорилось после Лиссабонской катастрофы 1755 года. Они были зарегистрированы на довольно больших расстояниях от эпицентра в Париже, Риме и других культурных центрах Европы. К настоящему времени основные закономерности формирования геомагнитных аномалий во времени и пространстве в зависимости от сильных землетрясений уже достаточно изучены (Гохберг М.Б., Ваньян Г.Г., Похотов О.А. и др.) [10]. Основные закономерности поведения диких и домашних животных при геомагнитных аномалиях те же, что и при геоэлектрических. Они носят региональный характер и оконтуриваются не только очаговой плейстосейстовой зоной, но наблюдаются и далеко за ее пределами, а ареал распространения прогнозных биологических предвестников, вызванных геоэлектрическими аномалиями в преддверии землетрясений оконтуривается четвертой-пятой изосейстой будущих землетрясений.

Интересен тот факт, что дикие животные являются более чувствительными, по сравнению с домашними. Чем древнее тип или класс животных по своему происхождению, тем ранее они чувствуют приближение землетрясения: хищные животные обнаруживают аномальное поведение раньше копытных, ранее них - птицы, еще раньше пресмыкающиеся и рыбы. Беспозвоночные, за исключением насекомых, в этом плане практически не изучены.

3. Геохимические (гидрохимические и газовые и изотопные) аномалии в подземных водно-газовых системах и на дневной поверхности, а так же явления сверхфонового выделения из недр в обменный бассейн всей гаммы газов и воды в связи с сейсмичностью были установлены в 80х гг. советскими учеными: Г.И.Войтовым, Д.Г.Осица, А.И. Фридманом, А.А. Ашировым, Султанходжаевым А.Н. и др. [6, 7] начиная с Ташкентского, Анапского и Касумкентского землетрясений K=13-14 и наиболее подробно изучены в связи с Дагестанским землетрясением 1970г, M=6,6. Эти аномалии на стадии формирования и свершения землетрясений носят региональный и продолжительный характер, имеют нелинейное пространственное и временное распространение, проявляются в макро- микро и изотопном составе природных вод и газов с резким увеличением дебитов в естественных выходах и заброшенных скважинах.

Трудно определенно утверждать о прямом влиянии перечисленных геохимических аномалий, как на возможность возникновения самой жизни, так и их влияние на ход биологической эволюции, не смотря на региональный и довольно длительный характер их проявления. Скорее следует говорить об опосредованном влиянии сейсмичности на формирование биогеоценозов и их обрамлений. Так, например, выяснилось, что образование

солончаковых областей Дагестана происходит главным образом за счет субвертикальной разгрузки рассолов и минеральных вод с глубины на дневную поверхность [7].

Таким образом, подобные геохимические аномалии не могли в течение миллионов лет не оказывать влияния на формирование среды обитания, а, следовательно, и на ход биологической эволюции в местах проявления сейсмической активности.

Что касается влияния микрокомпонентов – йода, брома, мышьяка и проч. в поверхностных водах, то их влияние в онтогенезе является незначительным, однако в филогенезе, в процессе смены многих поколений регулярные аномальные повышения концентрации микроэлементов в связи с сейсмичностью могут иметь довольно значительное влияние на развитие популяции и эволюцию биогеоценозов в целом. В качестве примера можно привести известную всем склонность к заболеванию зобом среди населения Дагестана в результате постоянной нехватки йода в продуктах питания.

4. Изотопные аномалии стабильных атомов углерода и водорода в молекулах углеводородов, а так же водорода и кислорода в молекулах воды в связи с сейсмичностью впервые были установлены Г.И. Войтовым, А.Д. Есиковым, Д.Г. Осики, Т.Г. Гречухиной и др. [14] после Дагестанского землетрясений 1970 г. А в результате систематических мониторинговых наблюдений в связи с рядом афтершоков Дагестанского землетрясения в 1972-73 гг., а так же Бежтинского (К=14), Киятлинского (К=13), Салатаусского (К=14) землетрясений 1974 года и Буйнакского землетрясений 10 января 1975 года Д.Г. Осики с соавторами удалось проследить за формированием и развитием изотопных аномалий в подземных водно-газовых системах до, во время и после указанных сейсмических событий [7]. В отношении изотопных аномалий, как и вариаций микроэлементного состава подземных водно-газовых систем, не стоит говорить о прямом влиянии на биосферу. Однако если учесть, что все перечисленные стабильные изотопы углерода, кислорода, водорода входят в состав живого вещества, изотопные аномалии в связи с сейсмичностью носят региональный характер, а сама сейсмичность множественна по своей сути, то изотопные аномалии не могут не влиять на физиологические процессы в онтогенезе животных, растений и человека, а, следовательно, накладывают определенный отпечаток и в филогенетическом развитии. В качестве примера можно привести тот факт, что участие изотопа углерода в органических молекулах некоторых ферментов приводит к изменению угла связи между элементами, в результате – изменяется структура самой молекулы и затрудняется или прекращается вовсе выполнение основных ее функций. Помимо изотопных вариаций стабильных атомов, в связи с сейсмичностью широко известны и радиоактивные аномалии.

5. Радиоактивные аномалии. В связи с сейсмичностью, изучение радиоактивных аномалий началось с работ Г.И. Войтова, С.С. Сардарова, Д.Г. Осики, М.И. Кучерова. Впервые внимание на высокое содержание аномального радиоактивного аргона (Ar^{40}) было обращено в сейсмически активном районе южного Дагестана по сравнению с аналогичными газами нефтяных и газовых месторождений и спонтанных выходов газов в минеральных источниках несейсмических регионов. Особо четко проявилось резкое увеличение радиогенного аргона в спонтанных газах Южного Дагестана вследствие Дагестанского землетрясения 1970 года [7]. Фундаментальное значение открытия этого явления заключается в наличии такого рода аномалий вообще. А методическое – заключается в возможности разработки аргонового, гелий-argonового метода оперативного прогноза землетрясений по He/Ar , $Ar40/Ar36$ отношениям, чему посвящена масса натурных наблюдений и публикаций. В эти же годы было установлен и основательно изучен процесс формирования и распространения во времени и пространстве радиоактивных аномалий, т.е. радоновых эманаций в атмосферу и жестких гамма-излучений в связи с сейсмичностью, что воплотилось в новом направлении в сейсмологии. (В.И. Уломов, Р.А. Агамирзоев и др. 1966г, Д.Г. Осика 1970г, и многие другие)

Л.Д. Осика под руководством профессора В.И. Ферронского и А.Д. Есикова, а в Дагестане – под руководством Д.Г. Осики был изучен характер распределения стабильных изотопов водорода и кислорода во всех больших и малых реках и их притоках северного

склона Кавказа в пределах Дагестана и частично - Чечено-Ингушетии [15]. В лаборатории геохимии стабильных изотопов ИВП АН СССР было установлено, что в водах поверхностного стока во всех реках и притоках высокогорья является изотопно-легкой. А по мере снижения высоты, вода в реках постепенно «утяжеляется» за счет субвертикальной разгрузки в русла рек подземных минеральных источников и дренирования осадочных пород морского происхождения. В связи с резким увеличением дебитов минеральных источников и скважин в связи с сейсмичностью, выносящих тяжелые изотопы водорода, вода которых стекает в реки и море, совершенно очевидно происходит «утяжеление» воды в реках низовьев и равнин.

В сороковых годах XX века связи с разработкой атомного оружия и исследованиями мирного атома, ученые широко использовали «тяжелую» воду в качестве замедлителя. И на этой почве столкнулись с явлением прогрессивного старения организма и формирования онкологических заболеваний. В эти же годы начала формироваться наука радиобиология, в основе которой лежали работы Н.В. Тимофеева-Ресовского и др. по изучению влияния радиации на живые организмы. После великой отечественной войны, и особенно после бомбардировок Хиросимы и Нагасаки атомными бомбами стала известна широкомасштабная опасность радиоактивного излучения для всего живого на земле.

Таким образом, на наш взгляд, радиоактивные аномалии в связи с сейсмичностью являются основным фактором естественного эволюционного влияния на живые организмы. Под воздействием радиоактивного излучения в областях сейсмической активности значительно увеличивается частота мутаций, а, следовательно, более активно, чем в сейсмоспокойных областях, происходит эволюционирование биогеоценозов и отдельных популяций. В настоящее время уже твердо установлена и довольно основательно изучена генетическая связь сейсмичности и формирования радиоактивных аномалий в нижних слоях атмосферы и подземной гидросфере вследствие активизации холдной дегазации недр. Таким образом, учитывая влияние радиоактивного излучения на живые организмы и перманентность сейсмичности в геологической истории нашей планеты, этот факт не следует оставлять без внимания.

Литература

1. Дж. Эйби. Землетрясения // М. Недра, 1982., 264с.
2. <http://www.rollintl.com/roll/rollDNA.htm>
3. Мархинин Е.К. Вулканы и Жизнь //М. Мысль, 1980.
4. С. Фокс, К. Дозе Молекулярная эволюция и возникновение Жизни //М. Мир, 1975.
5. Амирханов Х.А. К проблеме аравийского пути в процессе расселения человечества // Человек заселяет планету Земля. М. С.65-77. 1964.
6. Осица Д.Г., Черкашин В.И. Энергетика и флюидодинамика сейсмичности. // М. Наука, 2008.
7. Осица Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. // М. Наука, 1981.
8. Сорохтин О.Г. Эволюция климата Земли и происхождение ледниковых эпох. // Вестник РАН, 2006., т. 76, №8, С.699 - 706.
9. Воробьев А.А. Возможности плазмохимических реакций в земных недрах и образование нефти и горючих газов. Томск: Изд-во ТГУ, 1970.
10. Гохберг М.Б., Моргунов В.Л., Похотов О.А. Сейсмо-электромагнитные явления. М.: Наука, 1988.
11. Вавилов Н. И. Центры происхождения культурных растений. // Л.: Тип. им. Гутенberга, 1926.
12. Идармачев Ш.Г., Алиев И.А., Алиев М.М., Магомедов А.Г. Краткосрочные вариации кажущегося сопротивления горных пород перед сильными землетрясениями. // Мат. н.-пр. конф. 13.09.2006г. «Геология и минерально-сырьевые ресурсы ЮФО». Махачкала, изд. ДНЦ РАН 2006. С. 272-276.
13. Ярмоненко С.П. Радиобиология человека и животных // М., Высшая школа, 1988.
14. Войтов Г.И., Осица Д.Г., Гречухина Т.Г. и др. О некоторых особенностях химического и изотопного состава газов и вод Южного Дагестана //ДАН СССР 1972, т.205, №5.
15. Осица Л.Д. Изотопный состав атмосферных осадков и вод поверхностного стока высокогорий – основа долгожительства их населения // тр. ИГ ДНЦ РАН вып. №51, Махачкала, 2007. С. 89-90.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ДАГЕСТАНЕ

Пономарева Н.Л.
Сейсмическая станция «Махачкала» ГС РАН

Сведения о сильных землетрясениях Дагестана за доинструментальный период, собранные по материалам старинных рукописей и хроник, отчетам военных и исследователей имеются с 650г.н.э. Эти данные, наряду с материалами, полученными в период становления и развития инструментальных сейсмологических наблюдений на Кавказе и в Дагестане с конца XIX века по настоящее время, приведены в вышедшей в 2007 г. книге «Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период с VII в.н.э. до 2005г.»[1]. Каталог подготовлен сотрудниками Дагестанского филиала Геофизической службы РАН Р.А.Левковичем, О.А.Асмановым, С.Р.Амировым, З.А.Мусалаевой и другими.

Отбор и последующая обработка первичного, разнообразного по детальности и достоверности, материала о параметрах землетрясений для этого издания проводилась по методике, использованной при составлении «Нового каталога сильных землетрясений на территории СССР...»[3,4]. Данные последних десятилетий уточнялись по сборникам «Землетрясения в СССР», Кавказским каталогам Института сейсмологии АН Грузинской ССР, сборникам «Землетрясения Северной Евразии», сводным каталогам по Кавказу ГС РАН[5-9].

Для данной работы по всем эти материалам составлен каталог землетрясений Дагестана, насчитывающий к сегодняшнему дню более 12800 эпицентров землетрясений, около 2000 из которых составляют афтершоки сильных ($M \geq 4$) сейсмических событий. Ежегодно каталог пополняется почти двумя сотнями землетрясений $M > 1$. На рис.1 приведено распределение по времени и энергетическому уровню имеющихся в каталоге данных за доинструментальный период и землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями Дагестана и Кавказа по мере развития наблюдательной сети. Доинструментальный период включает и события с 650г.н.э. по 1785г., где для очень большого временного интервала имеются макросейсмические исторические сведения в основном о разрушительных землетрясениях, которые не приведены рис.1.

Такое распределение совместно с имеющимися сведениями о развитии инструментальных наблюдений в России в целом позволяет выделить определенные периоды развития сейсмических наблюдений на Северном Кавказе и в Дагестане[10]:

- доинструментальный – весь исторический период до 1902 г.;
- инструментальный (Табл.1) с 1902 г., который, в свою очередь, был разделен на 7 этапов, связанных с развитием сети и оснащением сейсмических станций в регионе.

Каждый из выделенных периодов изучения сейсмичности характеризуется специфическим распределением магнитуд регистрируемых землетрясений (табл. 2), различными значениями представительной магнитуды ($M_{\text{ПРЕД.}}$) и угла наклона графика повторяемости γ . Отмеченные особенности хорошо проявляются на кумулятивных графиках повторяемости землетрясений (рис. 2, табл. 2), приведенных к единому десятилетнему интервалу наблюдений (N^*_{10}).

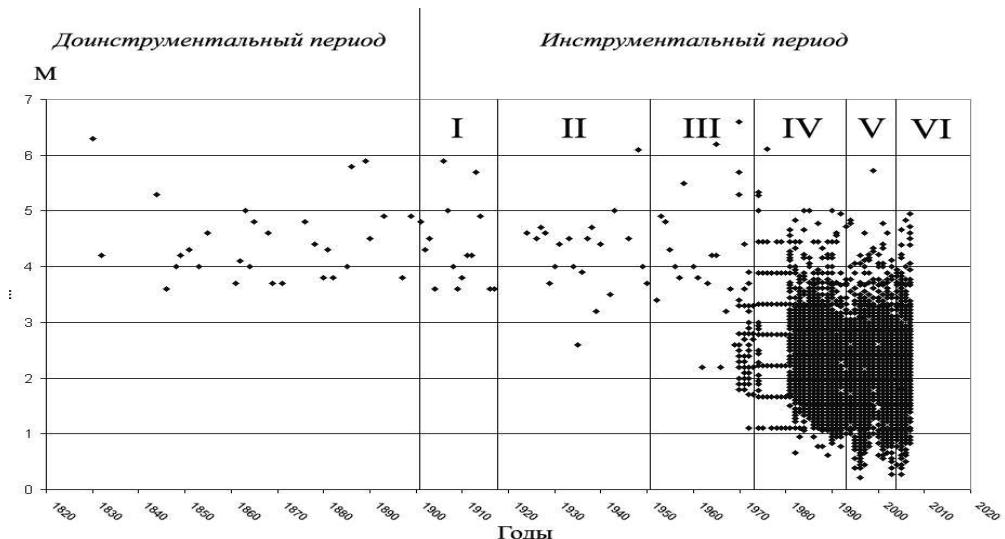


Рис.1. Распределение землетрясений территории Дагестана по магнитудам за период с 1830 г. по 2007 г.

Таблица 1.

Этапы развития инструментальных наблюдений в Дагестане.

I	1902 - 1918гг
II	1919 -1951гг
III	1952 -1973гг
IV	1974 - 1984
V	1985 -1993гг
VI	1994 -2004гг
VII	2005г – настоящее время

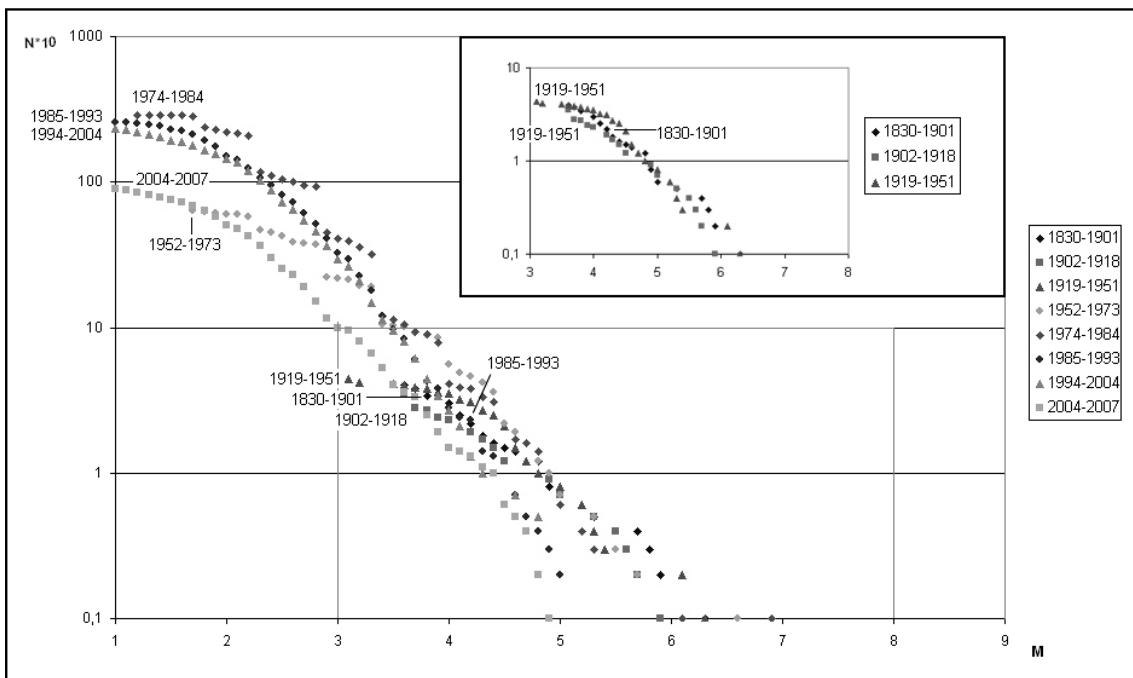


Рис. 2. Кумулятивные графики повторяемости землетрясений на территории Дагестана для различных интервалов времени, приведенные к десятилетнему периоду наблюдений (каталог очищен от афтершоков)

На кумулятивном графике повторяемости землетрясений на территории Дагестана ряд, соответствующий десятилетию 1974-1984гг, отличается наибольшим значением $N*10$, каталог очищен от афтершоков (рис.2). В этот период в регионе произошло несколько сильных мелкофокусных землетрясений $M \geq 5$ (Бежтинское, Салатауское, Киятлинское, Буй-

накское), возникновение которых связано с заполнением Чиркейского водохранилища [11,12,13], в 1976г на территории Чеченской республики произошло Черногорское землетрясение $M=6,2$. Зарегистрировано так же большое количество самостоятельных событий $0,6 \leq M \leq 4,4$, в числе которых как афтершоки перечисленных землетрясений и землетрясения 14.05.1970г., так и множество самостоятельных мелких толчков в радиусе до 30 км от водохранилища. Однако для данной последовательности землетрясений практически не представляется возможным полностью дифференцировать их из-за приуроченности к сейсмофокальной зоне Дагестанского землетрясения. По [2] с 14 мая 1970г. по июнь 1974 г. произошло 504 афтершока с $K \geq 9$.

Важно отметить, что, начиная с 1974 года, величина N^*10 остается в одних и тех же пределах, т.е. после землетрясения 1970г. сильно вырос поток сейсмической энергии, и он продолжает оставаться таким же интенсивным в настоящее время.

Таблица 2.

Данные о магнитудах и наклоне графика повторяемости по этапам инструментального периода сейсмических наблюдений на территории Дагестана.

Этап	Временной интервал	Интервал	$M_{\text{ПРЕД}}$	Γ	R_c
		магнитуд			
I	1902–1918 гг.	3.5–6.5	5	0.6	0.75
II	1919–1951 гг.	3.0–6.0	4	0.85	0.92
III	1952–1973 гг.	2.0–6.6	3.5	0.78	0.98
IV	1974–1984	1.0 - 5	3	0.9	0.97
V	1985–1993 гг.	1.0–5.5	2.5	0.9	0.97
VI	1994–2004 гг.	0.5–5.5	2	0.95	0.98
VII	2005–2007 гг.	0.3–5	2	0.76	0.98

R_c – коэффициент линейной корреляции при построении графика повторяемости – величина достоверности линейной аппроксимации

Динамика снижения $M_{\text{ПРЕД}}$ для Дагестана имеет свои особенности. Как показано в табл.2, представительность по магнитуде за инструментальный период наблюдений снизилась от $M_{\text{ПРЕД}} = 5$ до $M_{\text{ПРЕД}} = 2$. Деятельность сети сейсмостанций Закавказья и Северного Кавказа позволила снизить $M_{\text{ПРЕД}}$ даже в сложные послереволюционные, предвоенные и военные годы на 1 единицу относительно первого инструментального периода. С открытием в 1951 году опорной сейсмической станции «Махачкала» – $M_{\text{ПРЕД}} = 3,5$ для всей территории Дагестана. В период организации, постепенного расширения и переоборудования региональной сети сейсмических наблюдений значение представительной магнитуды снижалось на 1 единицу от этапа к этапу. В сложные для России 90-е годы прошлого столетия руководству ЦОМЭ ГС РАН и ее Дагестанского филиала удалось не только не растерять сеть, но и расширить ее от 5 до 17 станций с 1993 по 2004 гг. Однако в силу их расположения и оснащенности это снизило $M_{\text{ПРЕД}}$ только на 0,5 единицы магнитуд. Такая же картина сохранилась и после открытия в конце ноября 2004г. трех цифровых сейсмостанций.

История развития инструментальных сейсмических наблюдений в России достаточно широко освещена во многих работах [10-18]. В них выделяются до семи периодов, имеющих общие черты развития наблюдательной сейсмологической сети во всех регионах России. Кавказ, и в т.ч. Северный Кавказ, относятся к регионам, где раньше всех были открыты сейсмические станции[10].

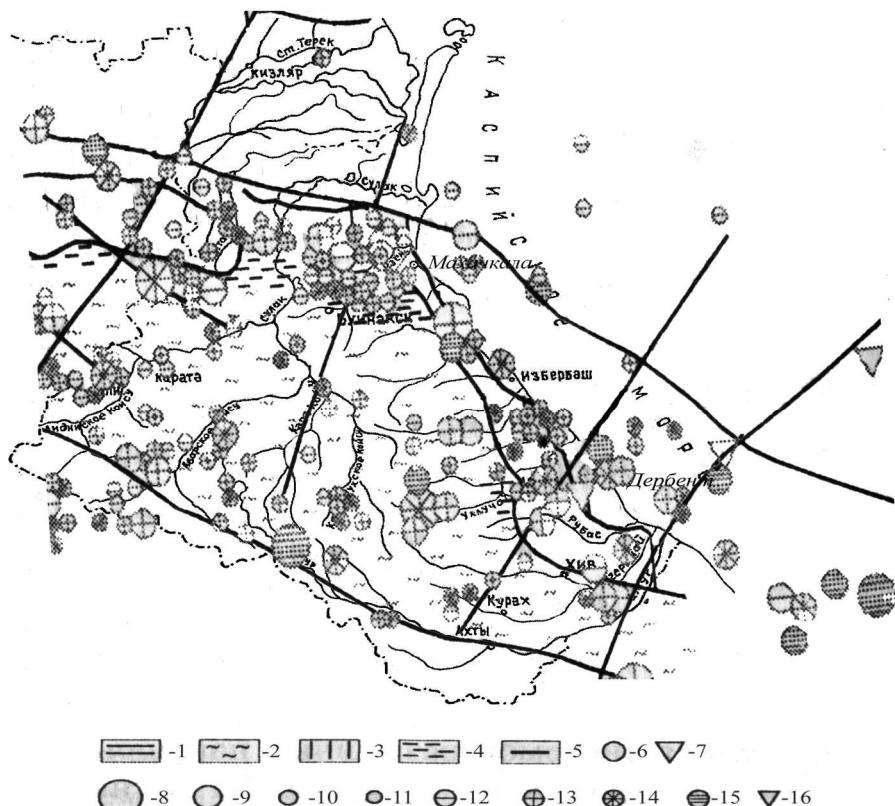
Изучение Кавказских землетрясений началось чуть более ста лет назад. Примерно до середины тридцатых годов XX века в основном изучались последствия разрушительных землетрясений (Ахалкалакских, Шемахинских и др.). Позднее стали появляться различные сводки, охватывающие с той или иной детальностью и полнотой материалы по общей сейсмичности Кавказа [14]. Первый инструментальный период наблюдений для территории Дагестана начался с открытием сейсмостанции «Баку», а в

1905г «для изучения дагестанских землетрясений была открыта станция «Дербент»»[15], которая проработала только до 2010г. Она была оснащена двойным горизонтальным маятником Омори-Боша с механической регистрацией без затухания [10].

Таблица 3.
Сейсмические станции Кавказа и их оснащение в 1902–1905 гг. из [10]

№ п/п	Станция	Координаты $\phi, {}^{\circ}N$	$\lambda, {}^{\circ}E$	Дата пуска, учреждение, организатор	Сейсмограф		
					Система	Установлен	Снят
1	Ахалкалаки	41.4	43.5	IV.1903, ГЕОФИАН	2 В	IV.1903	1912–1913
2	Баку	40.4	49.9	–11.5 VII.1903, ПЦСК+ Нобель Э.Л.	R	VII.1903	VII.1911
3	Балаханы	40.5	49.9	VII.1903, ПЦСК+ Нобель Э.Л.	R	VII.1903	1917–1918
4	Батуми	41.7	41.6	IX.1902, ПЦСК	B	IX.1902	1910
5	Боржоми	41.8	43.4	794 IV.1903, ПЦСК	B	IV.1903	Конец 1912
6	Дербент	42	48.3	III.1905, ПЦСК	2 В	III.1905	20.II.1910
7	Тбилиси	41.7	44.8	400 XII.1899 Кавк. отд.Русск.геогр.об-ва	3 E	XII.1899	1917
					M	1902	1910
					C	1903	
					Z	1905	
8	Шемаха	40.6	48.6	XI.1902, ПЦСК	B	XI.1902	1912

Изучение сейсмического режима Дагестана велось на несколько более обширной территории, включающей приграничные районы Чечни, Грузии, Азербайджана и дагестанского участка шельфа Каспийского моря (рис.3). Это обусловлено местоположением основных сейсмогенерирующих структур, таких как область Пшекиш-Тырнаузского разлома мантийного заложения, на который опираются Черногорский и Срединный глубинные разломы субмеридионального простирания, и пересекающихся с ними субширотных разломов различной глубины заложения.



Усл. обозначения: 1 – область палеозойской складчатости; 2 – области альпийской складчатости; 3 – предкавказские передовые прогибы; 4 – попеченные структуры; 5 – глубинные разломы; 6 – землетрясения неглубокие; 7 – глубокие; 8 – $M=6.1-7.0$; 9 – $M=5.1-6.0$; 10 – $M=4.1-5.0$; 11 – $M>4$; 12 – глубина очага $h=0-10$ км; 13 – $h=11-20$ км; 14 – $h=21-40$ км; 15 – $h=41-80$ км; 16 – $h=81-150$ км.

Рис.3. Карта эпицентров сильных землетрясений Дагестана [15]

Разносторонние исследования особенностей сейсмического режима Дагестана начались лишь после Дагестанского землетрясения 14 мая 1970г. $M=6.6$. Очень большой вклад в развитие и становление работ по изучению сейсмичности региона внесли сотрудники Лаборатории сильных землетрясений ИФЗ АН СССР под руководством Н.В.Шебалина. По инициативе председателя президиума ДагФАН СССР Х.И.Амирханова при лаборатории сейсмологии Института Физики Дагестанского Филиала АН СССР [12] были организованы работы по исследованию сейсмического режима территории. Временные полевые станции, открытые с целью изучения афтершокового процесса Дагестанского землетрясения 14 мая 1970г., стали основой для организации региональной сети сейсмических наблюдений в республике. К настоящему времени работы по сейсмичности и сейсмотектонике Дагестана представлены обширной библиографией[15-20 и многие др.]. Ежегодно материалы Дагестанского филиала ГС РАН публикуются в сборниках «Землетрясения Северной Евразии» и «Землетрясения России», и наряду с данными сейсмостанции «Махачкала» включаются в расчет эпицентров при составлении сводного каталога ГС РАН по Кавказу. Данные об аппаратурной оснащенности и чувствительности станций ДФ ГС РАН приведены в[9].

В настоящей работе инструментальные данные о землетрясениях территории Дагестана представлены в виде серии карт, приблизительно соответствующих указанным в табл.1 периодам наблюдений. Приблизительно потому, что мы ориентировались не на периоды оснащения и организации станций, а на временные интервалы, предшествующие сильным землетрясениям, и следующие за ними. Так как самым сильным событием последних ста лет для всего Восточного Предкавказья стало Дагестанское землетрясение 14 мая 1970г., мы посчитали целесообразным разделить каталог на десятилетние интервалы и по ним проанализировать развитие процесса накопления и разрядки сейсмической энергии региона.

На рис.4 приведены эпицентры землетрясений, зарегистрированных Кавказской сетью опорных станций в 1952-1960г. Описание сейсмичности Дагестана и его прикаспийской полосы содержится в работах [30-34].

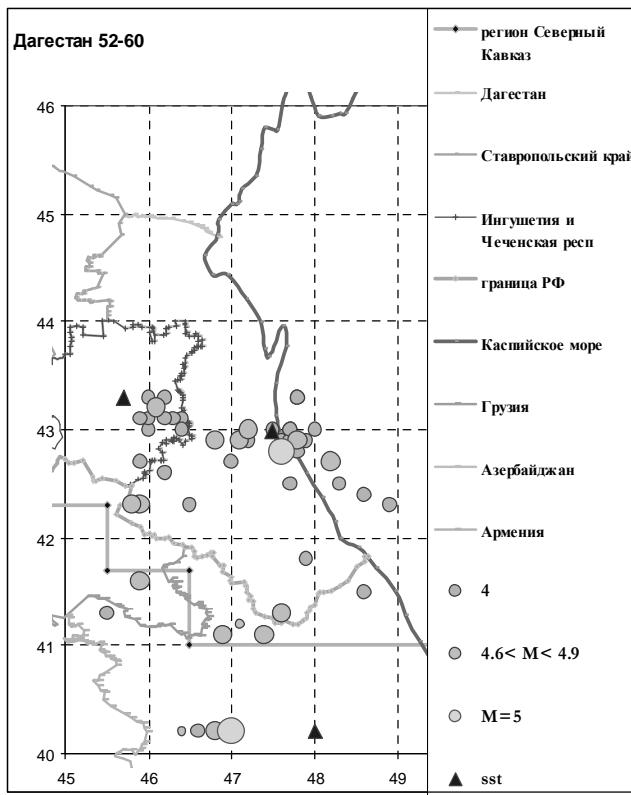


Рис.4. Карта эпицентров землетрясений территории Дагестана за 1952-1960гг. Усл. обозначения: разноцветные круги соответствуют увеличивающемуся значению магнитуды, синие треугольники соответственно станции «Грозный» и «Махачкала»

В период 1952-1960гг, после открытия в декабре 1951г. сейсмической станции «Махачкала», в каталоге содержались сведения о событиях выше $M_{ПРЕД}=3,5$ (табл.2). В эти годы в береговой полосе Дагестана наблюдалась повышенная сейсмическая активность, проявившаяся в ряде землетрясений, эпицентры которых расположены в районах Махачкала-Каспийск [34] вдоль прибрежного глубинного разлома [29], являющегося элементом системы Срединного и Центрально-Каспийского разломов(рис.3) и [36]. Здесь зарегистрированы землетрясения $M\geq 4$, одно событие $M=5$, проявившиеся на поверхности с силой I_0 не менее 4 баллов. Однако по макросейсмическим данным[35] эти очаги имели глубину не более 2.6 ± 1 км.

Высокая активность отмечена так же в области глубоких очагов, расположенных на территории Чеченской республики. Сейсмичность этой зоны как в 50-60е годы, так и в настоящее время находится «по-видимому, под влиянием некоторой разрядки напряжений в широкой области между Армавиро–Невинномысским разломом – на севере, Черкесским и Нальчикским – на западе, Владикавказским – на юге и, вероятно, имела продолжение в активности центральной части Дагестана и прибрежной к нему части Каспия. Большая часть этой территории в структурно-тектоническом плане относится к известному [36] Терскому (Терско-Каспийскому) передовому прогибу»[37].

Все же необходимо подробнее остановиться на развитии и аппаратурном оснащении сейсмостанции «Махачкала».

В 1950 году комиссия ГЕОФИАН с участием Д.П. Кирноса произвела обследование и пробные наблюдения на территории ботанического сада рядом с дачей Обкома ВКП(б). Был выбран участок для строительства сейсмостанции в четырех километрах к югу от города. На участке находились два жилых дома и овощехранилище с хорошим глубоким подвалом, который впоследствии был переоборудован под аппаратурный подвал сейсмостанции. Один из домов и овощехранилище были снесены при строительстве. Решением N219 Махачкалинского Горсовета от 25 апреля 1951 года за сейсмостанцией закреплен участок площадью 0,7 га.

Все переговоры и контакты с местными властями и подрядчиками, контроль за строительными работами, установку и первичную наладку оборудования осуществлял техник ГЕОФИАН Калинин Николай Васильевич. В октябре 1951 года строительство станции завершилось, заведующим был назначен А.А.Новицкий. Первая сейсмограмма и запись в журнале обработки землетрясений датированы 8 декабря 1951 года. Регистрация землетрясений осуществлялась одним комплектом сейсмоприемников СК и, соответственно, одним регистриром.

В 1955 году руководство станцией приняла В.Н.Табулевич. В том же году станция была доукомплектована сейсмографом для измерения балльности СБМ, а в 1957 году установили короткопериодный сейсмограф ГСХ.

С 1966 по 1981 год сейсмостанцией заведовала Л.А.Арефьевая. Под ее руководством работа продолжалась так же успешно и на самом высоком уровне. Неоценима роль сейсмостанции «Махачкала» и личный вклад Л.А.Арефьевой в организацию регистрации и изучение разрушительного Дагестанского землетрясения 1970 г. $M=6,6$. На станции были получены уникальные записи предварительных и основного толчков этого события, используя которые удалось всесторонне изучить механизм подготовки, предвестники, очаговые процессы и афтершоковую деятельность этого самого крупного за последние сто лет сейсмического события Восточного Предкавказья. Работа с материалами землетрясения 14 мая 1970 года дала возможность приобрести большой опыт регистрации сильных близких землетрясений, что помогло в дальнейшей работе станции. В 1971 г сейсмическая активность региона продолжала оставаться выше средней многолетней, а затем последовали одно за другим сильные землетрясения 1974, 1975 годов в пределах эпицентральной области 1970 г.

В 1982 году на станции были установлен комплект сейсмографов СКД взамен морально устаревших СК,что дало возможность качественно записывать далекие и удален-

ные землетрясения, и короткопериодные сейсмографы СКМ были заменены на СМ-3. Однако с установкой СКД из-за высокого уровня помех почти невозможным стало определение азимутов близких землетрясений, углов выхода сейсмического луча, что негативно сказалось на информативности сейсмографического материала, получаемого станцией. Определение азимутов по короткопериодной аппаратуре в большинстве случаев не представляется возможным по той же причине.

На рис.5а приведена карта распределения очагов землетрясений на территории Дагестана и прилегающих районов Чечено-Ингушетии, Грузии, Азербайджана за период 1961г. до конца апреля 1970г. Как видно из рисунка, двумя опорными сейсмическими станциями «Грозный» и «Махачкала» на территории Дагестана зарегистрировано малое количество событий, а все они сосредоточены в Чечено-Ингушетии и Грузии. Сейсмическая активность территории Дагестана в указанные годы была существенно ниже, чем активность прилегающих территорий.

На рис. 5б показаны очаги землетрясений 14.5.1970г., включая самый сильный форшок $M=5.5$. и основной толчок $M=6.6$ без афтершоков и последующая сейсмичность региона до 1980г. включительно. Такое «равномерное» распределение очагов землетрясений вызывает сомнения в достоверности определения координат эпицентров. Для уточнения картины распределения очагов в дальнейшем будет введена систематическая ошибка, что позволит получить реальную картину сейсмичности за данный период.

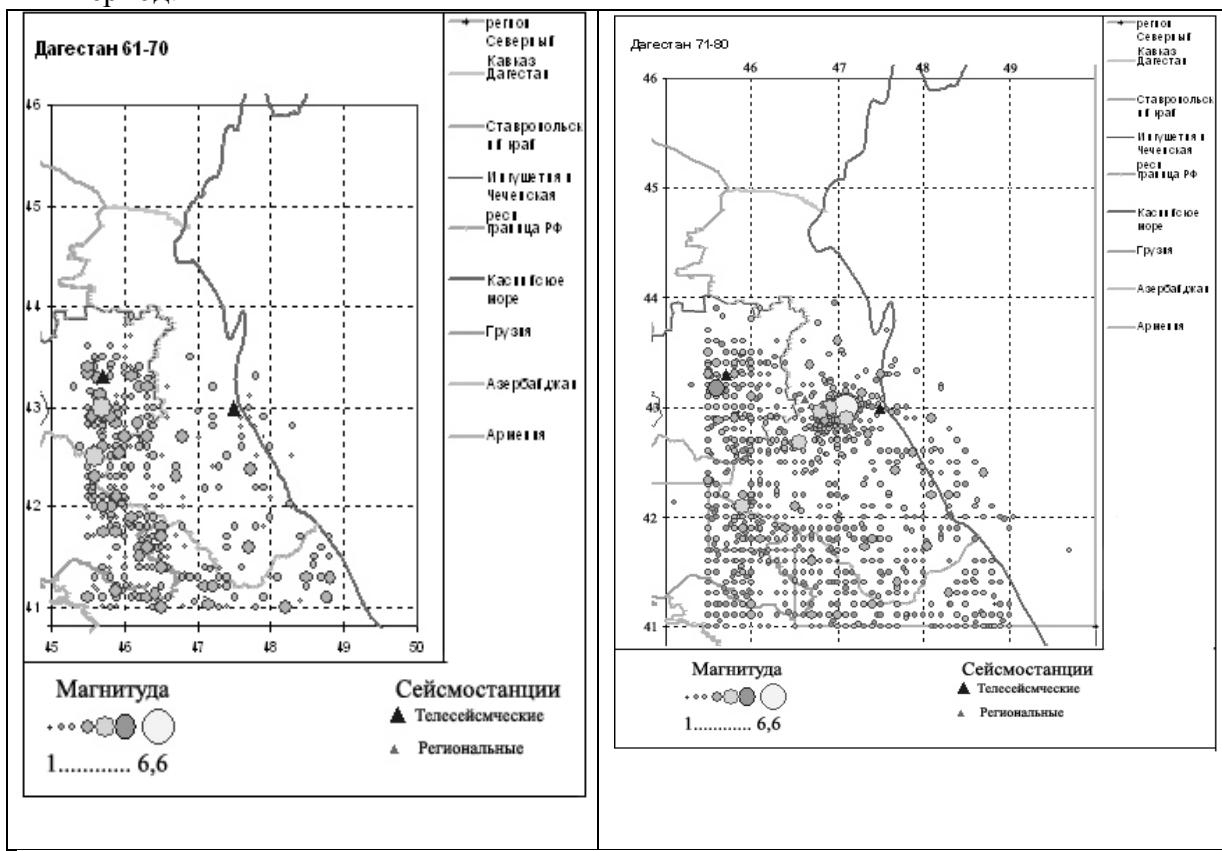


Рис. 5 а,б. Распределение очагов землетрясений в периоды с 1961г. по начало 1970г(а) и в период с 14.05.1970г. по 1980г. включительно (б).

Как уже было сказано выше, продолжалось развитие Дагестанской сети сейсмических наблюдений.

В настоящее время в состав ДФ ГС РАН входят 17 стационарных сейсмических станций, которые охватывают наблюдениями всю территорию республики за исключением слабосейсмичного Равнинного Дагестана.

На рис.6 приведена карта событий, зарегистрированных Северокавказской сетью сейсмических наблюдений в 2003-2007 годах. Карта отличается значительно более высо-

кой точностью определения положения эпицентров землетрясений за эти годы. Это явилось следствием расширения и переоборудования как сети наблюдений республик Северная Осетия-Алания, Кавминводского полигона, так и сети сейсмических станций Дагестанского филиала ГС РАН, начиная с 1994г. и открытия в ноябре 2004 г. цифровых сейсмостанций «Махачкала», «Дубки».

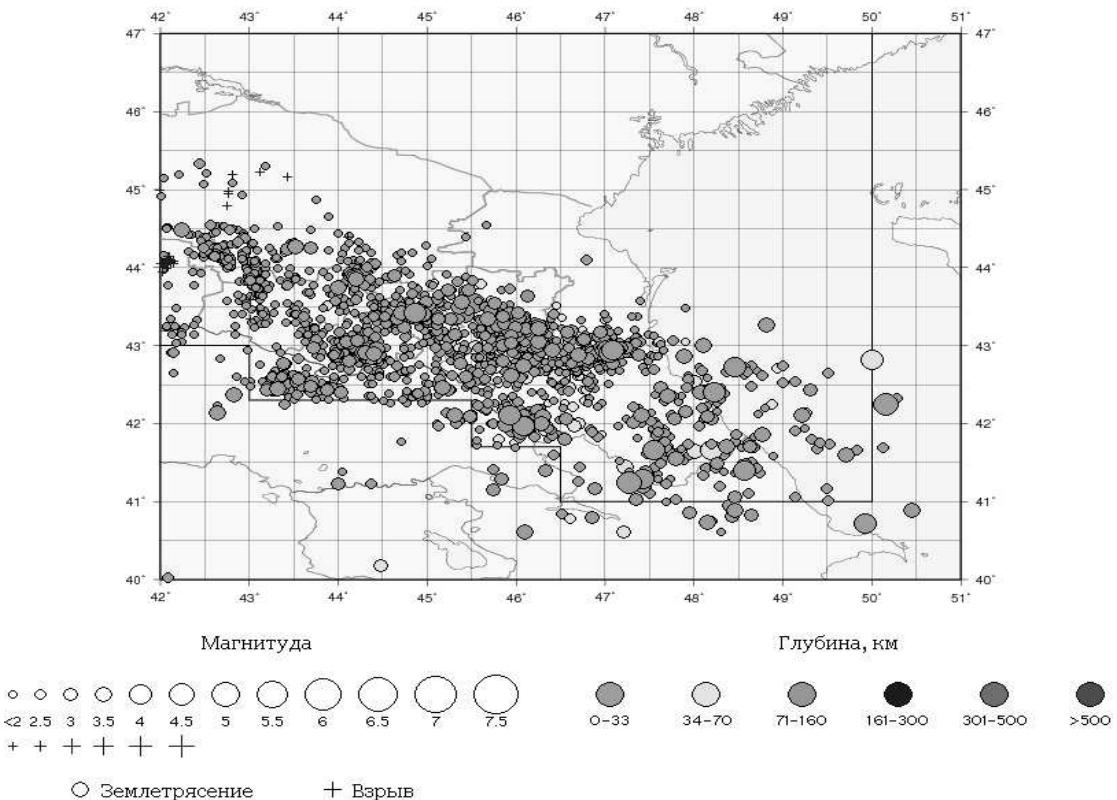


Рис.6. Карта эпицентров землетрясений по данным сводного каталога Кавказа ГС РАН с учетом наблюдений сети сейсмических станций Дагестанского и других кавказских филиалов ГС РАН, сейсмостанций «Махачкала», «Гофицкое», «Пятигорск» и Кавминводской группы за 2003-2007гг.

Однако, как видно из табл.2, оснащение этих станций цифровым оборудованием существенно не повлияло на общую чувствительность сети в регионе, она осталась на прежнем уровне M=2.

Продолжается переоснащение региональных сейсмостанций Дагестанского филиала ГС РАН. С 2009г. перестали быть аналоговыми станции «Ахты», «Ботлих», «Гуниб». В дальнейшем ожидается переход на цифровую запись всех станций ДФ ГС РАН.

Литература

1. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период с VII в.н.э. до 2005 г. М.: Эпоха. 2007. 394 с.
2. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Сейсмология. Геология. Геофизика. М.: Наука. 1980. С.97. (219 с).
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975г. М.: Наука. 1977г. 535 с.
4. Землетрясения в СССР. М.: Наука. 1962-1989гг.
5. Землетрясения Северной Евразии в 1990 году М.:ОИФЗ РАН. 1996. – 224 с.
6. Землетрясения Северной Евразии в 1991 году. М.: ОИФЗ РАН. 1997. – 184 с.
7. Землетрясения Северной Евразии в 1992 году. М.: ОИФЗ РАН.1997. – 300 с.
8. Землетрясения Северной Евразии в 1993-2001году.М.: ГС РАН 1999-2007 гг.
9. Сейсмологический бюллетень Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1971-1983гг.
10. Габсатарова И.П., Маловичко А.А., Старовойт О.Е. Очерк об истории инструментальных сейсмических наблюдений на Северном Кавказе. 2008 г. В печати.
11. Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А., Арефьев С.С, Дейнега Г.И. Изменение некоторых характеристик сейсмичности района водохранилища Чиркейской ГЭС в период его заполнения. //Сейсмический режим территории Дагестана. Махачкала. ИГ ДагФАН СССР. №1(13). 1977. С. 3-9.
12. Сейсмичность и гидрогазогеохимия территории Дагестана. Махачкала. ИГ ДагФАН СССР. №2(17). 1978. 218с.
13. Амирханов Х.И., Дейнега Г.И., Суэтнов В.В. Основные направления и задачи фундаментальных геолого-геофизических исследований в Дагестане // Сейсмичность и гидрогазогеохимия территории Дагестана. Махачкала. ИГ ДагФАН СССР. №2(17). 1978. С.3-13.

14. Кирнос Д.П., Харин Д.А., Шебалин Н.В. История развития инструментальных сейсмических наблюдений в СССР. Глава I // Землетрясения в СССР. – Москва: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 9–66.
15. Саваренский Е.Ф. Очерк развития советской сейсмологии за шестьдесят лет (1917–1977) // Изв. АН СССР. Физика Земли. – Москва: Наука, 1977. – № 12. – С. 87–97.
16. Кондорская Н.В. Развитие сейсмических наблюдений и их интерпретации в СССР // Проблемы современной сейсмологии. – Москва: Наука, 1985. – С. 28–46.
17. Старовойт О.Е. Состояние и развитие сейсмических наблюдений в Российской академии наук // Геофизика на рубеже веков: Избр. тр. ученых ОИФЗ РАН. – Москва: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 140–148.
18. Старовойт О.Е. Современные проблемы стационарных сейсмических наблюдений // Современные математические и геологические модели природной среды. Сб. науч. тр. – Москва: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 92–101.
19. Старовойт О.Е. Сейсмические наблюдения в России: от Б.Б.Голицына до наших дней. // Развитие идей и научного наследия Б.Б.Голицына в сейсмологии: К 140-летию со дня рождения., М., ОИФЗ РАН, 2003.– С.48-60.
20. Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмические наблюдения в России // Вестник Владикавказского научного центра. – Владикавказ, РАН, Правительство РСО,2004. – Т. 4. – № 4. – С. 15–21.
21. Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмические наблюдения в России // Вестник Владикавказского научного центра. Т. 5, № 1, Владикавказ, РАН, Правительство РСО, 2005, с.8-12.
22. Белоусов В.В, Кириллова И.В., Сорский А.А. Обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением// Известия АН СССР, Серия геофизическая, 1952, №5. С2-9.
23. Бюс Е.И., Изученность сейсмичности Кавказа. Труды института геофизики АН ГССР, т. XVII, Тбилиси, 1958.
24. Бюс Е. И., Сейсмические условия Закавказья, ч. I, Тбилиси, 1948.
25. Крамынин П.И., Черкашин В.И.. Геодинамический режим, сейсмичность и перспективы развития сейсмологии в Дагестане. Из сб. Геодинамика и сейсмичность Восточного Предкавказья. М.2002. С.54-55.
26. Лебедева Т.М. Землетрясения на Кавказе с очагами под земной корой. Труды института геофизики АН Грузинской ССР, т. XVII, Тбилиси, 1958.
27. Антонов Е.П., Гоцадзе О.Д., Пилишвили Т.В. Сейсмический режим и долгосрочный прогноз сильных землетрясений (на примере Кавказа)// Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш. 1984.Вып.5. С 217-227.
28. Краснопевцева Г. В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. – М.: Недра, 1984. – 112 с.
29. Бюс Е.И. Каталог землетрясений Кавказа. Изд-во АН ГССР.1954.
30. Кириллова И., Люстих Е.И. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: АН СССР. 1960.
31. Никитин П.Н. Макросейсмические данные о землетрясениях северного Кавказа. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР. №8, 1960.
32. Ананьев И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука. 1977.147с.
33. Табулевич В.Н. О сейсмичности г. Махачкалы// Вопросы инженерной сейсмологии. Вып.7. Труды ИФЗ АН СССР. №22(189) АН ГССР.1962.С.46-52.
34. Табулевич В.Н. Оценка глубины очага Прикаспийских землетрясений 12.X.1960 и 12.XI.1961гг./ Известия АН СССР. Серия геофизическая.№11,1963. С.1699-1700.
35. Рогожин Е.А. Современная геодинамика и потенциальные очаги землетрясений Кавказского региона // Современные математические и геологические модели природной среды. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 244–254.
36. Милановский Е.Е., Хайн В.Е. Геологическое строение Кавказа // Очерки региональной геологии СССР, Вып. 8. – М.: МГУ, 1963. – С. 206–299.
37. Габсатарова И.П., Девяткина Л.В., Селиванова Е.А. Северный Кавказ – 2002// Землетрясения Северной Европы в 2002 году. М.: ГС РАН. 2008.С 103-128.

МЕТОД РЕЛАКСАЦИОННОГО КОНТРОЛЯ МЕХАНИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ УЧАСТКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*СПИВАК А.А.
Институт динамики геосфер РАН*

Прогнозирование и предупреждение геодинамической неустойчивости локальных участков земной коры (наиболее яркий пример – землетрясение) является одной из наиболее важных задач, связанных с обеспечением безопасности населения сейсмоактивных районов, а также – обеспечением долговременной безопасной эксплуатации народнохозяйственных объектов и инженерных сооружений.

Катастрофической стадии развития любого геодинамического явления предшествует стадия его подготовки: накопление в среде необратимых изменений, характер и масштаб которых определяет масштаб самого явления. Накопление и перераспределение энергии в среде на этой стадии определяет режим релаксационных процессов, связанных с высвобождением энергии в отдельных наиболее напряженных структурных блоках геологической среды. Отклонение от "привычного" для среды режима релаксационных процессов, характерного для данного времени года, суток, атмосферных условий и т.д., является индикатором нарушения динамического равновесия среды, т.е. степени ее геодинамической устойчивости. Релаксация отдельно взятого блока, связанная со сбросом напряжения

(высвобождением части упругой энергии) сопровождается микросейсмическими импульсами [1]. Анализ пространственных и временных вариаций параметров указанных импульсов (амплитуда v_0 , частота f , эффективное число периодов колебаний N , кластеризация очагов и т.д.) и их количества позволяют оценивать не только направленность развития геодинамических процессов, но также – интенсивность их подготовки [2].

Разработанная расчетная модель релаксационного процесса [1] позволяет определять размер активной структуры L , амплитуду дифференциальных движений u , сброс напряжений при релаксации $\Delta\sigma$ и величину высвобожденной энергии E . Причем, согласно модели перечисленные параметры связаны с регистрируемыми параметрами импульсов простыми соотношениями [1]:

$$L = \frac{1}{\pi f} \left\{ \frac{\alpha G}{\rho} \right\}^{1/2}, \quad u = \frac{v_0 N}{\pi f}, \quad \Delta\sigma = \frac{v_0 N G}{\pi f L}, \quad E = \frac{v_0^2 N^2 G L}{2\pi^2 f^2},$$

где ρ и G – соответственно плотность и модуль сдвига материала среды.

При этом соотношение между самими параметрами релаксации могут служить характеристикой некоторых свойств среды. Например, отношение

$$k = \frac{\Delta\sigma}{u}$$

характеризует "жесткость" среды, величина которой может косвенно характеризовать возможную интенсивность накопления упругой энергии в среде.

В качестве примера на рис.1 приведена зависимость $\Delta\sigma(u)$ для 4-х участков территории ПО "Маяк". Видно, что участки отличаются по параметру k . Причем, участки с меньшими значениями параметра k расположены ближе к зонам влияния глубинных разломов (здесь среда характеризуется большим разуплотнением, что означает большую свободу для стесненной деформации блоков и, следовательно, - более неблагоприятными условиями для накопления упругой энергии).

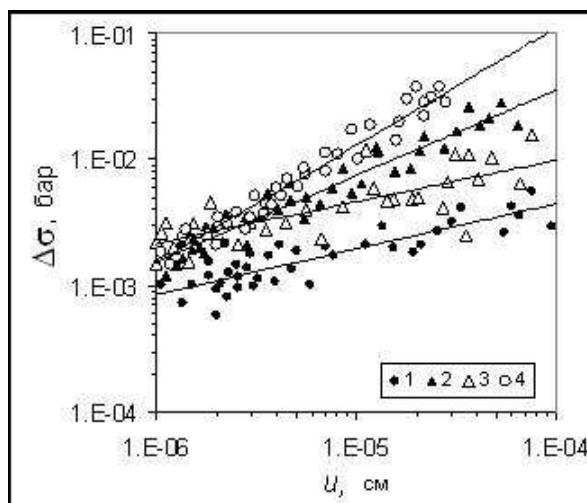
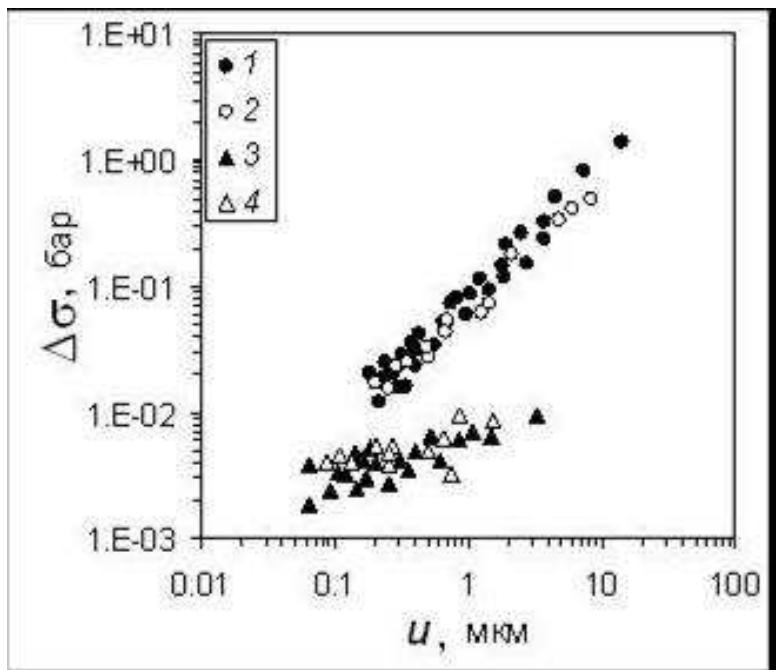


Рис.1. Сброс напряжений при релаксации горного массива на участках 1-4 ПО "Маяк" (Уральский регион)

Выполнение повторных измерений на одном и том же участке земной коры свидетельствует о хорошей повторяемости получаемых данных. Для примера на рис.2 приведены результаты регистрации микросейсмических импульсов для двух участков земной коры, отличающихся нарушенностью и уровнем действующих напряжений. Данные рис.2 демонстрируют высокую повторяемость результатов инструментальных наблюдений. При этом более монолитный и высоконапряженный Ловозерский массив горных пород (в отличие от более нарушенного и в достаточной степени разгруженного Ковдорского массива) характеризуется существенно более высокими значениями параметра k .



1,3 – первичные измерения; 2,4 – повторные через 1 год

Рис.2. Сброс напряжений при релаксации горных пород Ловозерского (1,2) и Ковдорского (3,4) горных массивов (Кольский и Корельский регион соответственно)

Развиваемый подход к оценке геодинамической устойчивости локальных участков земной коры основан на том, что деформирование структурных блоков, включая колебательные движения в стесненных условиях, происходит по-разному в зависимости от того, насколько состояние конкретного блока близко к равновесному. Если параметры импульсных колебаний релаксационного типа с учетом сезонных и других временных вариаций не изменяются со временем, то состояние такого блока (как очага импульсов) или системы блоков с большой вероятностью близко к устойчивому. В случае же, если параметры микросейсмических колебаний существенно варьируют во времени (блоки каждый раз по-разному реагируют на внешние возмущения), это свидетельствует о том, что рассматриваемый блок (система блоков) должен рассматриваться как нестабильный.

Мерой геодинамической устойчивости конкретного структурного элемента среды (в общем случае - участка земной коры) является суммируемая величина вариаций всех характеризующих среду параметров и ее изменчивость со временем t . В качестве такой величины может выступать, например, целевая функция устойчивости $F(t)$, определенная следующим образом:

$$F(t) = \sum_i \alpha_i \Delta Y_i , \quad (1)$$

где $\Delta Y_i = Y_i - Y_i^*$; Y_i – конкретная i -тая характеристика поля колебаний (количество, амплитуды, характерные частоты импульсов; вариации параметров в выбранном временном окне; кластерные характеристики пространственного распределения очагов импульсов и т.д.); Y_i^* – характерные значения величин Y_i для данного периода времени и конкретных условий; α_i – весовые коэффициенты, величина которых качественно соответствует значимости рассматриваемого параметра при оценке устойчивости участка земной коры. В этом случае очевидно, что наиболее устойчивым является участок земной коры, для которого $F \rightarrow 0$.

Следует отметить, что введенная в рассмотрение целевая функция F позволяет не только оценивать текущее геодинамическое состояние рассматриваемого участка земной коры, но также – проводить ранжирование разных участков по степени геодинамической устойчивости.

В качестве примера на рис.3 приведены значения функции F для 3-х участков горных склонов, отличающихся степенью предрасположенности к склоновым явлениям (обрушение, каменные лавины).

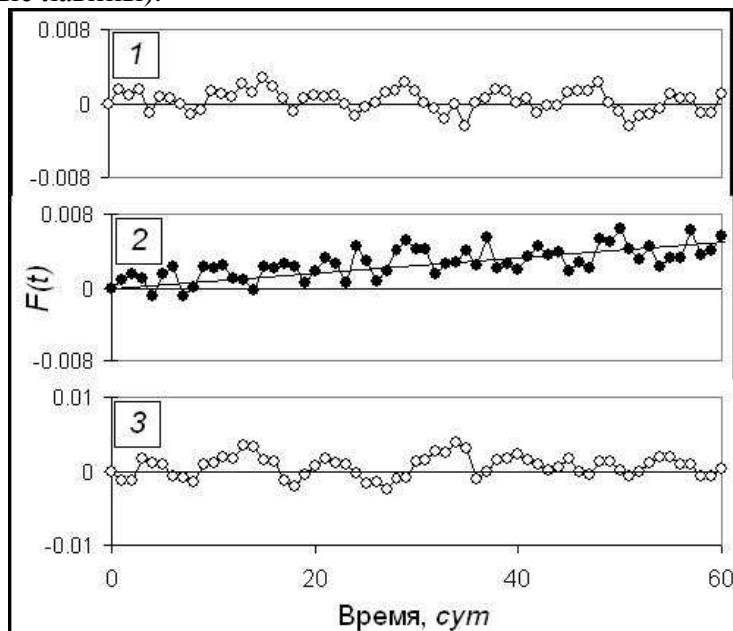


Рис.3. Изменение целевой функции геодинамической устойчивости массива горных пород F со временем для участков 1-3 горных склонов

Для построения графиков рис.3 использовались данные, полученные по результатам долговременной регистрации микросейсмических колебаний в коммуне Грозио (Италия, Ломбардия). Из рис.3 отчетливо видно, что наименьшей механической устойчивостью отличается участок 2, так как в отличие от участков 1 и 3 для участка 2 наблюдается отклонение целевой функции от нулевого значения, которое постоянно увеличивается со временем.

Следует отметить, что рассматриваемый подход к определению степени геодинамической устойчивости допустимо применять не только для природных процессов, но также при оценке влияния техногенных воздействий на степень механической устойчивости локальных участков массивов горных пород. С этой целью необходимо периодически проводить повторные инструментальные наблюдения за микросейсмическими колебаниями на охраняемом участке земной коры.

Литература

- Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: Академкнига, 2003. 423 с.
- Спивак А.А. Релаксационные процессы и механическое состояние локальных участков земной коры //Доклады академии наук. 1998. Т.363. №2. С. 246-249.

СЕВЕРО-ДАГЕСТАНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН, КАК ГЕОХИМИЧЕСКАЯ АНОМАЛИЯ ПО СОДЕРЖАНИЮ МЫШЬЯКА

*Абдулмуталимова Т.О.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Северо-Дагестанский артезианский бассейн (СДАБ), характеризующийся плиоцен-плейстоценовыми отложениями, является крупнейшим резервуаром пресных артезианских вод, ресурсы которого являются важнейшим источником хозяйственно-бытового водоснабжения населения Северного Дагестана. СДАБ приурочен к Терско-Кумскому артези-

анскому бассейну, сложенному четвертичными отложениями, мощность которых достигает 300-500 м.

Многолетние исследования и обработка большого фактического материала по гидрогеологии, гидродинамике, гидролого-климатическим условиям позволяют выявить в изучаемом бассейне участки, сформированные геологическими структурами с аномальными (повышенными и пониженными) содержаниями химических элементов, геотемпературными условиями и газоносностью. Происхождение этих аномалий объясняется наличием интенсивного восходящего потока вод, а также очагами естественной разгрузки высокоминерализованных хлоридно-натриевых вод по воздыманию водоносных горизонтов палеогеновых и мезозойских отложений [1].

В пределах СДАБ артезианские воды на значительной части содержат комплекс микрокомпонентов, превышающие ПДК для питьевых вод. Наряду с железом, марганцем, свинцом и кремнием, в подземных водах отмечаются высокие концентрации мышьяка, который относится к первой, наиболее опасной, группе канцерогенных веществ [2].

В природных условиях мышьяк в водоносные горизонты поступает при выщелачивании мышьякосодержащих минералов, при этом образуются арсенаты, в анаэробных условиях – арсиниты и арситы, а в природных водах мышьяк находится в форме анионов мышьяковой и мышьяковистой кислот.

Одним из причин загрязнения подземных вод Северо-Дагестанского артезианского бассейна мышьяком можно считать:

- многолетнее применение в сельском хозяйстве этого региона мышьякосодержащих пестицидов;
- возможное загрязнение вод мышьем в местах зон питания артезианских источников за пределами Республики Дагестан;
- повышенное содержание мышьяка в воде может быть постоянным элементом санитарно-химического характера подземных вод Северного Дагестана [3].

Подробное изучение данного района проводилось Институтом геологии ДНЦ РАН в рамках исследовательского проекта “Родник” - «Ресурсы подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна и пути их рационального использования, предотвращения процессов загрязнения и истощения», составленного под руководством д.г-м.н. Курбанова М.К.

Курбанов М.К. предполагает, что основным источником регионального мышьякового загрязнения пресных подземных вод Северо-Дагестанского артезианского бассейна являются примеси мышьяковистых минералов в некоторых контактирующих с продуктивными горизонтами слоях песчано-глинистых отложений. В области сноса, т.е. на северных склонах Главного Кавказского хребта мышьяковистые минералы (реальгар AsS, аурипигмент As₂S₃, мышьяковистый колчедан, арсенопирит FeAsS, леллингит FeAs₂ и др.) имели более широкое распространение в постакчагильский период осадконакопления и формирования плейстоценовой толщи Северо-Дагестанского артезианского бассейна. В естественных условиях мышьяковистые соединения, по-видимому, адсорбируются глинистыми и песчано-глинистыми частицами водоносных и водоупорных горизонтов [4].

В ходе исследования, на территории Северо-Дагестанского артезианского бассейна были исследованы 281 скважина, в 226 из которых (80%) содержание мышьяка выше нормативного в среднем 2-4 ПДК (максимум до 14 ПДК). Выполненные исследования показали, что в северо-восточной части Северо-Дагестанского артезианского бассейна 75% артезианских скважин плиоцен-плейстоценовых водоносных горизонтов содержат до 4 ПДК мышьяка. Впервые выявлено, что ареал распространения мышьяковистых подземных вод имеет место и в центральной части – Ногайском районе, который ранее считался благополучным. В верхнеапшеронских водоносных горизонтах 78% исследованных скважин, сосредоточенных между г. Южносухокумск и сел. Терекли-Мектеб в южной части Ногайского района содержание мышьяка составляет 0,06-0,24 мг/л (1,1-4,8 ПДК), 0,9 мг/л (18 ПДК) соответственно [5].

Ежегодно нарастающий темп эксплуатации артезианских скважин также оказывает влияние на прогрессирующее мышьяковистое загрязнение района исследования. В результате такой бессистемной и бесконтрольной эксплуатации водоносных горизонтов и ухудшения технического состояния скважин (более 60% скважин прошли амортизационный срок, но продолжается их активная эксплуатация) происходит смешивание подземных вод нижезалегающих пластов, содержащих токсичные элементы, с вышележащими пресными подземными водами продуктивных горизонтов. Вследствие этого происходит рост минерализации, ухудшение химического состава, в частности увеличение концентраций мышьяка и других токсичных элементов.

В заключении можно отметить следующее:

- использование подземных вод СДАБ местным населением неизбежно в виду отсутствия других источников питьевого водоснабжения.
- выявленное повышенное содержание мышьяка в водах СДАБ является региональной геохимической особенностью данной территории.
- наличие этих факторов может привести к хронической интоксикации мышьяком населения данной территории с соответствующими неблагоприятными последствиями.
- учитывая вышесказанное, необходимо проведение специализированных целевых и профилактических мероприятий с целью решения данной проблемы.

Литература.

1. Курбанов М.К. Гидрогеологическая программа «Родник. – Ресурсы подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна и пути их рационального использования, предотвращения процессов загрязнения и истощения» на 2003-2008 гг. // Геоэкологические проблемы освоения и охраны ресурсов подземных вод Восточного Кавказа. – Мат-лы научно-практ. конф-и ИГ ДНЦ РАН. Вып 49. – Махачкала, 2003.
2. Ревич Б.А., Авалиани С.Л., Тихонова Г.И. Экологическая эпидемиология. - Москва, 2004.
3. Омариеva Э.Я., Бабаянц И.С., Пантина Л.Ю., Буттаев И.М. Региональные проблемы охраны окружающей среды и здоровья населения. – Гигиеническое изучение загрязнения мышьяком подземных вод Терско-Кумского бассейна. // Сб. науч. трудов, часть 1. Мат-лы научно-практ. Конф-и, посвященной 75-летию государственной санитарно-эпидемиологической службы. - Махачкала, 1997.
4. Генезис мышьяка в ресурсах пресных подземных вод Северо-Дагестанского артезианского бассейна. Отчет по выполнению гранта РФФИ. Рук. проекта Курбанов М.К. – ИГ ДНЦ РАН. Махачкала, 2003.
5. Курбанова Л.М., Гусейнова А.Ш. К проблеме мышьяковистого загрязнения Северо-Дагестанского артезианского бассейна.

ДЕФОРМАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ ФЛЮИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Щербуль З.З.
Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

В мировой практике известно много случаев, когда интенсивная эксплуатация подземных флюидов значительно влияет на геоэкологическую обстановку окружающей среды, вызывая её изменение. Одна из форм этого влияния - проблема деформации земной поверхности, которой посвящено достаточно большое количество публикаций. Существуют сведения об оседаниях поверхности земли в связи с разработками нефтяных и газовых месторождений, а также о значительных просадках площадей в районах длительного отбора больших объемов подземных вод. В Дагестане активно эксплуатируются и артезианские воды, и нефтяные, и газовые месторождения, а также предполагается увеличение объемов использования термальной воды геотермальных месторождений. В результате, на небольшой по площади территории имеем в настоящее время катастрофически быстрый (по геологическим понятиям) и массированный отбор флюида из недр. Извлечение большого объема флюида сопровождается значительным падением пластовых давлений и нарушением равновесия как флюидной системы, так и всей геофильтрационной системы террито-

рии. Подобная ситуация стимулирует локальные и региональные оседания поверхности земли, а также может стать причиной возникновения наведенной сейсмичности. Учитывая особенности рельефа Северо-Дагестанской равнины, даже незначительные усадки дневной поверхности могут привести к подтоплению больших площадей земли в прибрежной полосе Каспийского моря. Кроме того, некоторые геотермальные месторождения, эксплуатация которых длится 50 и более лет, такие, например, как Махачкала-Тернаирское, и для которых существует реальная опасность локального оседания, находятся не только у береговой линии, но и непосредственно в черте города (со всеми вытекающими из этого последствиями). Комплексное изучение воздействия на окружающую среду всего флюидоотбора для Дагестана особо актуально: оно позволит дать оценку экологических рисков, возникающих в связи с деформационными и другими процессами, сопровождающими интенсивные разработки подземного флюида.

В данной работе остановимся на изучении влияния отбора артезианских вод на процессы уплотнения толщи плиоцен-четвертичных отложений Северо-Дагестанского артезианского бассейна (СДАБ). За весь период эксплуатации СДАБ, по минимальным оценкам, из недр извлечено порядка 10 км^3 артезианской воды с площади 22 тыс. км^2 , что по самым приближенным расчетам снизит вертикальные отметки рельефа примерно на 0,45м. Однако на величину усадки влияет множество факторов, начиная от особенностей геологического строения рассматриваемой толщи, кончая технологией и длительностью эксплуатации, режимом и объемами добычи воды, техническим состоянием скважин. Для расчета величины деформации водонасыщенных песчаных пластов был проанализирован фактический материал по пластовым давлениям плиоцен-четвертичных отложений СДАБ за весь период эксплуатации бассейна и выявлены закономерности динамики изменения напоров, позволившие определить величины снижения пластовых давлений ΔP для всех точек области [4]. Т.к. давление на скелет водоодержащей породы приближенно равно разности между горным давлением P_g и пластовым P_n : $P_{ск} = P_g - P_n$, то, если пластовое давление уменьшается, давление на скелет породы возрастает, что приводит к сжатию продуктивного пласта:

$$\frac{\Delta V_{\text{пор}}}{V} = \beta_c \Delta P,$$

где β - коэффициент объемной упругости пористой среды. Учитывая, что породообразующие минералы обладают относительно низкой сжимаемостью, $\beta_c = m\beta_n$.

Большинство артезианских скважин Терско-Кумской части Северного Дагестана имеет глубину, не превышающую 400м, поэтому рассматриваемые эксплуатирующиеся горизонты погружаются в южном направлении с незначительным уклоном. Для подобных пластов достаточной протяженности в плане можно считать $\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta h}{h}$, где h – мощность пласта, Δh – изменение мощности. Величину деформации для каждой точки области можно рассчитать по формуле:

$$\Delta h(x, y) = \beta_c \Delta P(x, y) \cdot h(x, y),$$

где $h(x, y)$ – мощность пласта в точке (x, y) , $\Delta P(x, y) = P(x, y) - P_0(x, y)$, где $P(x, y)$ – текущее давление, $P_0(x, y)$ – начальное давление в точке области.

Абсолютные величины деформации водоносных пластов плиоцен-четвертичных отложений приводятся в таблице 4. Как видим, размеры деформации водоносных пластов не столь велики, несмотря на значительные депрессии. Это объясняется, прежде всего, малой сжимаемостью песчаных пород. Однако частое переслаивание глинистых пород с водовмещающими песчаными пластами, характерное для верхней части осадочных отложений Терско-Кумского артезианского бассейна, создает хорошие предпосылки для дренирования вод из глинистых прослоек и, соответственно, уплотнения глинистых и суглинистых пород. Оценим величину оседания, которую могут дать глинистые породы бакинских и ашхеронских отложений, следующим образом.

1) Произведем оценку упругих запасов $V_{\text{упр.}}$ области по расчетному водоносному комплексу В.

2) Посмотрим, какой объем воды $V_{\text{доб.}}$ добыт за весь период эксплуатации водоносного комплекса В на территории области.

3) Найдем разность ΔV между всей добытой водой и упругими запасами: $\Delta V = V_{\text{доб.}} - V_{\text{упр.}}$.

Если $\Delta V > 0$, то есть добытое количество жидкости превышает упругие запасы, будем считать, что данный объем жидкости образовался только за счет дегидратации глин и $\Delta V = S \cdot \Delta h_{\text{гл.}}$, где S – площадь области, $\Delta h_{\text{гл.}}$ – абсолютная величина усадки глинистых отложений. Таким образом, для оценочных расчетов имеем:

$$\Delta h_{\text{гл.}} = \Delta V / S.$$

Результаты расчетов величин оседания глинистых пластов плиоцен-четвертичных отложений для Ногайского, Тарумовского и Кизлярского районов сведены в таблицы 1,2,3.

Таблица 1.

Величина оседания глинистых пластов плиоцен-четвертичных отложений на территории Ногайского района.

B	Площадь $S, m^2 \times 10^6$	Средняя мощность h, m	Песчанис- тость, %	$V_{\text{упр.}},$ $m^3 \times 10^9$	$V_{\text{доб.}},$ $m^3 \times 10^9$	$\Delta V,$ $m^3 \times 10^9$	$\Delta h_{\text{гл.}},$ m
Баку	9,8	200	47	0,6	1,6	1	0,1
Апшерон	9,8	200	51	0,7	1,3	0,6	0,06
Всего							0,16

Таблица 2.

Величина оседания глинистых пластов плиоцен-четвертичных отложений на территории Тарумовского района.

B	Площадь $S, m^2 \times 10^6$	Средняя мощность h, m	Песчанис- тость, %	$V_{\text{упр.}},$ $m^3 \times 10^9$	$V_{\text{доб.}},$ $m^3 \times 10^9$	$\Delta V,$ $m^3 \times 10^9$	$\Delta h_{\text{гл.}},$ m
Баку	3,3	200	43	0,18	0,80	0,62	0,184
Апшерон	3,3	220	37	0,24	0,28	0,04	0,012
Всего							0,196

Таблица 3.

Величина оседания глинистых пластов плиоцен-четвертичных отложений на территории Кизлярского района.

B	Площадь $S, m^2 \times 10^6$	Средняя мощность h, m	Песчанис- тость, %	$V_{\text{упр.}},$ $m^3 \times 10^9$	$V_{\text{доб.}},$ $m^3 \times 10^9$	$\Delta V,$ $m^3 \times 10^9$	$\Delta h_{\text{гл.}},$ m
Баку	3,1	250	50	0,23	1,92	1,69	0,54

Итоговая таблица 4 дает представление о размерах общей деформации толщи плиоцен-четвертичных отложений в результате интенсивной добычи артезианских вод на территории Терско-Кумского междуречья.

Таблица 4.

Величина общей деформации водоносного комплекса плиоцен-четвертичных отложений на территории Терско-Кумского междуречья.

Районы	Пески, см	Глины, см	Общее оседа- ние, см
Ногайский	≤ 5	16	≤ 21
Тарумовский	≥ 10	20	≥ 30
Кизлярский	≥ 10	54	≥ 64

По результатам более детальных расчётов построена схематическая карта оседания дневной поверхности территории Северного Дагестана под воздействием многолетней эксплуатации подземных вод артезианского бассейна. Как видно на рис. 1, изолиния максимального оседания почвы охватывает долину реки Терек, включая Кизлярский водозабор, здесь величины деформации достигают 60 и более сантиметров. Значительным деформациям подвержены и бассейны рек Прорва и Таловка: абсолютные величины оседания здесь изменяются от 30 до 60 см. К северу и северо-западу от Кочубея значения этих величин снижаются и колеблются вокруг средней цифры – 20 см. Изолиния с отметкой 20 см, изображенная на рис. 1, постепенно смещается в западном направлении, охватывая всё большую площадь.

Отметим, что, хотя наиболее сильно подвергаются деградации земли вокруг больших водозаборов [5], более масштабные по площади охвата и абсолютной величине усадки характерны для прибрежных территорий Северного Дагестана. Это связано с увеличением в данном направлении относительного содержания в разрезе глинистых и суглинистых фракций, которые дают наибольшие осадки. Таким образом, можно сделать вывод о том, что, вследствие развития депрессии в водоносных горизонтах плиоцен-четвертичных отложений, в зоне дагестанской части Терско-Кумского междуречья наметились тенденции к оседанию дневной поверхности.

Площадь Терско-Сулакского междуречья, несмотря на большие объемы добычи артезианских вод, менее подвержена деформационным процессам (исключение составляет зона Махачкала-Тернаирского месторождения), так как близость областей питания, большой ресурсный потенциал водосодержащей толщи пока ещё компенсирует отбор. Оседание поверхности земли представляет опасность, прежде всего, для прибрежных земель, которым грозит затопление, а также городам, таким как Махачкала и Кизляр, где вследствие оседания могут быть разрушены наземные сооружения. Даже незначительные смещения пластов могут стать причиной нарушения целостности водохранилищ и других важных инженерных объектов, расположенных в Терско-Сулакской зоне. Следует отметить, что некоторые природные явления, такие как, землетрясения, могут повлиять на величину скорости просадки, способствуя уплотнению водовмещающих пород и, соответственно, повышению темпов усадки.

Особо стоит обратить внимание на техногенную опасность для города Махачкалы от интенсивного забора подземных вод, который продолжается более 60 лет. Эксплуатация Махачкала-Тернаирского месторождения началась в 1951 году: термальная вода скважины 160 (II п.п. карагана) стала использоваться для отопления и горячего водоснабжения. Начиная с середины 60-х годов промышленный водоотбор увеличивается, достигая максимума в 1978 году. Динамика добычи термальных вод по Махачкала-Тернаирскому месторождению, построенная по данным ОАО ТЭК Геотермнефтегаз и зависимость общего количества добытой воды Q от времени эксплуатации месторождения приводится в [1].

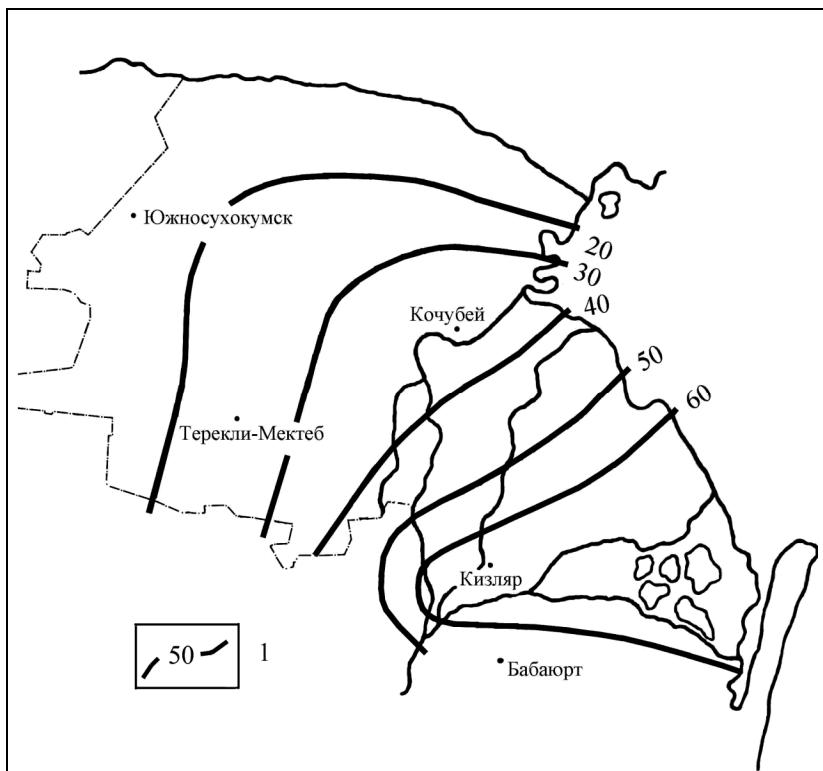


Рис. 1. Схематическая карта оседания дневной поверхности Северо-Дагестанского артезианского бассейна. 1 – изолинии оседания поверхности земли, см.

Произведенная (согласно с вышеприведенной расчетной схемой) оценка деформаций водоносных песчаных пластов Махачкала-Тернаирского месторождения показывает, что их абсолютные значения не превышают 0,5 – 0,6 метров.

Для приближенной оценки величины $\Delta h_{\text{пл}}$ предельного, максимально возможного оседания глинистой толщи, предположим, что все количество добытой после выработки упругого запаса воды получено только за счет уплотнения глинистых пород. Оценим по известным формулам упругие запасы W термальных вод Махачкала-Тернаирского месторождения по караганским и чокракским водоносным горизонтам, исходя из общей площади водозaborа в 22 км^2 и суммарной эффективной мощности водоносыщенных пластов, в среднем составляющей 310 м [2]: $W = 16,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Значение W при максимальных суммарных эффективных мощностях во всяком случае не превысит $20 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Разность ΔV между общим количеством добытой за весь период эксплуатации месторождения воды [1] и упругими запасами месторождения: $\Delta V = Q - W$, распределенная по площади месторождения, составляет 3,4 м. Таким образом, общая предельная величина вертикального смещения пластов на площади Махачкала-Тернаирского месторождения термальных вод может составить 4 метра, относительное уплотнение – 0,2%. Отсутствие наблюдений на месторождении не позволяет с достаточной степенью точности оценить каким образом эффект от деформации проявится на дневной поверхности (понятно, что не в полном объеме). Исследования [3] показали, что оседание земли может составить 22% от объема откаченной из глин воды. Если ориентироваться на эти цифры, то предельная величина оседания земли на площади Махачкала-Тернаирского месторождения не превысит значений 1,0 – 1,2 метра, т.е. примерно 20мм/год.

Наряду с естественными и техногенными факторами, усугубляющими процесс вертикального смещения пластов, такими как чередование в разрезе песков и глинистых пропластков, способствующее хорошему дренированию отжимаемых вод, землетрясения (в том числе и техногенные), ускоряющие сжатие глинистых пород и их смещение, существуют и характерные для городских конгломераций физические поля [3], влияющие на темпы деформации толщи: это вибрации от железнодорожного, автомобильного транспорта, а также нагрузка от крупных строительных сооружений.

С учетом вышесказанного можно сделать вывод о том, что образование глубоких воронок депрессии вследствие выработки месторождений подземных вод сопровождается значительными по глубине усадками поверхности земли, размеры которых в плане пропорциональны площади месторождения. Существование таких зон низкого давления, особенно приуроченных к крупным городам, необходимо тщательно контролировать, имея в виду, наряду с обычными режимными наблюдениями по скважинам, также и локальную сейсмичность и регулярную вертикальную съемку местности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранта №№ 09-05-96540).

Список литературы

1. Кудрявцева К.А., Щербуль З.З. Изменение параметров природной геотермальной системы в процессе её разработки// Материалы международной конференции "Возобновляемая энергетика: проблемы и перспективы", Махачкала,2005. С. 237-241.
2. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М., Наука, МАИК "Наука/Интерperiодика", 2001. 260 с.
3. Осипов В.И. Мегаполисы под угрозой природных катастроф. Вестник РАН, 1996, том 66, № 9, С. 771-782.
4. Щербуль З.З. Закономерности изменения напоров в плиоцен-четвертичных отложениях Северного Дагестана. Сб. тр. ИГ ДНЦ РАН, вып. 55, 2009 г.
5. Щербуль З.З. Оценка современной структуры подземного стока Северо-Дагестанского артезианского бассейна // Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып.52, 2008 г.

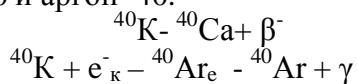
ПРИМЕНЕНИЕ К-Аг МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ ОСТЫВАНИЯ

Магомедов Ш.А., Магомедов А.Ш., Расулов Г.С.

Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

Томсон (в 1905г.) впервые установил естественную радиоактивность калия, проявляющуюся в эмиссии β -частиц. В 1935 г. Нир установил радиоактивность ^{40}K и определил изотопный состав калия. В 1937 году Вейцзекер предсказал распад ^{40}K на

^{40}Ca и ^{40}Ar , и предсказал, что в калиевых минералах накапливается ^{40}Ar радиогенного происхождения, что в последствии в 1948 году Ниром и было обнаружено экспериментально. С 1950 –х годов начинается массовое применение калий-аргонового метода в геохронологии. Калий один из самых распространенных элементов на Земле, у которого изотоп калий-40 характеризуется естественной радиоактивностью с образованием кальций -40 и аргон -40.



Изотопный состав калия : ^{39}K – 93,2581%, ^{40}K - 0,01167%, ^{41}K – 6,7302%.

Аргон земной атмосферы: ^{40}Ar - 99,60%, ^{38}Ar - 0,063%, ^{36}Ar - 0,337%

Калий-40 обладает естественной радиоактивностью и распадается на две дочерних производных- кальций -40 и аргон -40 по сложной схеме распада (рис.1). При этом 89% ядер распадается на кальций- 40, а 11% - с образованием аргона -40.

Для среднего гранита скорость образования аргона -40 равна одному атому на 1г. каждые 3 сек. В 1 млн. лет это составляет 10^{13} атомов, что эквивалентно 0,005 ppm веса, количеству, которое может быть с достаточной точностью установлено современной аналитической аппаратурой.

Геологический возраст определяется по уравнению [1]

$$T = 1/\lambda * \ln(1 + \lambda/\lambda_k * {}^{40}\text{Ar}/{}^{40}\text{K}) \quad \lambda = \lambda_k + \lambda_\beta$$

$$\lambda_k = 5,57 \pm 0,15 * 10^{-11} \text{ 1/год}, \quad \lambda_\beta = 4,7 \pm 0,5 * 10^{-10} \text{ 1/год}, \quad T_{1/2} = 1,32 * 10^9 \text{ лет.}$$

Ввиду большой распространенности естественного Са в минералах и породах определение радиогенной составляющей Са затруднено, поэтому К – Са метод датирования не получил практического применения.

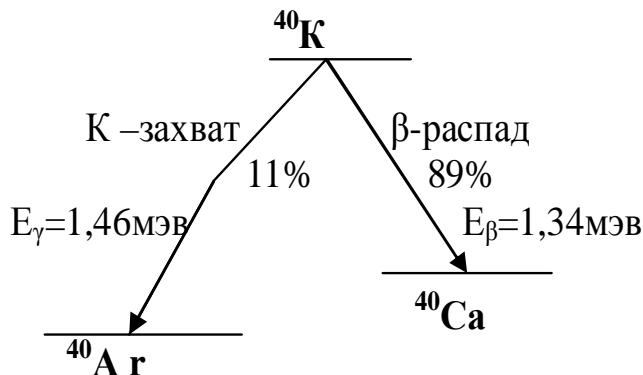


Рис 1. Схема распада ^{40}K .

K-Ar метод может быть использован для датирования определенных K- содержащих минералов и пород, которые способны количественно удерживать радиогенный аргон после того, как остынут до температуры, равной соответствующей температуре закрытия.

Наиболее удобны для датирования минералы- биотит, мусковит и роговая обманка из плутонических пород и пород подвергшихся метаморфизму высокой ступени. Кроме того могут быть датированы валовые образцы вулканических пород и пород неглубоких интрузий. Глауконит из неметаморфизованных осадочных пород может также давать надежные данные при K-Ar –датировании, если минерал хорошо кристаллизован, если он не был глубоко погребен в процессе осадконакопления и не подвергался воздействию тектонических деформаций.

Таблица 1.

Распространенные пародообразующие минералы, пригодные для датирования калий аргоновым методом для различных типов пород.

минерал	вулканические	плутонические	метаморфические	осадочные
Полевые шпаты				
Санидин	xx			
Анортоклаз	xx			
Плагиоклаз	xx			
Слюди				
Биотит	xx	xx	xx	
Флагопит			xx	
Мусковит		xx	xx	
Лепидолит		x		
Глауконит				x
Амфибол				
Роговая обманка	xx	xx	xx	
Пироксен	x	x	x	
Порода в целом	xx			
Примечание: xx – более распространены, x – менее распространены				

Данные K-Ar – датирования молодых вулканических пород были использованы для создания шкалы инверсий магнитного поля Земли. Датирование донных океанических базальтов и интерпретация магнитных аномалий в океанических бассейнах дали прямое доказательство спрединга океанического дна и вызванного им перемещения континентов, что позволило развить теорию тектоники плит [3].

Потеря радиогенного Ar (и других радиогенных дочерних продуктов) при повышенных температурах дает возможность использовать данные K-Ar –датирования в качестве индикаторов температурной истории медленно остывавших плутонических и метаморфических пород, но не позволяет определять возраст первичных минералов. Данные K - Ar – датирования биотита (или какого - либо другого K – содержащего минерала) в регионально метаморфизованных породах образуют поверхность температур метаморфизма, но не отражают времени первичной кристаллизации таких пород. Однако региональная

однородность данных K-Ar –датирования определенного минерала из кратонного блока или орогенного пояса дает информацию о времени охлаждения, т.е.пересечения при подъеме изотермы, отвечающей температуре закрытия. Датируя минералы с различными температурами закрытия, можно определить скорость охлаждения поднятых кратонных блоков

Однако в глубинных плутонических и метаморфических породах, которые

изывают медленно, удерживания аргона не происходит до тех пор, пока температура не упадет до некоторого значения, ниже которого диффузия аргона практически прекращается и начинается накопление радиогенного аргона-40. В этом случае удобно ввести понятие температура закрытия системы, определяемой как температура, при которой скорость потерь аргона-40 за счет диффузии из данного минерала становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления.

Таким образом, ясно, что значения возраста, полученные при датировании K-Ar методом, представляют собой промежутки времени, прошедшие с того момента, когда исследуемый минерал остыл до температуры, равной температуре закрытия, при условии, что минерал после этого события остался закрытой системой относительно аргона и Азия.

Исследования диффузии аргона в зонах контактового метаморфизма и в лабораторных условиях показывают, что минералы, используемые для датирования K-Ar методом, характеризуются различными температурами закрытия.

Рассмотрим глубинную, медленно остивающую плутоническую породу, содержащую роговую обманку и биотит. Для роговой обманки температура удержания радиогенного аргона (около 700°C) выше, чем для биотита (около 400°C), и, следовательно, K –Ar -«часы» роговой обманки начнут отсчитывать время раньше, чем биотитовые K – Ar «часы». Если температура уменьшается плавно и оба минерала остаются закрытыми системами относительно аргона и калия после достижения ими соответствующих температур закрытия, роговая обманка покажет более древний возраст, чем биотит. Разность в значениях K- Ar возраста, полученных для этих двух минералов можно использовать для оценки скорости остиивания при условии, что известны соответствующие температуры закрытия. Такая дискордантность K-Ar датировок существующих минералов обычно наблюдаются в метаморфических породах.

Температуры закрытия (или открытия) систем минералов можно установить экспериментально. По отношению разности температур закрытия к разности возрастов двух минералов можно определить скорость остиивания.

В свое время нами были определены калий-аргоновые возраста магматических пород из даек месторождения Кизил-Дере. Различные участки даек дали дискордантные значения возрастов, которые могут быть использованы как аргоновый геотермометр. Изохронный K-Ar возраст магматических пород исследованной сложной дайки составляет 150 млн. лет ($^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K} = 0,0091$).

K-Ar возраста для роговика у контакта с диабазом и для диабаза из центра сложной дайки и их кинетические параметры сведены в табл.2

Таблица 2.

Кажущиеся K-Ar возраста пород сложной дайки и кинетические параметры радиогенного аргона.

Диабаз из центра дайки	Роговик у контакта с диабазовой дайкой
$T_{\text{A/K}} = 124 \text{ млн. лет}$ $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K} = 0,0075$ $D_0/a^2 = 4 \cdot 10^3 \text{ сек}^{-1}$ $E = 53 \text{ ккал/моль}$	$T_{\text{A/K}} = 105 \text{ млн. лет}$ $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K} = 0,0063$ $D_0/a^2 = 10^{-2} \text{ сек}^{-1}$ $E = 30 \text{ ккал/моль}$

$$T_{\text{ист.}} = 150 \text{ млн. лет.}$$

По значениям критериев Фурье ($F_0 = D_0/a^2$) для двух разных минералов можно рассчитать температуру и время воздействия интрузии.

$$F_{01} = (D_0/a^2)_1 * \tau * \exp(-E_1/RT)$$

$$F_{02} = (D_0/a^2)_2 * \tau * \exp(-E_2/RT)$$

Определив D_0/a^2 и E для обоих минералов экспериментально можно рассчитать температуру и время воздействия интрузии по уравнениям:

$$T = (E_1 - E_2) / R * \ln(F_{01} / F_{02}) * (D_0/a^2)_1 * (D_0/a^2)_2,$$

$$\tau = F_{01} * \exp(E/RT) / (D_0/a^2).$$

Расчет температуры интрузии и времени воздействия для исследованной сложной дайки месторождения Кизил-Дере получаются соответственно 660°C и 2,3 года.

Итак, дискордантные возрастные данные K-Ar метода позволяют уточнить истинный возраст минералов, определить скорость остывания, определить температуру и время воздействия интрузии и т.д.

Литература

1. Амирханов Х.И., Брандт С.Б., Бартницкий Е.Н. Радиогеный аргон в минералах и горных породах. Махачкала, 1960.
2. Батырмузаев А.С. Миграция калия и радиогенного аргона в минералах. Махачкала, 1982.
3. Толстых И.Н., Азбель И.Я., Хабарин Л.В. Изотопы легких инертных газов в мантии Земли, коре и атмосфере, Геохимия, №5, С.653-666.

О ЛОКАЛИЗАЦИИ ГИПОЦЕНТРОВ КАСПИЙСКИХ МОРСКИХ ОЧАГОВ (ДАГЕСТАНСКИЙ СЕКТОР)

*Мусалаева З.А., Абдулаева А.Р., Гамидова А.М., Сагателова Е.Ю.
Дагестанский филиал ГС РАН*

Аннотация.

В настоящей статье оцениваются параметры землетрясений Каспийского моря (Дагестанский сектор), определенные двумя способами: компьютерной обработкой и методом Вадати за 2000 г., 2001 г., 2009 г. Для возможности сопоставления составлены карты эпицентров и глубинные разрезы.

При сейсмологических исследованиях основой для детальных оценок сейсмических событий являются достоверные данные о параметрах гипоцентров. Современные программы гипоцентрии весьма сложны, но даже при наличии достаточного количества надёжных данных, часто заметно искажают параметры гипоцентра, особенно это касается глубины. При изучении региональной сейсмичности глубина является одним из основных параметров гипоцентра. От точности её определения зависит изучение процессов разрываобразования, геометрии разломов, выделение сейсмоактивных тектонических структур. Очевидно значение глубины и при макросейсмических проявлениях землетрясений. Надёжному её определению препятствуют два основных фактора: редкая сеть с/станций и отсутствие детального скоростного разреза земной коры. В сейсмологии хорошо известно правило, что для точного определения очага, необходимо иметь хотя бы одну с/станцию, расположенную от эпицентра не далее, чем на её удвоенное значение. В значительной степени точность зависит ещё от взаимного расположения с/станций и от их положения относительно гипоцентра.

С 1977 г. обработка данных сети с/станций Дагестана производится по компьютерной программе с использованием осреднённого годографа для региона методом засечек, t_0 определяется по графику Вадати. Годограф весьма приближенный, а программа часто не учитывает верные данные ближней к эпицентру с/станции в угоду данным более удаленных от эпицентра с/станциям. В результате локализация очага становится весьма сомнительной. До 2008 г., когда с/станции Дагестана ещё не были оснащены системами GPS, точность синхронизации их к единой шкале времени была недостаточная, если точнее сказать, то плохая. Поэтому наиболее верные параметры очага можно получить, используя разность времен прихода прямых волн ($t_s - t_p$), так как неточности станционных временных поправок не влияют на её величину. В данной работе очага морских землетрясений, для которых представилась возможность, были переопределены по методу Вадати, кото-

рый позволяет определять и координаты и глубину одновременно, используя только параметр $(t_s - t_p)$. Для этой цели брались данные с/станций: MNS, DRN- расположенные на берегу Каспийского моря; SGK, URK, KSM, KUM, АНТ- не слишком удалённые от побережья. Положение морских эпицентров, определенных двумя способами: по компьютерной программе и методом Вадати за 2000 г., 2001 г. и 2009 г., показано на рис. 1, 2, 3 соответственно. Оказалось, что из 12 морских эпицентров, переопределенных методом Вадати за 2000 год, только четыре оказались на море, а остальные восемь – на суше. В 2001 году из 25-ти, определенных по Вадати: 14 - на море, 11 - на суше. В 2009 году из 18 морских: 15 – на море, 3 – на суше. Наибольшее расхождение в координатах очагов наблюдается по данным 2000-2001 гг. (рис.1,2).

За 2009 год, когда с/станции были укомплектованы системами GPS, разброс эпицентров компьютерной обработки и методом Вадати значительно уменьшился.

По полученным полям эпицентров (рис.1, 2, 3) составлены глубинные разрезы по линиям AB, A₁B₁, A₂B₂ соответственно. На разрезах AB, A₁B₁ (рис. 1, 2) основная масса очагов компьютерной обработки имеет глубины до 25-30 км, эти же очаги по Вадати дают интервал глубин 30-55 км и 3 приуроченных к глубинам 70-78 км.

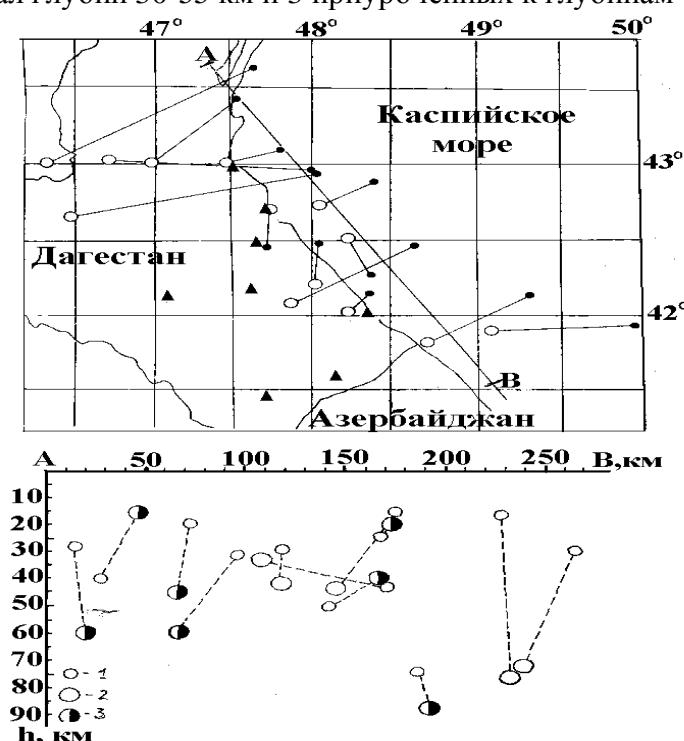


Рис.1. Положение морских эпицентров по данным 2000г. компьютерной обработки и по методу Вадати и вертикальный разрез AB

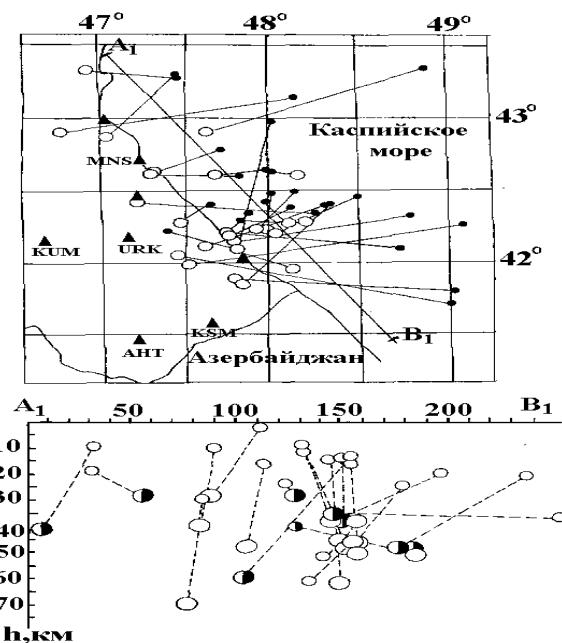


Рис.2. Положение морских эпицентров по данным 2001г. компьютерной обработки и по методу Вадати и вертикальный разрез А₁В₁

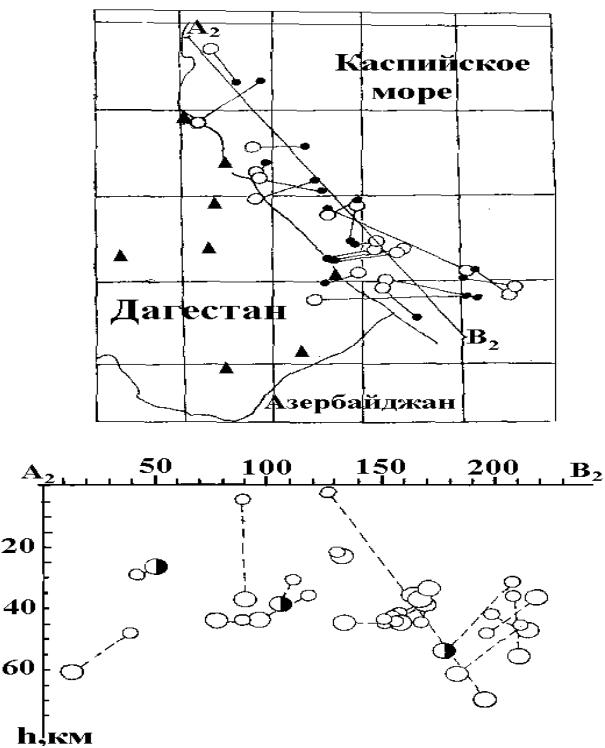


Рис.3. Положение морских эпицентров по данным 2009г. компьютерной обработки и по методу Вадати и вертикальный разрез А₂В₂

На разрезе (рис.3) основная масса очагов, определенных двумя способами имеет один и тот же интервал глубин 30-50 км и 3 очага более глубокие 55-70 км.

Выводы: Используя первичные данные сейсмических станций за 2000, 2001, 2009 гг., получены более точные параметры очагов Каспийского моря. В результате хорошо прослеживается по локализации очагов сейсмоактивная зона к северу от Дербента, вытянутая с северо-запада на юго-восток и продолжающаяся на сушу.

Литература.

1. Архангельский В.Т., Веденская Н.А., Гайский В.Н. и др. Руководство по производству и обработке наблюдений на сейсмических станциях СССР, ч.2. Москва, 1954 г.
2. Отчёты «О результатах сейсмологических, геохимических и геофизических наблюдений на территории Дагестана: 2000, 2001, 2009 гг. Фонды ДФ ГС РАН. Махачкала.

ВЛИЯНИЕ НЕФТЕДОБЫЧИ НА ЛАНДШАФТЫ ТЕРСКО-КУМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЗЕРНОЕ)

*Тыцкая Л.В., Идрисов И.А.
Институт геологии РАН*

Терско-Кумская низменность характеризуется длительной периодом добычи нефти [1]. Это позволяет изучать данную низменность в качестве ключевого района по анализу возможного влияния нефтедобычи на ландшафты. Всего на территории низменности расположено 77 площадей, с ресурсами нефти и газа. В качестве объекта исследований рассмотрена площадь месторождения Озерное.

Месторождение расположено в северной части низменности. Площадь составляет 689,63 га. Поверхность образована обсохшим дном моря и сложена песками морскими и аллювиальными. Песчаные отложения частично перевеяны и образуют закрепленные формы эолового рельефа (буристые пески, высотой до 5 метров). Высоты поверхности колеблются от -18,3 до -8,6 метров. Распространены также пологоволнистые формы рельефа, унаследованные от подводных условий. К северу от рассматриваемой площади развита слабовыраженное в рельфе понижение Кумо-Манычской впадины, по дну которой развита сеть плавней, болот и озер. На территории месторождения развиты светло-каштановые, маломощные, сильнодефлированные почвы. Данные почвы резко господствуют в почвенном покрове анализируемой площади (свыше 90%). В понижениях рельефа развиты солончаки и лугово-каштановые почвы.

Характеристики почв месторождения представлены в таблицах 1 и 2. Данные приведены по 10 точкам для фоновых участков и 10 точкам для участков в пределах зон нефтедобычи [2].

Таблица № 1.

Результаты химического анализа почв месторождения Озерное.

№№ точек отбора	РН	Определяемые компоненты											
		Плот- ный остаток %	Хлори- ды	Сульфа- ты	Гидро- карбо- наты	Каль- ций	Магний	На- трий + Калий	На- погл	На- общ.	Fe	Cr ⁶⁺	Неф- тепр.
			мг - экв. 100 г.	мг - экв. 100 г.	мг - экв. 100 г.	мг - экв. 100 г.	мг - экв. 100 г.	мг - экв 100 г.	мг - экв 100 г.	мг/кг	мг/кг	г/кг	
ФОНОВЫЕ ПОЧВЫ													
1.	7.2	0.15	0.32	0.14	0.89	1.6	0.50	0.13	0.13	0.055	0.008	0.11	
2.	7.7	0.082	0.12	0.17	0.84	0.50	0.50	0.13	0.16	0.042	0.012	0.06	
3.	7.7	0.13	0.20	0.04	1.47	0.80	0.60	0.32	0.11	0.048	0.005	0.013	
4.	7.5	0.12	0.38	0.08	1.2	0.75	0.75	0.16	0.26	0.062	0.007	отсут.	
5.	7.7	0.12	0.08	0.81	0.84	1.4	0.20	0.13	0.28	0.052	0.005	0.15	
6.	7.5	0.088	0.25	0.43	0.58	0.80	0.30	0.16	0.17	0.046	0.006	0.04	
7.	7.8	0.10	0.08	0.53	0.82	1.0	0.30	0.13	0.33	0.056	0.006	0.04	
8.	7.2	0.087	0.12	0.26	0.80	0.80	0.20	0.16	0.13	0.050	0.005	отсут.	
9.	7.2	0.16	0.20	0.80	1.2	1.6	0.40	0.20	0.18	0.040	0.006	0.08	
10.	7.4	0.13	0.38	0.08	1.2	0.75	0.75	0.16	0.22	0.047	0.007	0.05	
ПОЧВЫ ЗОН НЕФТЕДОБЫЧИ													
11.	7.5	0.19	0.12	1.24	1.24	1.8	0.40	0.40	0.21	0.052	0.005	0.72	
12.	7.6	0.15	0.17	0.70	1.16	1.2	0.20	0.63	0.22	0.048	0.006	0.10	
13.	7.7	0.13	0.06	0.70	1.04	1.3	0.30	0.20	0.14	0.050	0.006	0.06	
14.	7.2	0.18	0.32	0.89	1.24	1.4	0.40	0.63	0.23	0.042	0.008	2.32	
15.	7.7	0.017	0.10	1.26	1.04	1.7	0.50	0.20	0.18	0.052	0.006	1.55	
16.	7.4	0.14	0.32	0.15	1.32	0.8	0.20	0.79	0.22	0.056	0.006	4.42	
17.	7.1	0.15	0.24	0.78	1.1	1.4	0.40	0.32	0.12	0.050	0.007	2.39	
18.	7.5	0.16	0.12	0.96	1.17	1.6	0.40	0.25	0.14	0.042	0.005	1.55	
19.	7.4	0.21	0.18	1.03	1.24	1.8	0.40	0.40	0.21	0.048	0.007	0.51	

Представленные данные позволяют сделать следующие наблюдения. Количество гумуса в фоновых почвах в среднем 0,64%, а вблизи от эксплуатируемых в нефтедобыче

объектов 0,73%. На наш взгляд это связано с тем, что вблизи от подобных объектов резко ограничена животноводческая деятельность и растительность находится в лучшем состоянии, чем за пределами эксплуатируемых участков. В условиях песчаных почв, на фоне низких содержаний гумуса, дополнительное поступление органики с растительностью приводит к определенному росту содержания гумуса.

Количество P_2O_5 в среднем меняется от 0,99 до 0,97 мг/100 г, а количество NO_3^- от 0,199 до 233 мг/кг соответственно. Таким образом, для биогенных компонентов (фосфора и нитратного азота) на участках нефтедобычи и в фоновых почвах характерна разнонаправленная динамика изменений.

Это позволяет сделать вывод, что влияние добычи нефти на количество гумуса и содержание биогенных компонентов в почвах разнонаправлено. Это обусловлено практически отсутствием поступления нефти на поверхность почв в пределах рассматриваемой площади. Также ландшафты низменности характеризуются высоким потенциалом самоочищения, что приводит к быстрому разрушению поступающих углеводородов. Большое значение играет косвенное влияние нефтедобычи на резкое снижение сельскохозяйственной нагрузки на пастбища Терско-Сулакской низменности. По мнению ряда исследователей [3] подобная нагрузка (в частности перевыпас скота) для данной территории является одним из важнейших факторов развития ландшафтов в 20-21 веках. Снижение влияние этого фактора в зонах нефтедобычи приводит к тому, что почвы на территории зон нефтедобычи в целом содержат больше биогенно значимых компонентов.

В распределении водорастворимых солей можно выявить, что все обследованные почвы относятся к слабозасоленным. Содержание солей колеблется от 0,02 до 0,26%. Это связано с тем, что на территории месторождения господствуют песчаные почвы. Сравнение фоновых почв и почв у эксплуатируемых объектов показывает, что для первых содержание солей в среднем 0,11%, а для вторых – 0,13%. Фактически можно отметить, что на данной территории количество солей низкое и практически одинаково для всех обследованных участков. Влияния добычи нефти на засоленность почв рассматриваемой площади практически минимально.

Таблица № 2.

Агрехимические показатели почв месторождения Озерное

№ проб	P_2O_5		Гумус		NO_3^-	
	мг/100 г.	% от фона	%	% от фона	мг/кг	% от фона
ФОНОВЫЕ ПОЧВЫ						
1.	0.9		0.8		0.23	
2.	1.0		0.6		0.08	
3.	0.9		0.8		0.13	
4.	1.1		0.6		0.30	
5.	1.2		0.6		0.14	
6.	0.9		0.6		0.16	
7.	1.0		0.7		0.09	
8.	0.8		0.6		0.34	170
9.	1.1		0.5		0.28	
10.	1.0		0.6		0.24	
ПОЧВЫ ЗОН НЕФТЕДОБЫЧИ						
1.	0.8	80	0.8	125	0.24	120
2.	1.2	120	0.8	125	0.21	105
3.	1.0	100	0.7	109	0.14	70
4.	1.1	110	0.7	109	0.12	60
5.	1.1	110	0.9	140	0.17	85
6.	0.9	90	0.6	94	0.36	180
7.	1.0	100	0.6	94	0.31	155
8.	0.8	80	0.7	109	0.23	115
9.	0.8	80	0.7	109	0.26	130
10.	1.0	100	0.8	125	0.29	145

Почвы месторождения содержат менее 1,0 г/кг нефтепродуктов и соответствуют благоприятному состоянию. Превышение этого показателя отмечается в почвах, отобранных на буровых площадках некоторых действующих и ликвидированных скважин. Данные по некоторым из проанализированных участков приведены в табл. 1.

Ограничено благоприятное содержание НП – от 1,53 до 2,39 г/кг выявлено на почвах шести из 22 обследованных буровых площадок скважин; неблагоприятное (НП - от 4,37 до 4,42 г/кг) – трех; весьма неблагоприятное (НП - 7,31 г/кг) - одной (буровая площадка скв. № 12, которая фонтанировала в результате аварии). При этом на площадках 12-ти скважин состояние почв является благоприятным (НП - от 0,06 до 0,72 г/кг). Среднее содержание нефтепродуктов составляет 1,17 г/кг.

Содержание шестивалентного хрома в изученных почвах изменяется от 0,005 до 0,012 мг/кг и не превышает ПДК по санитарным нормам (0,05 мг/кг). Хром входит в состав компонентов бурового раствора и служит индикатором загрязнения почв отходами бурения. Уровни содержания Cr^{+6} в почвах свидетельствует об отсутствии такого загрязнения (табл.1.). В силу легкого механического состава почвы площади подвержены опасности интенсивного механического разрушения. В природных условиях – дефляции. Эрозионные процессы на рассматриваемой площади развиты слабо.

Большую опасность представляет антропогенное механическое воздействие на грунты. Так, например, при аварии на буровой скважине 1 на площади 200x200 метров в результате применения тяжелой техники произошло полное уничтожение верхнего поверхностного почвенного слоя, который не подлежит восстановлению. Аналогичное воздействие на почвы происходит в зоне расположения автодорог, при строительстве дорог и трубопроводов, при строительстве скважин. При разрушении почвенного покрова происходит образование локальных участков открытых песков. При сильных ветрах песок переносится с таких участков, что вызывает угнетение растительности на сопредельных участках и рост массивов открытых песков. В условиях песчаных грунтов механическое воздействие можно считать одним из наиболее значимых в спектре антропогенной нагрузки.

На основе анализа территории месторождения с помощью разработанной нами ГИС восприимчивости ландшафтов к нефтяному загрязнению для территории Республики Дагестан [4] получена следующая информация.

Ландшафты изучаемого района относятся к очень теплым, сухим, карбонатным по биоклиматическому потенциалу ландшафтам [5]. Класс водной миграции – Ca^{2+} , HCO_3^- . Для ландшафтов характерен окислительно-восстановительный и окислительный потенциал. Широкое развитие песчаных и супесчаных грунтов определяет высокую сорбционную емкость субстрата. Соответственно миграция углеводородов в таких условиях затруднена. В ходе создания данной ГИС были разработаны принципы отнесения ландшафтов к различным группам по потенциальному самоочищающей активности. В рассматриваемой зоне (месторождение Озерное) распространены ландшафты с высоким, повышенным и умеренным потенциалом самоочищающей активности. Эти особенности подтверждают данные фактических измерений почв, по которым практически не отмечается негативное воздействие на почвы площади данного месторождения.

По условиям миграции и накопления веществ в ландшафте для данной площади свойственен автономный характер геохимической сопряженности с малой интенсивностью механической миграции в естественных условиях. Химическая миграция относительно повышенная. Принимая во внимание супесчаный и песчаный характер почв, рассматриваемая территория характеризуется низкой и очень низкой интенсивностью накопления на сорбционных барьерах. Это препятствует закреплению и накоплению загрязняющих веществ в ландшафтах месторождения.

Представленные данные позволяют сделать следующие выводы. В зависимости от природной специфики конкретных ландшафтов воздействие нефтедобычи будет проявляться по разному. Для ландшафтов с повышенными показателями потенциала самоочищающей активности, это воздействие будет минимальным и фактически выявить негатив-

ное воздействие будет сложно. Для ландшафтов с другими условиями (глинистыми почвами, затрудненным стоков, угнетенной растительностью) возможны другие варианты реакции ландшафтов на добычу нефти.

Литература

1. Групповой рабочий проект на строительство эксплуатационных скважин №№ 26, 27, 28 на площади Озерная. Отчет ОАО "Дагнефть", Махачкала, 1997.
2. Мирзоев Д.А.. Шарафтдинов Ф.Г. Геология месторождений нефти и газа Дагестана. - Махачкала, 1986.
3. М.А. Баламирзоев, Э.М-Р. Мирзоев, А.М. Аджиев, К.Г. Муфараджев. Почвы Дагестана. Экологические аспекты их рационального использования. Махачкала, 2008. 336с.
4. Газалиев И.М., Идрисов И.А., Тыцкая Л.В., Магомедова З.Г. Опыт создания оценочных карт восприимчивости ландшафтов к нефтяному загрязнению для Республики Дагестан. Тр. Института геологии ДНЦ РАН. № 52. 2008. С.215-218.
5. Н.П. Солнцева. Добыча нефти и геохимия природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1998. 376 с.

К ВОПРОСУ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ДОЛГОВЕЧНОСТИ РАБОТЫ ПОДЗЕМНЫХ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ СИСТЕМ

Ахмедов Г.Я.

Дагестанский государственный технический университет

Институт проблем геотермии

Широкомасштабное использование энергии геотермальных источников представляется перспективным в будущем только с помощью подземных циркуляционных систем (ПЦС), т.е. путем возврата отработавших вод обратно в материнский пласт. Применение инжекций (возврата воды) позволяет увеличить продолжительность эксплуатации скважин, уменьшить тепловое и химическое загрязнение окружающей среды, а также предотвратить, вызванное уменьшением давления в пласте при непрерывном извлечении геотермальной воды, оседание земной поверхности и повышение сейсмичности прилегающего района. Однако применение инжекции требует решения ряда проблем, одной из которых является предотвращение кольматации пласта, то есть сохранение приемистости скважины в процессе функционирования ПЦС.

Одной из причин кольматации пласта может служить наличие твердых включений в растворе геотермальной воды, закачиваемой после отработки обратно в водоносный горизонт. Так, при эксплуатации большинства скважин вместе с водой на поверхность Земли выносится и песок. Установлено, что вынос песка из скважины имеет место после резких изменений давления в устье скважины (гидравлический удар, а также знакопеременные изменения давления...). Исследования показали, что для месторождений южных районов страны характерны слабосцементированные коллекторы, в процессе эксплуатации которых, из-за разрушения призабойной зоны скважин, отбор жидкости из них сопровождается выносом песка на дневную поверхность [1]. Природа, концентрация и размер частиц песка зависят от дебита и характера скважины [2].

Исследования показали, что после резких перепадов давления в устье скважины концентрация попутного песка в воде составляет по скважинам в среднем от 20 до 200 мг/л. Со временем концентрация песка в воде уменьшается до значений 1÷3 мг/л и менее. С другой стороны, снижение парциального давления CO_2 с выходом геотермальной воды на поверхность Земли нередко приводит к нарушению карбонатно-кальциевого равновесия и кристаллизации карбоната кальция CaCO_3 как в объеме воды в виде взвеси, так и на поверхности оборудования в виде твердых отложений. В зависимости от состава воды, температуры и перепада давления, при которых осуществляется нарушение карбонатно-кальциевого равновесия, в растворе воды концентрация взвеси достигает 20 – 30 мг/л и более [3]. Основная масса частиц взвеси имеют размеры менее 1 мкм. Наблюдения, проведенные авторами работы [4] на геотермальной скважине 3Т на площади Каясула (Ставропольский край) показали, что в процессе нарушения углекислотного равновесия в расколе выпадает взвесь из частиц до 10 мкм, причем частицы размером менее 1 мкм со-

ставляют 73%. Исследования, проведенные на скважинах г. Кизляра и Махачкалы (Дагестан), показали, что основную массу взвеси (более 60%) составляют частицы размером менее 1 мкм. При закачке отработавшей воды, содержащей песок и взвешенные частицы, обратно в пласт эти факторы со временем могут отрицательно сказаться на приемистости нагнетательной скважины. В качестве очистных устройств можно использовать как радиальные отстойники, так и напорные гидроциклоны большой производительности. Гидравлическая крупность частиц песка (скорость оседания v) с горизонта чокрак на геотермальных скважинах г. Махачкалы и Кизляра составляет: 60 - 80 мкм - 7 см/с; 80 - 120 мкм - 14 см/с; 120 - 200 мкм - 40 см/с. Расчет радиальных отстойников простой конструкции для отстоя частиц песка можно выполнить исходя из гидравлической крупности этих частиц, то есть исходя из условия, что

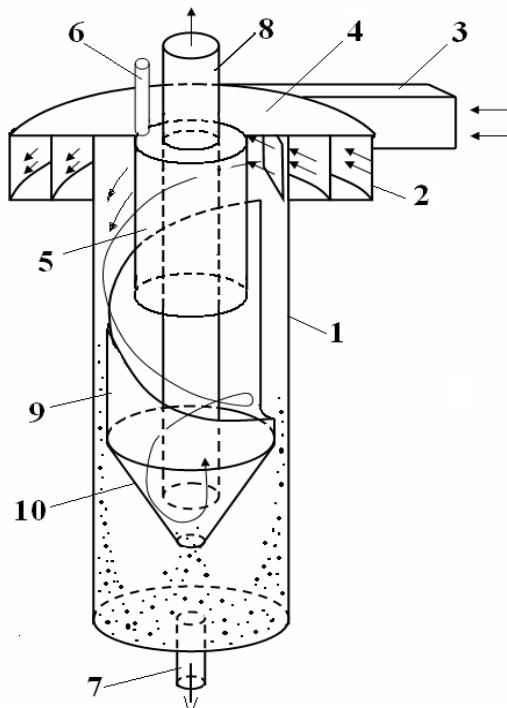
$$v > \frac{4Q}{\pi(D_2^2 - D_1^2)}, \quad (1)$$

где Q – расход воды в отстойнике; D_1 – диаметр трубы, подводящей воду в зону отстоя (труба расположена в центре зоны отстоя); D_2 – диаметр зоны отстоя частицы. Так, при $D_1 = 0,3$ м и $Q = 34 \cdot 10^{-3}$ м³/с диаметр зоны отстоя D_2 составляет 2,1 м. В то же время, использование напорных гидроциклонов уменьшает габаритные размеры очистных устройств. В этом случае расход очищаемой воды можно определить по формуле

$$Q = 0,24\alpha\omega\sqrt{2g\Delta H} \frac{d_c}{d_n}, \quad (2)$$

где d_n и d_c – диаметры питательного и сливного патрубков гидроциклона, м; α – коэффициент, учитывающий потери воды с осадком; ω – площадь живого сечения входного отверстия, м²; g – ускорение свободного падения, м/с²; ΔH – потеря напора воды в гидроциклоне, м. В результате изучения режима эксплуатации скважин г. Кизляра (3Т, 4Т и 5Т), условий эксплуатации термораспределительных станций на них, а также патентного поиска предложена конструкция гидроциклона для очистки жидкости от твердых включений и растворенного в ней газа [5]. Схема такого гидроциклона представлена на рис.1.

Гидроциклон подобной конструкции, изготовленный на Кизлярском электромеханическом заводе (КЭМЗ) в 1990 году, был установлен на скважине 4Т г.Кизляра на термораспределительной станции, питающей горячей водой производственные помещения и тепличное хозяйство КЭМЗ. Концентрация песка в воде на выходе из гидроциклона снизилась на 80 – 90 % по сравнению с концентрацией его в воде на входе гидроциклона. Накопившийся в нижней части гидроциклона песок, периодически выводился по линии 7. В случае заполнения нижней части гидроциклона песком концентрация его на выходе не превышала концентрацию на входе. При этом режим вывода воды из гидроциклона не нарушался. Гидроциклон проработал на скважине в течение 1990 -1992 г.г. и пришел в негодность по причине коррозии корпуса и спиральной вставки, изготовленных из обычной стали 3. В дальнейшем, изготовление гидроциклона из коррозионно-стойкого материала позволит эксплуатировать его в течение более длительного времени. Что касается частиц взвеси менее 0,1 мм, которых невозможно удержать в гидроцикле, либо осаждать в отстойниках, то в этом плане исследования показывают на необходимость растворять их при закачивании в нагнетательную скважину. Растворение взвеси из твердой фазы карбоната кальция можно осуществить путем ввода в закачиваемую воду углекислого газа с таким расчетом, что его давление и температура воды должны быть выше равновесной линии насыщения данной воды карбонатом кальция.



1 – корпус; 2 и 4 – спиральная вставка с крышкой; 3 и 8 – патрубок подвода и отвода воды; 5 и 6 – стакан с трубкой для отвода газа; 7 – вывод твердых включений; 9 и 10 – цилиндрическая вставка с конусной частью из нержавеющей стали

Рис.1. Гидроциклон для очистки геотермальной воды от твердых включений

Известно, что общее уравнение скорости растворения кристаллов аналогично уравнению кристаллизации солей из пересыщенных растворов, то есть скорость пропорциональна модулю величины $C_s - C$, а также гидродинамике потока раствора относительно поверхности раздела фаз (числу Re). Так, скорость перехода вещества из твердой фазы в жидкую определяется градиентом концентрации в растворе у границы раздела фаз и выражается уравнением

$$\frac{1}{S} \frac{dm}{d\tau} = -k_1(C_s - C) , \quad (3)$$

в то же время, скорость транспорта вещества через диффузационный слой от границы раздела в жидкость определяется уравнением

$$\frac{1}{S} \frac{dm}{d\tau} = -k_2(C_i - C) , \quad (4)$$

где C_s - концентрация вещества насыщенного раствора; C – текущая концентрация вещества в растворе; C_i – концентрация вещества в растворе у границы раздела фаз; k_1 – коэффициент скорости межфазового перехода вещества; $k_2 = D/\delta$ - коэффициент скорости перехода вещества от межфазовой поверхности в массу раствора; D – коэффициент диффузии; δ – эффективная толщина пограничного слоя жидкости.

Объединяя уравнения (3) и (4) с учетом равенства скоростей обоих процессов, имеем общее уравнение скорости растворения твердой фазы (частиц взвеси)

$$\frac{1}{S} \frac{dm}{d\tau} = -k(C_s - C) . \quad (5)$$

При этом

$$\frac{1}{k} = \frac{1}{k_1} + \frac{1}{k_2} . \quad (6)$$

Откуда

$$k = \frac{k_1 k_2}{k_1 + k_2} = \frac{k_1 D}{k_1 \delta + D} \quad (7)$$

Представляя массу взвеси в виде произведения концентрации ее на объем емкости, в котором она находится $m = CV$ и учитывая, что скорость уменьшения массы взвеси в единице объема равно скорости увеличения концентрации ее в растворенном виде, найдем решение уравнения (5) относительно C :

$$C = C_s - (C_s - C_o) e^{-\frac{S}{V} k \tau} \quad (8)$$

Средний дебит скважин (чокрак) г.Кизляра составляет $3000 \text{ м}^3/\text{сут}$. При закачивании отработавшей воды в нагнетательную скважину с диаметром ствола в 200 мм скорость движения воды составляет примерно 1 м/с. При глубине водоносного горизонта в 2700 м время достижения водой горизонта около 2700 с. В течение этого времени взвешенные вещества должны раствориться в стволе скважины, чтобы избежать кольматации пласта. При этом расчет (либо экспериментальное определение) коэффициента k позволит оценить время растворения частиц взвеси в условиях заданного (закачанного) значения давления CO_2 , температуры воды, а также их изменения в ходе продвижения по стволу нагнетательной скважины. На рис. 2 представлена, разработанная на основе исследований и патентного поиска, схема геотермальной энергетической установки для комплексного использования ресурсов геотермальных вод с закачиванием их обратно в пласт [6].

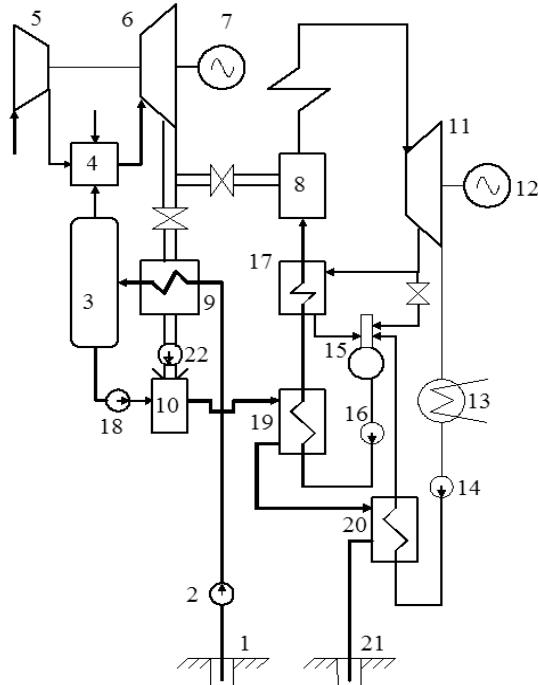


Рис.2. Геотермальная энергетическая установка

Геотермальная энергетическая установка содержит эксплуатационную скважину 1 геотермальной среды, насос 2 подачи термальной воды в газоотделитель 3, из которого парогазовый теплоноситель поступает в камеру 4 сгорания газотурбинной установки, состоящей из компрессора 5, газовой турбины 6 и электрического генератора 7. Выход газовой турбины 6 подключен к парогенератору 8 и к теплообменникам-utiлизаторам тепла отходящих газов газотурбинной установки поверхностного типа 9 и смещающего типа 10, установленным соответственно на подводящем (между скважиной 1 и газоотделителем 3) и отводящем (между газоотделителем 3 и теплообменником 19, установленным в линии питательной воды паротурбинной установки) трубопроводах термальной воды.

Паросиловая установка содержит парогенератор 8, паровую турбину 11, электрический генератор 12, конденсатор 13, конденсатный насос 14, деаэратор 15, питательный насос 16 и регенеративный подогреватель 17 высокого давления (регенеративный подогреватель низкого давления в контуре паротурбинной установки не показан). Для подачи термальной воды после газоотделителя 3 установлен

перекачивающий насос 18, который прокачивает термальную воду вместе с продуктами сгорания органического топлива последовательно через теплообменник 19, установленный в линии питательной воды конденсатно-питательного тракта паротурбинной установки, теплообменник 20, установленный в конденсатной линии конденсатно-питательного тракта, в реинжекционную скважину обратной закачки 21. Насос 22 служит для подачи продуктов сгорания органического топлива под давлением в теплообменник 10 смешивающего типа.

Геотермальная среда из эксплуатационной скважины 1 насосом 2 подается в поверхностного типа теплообменник-utiлизатор 9, где она дополнительно подогревается охлаждающими газами газовой турбины 6 и затем поступает в газоотделитель 3. Из газоотделителя 3 парогазовая смесь поступает в камеру сгорания 4, где при дополнительном подводе топлива в атмосфере кислорода воздуха происходит сгорание горючих газов. После камеры 4 продукты сгорания вместе с водяным паром из газоотделителя 3 поступают в газовую турбину 6, врачающей электрический генератор 7.

После газовой турбины 6 часть продуктов сгорания направляется в парогенератор 8, а часть параллельным потоком в теплообменники-utiлизаторы 9 и 10, установленные на подводящем и отводящем трубопроводах термальной воды соответственно. С помощью нагнетательного насоса 22 продукты сгорания топлива смешиваются в теплообменнике 10 с термальной водой, направляемой к теплообменникам 19 и 20, установленным в конденсатно-питательном тракте. Далее эта смесь поступает в реинжекционную скважину 21.

Содержащийся в большом количестве в продуктах сгорания двуокись углерода (CO_2) при смешивании с термальной водой способствует ее стабилизации и растворению образовавшихся ранее в газоотделителе взвешенных частиц карбоната кальция. Одновременно повышается энергетический потенциал термальной воды, проходящей через теплообменники, установленные в конденсатно-питательном тракте.

Таким образом, подача продуктов сгорания органического топлива, после газовой турбины непосредственно в теплообменник смешивающего типа повышает эффективность работы геотермальной энергетической установки за счет предотвращения образования карбонатных отложений в геотермальном оборудовании, снятия угрозы забивания скважины обратной закачки, повышения энергетического потенциала термальной воды, проходящей через теплообменники, установленные в конденсатно-питательном тракте паротурбинной установки, а также полного исключения загрязнения окружающей среды продуктами сгорания органического топлива.

Литература

1. Аскеров С. Я. К вопросу деформации фильтровой части эксплуатационных колонн в устойчивом и слабосцементированном пласте / Геотермия. Геологические и теплофизические задачи: Сб. науч. тр. ИПГ ДНЦ РАН. – Махачкала, 1992.
2. Ахмедов Г. Я. Повышение эффективности использования геотермальной воды для горячего водоснабжения // Водоснабжение и санитарная техника. - 2010. - №2. - С. 18-23.
3. Ахмедов Г.Я. Кинетика роста отложений карбоната кальция в геотермальных системах // Теплоэнергетика. 2009. №11. С. 13 - 17
4. Цхвишвили Д.Г. , Тевзадзе Н.У. , Калабегашвили Н.Г. Образование карбонатных и солевых отложений в контуре геотермальных энергетических установок // Альтернативные источники энергии: Материалы советско – итальянского симпозиума 1982. Ч.3. М.: изд. ЭНИНа. 1983. С. 93 – 101.
5. А.с. СССР SU 1 754 217, МКИ⁴ В 04 С 5/103. Гидроциклон/Г.Я.Ахмедов // Открытия. Изобретения.1992. № 30.
6. Пат. РФ RU 2 343 368, МПК F 24 J 3/08. Геотермальная энергетическая установка / Г.Я.Ахмедов // Изобретения. Полезные модели. 2009. № 1.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗАПРУДНЫХ ОЗЕР НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА

Идрисов И.А., Исаков С.И.
Институт геологии ДНЦ РАН

Дагестан характеризуется высокой скоростью развития экзогенных процессов. Причины активизации экзогенных процессов на этой территории могут быть различными. Среди них большую роль играют нестационарные квазициклические процессы с большими интервалами между отдельными событиями (землетрясения, ливневые осадки, техногенное воздействие и др.). Общие особенности геосистем региона (напряженный характер дифференцированных неотектонических движений, специфическое сложение различными горными породами, индивидуальная история развития и др.) также способствуют высокой скорости развития экзогенных процессов. Результирующим итогом влияния различных факторов является то, что геосистемы Дагестана характеризуются значительным разнообразием возможного сценария развития экзогенных процессов. При этом отдельные геосистемы в силу индивидуальных особенностей могут подвергаться существенным изменениям в течении относительно коротких интервалов времени.

Одним из наиболее ярко выраженных экзогенных процессов на территории Дагестана является образование запрудных озер в результате сходов оползней [1]. Развитию этих процессов способствуют геологические, геоморфологические, климатические особенности территории. Для формирования крупных оползней (объемом в миллионы и десятки миллионов кубометров) можно предположить значительное влияние подвижек по активным разломам в связи с сейсмическими событиями (землетрясениями). В случае развития подобного оползня практически неизбежно формируется запрудное озеро. Многочисленность запрудных озер на разных стадиях развития в современных условиях Дагестана приводит к предположению, что подобные условия создаются здесь относительно часто.

Некоторые оползни в регионе были сгенерированы климатическими процессами (ливневыми осадками), однако для ряда оползней подобное влияние слабо представимо. Для развития любого оползня на наш взгляд решающее значение имеет сочетание комплекса факторов, соответственно при активизации одного из факторов, развитие оползня будет локализовано в зоне, где создались для этого наиболее оптимальные условия. Запрудные озера и оползни развиты в разных частях региона, на участках развития различных горных пород (известняков, песчаников, сланцев, аллювиальных обломочных пород и др.), в различных тектонических условиях, в разном соотношении с активными разломами и т.д., соответственно причины их развития индивидуальны.

Ниже представлены данные, которые показывают широкое распространение запрудных озер в Дагестане. Распространение этих озер по территории республики схематично показано на рисунке 1. Одно из известных запрудных озер – Мочохское. Возникло осенью 1963 года в результате схода оползня, непосредственно перед сходом оползня в этом районе были обильные и продолжительные ливневые осадки. Тело оползня имеет длину 1,5 км, ширину до 1 км, мощность оползневой массы порядка 50 метров. Дистанция, пройденная оползнем, превысила 3 км. Оползень сошел с левого борта долины реки Моджох. На северном крыле Кванхидатльской антиклинали в сторону Буцринской синклинали, вдоль оси которой течет эта река, которую и перегородил. Длина озера свыше 1200 метров, глубина свыше 50 метров, объем воды до 10 миллионов кубометров [2].

В 20 км к северу от Мочохского озера нами выявлен его «двойник» – Энжерухское палеоозеро, расположенное в осевой зоне Бетльского прогиба. Оползень, создавший это озеро сошел с северного крыла Аракмеэрской антиклинали. Особенности залегания слоев горных пород в общем аналогичны таковым для Мочохского озера. Длина плоскодонной впадины в долине р. Энжерук до 1800 метров, ширина до 500 метров. В настоящее время впадина полностью заполнена аллювием. Вдоль северной части впадины началось врезание реки Энжерук. Четко видно, что врез идет со стороны запрудной плотины вверх

по долине реки. Глубина вреза до 70 метров в районе запруды. В центральной части впадины глубина вреза в отложения древнего озера быстро снижается до нескольких метров. Эти особенности свидетельствуют, что озеро образовалось относительно недавно (около тысячи лет назад). Первые 600-700 лет ушло на заполнение чаши озера наносами. В последующие 300-400 лет начался эрозионный врез. Подобный сценарий развития вероятен в будущем и для Мочохского озера.

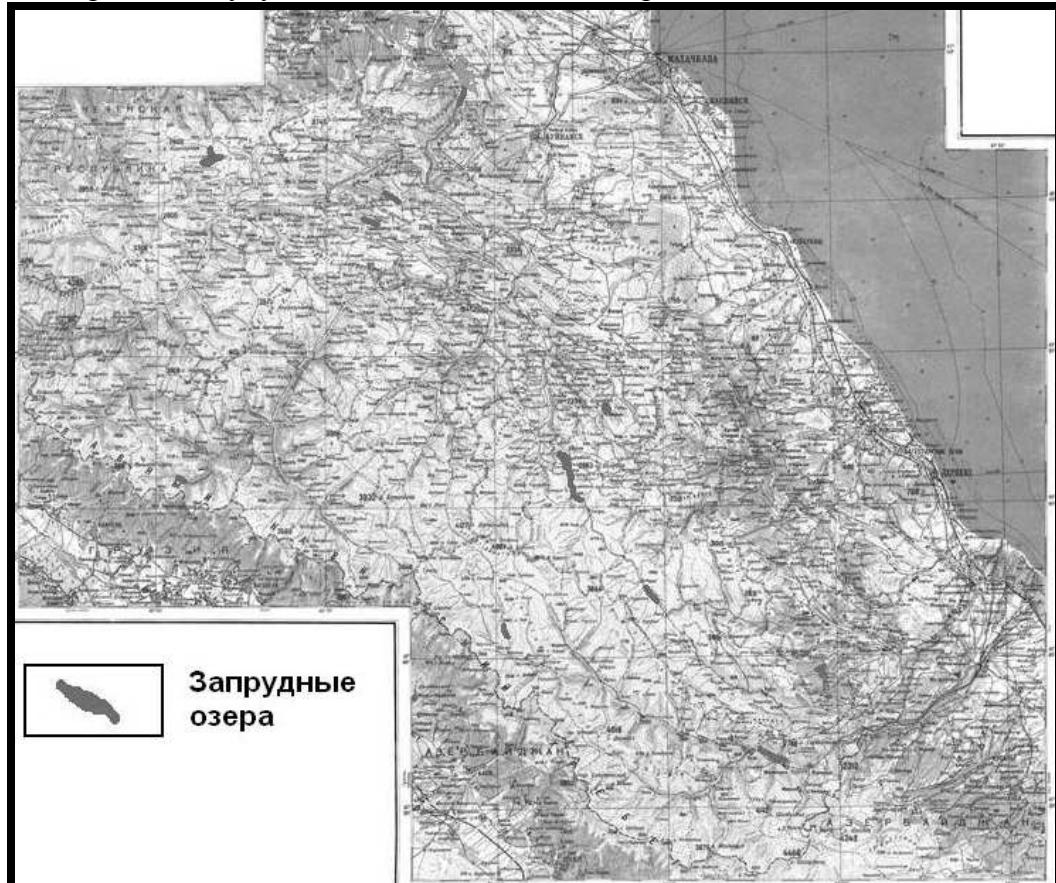


Рис.1. Карта распространения запрудных озер в Дагестане.

Запрудным также является и крупнейшее озеро в горах Большого Кавказа – Казенойам. Площадь 1,5 км², глубина 72 метра, объем воды примерно 56 млн.м³. Оползневое тело имеет ширину до 2 км, мощность до 150 м. Это озеро образовалось 400-500 лет назад. Можно заметить, что за это время в устьях впадающих в озеро рек Харсум и Каухи накопились мощные толщи аллювия и сформировались плоские равнины. На этих равнинах реки даже успели сформировать меандры, в частности для устьевого участка реки Харсум. Здесь плоскодонная равнина имеет длину до 2 км и ширину до 400 метров. Можно предположить, что за прошедшие несколько веков после образования, часть запрудного озера была заполнена наносами рек. Следует отметить, что непосредственно на аллювиальные отложения реки Харсум выходит активное современное оползневое тело (вдоль автодороги от перевала Харамя к озеру).

Еще одним запрудным является озеро Каур, расположено в бассейне р. Курахчай, при впадении левого притока в р. Ругунчай. В современных условиях длина озера 500 метров, ширина 300 метров, площадь 12 гектаров. Заметно, что выше озера, вдоль долины р. Ругунчай развита равнина длиной 1000 и шириной до 800 метров. К западу от нее озеро, а с юго-запада к озеру примыкает еще одна равнина в устье притока, размеры которой 800 метров в длину, до 300 метров в ширину. Подобные плоские участки являются аналогами аллювиальных равнин, развитых у озера Казенойам. Согласно нашим реконструкциям на момент формирования озера, его площадь достигала 85 гектар, то есть была в 6 раз больше современной. Показательно, что в начале 2010 года крупный оползень сошел с левого берега долины р. Чирахчай (в Агульском районе), что привело к разрушению автосообщения

по автодороге республиканского значения. Выше оползня активно формируется запрудное озеро, глубина которого уже превысила 20 метров. Можно прогнозировать, что и в дальнейшем на территории Дагестана будут возникать крупные запрудные озера.

На территории Дагестана можно выделить следы крупных оползней развившихся в прошлом, которые также сформировали запрудные озера. Например, оползень Вихли, площадью свыше 10 кв.км. Этот оползень привел к образованию озера глубиной до 300 метров, занимавшего центральную часть долины реки Казикумухское Койсус [3]. Существуют следы древней озерной котловины у сел. Гапшима. Для этих участков сохранились части оползневых тел. Выявлены следы оползневых тел и древних запрудных озер в долине Самура, наиболее отчетливо у села Мискинджа. Этот оползень произошел в результате отрыва толщи известняков к западу от г. Гестинкиль, которые переместились на 7км к руслу р. Самур и перегородили его. Его след виден на космоснимках по светлой окраске обломков известняков (верхняя юра – нижний мел), резко выделяющихся на фоне темно-серой окраски подстилающих глинистых сланцев (нижняя и средняя юра). Высота запруды и соответственно глубина запрудного озера превышала 100 метров. Известно также озеро на р. Дюльтычай, которое образовалось в 1906 году и было прорвано в 1960 году. Глубина озера достигала 30 метров. В середине 19 века широко известно было Хупринское озеро на р. Китлярта, которое имело глубину порядка 100 футов (35 метров), которое в конце 19 века также было прорвано. Также можно отметить Ахатлинский оползень, сход которого в 1970 г. привел к образованию запруды на реке Сулак и формированию озера глубиной в первые десятки метров. Небольшое время существования запрудных озер связано с тем, что реки Восточного Кавказа отличаются высокой мутностью. Это приводит к тому, что котловины быстро заполняются наносами. Показателен пример с Гергебильским водохранилищем, имело глубину 56 метров, которое в течение 10 лет было практически полностью заилено. Эти особенности приводят к тому, что запрудные озера в Дагестане, также быстро заливаются и существуют лишь несколько лет на больших реках региона. На малых реках (Моджох, Харсум, Ругунчай, Энжерух и т.д.) длительность существования озер может достигать нескольких веков, до тысячи лет. Выявление запрудных озер осложнено интенсивными эрозионными процессами, которые стирают следы оползней и запрудных озер. В ряде случаев следы запрудных озер можно выявить при дешифрировании космоснимков. Многочисленность геосистем подобного типа в Дагестане позволяет считать формирование запрудных озер как одну из важнейших особенностей развития природы этого региона. Предварительные данные позволяют предположить, что в зоне развития массивных известняков и песчаников (Казенойам, Мочохское) формируются запрудные озера глубиной 50-300 метров, существующие сотни лет. В зоне развития преимущественно глинистых сланцев формируются запрудные озера глубиной до 50 метров (Дюльтычайское, Хупринское), которые менее чем за 100 лет прорываются.

По нашему мнению механизм заполнения наносами котловины запрудного озера и последующего разрушения эрозией оползневого тела имеют несколько стадий. Изучение развития экзогенных процессов в подобных динамических геосистемах будет нами продолжено с целью изучения возможного поведения запрудных озер.

Литература

1. Распространение запрудных озер на Восточном Кавказе в связи с развитием крупных оползней. Идрисов И.А., Исаков С.И // Научное обозрение. Сборник статей Ассоциации молодых ученых Дагестана. Махачкала, 2009. С.103-104.
2. Физическая география Дагестана. Отв. ред. Акаев Б.А. Махачкала, 1996. 383с.
3. Магомедов К.К. Вихлинский оползень в Дагестане и его археологическое значение. Генетические типы и оценка перспектив месторождений минерального сырья Дагестана. Труды Института геологии Даг.филиала АН СССР. Вып.29. Махачкала, 1984. С.109-114.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ВАЖНЫЙ ФАКТОР ОПОЛЗНЕВЫХ И ОБВАЛЬНО-ОСЫПНЫХ ПРОЦЕССОВ

Исаков С.И., Идрисов И.А., Тулышева Е.В.

Институт геологии ДНЦ РАН

В региональном структурно-тектоническом плане Дагестан занимает восточную часть северного склона мегантиклиниория Большого Кавказа и обрамляющие его краевые прогибы. Эти морфоструктуры на современном этапе переживают унаследованную неотектоническую активность. Высокий сейсмотектонический потенциал, постоянная сейсмическая активность, нестабильный уровеньенный режим Каспийского моря, а также многообразная интенсивная инженерно-хозяйственная деятельность приводят к активизации экзогенных геологических процессов, имеющих зачастую разрушительный характер.

На территории Дагестана экзогенные геологические процессы (ЭГП) имеют широкое распространение и представлены почти всеми генетическими типами. Закономерности территориального распределения генетических групп экзогенных геологических процессов предопределены расположенностю Республики Дагестан в пределах различных природно-климатических зон – нивально-высокогорной до низменной приморской равнинной, сложным геоморфологическим строением, геологолитологическим и структурно-тектоническим строением территории, большое значение имеет и техногенное воздействие на территории Дагестана.

Землетрясения можно оценить, как фактор, способствующий раздроблению массива пород и изменению их механических и других свойств и как «силовой» фактор, перераспределяющий напряжения в породах склона и создающий очаги их концентрации. Обычно землетрясения (от семи баллов и выше) сопровождаются обвально-оползневыми явлениями катастрофического характера. С сильными землетрясениями связано образование Усойского завала на Памире, Рицкого обвала, вызвавших подпруживание рек и образование крупных горных озер [1].

Высокая сейсмическая активность характерна для регионов альпийского пояса, где в настоящее время происходят резко контрастные дифференцированные движения земной коры. Северный Кавказ и, в частности, Республика Дагестан, находится в сейсмически активной зоне. По частоте землетрясений Дагестан занимает второе место после Камчатки среди 29 сейсмоопасных регионов России.

По данным [2] за последние 33 года в Дагестане произошло девять крупных землетрясений, из них одно девятивалльное, два – восьми балльных по шкале MSK.

Тектоническая область Дагестанского клина выделяется как наиболее опасная зона. Здесь зона 8-балльных землетрясений занимает практически всю полосу палеоген-неогеновых предгорий, для которой характерна многократность повторений 8-балльных сотрясений за последние 150 лет.

Сотрясения в 7 баллов ощущаются практически на всей остальной территории Горного Дагестана. Для области максимальных сотрясений в 7 баллов также характерна многократность проявления сотрясений данной интенсивности. Таким образом, вся территория Горного Дагестана относится к 7-балльной зоне. В Южном Дагестане зоны 8-балльных землетрясений значительно более локализованы.

На территории Дагестана крупные оползневые явления провоцируются различными причинами. Ниже приведено описание некоторых из подобных оползней.

Влияние сейсмичности можно проследить на следующих примерах. Современные сейсмо-тектонические процессы оказывают непосредственное влияние на устойчивость склонов. Касумкентское землетрясение 20 апреля 1966г. явилось предпосылкой возникновения Курахского оползня. Курахский оползень возник на правом склоне р. Курах в урочище Ярга. Активные подвижки на склоне площадью около 6 km^2 начались 11 июня и замерли 23 июня того же года. Он относится к срезающему оползню скольжения в коренных породах с захватом четвертичных отложений. Механизм Курахского оползня в общих чер-

такх представляется в следующем виде. Оползню предшествовал длительный процесс формирования склона, в течение которого изменилась его конфигурация, происходила подрезка основания склона рекой, определенную роль сыграли инженерные переформирования микрорельефа – прокладка автомобильной дороги, изменение гидрологических и гидрогеологических условий при вспашке террасированных участков. Землетрясение вызвало перераспределение напряжений в породах, и склон постепенно приобрел состояние предельного равновесия. И, наконец, последней причиной этого сложного механизма оползневого процесса явились продолжительные ливневые дожди. Длина оползня в направлении движения достигала 1800м, ширина вдоль склона в среднем – 2700м.

Во время разрушительного землетрясения 1970 года в Дагестане в результате двух толчков были отмечены разрушения в четырех городах и множестве населенных пунктов, пострадало много людей. Во многих местах, главным образом в междуречье Сулака и Шура-Озенъ, на поверхности земли произошли осипные и оползневые процессы, появились трещины протяженностью в несколько сот метров [3].

Эпицентральная зона землетрясения расположена в полосе третичных предгорий Дагестана, в пределах Капчугайского прогиба, протянувшегося между куполами Хадум и Кукурттау с востока на запад примерно на 30 км и в поперечном направлении – до 20 км. Крупный срыв коренных пород произошел на правобережье р. Сулак в 3,0-3,5 км к северо-западу от с. Ахатлы. Нарушение вытянуто в длину на 700-1000м при ширине 300-350м. Мощность сорванной пачки пластов составляет 10-12м, ориентировочный объем сместившихся масс – 3,5 млн.м³. В это же время произошел срыв на левом борту долины р. Сулак в 2 км выше с. Старый Чиркей охватил край низкой подпойменной террасы, выработанной в коренных породах. В данном случае не последнюю роль сыграло подрезание руслом р. Сулак моноклинально залегающих отложений, что вызвало выход на этой высоте уровня грунтовых вод. Общий объем смещенной почвы составил около 1,5 млн. м³. Этот срыв также вызвал подпруживание р. Сулак.

На северо-западной окраине пос. Тарки 28 декабря 2007г. произошла активизация оползневого процесса [5], в результате которой разрушено 1 домостроение, погибли три человека, деформированы и находятся в аварийном состоянии 5 домостроений. Ширина оползня – 45м, протяженность по склону – 30м. Амплитуда смещения, по стенке отрыва – 15м, объем около 20 тыс.м³. Основными факторами активизации оползневого процесса являются:

- гидрометеорологический – переувлажнение атмосферными осадками и снижение устойчивости слабосвязных легкопроницаемых грунтов;
- техногенный – дополнительная нагрузка на склон при строительстве, нарушение естественного поверхностного стока, дополнительное переувлажнение в результате отсутствия дренажной системы;
- сейсмический – землетрясение, произошедшее вечером 27 декабря 2007г. (3-4 балла по шкале MSK).

Экзогенные геологические процессы наносят большой ущерб объектам экономики, существенно затрудняют освоение и эксплуатацию объектов и территорий, выводят из оборота сельскохозяйственные земли, разрушают транспортные и другие коммуникации, гидротехнические и ирригационные объекты [4]. Приведенные выше примеры показывают, что для развития крупных оползней на территории Дагестана одним из важнейших триггеров являются землетрясения. Особое значение приобретает концентрация на локальных участках максимальных уровней проявления различных факторов. В таких условиях импульсное воздействие на данном участке может спровоцировать резкую активизацию оползневых явлений.

Эти особенности определяют большую сложность прогнозирования развития оползня в конкретных условиях. Следует отметить, что многие оползни характеризуется длительностью развития, когда активные стадии сменяются периодами стабилизации. В подобных условиях существует возможность диагностирования потенциального оползня.

При наступлении благоприятных для его активизации условий может произойти крупное оползневое явление. Выявление участков потенциальной локализации оползней на участках концентрированного влияния разных факторов, позволяет диагностировать подобные опасные природные явления и минимизировать ущерб от их развития.

Литература

1. Тагиров Б.Д. Сейсмическая активность геологической среды и развитие обвально-оползневых процессов в горном Дагестане // Сейсмичность и сейсмотектоника Восточного Прекавказья Тр. ИГ Даг. ФАН СССР. Вып.33. Махачкала, 1985, С.44-50
2. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Махачкала, 2007, 393с.
3. Левкович Р.А. Поверхностные нарушения грунтов в эпицентральной зоне Дагестанского землетрясения // Сейсмичность и сейсмотектоника Восточного Прекавказья. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР. Вып.33. Махачкала, 1985, С.51-64
4. Крамынин П.И., Юсупов А.Р., Тагиров Н.Т. Состояние и перспективы мониторинга оползневых процессов в Южном и Центральном Дагестане // Геодинамика и сейсмичность Восточного Кавказа. Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып. 48. Махачкала, 2002, С.226-227
5. Идрисов И.А., Исаков С.И. Примеры влияния крупных оползней на развитие экстремальных гидрологических явлений в Дагестане // Водохозяйственный комплекс бассейна реки Тerek: управление, мониторинг водных объектов, предотвращение вредного воздействия вод и задачи на перспективу. Грозный, 2009, С.159-160.

Исследование предвестников землетрясений: достижения и проблемы

**СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ
СЕЙСМОПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ВОЗМОЖНОСТИ ПАРАМЕТРОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОДНО-
ГАЗОВЫХ СИСТЕМ**

Саидов О.А., Сулейманов А.И.

Институт геологии ДНЦ РАН, Дагестанский филиал Геофизической службы РАН

Введение

Вопросы изучения газового режима Земли, в частности, вариаций природных газов во времени являются частью общей проблемы дегазации Земли, которая имеет большое научное и практическое значение для геологической науки в целом. Наряду с поисками газо-геохимических критериев нефтегазоносности по данным химического состава газов, изучение этого вопроса приобретает и другое важное научно-практическое значение в связи с разработкой геохимических методов прогноза землетрясений. В этом отношении Северо-восточный Кавказ и, в частности, Республика Дагестан является одним из регионов Юга России, где отмечается повышенная сейсмическая активность. Исторически и в настоящее время здесь отмечаются крупные землетрясения, а в соответствии с картой ВОЗ возможно возникновение землетрясений с магнитудой $M=6$ и более с интенсивностью в эпицентре 8-9 баллов. В дополнение к существующей естественной сейсмической активности отмечается и техногенная сейсмичность, связанная со строительством и эксплуатацией крупных гидротехнических сооружений с большими объемами водохранилищ на реке Сулак (Чиркейская, Ирганайская ГЭС и др.). Возможно также усиление техногенной сейсмической активности и в результате интенсивной разработки существующих газовых, газово-конденсатных, нефтяных месторождений в области Дагестанского клина и в шельфовой зоне Каспийского моря. Кроме того, наложение на естественный сейсмический фон такого дополнительного геодинамического фактора, как динамика уровняенного режима Каспийского моря может привести периодическим изменениям сейсмического режима прилегающей территории.

В связи с этим, во-первых, проведение мониторинга параметров подземных водно-газовых систем с целью выявления статистически надежных предвестников землетрясений не потерял свою актуальность, во-вторых, эти исследования углубляют наши представления о природе физических и физико-химических процессов в очаге землетрясения.

Для изучения сейсмического режима Северо-Восточного Кавказа и сопредельных территорий, включая акваторию Каспийского моря и вариаций параметров подземных водно-газовых систем в связи с поисками предвестников землетрясений, Дагестанским филиалом ГС РАН на территории Дагестана созданы 15 стационарных сейсмостанций, 2 геохимические режимные станции и 1 наблюдательный пункт для слежения за вариациями водорода в приземной атмосфере.

Состояние изученности проблемы

Исследования за изменениями параметров подземных водно-газовых систем, в связи с сейсмическими событиями в нашей республике, условно можно подразделить на три этапа.

Первый этап связан с началом исследований в конце 60-х годов прошлого века в Институте физики и в Институте геологии ДНЦ РАН. Особенно интенсивными они стали после крупного Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года с магнитудой 6,6. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 года – это наиболее хорошо изученное землетрясение Кавказа, как в сейсмическом, так и гидродинамическом и гидрогазогеохимическом плане[1]. В эпицентре этого землетрясения и за его пределами регионально были отмечены изменения гидродинамических параметров в самоизливающихся и в нефтяных скважинах, вариации химического состава и других параметров подземных водно - газовых систем, включая изо-

топный состав компонентов природных газов CH_4 и CO_2 [2]. В атмосфере над зонами разрывных нарушений отмечено повышенное содержание редких газов гелия и водорода[1].

Второй этап исследований начинается в связи с заполнением и эксплуатацией водохранилища Чиркейской ГЭС с объемом воды $3 \cdot 10^3 \text{ м}^3$, расположенной в сейсмоактивной области Дагестанский клин. Это крупномасштабный эффект техногенного характера воздействия на естественный ход природных процессов, в том числе на сейсмические процессы. Следует отметить, что заполнение и эксплуатация водохранилища Чиркейской ГЭС вызвали усиление сейсмической активности в области Дагестанского клина, в том числе при этом имели место землетрясения с энергетическим классом $K = 13\text{-}13,5$ [3].

Гидrogазогеохимические исследования, проведенные на термоминеральных источниках вблизи Чиркейской ГЭС при заполнении водохранилища и его эксплуатации, показали тесную связь между их геохимическими параметрами и сейсмичностью района, прилегающего к Чиркейскому водохранилищу. Химический состав газов термоминеральных источников значительно различается в период землетрясений до и после заполнения водохранилища. До заполнения водохранилища землетрясения сопровождались повышением концентрации углеводородов, а в период заполнения, наоборот, в термах понижается содержание углеводородной составляющей и повышается доля азота. Землетрясения с очагами, залегающими на границе осадочного чехла и палеозойского фундамента и ниже (глубина 7-12 км), сопровождаются повышенным содержанием углеводородов, что отличает их от землетрясений, очаги которых находятся в осадочном чехле, на глубине 3-6 км[4].

По всей вероятности, реакция природных газов термоминеральных источников на эти землетрясения обусловлены изменением механизмов их очагов. Главную роль в подготовке очагов, видимо, играют подвижные фазы в массиве горных пород, которые, воздействуя на механические свойства горных пород, делают их менее прочными. При этом снижение прочности среды вплоть до достигающих постоянных уровней сдвиговых напряжений, существовавших в массиве горных пород до заполнения водохранилища, приводит к релаксации ранее накопленных в зоне водохранилища упругих напряжений[5]. В связи с этим величина амплитуды предвестников газогеохимических изменений при землетрясениях техногенного характера меньше, чем при аналогичных по энергии землетрясениях естественного характера.

Третий этап гидрогазогеохимических исследований связан с более широким охватом исследуемых проблем с переходом на длительные режимные наблюдения (годы) как дискретного, так и непрерывного характера и созданием стационарных пунктов наблюдений.

Перспективы развития проблемы

Наличие нескольких моделей очага землетрясения свидетельствует о сложности проблемы прогноза землетрясений и неоднозначности объяснения предвестниковой аномалии, т.е. об отсутствии физической модели, которая соответствовала бы реальным процессам в очаге землетрясения, на основе которого можно проследить весь временной ход предвестниковой аномалии с момента его появления до основного толчка.

Нам представляется, что для объяснения и выявления предвестниковых аномалий параметров подземных водно-газовых систем перед сейсмическими событиями наиболее приемлемы представления об очаге землетрясения, как неустойчивой, но в то же время упорядоченной геологической структуре далекой от равновесия (диссилативная структура). По Садовскому М.А.[6] сейсмическая энергия заключена в некотором объеме горной породы в иерархическом блоке, теряющем устойчивость при энергомассообмене с окружающей средой. Нам представляется, что, фрагменты крупного иерархического блока (блоки могут быть разного ранга), по всей вероятности, объединены с учетом принципа минимума энтропии. Как открытая термодинамическая система, иерархический блок постоянно питается энергией из окружающего пространства, тем самым поддерживает свою внутреннюю упорядоченность структуры, локально уменьшая энтропию, способствуя при этом увеличению энтропии окружающего пространства. Такие структуры известны в неравновесной термодинамике и возникают в разных средах: в океане, атмосфере, биосфере,

в том числе и в геологической среде. Они очень динамичны, тем не менее могут существовать долго, пока существуют энергетические потоки, которые поддерживают их структуру и разрушаются при прекращении питающие их энергетические потоки, или при изменении внешних по отношению к структуре термодинамических условий(давление, температура) т.е. очень чувствительны к внешним воздействиям. В то же время эти структуры вновь могут восстанавливаться при возобновлении энергетических потоков(повторяемость землетрясений).Отметим к примеру, что если придерживаться таких позиций, то цикл восстановления, развития и разрушения геологической структуры, которое имело место при Дагестанском землетрясении 14 мая 1970 года составляет примерно 140 лет. Как известно, землетрясение такой же магнитуды $M=6,3$ произошло примерно на том же месте в 1830 году.

Таким образом, очаг землетрясения – это, по всей вероятности, диссипативная геологическая структура – иерархический блок. Ее зарождение и развитие, т.е. эволюция структуры и ее последующее дискретное разрушение (энергетическое обесценивание), по всей вероятности, определяет природу очага землетрясения.

В земной коре диссипативные геологические структуры могут иметь место в горном массиве, где отмечаются высокие градиенты тепломассопереноса(кольцевые структуры, или структуры центрального типа) и, в частности, тектоническая структура Дагестанский клин или его некоторые зоны, по-видимому, соответствуют таким условиям. Такое предположение подтвердилось усилением сейсмической активности в окрестностях водохранилища и вдали от него(Буйнакское землетрясение 9января 1975 года) в период его заполнения и эксплуатации, что свидетельствует о разрушении иерархических блоков разного ранга(диссипативных структур) под воздействием внешних по отношению к структуре возмущающего фактора.

На заключительной стадии разрушения структуры(стадия активизации сейсмичности), который составляет примерно 10% периода повторения сильных землетрясений [7], очаг землетрясения по мнению [8] представляет собой генератор импульсов возрастающей периодичности и частоты. При этом регистрирующая гидrogазогеохимическая система представляет с собой резонатор с ограниченным набором собственных частот. Появление предвестника отражает эффект резонанса на одной из собственных частот регистрирующей системы. Известно, что в области подготовки очага землетрясения, на этапе заключительной стадии разрушения, возникают механические колебания-импульсы. Время распространения их зависит от плотности среды и очень мало по сравнению со временем диффузии растворов и газов в земной коре и можно считать мгновенной. Такие механические импульсы могут вызвать резонансные колебания на одной из собственных или кратных ей частотах в геохимической системе подземной гидросферы непосредственно на геохимическом пункте наблюдений[8].

Таким образом, задача геохимического и флюидного мониторинга заключается в выявлении детерминированных резонансных колебаний в параметрах подземных водно-газовых систем задолго до сейсмического события, связанные с физическими и физико-химическими процессами в зоне подготовки очага землетрясения.

Обоснование предлагаемого решения проблемы

Вышеописанное представление об очаге землетрясения предъявляет определенные требования к выбору точек наблюдений и методологии проведения режимных наблюдений.

а. Частота механических импульсов-колебаний может не соответствовать собственным частотам регистрирующей системы, т.е. не любая скважина или термоминеральный источник реагирует на сейсмические события. В связи с этим выбор скважины или пункта наблюдений играет базисную роль.

б. В соответствии со стадией активизации сейсмичности, данная модель предполагает многолетние режимные наблюдения и проведение непрерывного гидродинамического и гидрогазогеохимического мониторинга в сейсмоактивных зонах, с привлечением ма-

тематико-статистического метода обработки и спектрального анализа полученной гидрогазогеохимической информации.

Для решения данной задачи необходим комплексный подход к изучению проблемы поиска гидрогазогеохимических предвестников землетрясений путем оценки и выявления детерминированных колебаний, которые генерирует зона подготовки очага землетрясения задолго до основного толчка.

Полученные результаты могут быть использованы для оперативной оценки сейсмической ситуации в ДФ ГС РАН, МЧС РД, ИГ ДНЦ РАН, ОИФЗ РАН, Дагестанским отделением ФЦПЗ и другими заинтересованными организациями.

Литература

1. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Коллектив авторов. М.: Наука, 1980, 220 с.
2. Хитаров Н.И., Войтов Г.И., Лебедев В.С. О геохимических предвестниках землетрясений. – В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогнозических полигонах. М.: Наука, 1974, С. 165-170.
3. Р.А. Левкович, Г.И. Дайнега, С.А. Каспаров и др. геодинамический эффект создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. Из-во «Наука», Москва, 1982, 76 с.
4. Сайдов О.А. Опыт анализа плотинных землетрясений по геохимическим данным. – Докл. АН СССР, т. 264, № 3, С. 704-707.
5. О.А. Сайдов. Деформации прогибания и газогеохимические вариации при возбужденных землетрясениях. // Геохимия, 1991, № 1, С. 31-40.
6. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Подобие в геофизике. // Природа, 1991, № 1, С. 13-23.
7. Федотов С.А. О сейсмическом цикле. // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, С. 314-326.
8. Барсуков В.Л., Беляев А.А. и др. Геохимические методы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1992, 213 с.

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ В РАЙОНЕ ВОДОХРАНИЛИЩА ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС В ПЕРИОД ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Сайдов О.А. Сулейманов А.И.

Институт геологии ДНЦ РАН, Дагестанский филиал Геофизической службы РАН

Район расположения водохранилища Чиркейской ГЭС характеризуется сложным геологическим строением с широко развитой сетью глубинных разломов и высокой сейсмической активностью (рис.1) [1]. Структурно-тектонические особенности района создают здесь благоприятные условия для смешения и формирования различных типов подземных вод и газов, которые в свою очередь вовлекаются в сложный геодинамический процесс.



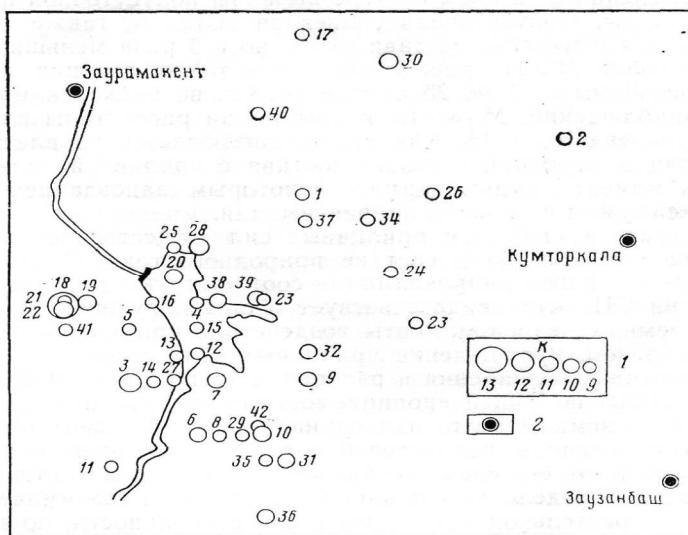
1 — разломы, 2 — контуры афтершоковой деятельности Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. (I — западная зона, II — восточная зона), 3 — разрывы на поверхности, 4 — эпицентр основного толчка землетрясения 14 мая 1970 г., 5 — геохимические наблюдательные пункты

Рис. 1. Геолого-тектоническая позиция Чиркейского водохранилища

В данной работе рассматриваются вариации в составе газов Зуромакентских терм, как до заполнения водохранилища, так и в период его интенсивного заполнения. В структурно-тектоническом отношении источники приурочены к пересечению глубинных раз-

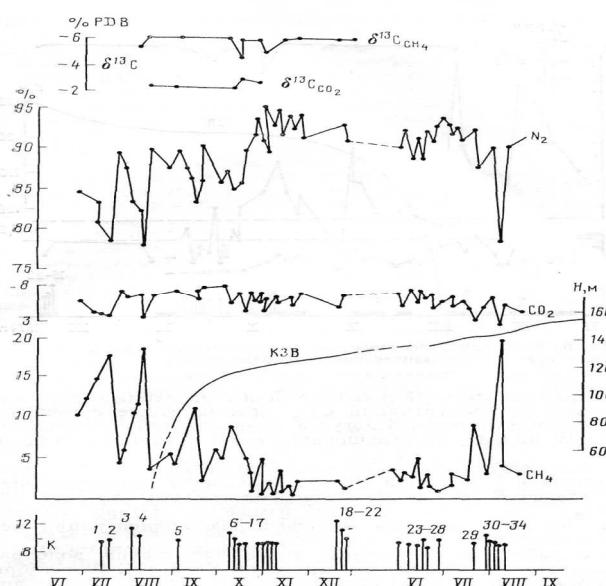
ломов (рис. 1). В спонтанных газах терм ($t=60^{\circ}\text{C}$, $M=0,7\text{ г/л}$) преобладает N_2 (90 %), присутствует также CO_2 (5-6%) и углеводородов (3-4%).

На рис. 2 изображена карта эпицентров (за периоды наших наблюдений) района, прилегающего к водохранилищу, в радиусе до 20 км. Карта построена по данным [2] и сети сейсмических станций Дагестанского филиала ГС РАН. Нами учитывались землетрясения энергетического класса $K=9$ и выше. События относятся к разряду мелкофокусных с глубинами очагов от 3 до 12 км. Большинство их концентрировались вокруг водохранилища, что, очевидно, связано с его заполнением. На рис. 3 и 4 показаны вариации, газовых компонентов терм CH_4 , CO_2 , N_2 , как до заполнения, так и в период интенсивного заполнения водохранилища. Штриховыми линиями на рис. 4 обозначен $\pm 3\sigma$ интервал колебаний суточных значений CH_4 в сейсмоспокойное время (номера землетрясений совпадают с их нумерацией на карте эпицентров).



1 – класс землетрясений, 2 – геохимические наблюдательные пункты

Рис.2. Распределение эпицентров землетрясений в районе Чиркейского водохранилища за периоды наблюдений 1974-1975 г.г.



КЗВ – кривая заполнения вод-ща, К- класс зем-я, Н- уровень воды вод-ща

Рис.3. Вариации химического состава газов Зурамакентских терм в период заполнения водохранилища Чиркейской ГЭС

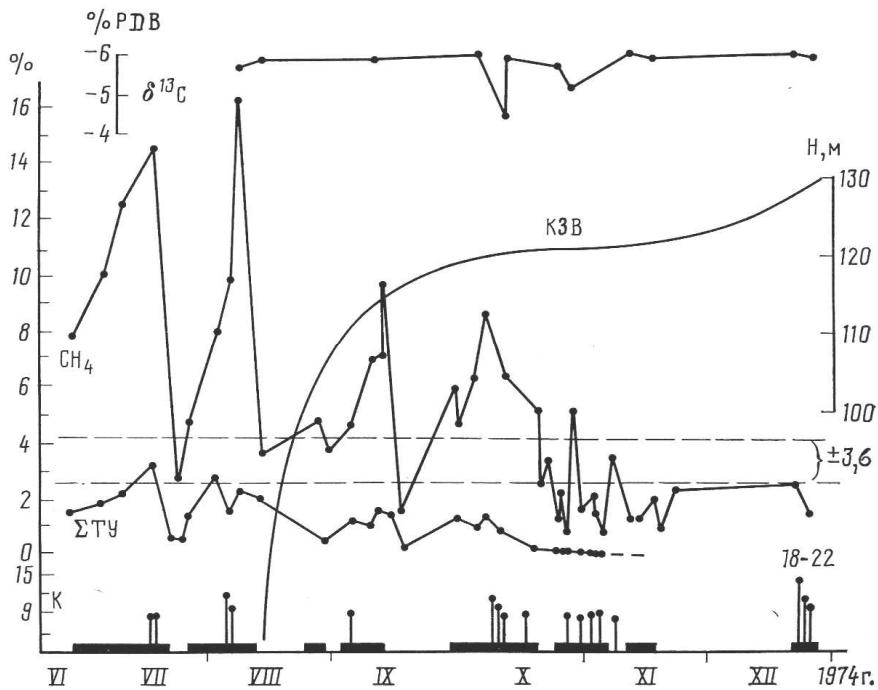


Рис. 4. Вариации углеводородов Зурамакентских терм на 1 этапе заполнения водохранилища

Как видно из полученных данных, до заполнения водохранилища (июль - август 1974 г.) в рассматриваемом районе произошло несколько сейсмических событий: 17 июля - два землетрясения энергетического класса $K = 9$ на расстоянии 13 и 28 км. а 5 августа сейсмические события $K=12$ и 10 соответственно в 20 и 16 км от Зурамакентских терм (№ 1-4). В течение 10-18 суток до этих событий в содержании газа наблюдались аномально высокие значения концентраций CH_4 , превышающие суточный фон до $65-70 \sigma > C$. Землетрясение 5 августа вызвало также повышение значения $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 на 0,3% по отношению к его значению в сейсмоспокойное время.

В середине августа 1974 г. начался первый этап рабочего заполнения водохранилища и 5 сентября 1974 г. произошло землетрясение энергетического класса $K = 9$ (№ 5) в непосредственной близости (3 км) от водохранилища. Аномально высокие изменения метана, отмеченные за 12 суток до этого толчка, вызвали повышение концентрации метана до $37\sigma > C$ по отношению к суточному фону.

Крупным событием начального этапа заполнения водохранилища был Верхнекаранайский рой землетрясений $K = 9-11$, 10 октября 1974 г. (№ 6-11) у южной границы водохранилища. Геохимические аномалии, предшествовавшие этому рою, продолжались 11 суток и наблюдались еще в течение 10 суток после главного события. Рой землетрясений вызвал изменение значения $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 на 1,5 %, а аномально высокие значения CH_4 достигали $29\sigma > C$. В конце аномалии 17 октября при спаде концентраций CH_4 было отмечено землетрясение (№ 12) $K = 9$ в южной части водохранилища.

С середины октября наблюдается скачкообразное уменьшение концентрации метана, и к концу месяца она опустилась до аномально низких значений (до $18 \sigma < C$), которые сохранились в течение 12 суток. На этом стабильном фоне произошли сейсмические события (№ 13-16) $K=9$ в северной части водохранилища на расстоянии до 2 км от него. В отличие от предыдущих событий, включая землетрясения до заполнения водохранилища, эти события были приурочены к минимальным концентрациям метана и низким значениям амплитуды его вариации. Геохимические аномалии, предшествующие каждому из этих событий, длились всего 1-3 сутки. Концентрация тяжелого изотопа углерода CH_4 также снизилась. Исключением из этой закономерности было землетрясение № 17, которое произошло 8 ноября в 16 км от водохранилища, в 12 км от Зурамакентских терм. Это землетрясение совпало с максимумом содержания метана и по характеру проявлений аналогич-

но землетрясениям, произошедшим до заполнения водохранилища, хотя в последнем случае аномально высоких изменений в концентрациях метана не наблюдалось.

В дальнейшем концентрации метана вновь принимали аномально низкие значения (до $15\sigma <C$), и 23 декабря 1974 г. при высоте столба воды в водохранилище 130 м на северном его участке произошло сильное (8 баллов) землетрясение К = 13 с многочисленными афтершоками (№ 18-22), получившее название Салатауское. Глубина гипоцентра главного толчка 6 ± 2 км. На изотопном составе углерода CH_4 это сильное событие не отразилось. Продолжительность геохимических аномалий, предшествующих главному толчку, составляла 2 суток.

Подобные же закономерности в концентрациях CH_4 наблюдались и при землетрясениях на втором этапе заполнения водохранилища в 1975 году (рис. 3). Как видно, сейсмические события (№ 23-28) энергетического класса К = 9-10 вблизи водохранилища в начальной стадии второго этапа заполнения водохранилища (май - июнь) тоже были приурочены к минимальным концентрациям CH_4 . Аномалии, предшествующие этим сейсмическим событиям, также не превышают 3 сутки причем некоторые события (№ 24) не проявлялись аномалиями на оси времени. Между тем землетрясение К = 9, от 19 июля 1975 г. (№ 29) у южной границы водохранилища, а также сейсмические события (№ 30-34) в начале августа 1975 года проявлялись значительными аномалиями в концентрациях метана (до $39-950 >C$). Следует отметить землетрясение № 30 энергетического класса К=11 с глубиной очага 9 ± 2 км, которое произошло в 17 км северо-восточнее водохранилища и в 16 км от Зурамакентских терм, после 2 месяцев интенсивного подъема уровня воды в водохранилище. Продолжительность геохимических аномалий, предшествующих толчку, для этой группы землетрясений составляли 2-3 сутки.

Интерес представляет поведение тяжелых углеводородов (ΣTY) за этот же период наблюдений. Как видно на рис. 4, изменение концентраций углеводородов аналогично ходу метана, т. е. к моменту приближения сейсмического события повышались их концентрации. Это прослеживалось до заполнения водохранилища и в течение 2 месяцев первоначального этапа заполнения. Начиная с середины октября их концентрации снижались по аналогии с CH_4 , а в дальнейшем они фиксировались хроматографически, как «следы». Анализ $\Sigma \text{TY}/\text{CH}_4$ показывает, что с приближением сейсмического события темп поступления CH_4 , повышается, в результате чего дополнительная углеводородная составляющая в основном представлена метаном.

Рассмотрим вариации азота и углекислого газа в составе терм. Как видно на рис. 3, при землетрясениях до заполнения водохранилища и первые 2 месяца интенсивного заполнения проявлялись аномально низкие значения азота (до $30-70\sigma <C$). В тоже время, начиная с середины октября 1974 года и до середины июля 1975 года, сейсмическим событиям сопутствовали, аномально высокие концентрации азота (до $23\sigma >C$). В июле - августе 1975 г. землетрясениям вновь соответствовали аномально низкие концентрации азота. Аномалии, на оси времени по продолжительности аналогичны аномалиям метана.

Вариации CO_2 (рис. 3) по сравнению с изменениями метана и азота незначительны, хотя иногда наблюдались аномально низкие его значения до заполнения водохранилища и в конце июля - начале августа 1975 г. (до $15-20\sigma <C$). Следует отметить, что в отличие от вариаций метана и азота, изменения CO_2 вызванные сейсмическими событиями, проявлялись только в аномально низких значениях его. Продолжительность аномалий на оси времени аналогичны аномалиям метана и азота, хотя и имелись и отличия. В частности, при некоторых землетрясениях (№ 5-11) в начале первого этапа заполнения они не выходят за пределы интервала $\pm 3\sigma$ суточных значений CO_2 . Данные изотопного состава углерода CO_2 показывают, что к моменту приближения сейсмического события доля изотопа ^{13}C в CO_2 уменьшается. В общем вариации CO_2 несут меньше информации о процессах в очаговых зонах землетрясений.

Таким образом, анализ вариаций состава природного газа Зурамакентских терм показывает, что существуют две группы землетрясений, отличающиеся между собой по

характеру проявления компонентного состава газа и по продолжительности геохимических аномалий во времени.

Для первой группы землетрясений свойственны аномально высокие концентрации метана и аномально низкие - азота и углекислого газа. К ним относятся землетрясения до заполнения водохранилища (№ 1-4) и в начальный период его заполнения (№ 5-11).

Нам представляется, что изменения в составе газов, связанные с этими землетрясениями, обусловлены поступлением в газы терм углеводородной составляющей больших глубин [3] в периоды подготовки очага и увеличением проницаемости среды в результате возникновения трещиноватости в зоне его подготовки. При этом соответственно снижаются концентрации азота и углекислого газа. Это предположение подтверждает и тот факт, что к моменту приближения сейсмического события происходило повышение концентрации тяжелого изотопа ^{13}C в CH_4 , с одновременным снижением его количества в CO_2 . Кроме того, судя по спектру углеводородов, в пробах, отобранных в момент сейсмического события, дополнительная углеводородная составляющая представлена в основном метаном. Это свидетельствует о том, что начинает проявлять себя глубинная составляющая газов (CH_4).

Характер влияния землетрясений на газовый состав за первые два месяца с начала заполнения водохранилища практически не изменился. Вариации газов аналогичны тем, которые имели место при землетрясениях до заполнения водохранилища. Вариации $\sigma^{13}\text{C}$ в CH_4 , свидетельствуют, что в Зурамакентские термы поступали газы с больших глубин, так как углеводородная составляющая обогатилась тяжелым изотопом (изменение $\sigma^{13}\text{C}$ на 1,5%). Иначе такое изменение изотопного состава только разрушением породы не объяснить. Как показывают экспериментальные данные изучения изотопных эффектов, при сорбционных процессах в условиях нормальных и высоких давлений, а также изучение свободных и сорбированных газов, изменение изотопного состава углерода CH_4 не превышает 0,5% [4,5].

Развитие событий сверху вниз при рое «землетрясений» 10 октября 1974 года и возникновение разрывов сплошности пород в том же направлении вызвало, по нашему мнению, значительное поступление в зону разгрузки углеводородов, обогащенных тяжелым изотопом ^{13}C . О таких же вариациях в составе газов, в связи с тектоническими землетрясениями, сообщают и другие исследователи [6]. Изложенное позволяет отнести рассмотренные землетрясения к группе тектонических.

Особый интерес представляет продолжительность геохимических аномалий газов во времени для этой группы землетрясений. Как видно из рисунков 3, 4, аномальные изменения в составе газов начинались за 10-18 суток до сейсмического события и продолжались в течение нескольких суток после него. Это хорошо прослеживается в концентрациях углеводородной составляющей и азота и в меньшей степени - в концентрациях CO_2 . Основываясь на составе газов Зурамакентских терм, к тектоническим землетрясениям следует отнести и сейсмические события $K = 9-11$ (№ 17, 29-34), произошедшие 8 ноября 1974 г. и в июле - августе 1975 г. Судя по амплитуде вариаций газовых компонентов, эти изменения сопоставимы с вариациями газов до заполнения водохранилища, хотя предвестниковые аномалии во времени несколько ниже (2-4 сут). Как видно, эти события произошли, по истечении двух месяцев после начала резкого повышения уровня воды в водохранилище. Резкий подъем уровня воды и возникновение дополнительных деформаций прогибания [7] не только вблизи водохранилища, но и на значительном удалении от него, по нашему мнению, спровоцировали разрядку тектонических землетрясений, в гипоцентре которых напряжения были близки к критическим.

Вторая группа землетрясений в отличие от первой группы вызвала в газовом составе Зурамакентских терм аномально низкие изменения углеводородной составляющей, углекислого газа и аномально высокие вариации азота. К этой группе землетрясений следует отнести события $K=9-13$ (№ 12-16, 18-28), которые регистрировались на первом и втором

этапах заполнения водохранилища. В основном они располагались до 5 км от водохранилища или под ним.

Отмеченные особенности отчетливо проявляются при землетрясениях, которые происходят по истечении определенного промежутка времени с начала заполнения водохранилища и, в частности, по истечении 2 месяцев, и при достижении столба воды в водохранилище более 100 м. Эта особенность сохранялась при землетрясениях до июля 1975 года, включая землетрясение К=13 (23 декабря 1974 г.).

Установлены и некоторые другие особенности в газовом составе. Под воздействием этих землетрясений, в частности, продолжительность геохимических аномалий во времени, предшествующих толчку, сокращалась до 1-3 суток и снижалась величина амплитуды вариации газовых компонентов. В ряде случаев изменения в компонентном составе газов не превышали интервал $\pm 3\sigma$ суточных изменений, а аномалии во времени отсутствовали (№ 24). По имеющимся данным, эти землетрясения в меньшей степени воздействовали на концентрацию тяжелого изотопа ^{13}C в CH_4 . (№ 13) или она вообще не изменялась (№ 18-22). Последнее обстоятельство, по мнению [6], является важным дополнительным показателем для определения характера деформаций горных пород в гипоцентрах землетрясений.

Сравнительный анализ изменения изотопных значений ^{13}C углерода метана при первой группе землетрясений и при второй позволяет полагать [8], что вторая группа землетрясений дает сдвиг по ранее существовавшему разрыву без образования нового разрыва сплошности пород. В этом отношении наиболее характерно изменение изотопного состава углерода метана при рое землетрясений 10 октября 1974 года, когда разрыв сплошности пород в общем направлении сверху вниз вызвал значительное поступление углеводородов с больших глубин, обогащенных тяжелым изотопом ^{13}C . В отличие от него землетрясение 23 декабря 1974 года, хотя по энергии, выделившейся в очаге землетрясения, превышало Верхнекаранайский рой землетрясений более чем 100 раз, не отразилось на изотопном составе углерода метана, что свидетельствует о сдвиге по ранее существовавшему разлому. При такой ситуации область подготовки землетрясений возбужденной природы должна быть существенно меньшей, чем при аналогичных по энергии тектонических землетрясениях.

В этом плане представляет интерес два землетрясения энергетического класса К=9 с примерно равными глубинами очагов (6+2 км) 5 сентября 1974 г. (№ 5) и 27 октября 1974 г. (№ 13), эпицентры которых равно удалены (на 15 и 17 км) в одинаковом направлении от пункта геохимических наблюдений Зурамакент (рис. 4). Эти события относятся - первое к тектоническому землетрясению, второе - к возбужденному. Радиус проявления зоны предвестников Р для землетрясений вычислялся по формуле [9]:

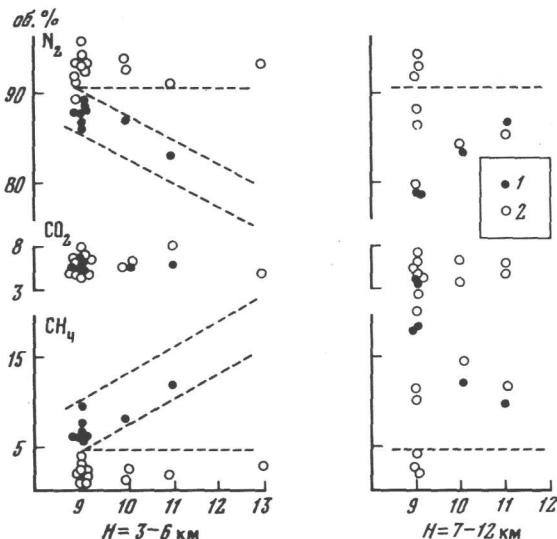
$$P = 10^{0,43M} \text{ км}, \text{ где } M - \text{магнитуда.}$$

Для землетрясений энергетического класса К=9 величина Р равен 16 км. Следовало ожидать, что оба землетрясения повлияют на газы Зауралакентских терм и вызовут одинаковые изменения в их составе. Однако, как видно из рисунка 4, событие № 5 вызвало более значительные изменения в составе газов терм, чем событие № 13. Величина амплитуды вариации углеводородной составляющей, связанная с событием № 5, составляет 9,73 %, тогда как для события № 13 - 5,36%, что на 45% меньше амплитуды вариации, вызванной первым событием. Продолжительность же предвестниковых аномалий во времени для события № 13 составляет лишь 3 сутки. Анализ событий № 5 и № 13 убеждает, что зона подготовки возбужденного землетрясения значительно уже, нежели зона подготовки аналогичного по энергии тектонического землетрясения.

Для выяснения природы вскрытых изменений газового состава терм были сопоставлены глубины очагов и энергии землетрясений (класс) с вариациями содержания каждого компонента. С этой целью землетрясения 9-13 энергетического класса, имевшие место в районе Чиркейского водохранилища с июля 1974 года по август 1975 год были разделены по глубине очага на две группы: 1) землетрясения с очагами в осадочном чехле, на глубине

от 3 до 6 км; 2) землетрясения, очаги которых приурочены к границе осадочного чехла и палеозойского фундамента или находятся ниже, т.е. с глубиной 7-12 км.

Как видно из рисунка 5, несмотря на то что с заполнением водохранилища понижается содержание углеводородной составляющей в составе газов (вследствие чего повышается доля азота), землетрясения второй группы (глубина очага 7-12 км) отражаются в газовом составе Зурамакентских терм значительным повышением количества углеводородов.



1-концентрации компонентов при землетрясениях до заполнения водохранилища; 2- тоже в период заполнения; К – класс землетрясения.

Рис.2. Зависимость компонентного состава газа Зурамакентских терм от глубины очага и класса землетрясения.

Таким образом, режимные наблюдения на Зурамакентских термах показали тесную связь между их геохимическими параметрами и сейсмичностью района Чиркейского водохранилища. Химический состав газов Зурамакентских термальных источников значительно различается в период землетрясений до и после заполнения водохранилища. До заполнения землетрясения происходили на фоне повышенных амплитуд колебаний содержания отдельных компонентов газов, и увеличения их периодов. Землетрясения, протекавшие в период заполнения, происходили при низких значениях амплитуд колебаний содержания компонентов и уменьшения их периодов.

До заполнения водохранилища землетрясения сопровождались повышением концентрации углеводородов, а в период заполнения, наоборот, в термах понижается содержание углеводородной составляющей и повышается - азота. Землетрясения с очагами, залегающими на границе осадочного чехла и палеозойского фундамента и ниже (глубина 7 – 12 км), сопровождается повышением содержания углеводородов, что отличает их от землетрясений, очаги которых находятся в осадочном чехле, на глубине 3 – 6 км.

Список литературы

- Левкович Р. А., Дейнега Г. И., Каспаров С. А. и др. Геодинамический эффект создания крупных водохранилищ в сейсмически активных областях. М.: Наука, 1982. 75 с.
- Асманов О. А., Левкович Р. А.. Мусалаева З. А. // Сейсмологический бюллетень Кавказа 1974. Тбилиси: Мецниереба, 1976. С. 106.
- Сайдов О. А. // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 3. С. 703-707.
- Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
- Алексеев Ф. А., Войтов Г. И., Лебедев В. С. и др. // Метан. М.: Недра, 1978. 308 с
- Хитаров Н. И., Войтов Г. И. и др. // Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент: ФАН, 1974, С. 303
- Сайдов О.А. Деформации прогибания и возбужденные землетрясения. // Советская геология, 1984, №1, С. 120-125.
- Сайдов О. А. // Тез. докл. науч. сессии Дагестанского филиала АН СССР. Махачкала, 1985. С. 90.
- Добровольский И. П., Зубков С. И., Мячкин В. И. // Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 7.

ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОДНО-ГАЗОВЫХ СИСТЕМ В СВЯЗИ С МЕЛКОФОКУСНЫМИ ОЧАГАМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВОЗБУЖДЕННОЙ ПРИРОДЫ

Саидов О.А., Сулейманов А.И.

Институт геологии ДНЦ РАН, Дагестанский филиал Геофизической службы РАН

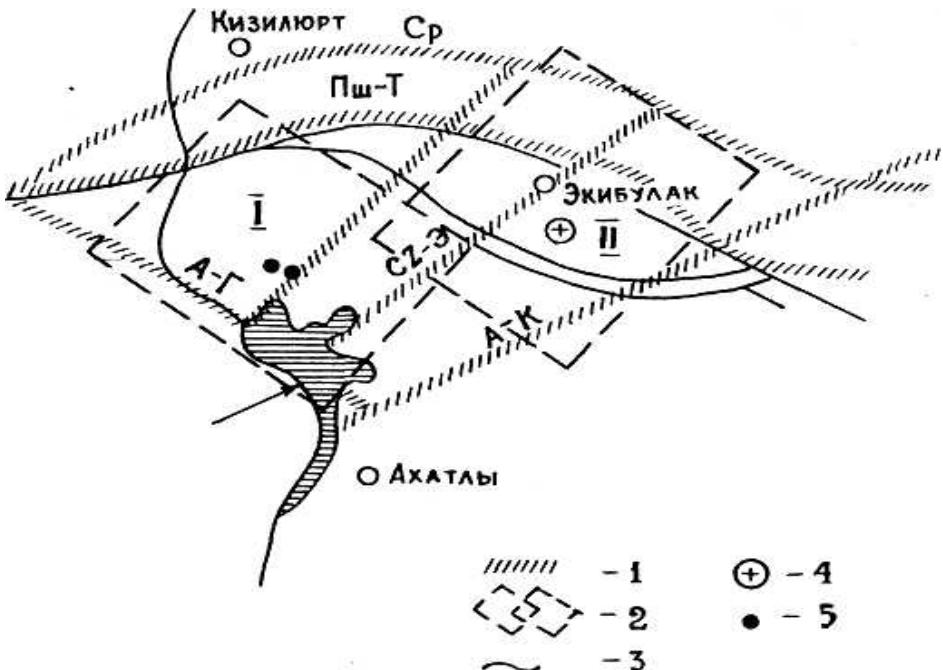
Проблема возбужденной сейсмичности, связанная с созданием мощных гидротехнических сооружений в сейсмически активных регионах земной коры, привлекает все большее внимание исследователей. Повышение локальной сейсмичности в связи с этим явлением отмечается как в нашей стране, так и за рубежом [1], а в ряде случаев привело к повреждению гидротехнических сооружений. В связи с этим выяснение природы возбужденной сейсмичности является насущной необходимостью, как для целей прогнозирования, так и для оценки направленного воздействия на сейсмический режим.

Заполнение крупных водохранилищ приводит к коренной перестройке как сейсмического, так и гидродинамического, геохимического режима районов их строительства. В связи с этим интерес представляет изучение изменений гидродинамических и геохимических параметров флюидов, вызванных нарушением естественного хода эндогенных процессов, в результате воздействия водной нагрузки на массив горных пород. Гидродинамические и геохимические параметры подземных вод и газов — наиболее чуткий индикатор изменения геодинамических условий среды при меняющихся во времени величинах напряжений в области подготовки очага возбужденного землетрясения.

Район, объекты и методика исследований.

Район исследований (зона расположения Чиркейского водохранилища, Дагестан) характеризуется сложным геологическим строением с широко развитой сетью глубинных разломов (рис. 1) и высокой сейсмической активностью [2]. По существующим представлениям возбужденные землетрясения имеют место при определенных геологотектонических и гидрогеологических условиях (наличие в массиве горных пород тектонических напряжений, готовых к разрядке, неоднородность и хорошая проницаемость горных пород на большие глубины и др.). Месторасположение Чиркейского водохранилища отвечает этим условиям, тем более хорошая проницаемость дополнитель но усиlena в результате неглубокой афтершоковой деятельности (2—7 км) Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. ($M = 6,6$), что, по-видимому, сыграло немаловажную роль в происходивших здесь сейсмических событиях в период заполнения и эксплуатации водохранилища. Начальный этап заполнения водохранилища (1974—1975 гг.) сопровождался весьма крупными сейсмическими событиями в окрестности водохранилища [2].

Эксплуатационный режим работы Чиркейского водохранилища предусматривает ежегодные периодические изменения уровня воды на 40 м, что составляет примерно половину объема водохранилища (объем водохранилища 3 млд м³). Интенсивный набор воды в весенне-летний паводок и снижение ее уровня в зимние месяцы, как правило, сопровождаются повышением локальной сейсмичности [2], т.е. уровень воды определяет сейсмический режим прилегающей к водохранилищу территории. В то же время периодическое наложение циклических нагрузок привело в последние годы к снижению локальной сейсмичности, что, вероятно, связано с высвобождением определенного количества накопленной ранее упругой энергии и установлением нового динамического равновесия на каждом этапе цикла. Как известно, при циклическом изменении напряженного состояния твердые тела разрушаются при значительно меньшей нагрузке [3], чем при однократном деформировании, причем с увеличением числа циклов величина разрушающей нагрузки уменьшается. Это явление, обусловленное усталостью материала, играет, по-видимому, важную роль в уменьшении прочности породы и в возникновении землетрясений возбужденной природы. Следует подчеркнуть, что сейсмический режим в прилегающей к водохранилищу территории может быть нарушен также в результате изменения скорости циклических нагрузок.



1 - разломы; 2 - контуры афтершоковой области Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. (I - западная зона, II — восточная зона); 3 - разрывы на поверхности; 4 - эпицентр основного толчка; 5 — наблюдательные скважины

Рис. 1. Схема тектонической позиции Чиркейского водохранилища:

Объекты исследований включали в себя две скважины, расположенные в районе Хадумского купола в непосредственной близости (4—5 км) от Чиркейского водохранилища (рис. 1). Первая из скважин глубиной 643 м переливается и газируется. Дебит воды ($Q_b = 0,93 \text{ л/мин.}$, температура воды — 14°C). Спонтанные газы по химическому составу углеводородные (до 90% об.), присутствуют также азот N_2 и углекислый газ CO_2 . Скважина оборудована нами дегазатором М.Н.Воробьева. Вторая скважина (глубина ее 340 м) не переливается, но подвержена значительным колебаниям уровня подземных вод ($H_{ср.} = 21 \text{ см}$ от земной поверхности).

Нам представляется, что такое сочетание скважин редкое исключение и благоприятствует проведению режимных наблюдений, поскольку позволяет синхронизировать наблюдения за динамикой уровенного режима подземных вод в скв. 2, дебитом воды и изменением химического состава газов в скв. 1, как в периоды сейсмического затишья, так и в периоды геодинамической активизации прилегающей территории.

Измерения проводились в одно и то же время суток, в 12 ч по московскому времени. Дебит воды в скв. 1 и уровень подземных вод в скв. 2 определялись соответственно мерной посудой и измерительной лентой. Пробы газа отбирались через дегазатор в бутылки емкостью 0,5 л и анализировались на хроматографе "Вырхром", оборудованном катарометром. O_2 , N_2 , CH_4 определяли на колонке, заполненной молекулярными ситами типа NaX с зернением 0,25—0,50 мм, углеводороды $C_2+высш$ и CO_2 на второй колонке, заполненной адсорбентом "Хезасорб" с нанесенной на него жидкой фазой ТГЭНМ [4].

Обсуждение результатов.

На основе газогеохимических данных, полученных в результате проведенных режимных наблюдений на минеральных источниках и скважинах в 1974—1980 гг. с привлечением расчетных данных деформаций прогибания горных пород, обусловленных воздействием водной нагрузки на ложе водохранилища, нами показано [5], что особенности изменения газового состава при наведенной геодинамической активизации района водохранилища Чиркейской ГЭС связаны в основном с возникновением зон растяжений в окрестностях водохранилища. В то же время землетрясения локализованы в зонах максимальных изменений градиента дополнительных деформаций прогибания от нагрузки воды

в водохранилище, т.е. в зонах растяжения, а не в зонах их максимальных абсолютных величин. Последнее обстоятельство и определяет по всей вероятности геодинамические, гидродинамические и геохимические особенности в районе техногенной активизации.

Таблица 1

Вариации гидrogазогеохимических параметров флюидов в окрестностях Чиркейского водохранилища в 1986 г.

Дата отбора пробы	Гидродинамические параметры		Газовый состав в скв 1								Энергетический класс землетрясения	
	H _{cm} скв. 2	Q _v л/мин скв. 1	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₄ H ₁₀	CO ₂	N ₂	C ₂ +высш	CH ₄ /C ₂ +высш	
24.07	35,0	-	90,14	0,43	0,36	0,08	0,11	4,00	3,88	0,98	93,00	
25.07	39,0	-	90,17	0,99	0,87	0,18	0,31	3,50	3,98	2,35	38,37	6
26.07	35,0	-	89,35	0,59	0,47	0,07	0,17	4,74	4,60	1,30	68,73	-
27.07												10
28.07	36,0	-	91,63	0,54	0,43	0,08	0,17	4,67	2,49	1,22	75,42	-
29.07	31,5	-	91,77	0,51	0,47	0,09	0,19	3,57	3,40	1,26	73,00	-
30.07	31,5	-	89,86	0,54	0,43	0,08	0,20	3,79	5,13	1,21	74,45	-
31.07	36,5	-	91,23	0,51	0,27	0,10	0,18	4,40	3,21	1,06	86,07	-
1.08	36,5	-	91,01	0,49	0,48	0,08	0,10	3,83	3,94	0,55	166,08	6
2.08	35,5	-	91,61	0,42	0,10	-	0,01	3,96	3,90	0,53	172,85	6
3.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6
4.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6
5.08	17,0	-	90,82	0,52	0,45	0,09	0,16	4,55	3,40	1,16	79,28	6,5
6.08	25,5	-	90,37	0,64	0,51	0,22	0,20	6,00	2,20	1,47	61,48	-
7.08	24,0	-	86,02	0,47	0,43	0,08	0,03	9,51	3,50	1,11	77,58	-
8.08	15,0	0,75	85,67	0,47	0,43	0,08	0,13	9,22	4,00	1,11	77,18	6
9.08	19,0	0,86	84,35	0,38	0,32	0,05	0,12	8,64	6,15	0,87	96,95	-
12.08	18,0	0,94	74,64	4,76	3,99	0,68	1,27	10,90	3,79	10,70	6,98	-
14.08	27,5	1,07	88,72	0,70	0,59	0,09	0,18	4,44	5,27	1,56	57,24	-
19.08	41,5	1,43	83,68	1,68	1,43	0,29	0,56	7,75	4,60	3,96	21,13	8
20.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7
21.08	44,0	0,91	90,25	0,57	0,45	0,08	0,17	3,68	4,85	1,52	59,38	-
22.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7
23.08	39,0	0,79	83,73	0,58	0,47	0,09	0,16	9,98	4,99	1,30	64,41	8,5
24.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8
28.08	46,5	1,11	85,13	0,54	0,56	0,08	0,18	0,21	4,30	1,36	62,59	-
1.09	40,0	0,85	89,78	0,61	0,50	0,08	0,20	4,80	4,02	1,39	64,59	-
2.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,5
5.09	37,0	0,94	84,53	0,35	0,32	0,06	0,13	10,88	3,64	1,06	80,50	-
9.09	37,5	0,73	86,35	0,60	0,42	0,02	0,19	7,85	4,47	1,23	70,20	-
11.09	42,0	0,81	86,33	0,60	0,42	0,02	0,19	7,84	4,50	0,81	106,58	-
12.09	43,0	1,07	90,91	0,62	0,46	0,09	0,18	4,16	3,57	1,35	67,34	-
13.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7
16.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7
17.09	47,0	0,79	89,80	0,48	0,41	0,05	0,16	5,08	4,02	1,00	89,80	7
18.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7
29.09	45,0	1,00	84,44	0,46	0,56	0,14	0,20	10,79	4,40	1,36	62,09	-

Наблюдательные скважины в районе Хадумского купола расположены в зоне деформаций прогибания, связанных с периодическими колебаниями уровня воды водохранилища. По расчетным данным деформаций прогибания горные породы здесь испытывают относительное растяжение [6]. Следует подчеркнуть, что весь горный массив пород в окрестностях водохранилища в радиусе до 25 — 30 км совершают циклические деформационные колебания, соответствующие эксплуатационному режиму водохранилища, поскольку динамические нагрузки по величине не превышают предела прочности горных пород. Период проведения наших исследований соответствует интенсивному подъему уровня воды в водохранилище в 1986 году.

Результаты проведенных исследований сведены в табл. 1. Как видно из полученных данных, за время наших наблюдений в окрестностях водохранилища отмечались ряд землетрясений. Нами учитываются сейсмические события на расстоянии до 15 км от точки

наблюдения, деформационный радиус которых, вычисленный по формуле Добровольского [7],

$$R = 10^{0.43 M} \text{ км},$$

где R — деформационный радиус, M — магнитуда землетрясения, охватывает горные породы в районе наблюдательных скважин. Очаги землетрясений были мелкофокусными (2—4 км), энергетический класс не превышал 10. Сейсмические данные получены в Дагестанском филиале ГС РАН.

Влияние сейсмической активизации на гидродинамические и геохимические параметры вод и газов весьма существенно, но в то же время представляют интерес различные стороны детерминированной связи между этими параметрами в системе газ — жидкость в периоды накопления и релаксации упругих напряжений в гипоцентрах землетрясений.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между различными гидрогазогеохимическими параметрами флюидов и оценка его достоверности (скв. 1 и скв. 2)

Гидрогазогеохимические параметры флюидов	Коэффициент корреляции, r	$t_\beta = 0,05$	t_{st}	n
$\text{CH}_4, \% : \text{CO}_2, \%$	-0,26	1,26	2,06	27
$\text{CH}_4, \% : \text{C}_2 + \text{высш.} \%$	-0,73	5,23	2,06	27
$\text{CH}_4, \% : \text{N}_2, \%$	-0,88	8,98	2,06	27
$\text{CO}_2, \% : \text{N}_2, \%$	0,09	0,45	2,06	27
$\text{CO}_2, \% : \text{C}_2 + \text{высш.} \%$	-0,06	0,29	2,06	27
$\text{N}_2, \% : \text{C}_2 + \text{высш.} \%$	0,35	1,83	2,06	27
$Q_B : \text{CH}_4, \%$	-0,10	0,35	2,15	14
$Q_B : \text{CO}_2, \%$	0,07	0,24	2,15	14
$Q_B : \text{N}_2, \%$	0,004	0,01	2,15	14
$H : \text{CH}_4, \%$	0,18	0,90	2,06	27
$H : \text{N}_2, \%$	-0,07	0,34	2,06	27
$H : \text{CO}_2, \%$	0,20	1,00	2,06	27
$H : \text{C}_2 + \text{высш.} \%$	-0,31	1,60	2,06	27
$Q_B : H$	0,25	1,13	2,08	21

В связи с этим был проведен корреляционный анализ соотношений между различными гидрогазогеохимическими параметрами. Анализ этих соотношений показывает (табл. 2), что существуют независимые источники генерации и поступления вод и газов в зону разгрузки. Об этом свидетельствует отсутствие устойчивой связи между различными компонентами гидрогазодинамической системы. Наличие представительной обратной связи между некоторыми газовыми компонентами (например, между CH_4 и $\text{C}_2 + \text{высш. CH}_4$ и N_2) показывает превалирующее поступление одного из компонентов газа в зону разгрузки в периоды подготовки и свершения сейсмического события.

Рассмотрим гидродинамические изменения в скважинах (рис. 2). Как видно, перед сейсмическим событием или их серией отмечается, как правило, повышение дебита воды в скв. 1 и понижение уровня подземных вод в скв. 2. Заметим, что в некоторых случаях отмечается опережающее во времени повышение дебита воды в скв. 1 по сравнению со снижением уровня подземных вод в скв. 2. Коэффициент корреляции между этими параметрами равен $r = 0,25$ ($t_\beta < t_{st}$), что свидетельствует о независимых гидродинамических процессах на разных стратиграфических уровнях в связи с мелкофокусными очагами землетрясений. Тем не менее такое поведение жидких фаз соответствует условиям растяжения в районе наблюдательных скважин. Попытаемся объяснить это явление исходя из существующих представлений об очаге землетрясения.

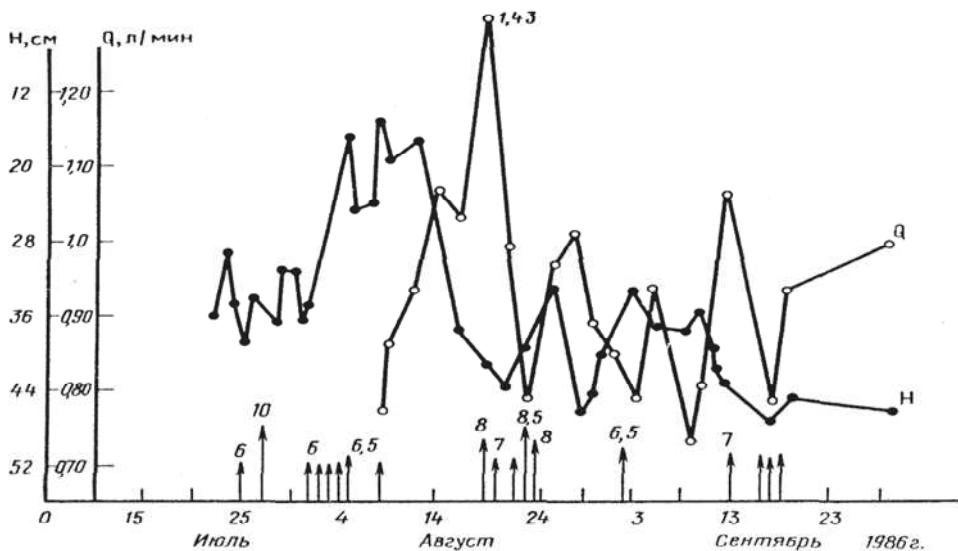


Рис. 2. Гидродинамические изменения в скважинах: H — уровень воды в скв. 2; Q — дебит воды в скв. 1

На наш взгляд, интенсивное трещинообразование как по модели ДД, так и по ЛНТ определяет возникновение гидродинамических и геохимических аномалий перед землетрясениями. На этой стадии резко увеличивается проницаемость среды, повышается вероятность смешения различных типов подземных вод и газов, вследствие чего возможно изменение гидродинамических геохимических параметров флюидов в зоне подготовки очага землетрясения. Поскольку деформационные радиусы очагов землетрясений, имевших место в окрестностях водохранилища, охватывают зону наших наблюдений, то непосредственно перед сейсмическим событием горные породы в области подготовки очага разуплотняются и образующиеся трещины заполняют водой, что вызовет понижение уровня воды в безнапорных скважинах. Перед самым толчком трещины закрываются, вода из них вытесняется, падение уровня сменится подъемом в результате стягивания процесса трещинообразования в узкую зону неустойчивой деформации. В отличие от безнапорных вод дебит напорных скважин увеличится вследствие повышения проницаемости среды, а по мере приближения к моменту релаксации упругих напряжений увеличение дебита воды сменится его уменьшением.

Опережающее повышение дебита воды в скв. 1, по-видимому, в последующем отражается на понижении уровня подземных вод в скв. 2, что, по всей вероятности, связано с возникновением эффекта Джоуля—Томсона (эффект инжектора). Поступление напорных вод более глубокой циркуляции в зону разгрузки повышает скорость выхода воды в скв. 1, создавая при этом падение давления в пути ее движения, тем самым, способствуя вовлечению в общую гидродинамическую систему подземных вод из окружающего объема горных пород. В тоже время, отмечаемое здесь по данным деформаций прогибания относительное растяжение горных пород, играет роль дополнительного инициирующего фактора в процессе вовлечения подземных вод в геодинамическую активность прилегающей территории.

На рис. 3 представлены вариации углеводородной составляющей спонтанных газов из скв. 1 за период наших наблюдений. Как видно, сейсмическое событие или их серия в окрестностях водохранилища проявляются в повышенных значениях концентраций метана. При этом соответственно снижается доля тяжелых углеводородов. В промежутке между сейсмическими событиями доля метана уменьшается, а концентрации тяжелых углеводородов увеличиваются (система возвращается в асейсмический режим). Анализ соотношений $\text{CH}_4/\text{C}_2+\text{высш}$ (табл. 1) показывает, что с приближением сейсмического события темп поступления метана в зону разгрузки повышается, в результате чего дополнительная углеводородная составляющая в основном представлена в виде метана.

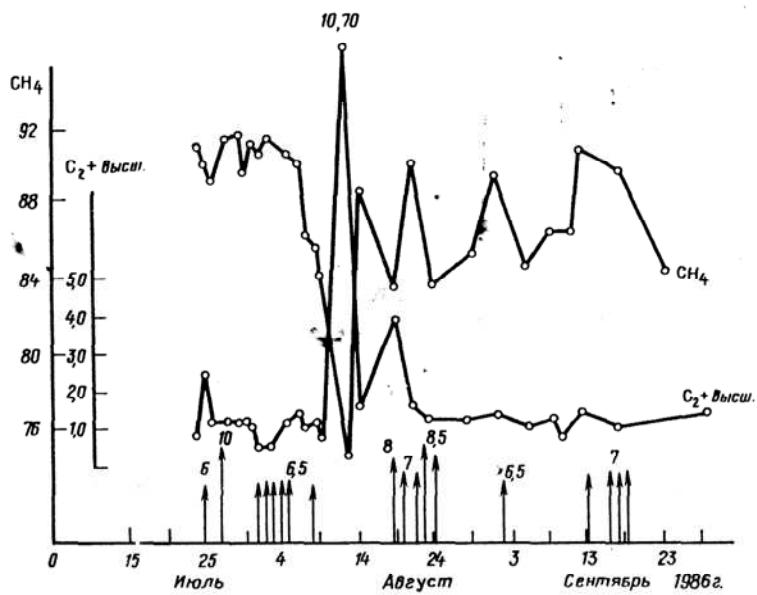


Рис. 3. Вариации углеводородных газов в скв. 1

Нам представляется, что изменения в углеводородных газах обусловлены поступлением "чисто" газовых струй метана из более глубоких горизонтов в периоды подготовки очага землетрясения. Такое предположение подтверждается наличием хорошей обратной связи ($r = -0,79$, $t_\beta > t_{st}$) концентраций метана с его гомологами и отсутствием представительной связи между дебитом воды в скв. 1 и концентрацией метана ($r = -0,10$, $t_\beta < t_{st}$). Увеличение дебита воды в скв. 1 не сопровождается одновременно повышением концентрации метана, что свидетельствует о проникновении в область подготовки землетрясения "чисто" газовых струй метана. Увеличение проницаемости в связи с "разрыхлением" среды в верхней части осадочного чехла в периоды подготовки мелкофокусных очагов землетрясений, по-видимому, способствует проникновению в зоны дилатансии флюидов более глубокой циркуляции, поскольку, значительное повышение доли метана, обогащенного тяжелым изотопом ^{13}C , сопровождается землетрясениями с очагами на границе осадочного чехла и палеозойского фундамента и ниже, на глубине 7—12 км [8].

На рис. 4 показаны вариации азота N_2 и углекислого газа CO_2 .

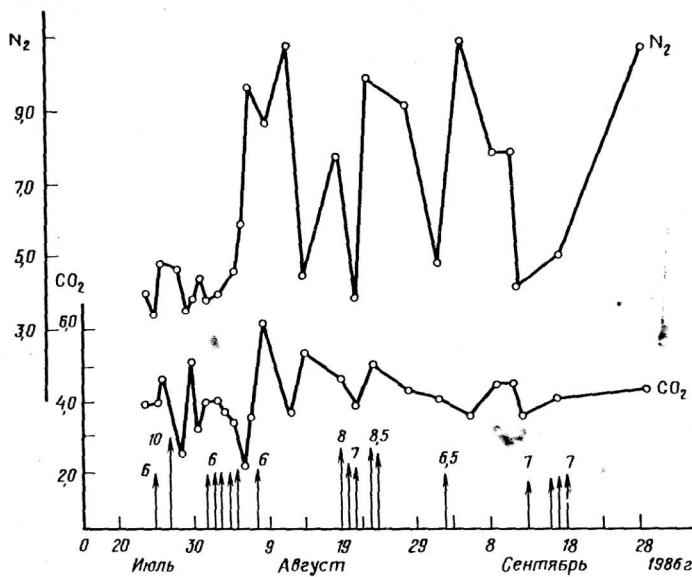


Рис. 4. Вариации азота и углекислого газа в скв. 1

Как видно, в них также контрастно отражается изменение геодинамической обстановки в окрестностях водохранилища. В отличие от вариаций метана сейсмические события в

концентрациях азота проявляются в низких значениях его. Коэффициент корреляции между концентрациями метана и азота самый высокий ($r = -0,88$, $t_\beta > t_{st}$) и свидетельствует об обратной связи, т.е. повышение концентраций метана соответственно уменьшает долю азота в смеси газов, подобно концентрациям высших углеводородов. В концентрациях углекислого газа также наблюдается адекватная картина, но в меньшей степени, на что указывает и отсутствие существенной связи между концентрациями CH_4 и CO_2 ($r = -0,26$, $t_\beta < t_{st}$). Детерминированная связь между концентрациями азота N_2 и углекислого газа CO_2 не представительна ($r = 0,9$, $t_\beta < t_{st}$), случайна.

Таким образом, вариации состава газов, связанные с сейсмическими событиями в окрестностях водохранилища, говорят о наличии независимых источников генерации и поступлении их в единую гидrogазодинамическую систему, что обусловлено, по-видимому, определенной газовой зональностью в районе исследований. По всей вероятности, метан наиболее глубинная компонента газового состава и его концентрации определяют вариации остальных газовых компонент. На наш взгляд, этот факт имеет большое теоретическое и практическое значение в том плане, что он связывается с проблемой дегазации Земли и поиска газовых и нефтяных месторождений. При этом необходимо подчеркнуть важную роль длительных режимных наблюдений, которые позволяют выявить различные стороны гидродинамических и газогеохимических проявлений в периоды накопления и релаксации напряжений в гипоцентрах землетрясений. В то же время мелкофокусные очаги землетрясений возбужденной природы проявляют себя как индикаторы для выявления гидрогазогеохимической зональности в районе исследований.

Выводы

1. Установлено, что вариации гидрогазогеохимических параметров флюидов предшествуют сейсмическим событиям возбужденной природы и соответствуют условиям растяжения среды.

2. "Разрыхление" среды верхних структурных этажей осадочного чехла в периоды подготовки очагов землетрясений возбужденной природы способствуют проникновению в зоны дилатансии флюидов более глубокой циркуляции, в данной ситуации "чисто" газовых струй метана.

3. Мелкофокусные очаги землетрясений возбужденной природы позволяют в первом приближении выявить закономерности гидрогазогеохимической зональности восадочной толще горных пород, что имеет важное значение для поиска нефтяных и газовых месторождений.

Список литературы

1. 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.
2. Левкович Р.А., Дайнега Г.А., Каспаров С.А. и др. Гидродинамический эффект создания крупных водохранилищ сейсмически активных областях. М.: Наука, 1982. 75 с.
3. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1971. 245 с.
4. Отбор проб и анализ природных газов нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1985. 239 с.
5. Сайдов О.А. Деформации прогибания и газогеохимические вариации при возбужденных землетрясениях // Геохимия. 1991. № 1. С. 31-40.
6. Сайдов О.А. Деформации прогибания и возбужденные землетрясения // Сов. геология. 1984. № 1. С. 120-125.
7. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров проявления предвестников землетрясений. // Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 7-24.
8. Сайдов О.А. Опыт анализа плотинных землетрясений по геохимическим данным // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 3. С. 704-707.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ ВОДОРОДА В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ, ГЕЛИЯ И МЕТАНА В ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ НА КАВКАЗЕ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Сайдов О.А., Сулейманов А.И.

Институт геологии ДНЦ РАН, Дагестанский филиал Геофизической службы РАН
Характеристика станций режимных наблюдений Геохимическая станция «Манас»

Располагается в районе Манасской тектонической структуры в 37 км к юго-востоку от Махачкалы на побережье Каспийского моря. Географические координаты: 42.67 и 47.70, гипсометрический уровень минус – 25м. Станция «Манас» является комплексной: оборудована сейсмостанцией типа ОСБ-У1 и газовым хроматографом ЛХМ – 8МД. Геохимические наблюдения ведутся на базе природного газа термоминеральной воды скважины 9Т, эксплуатационная глубина которого составляет 1510-1528 метров. Отбор проб производится через естественный дегазатор в одно и тоже время суток, в полдень(12 или 13 часов) по московскому времени. Минерализация воды – 74 г/л, а температура на выходе – 51°C. Дегазированный природный газ состоит из CH₄ (55-60 об%), N₂ (25-30 об%), CO₂ (5-10 об%), присутствуют также гелий, аргон, следы сероводорода H₂S и водорода.

Разделение природного газа на компоненты производится на колонке заполненной молекулярными ситами типа CaX, с использованием в качестве газа-носителя химически чистого аргона, что позволяет определить CH₄, N₂, He, O₂, и H₂(ГОСТ – 14920 – 79)[1]. Высоты пиков анализируемого газа пропорциональны концентрациям компонентов. Относительная ошибка определения не превышает 2-3%.

Измерения показали, что кислород в природном газе отсутствует (если и появляется, то является воздушного происхождения), а водород присутствует иногда в виде «следов».

В качестве стандарта при хроматографических измерениях принят воздух, в связи с этим, вычислены и анализируются соотношения компонентов к стандарту и внутренние соотношения компонентов в составе газа (CH₄ / N₂^{ст}, CH₄ / N₂^Г и др.).

Геохимическая станция «Караман»

Расположена в районе Махачкалинско-Тернаирской тектонической структуры в 32 км севернее Махачкалы на побережье Каспийского моря. Географические координаты -43.20 и -47.45, гипсометрический уровень минус - 25м. Станция «Караман» оборудована газовым хроматографом ЛХМ-80. Геохимические наблюдения ведутся на базе природного газа воды скважины «Караман», эксплуатационная глубина которого составляет 643 м. Отбор проб газа производится 2 раза в сутки, в 8 и 17 часов по московскому времени. Дегазированный газ состоит, в основном, из CH₄, N₂ и CO₂.

Разделение природного газа на компоненты и другие параметры рабочего режима аппаратуры аналогичны условиям на станции «Манас». Содержание гелия в природном газе определяли на магниторазрядном датчике гелия ИНГЕМ – 1.

Наблюдательный пункт «Дубки»

Располагается на сейсмостанции «Дубки». Оборудована высокочувствительным сенсором водорода ВСГ - 02, чувствительность равен 10⁻⁶об%. Аппарат работает в непрерывном режиме.

Результаты анализа временных геохимических рядов

На рис.1 представлены вариации водорода в приземной атмосфере и аппроксимирующая кривая по данным водородного сенсора ст. «Манас» за 2000-2001год. Как видно на рисунке, отмечается годичный цикл-период в вариациях водорода. По величине амплитуды вариаций цикл начинается в середине июля 2000 года и заканчивается в середине июля 2001 года, после чего начинается следующий годовой цикл. На общем фоне кривой аппроксимации заметны весьма значительные флуктуации водорода.

Годовое циклическое изменение вариаций водорода нами зафиксированы также на ст. «Дубки» (рис.2) в 2005 – 2007 годы, причем максимум и минимум цикла смешены на

полгода, по сравнению с описываемым случаем на ст. «Манас». Здесь на фоне кривой аппроксимации, отмечаются еще более значительные флюктуации вариаций водорода.



Рис.1

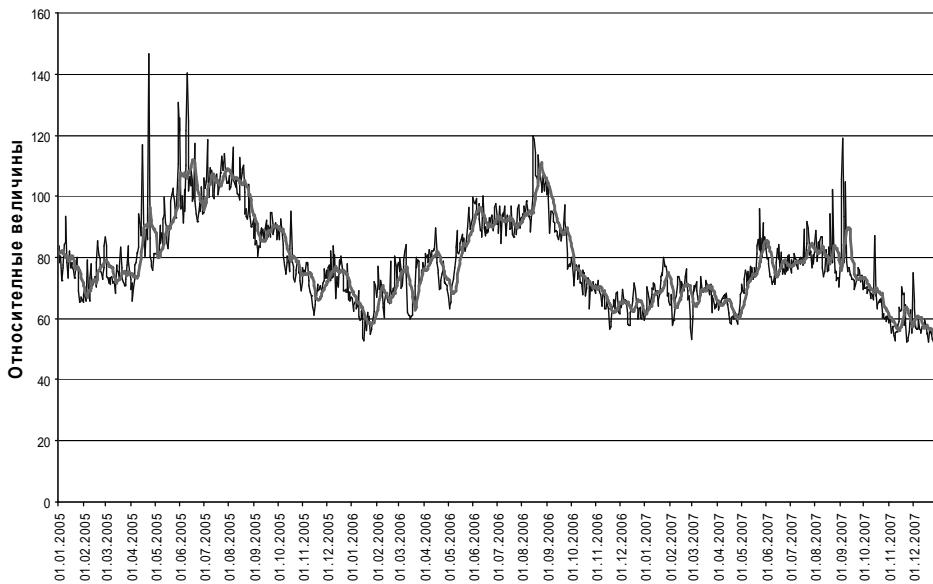


Рис.2. Вариации вододорода в приземной атмосфере и аппроксимирующая кривая (ст. Дубки, 2005-2007 г.г.)

В данном случае цикл-период начинается в середине января 2005 года и завершается в середине января 2006 года. Цикл-период в 2006 году начинается в середине января и завершается в начале января 2007 года, после начинается цикл за 2007 год. Периодические изменения в вариациях водорода, по всей вероятности, имеют космическую природу и обусловлены, по-видимому, периодическими приливными деформационными процессами в земной коре при орбитальном вращении Земли вокруг Солнца, так и вращением Луны вокруг Земли. Как нами показано [2], прохождение приливных волн, как лунных, так и солнечных вызывает периодическую деформацию расширения и раскрытия трещин в земной коре, способствуя повышению общей проницаемости среды. При этом наибольшие изменения в газовом составе вызывает полусуточная приливная волна Луны M_2 , а легкие

компоненты подземной водно-газовой системы, в частности, водород, гелий, метан и другие, обладающие минимумом свободной энергии, доминируют в дегазированных газах земных недр. Гармонический анализ дебита метана показал, что минимум дисперсии соответствует аппроксимирующей функции с периодами 7, 14 и 182 сутки. Поэтому период который отмечается в вариациях водорода, может быть обусловлен полугодовым периодом в 182 сутки.

Аналогичные циклические изменения нами отмечены также в вариациях гелия на геохимической станции «Караман» за 2006-2009 годы (см. рис. 3).



Рис. 3. Вариации гелия и аппроксимирующая кривая (2006-2009 г.г.ст. Караман, период 182 сутки с переносом фазы назад на 90 суток)

На рисунках 4, 5, 6 представлены данные дисперсий вариаций остатка (разброса) водорода в приземной атмосфере по данным ст. «Дубки» за 2006-2008 годы. О значимости величины дисперсии и его прогнозной информативности, связанные с изменением в пространстве локальных характеристик распределения, в том числе геохимических временных рядов, отмечается в работе [3]. Показано, что дисперсия при переходе от фоновых значений временного ряда к аномальным его величинам изменяется закономерным образом. В промежуточной зоне между аномалией и фоновым значением среднее значение компонента продолжает оставаться фоновым, в то время как дисперсия принимает существенно аномальное, значение по сравнению фоном и согласуется с теорией случайных процессов, что дисперсия временного ряда связана с энергией процесса, то есть ее динамика отражает изменение энергетического воздействия на систему. На рисунках 4, 5, 6 отмечены также сейсмические события (выше 10 энергетического класса) за исследуемый период, имевшие место на разном удалении от пункта наблюдений по данным сейсмических станций ДФ ГС РАН, а на рис. 6 магнитуды землетрясений свыше величин 4,5 имевших место в пределах Восточного Кавказа в 2008 году. Как видно из рисунков, отмечается определенная закономерность, в частности, сейсмические события происходят после соответствующего повышения значений дисперсии, на ее спаде или соответствуют минимальным значениям дисперсий. Перед некоторыми землетрясениями, особенно близкими от пункта наблюдений, за 10-25 суток в зависимости от класса землетрясений, отмечается повышение значений дисперсий, что является прогностическим признаком.

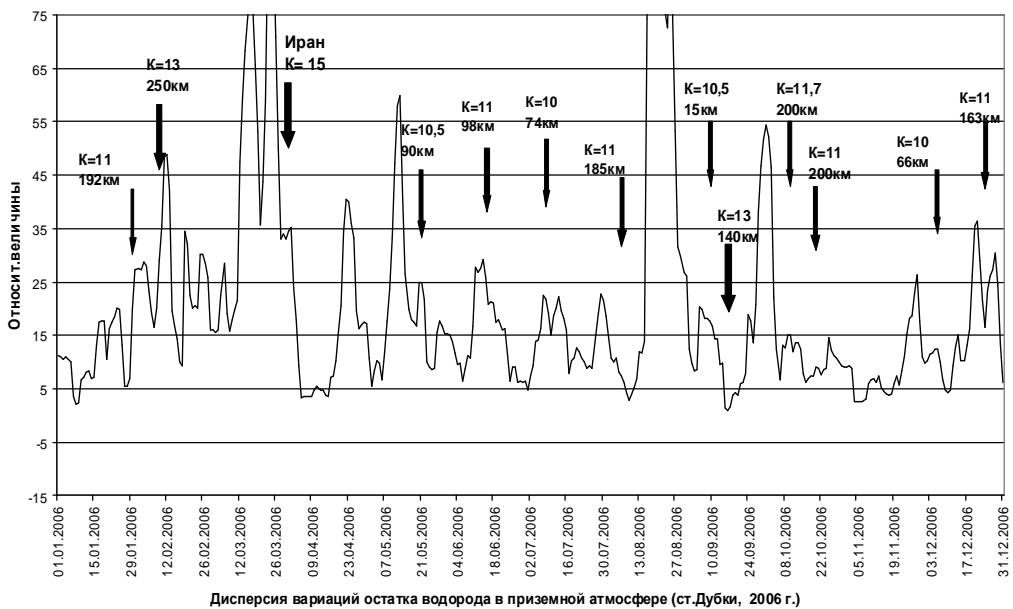


Рис. 4

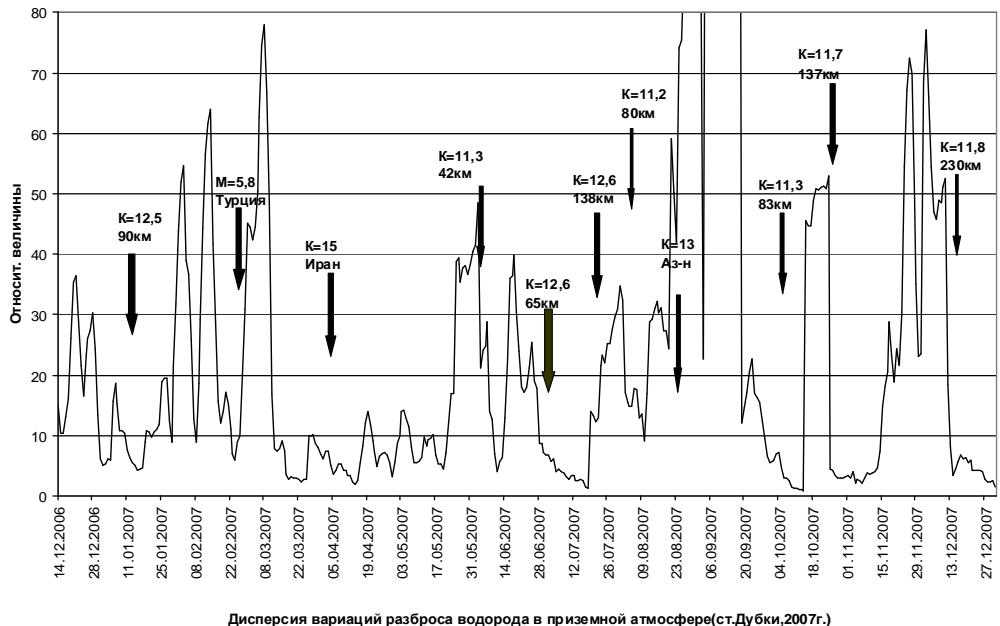


Рис.5

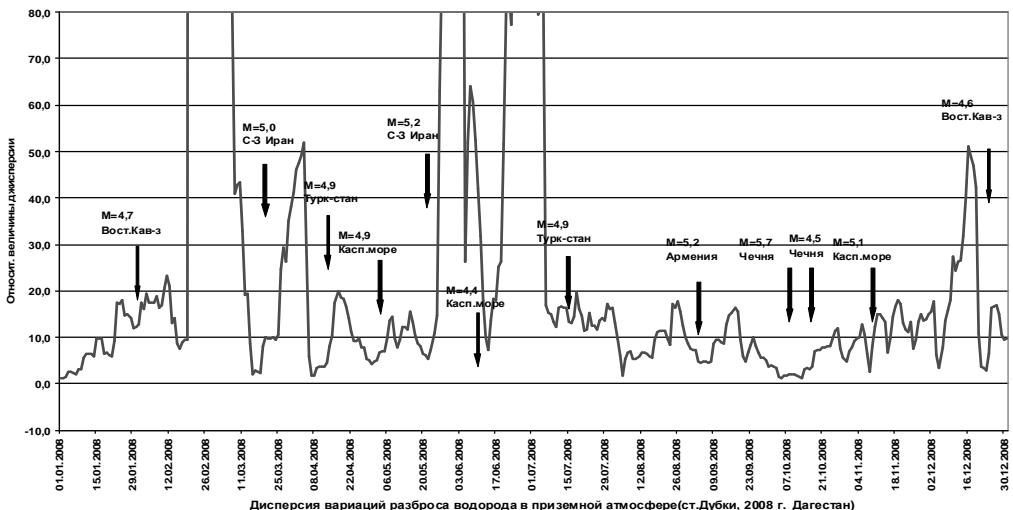


Рис.6

Следует отметить, что аналогичные изменения отмечаются и перед некоторыми далекими землетрясениями, имевшими место в Турции, Иране и в Азербайджане за 2005 год. Подобные изменения отмечены и перед землетрясением 13 класса 11 сентября 2006 года в Каспийском море на расстоянии 140 км от ст. «Дубки». Дисперсии вариаций водорода для этих землетрясений показаны крупным планом на рис. 7, 8, 9.

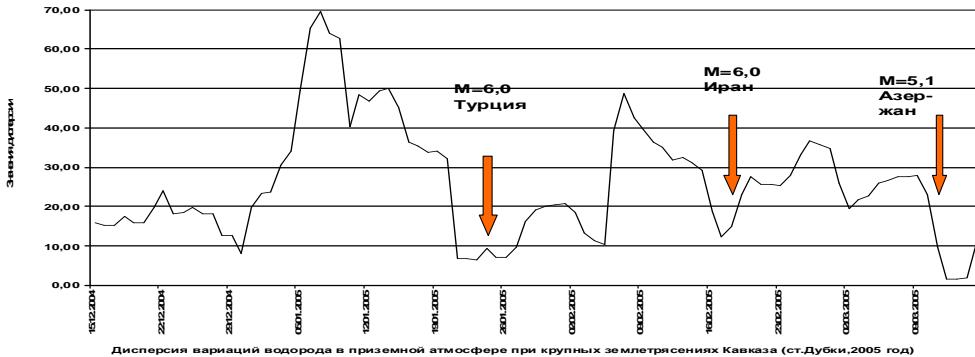


Рис.7

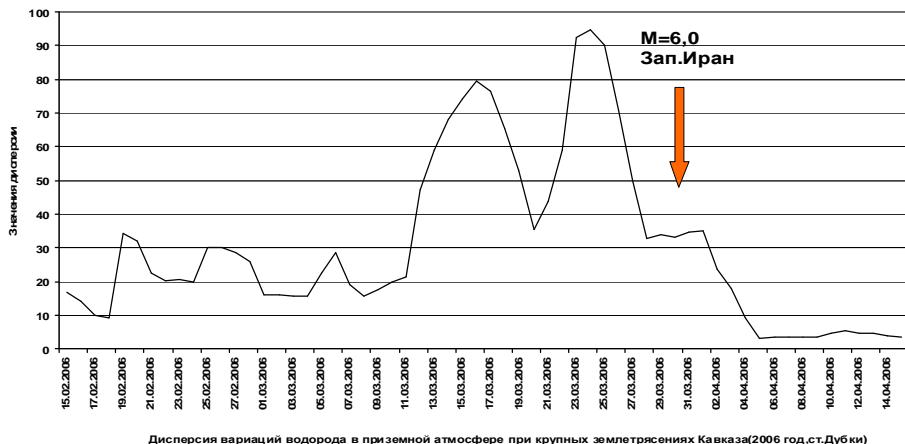


Рис.8

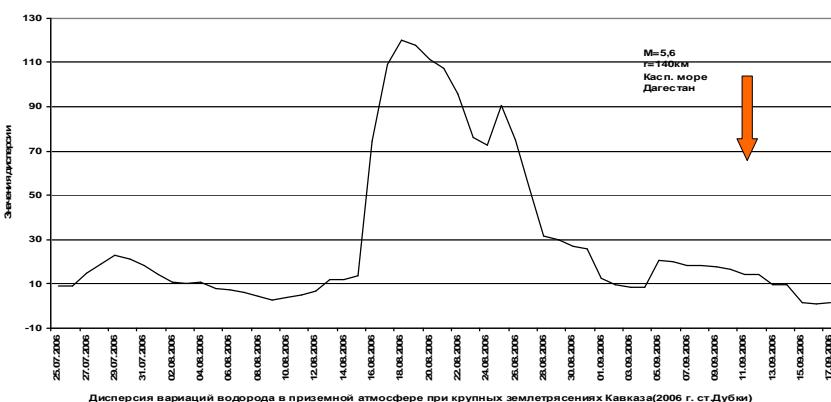


Рис.9

Как видно, крупные сейсмические события происходят после значительного повышения значений дисперсии, на его спаде или спустя некоторый промежуток времени и соответствует минимальным значениям дисперсий. Кроме того, форма проявления предвестника для крупных землетрясений одинакова, имеет два «горба», но иногда один из них выполаживается (рис.9), что требует дальнейших исследований и соответствующего объяснения. Прогнозные аномалии для Иранского землетрясения 15 энергетического класса от 29 марта 2006 года составляют 19 суток, а для землетрясения 13 энергетического класса от 11 сентября 2006 года на расстоянии 140 км (Каспийское море) от пункта наблюдений

«Дубки», составляет 20 суток. Таким образом, прогнозные сигналы различно удаленных очагов, появляются в пункте наблюдений без существенного сдвига во времени. Такое явление можно объяснить только появлением в земной коре возбуждающих колебаний с большими скоростями из зоны очага землетрясения, на заключительной стадии его разрушения.

На рисунке 10, 11 и 12 показаны дисперсии вариаций остатка (разброса) гелия по данным станции «Манас» за 2006 - 2008 годы, а на рисунке 13 дисперсия вариаций разброса гелия ст. «Манас» за 2005 год крупным планом.

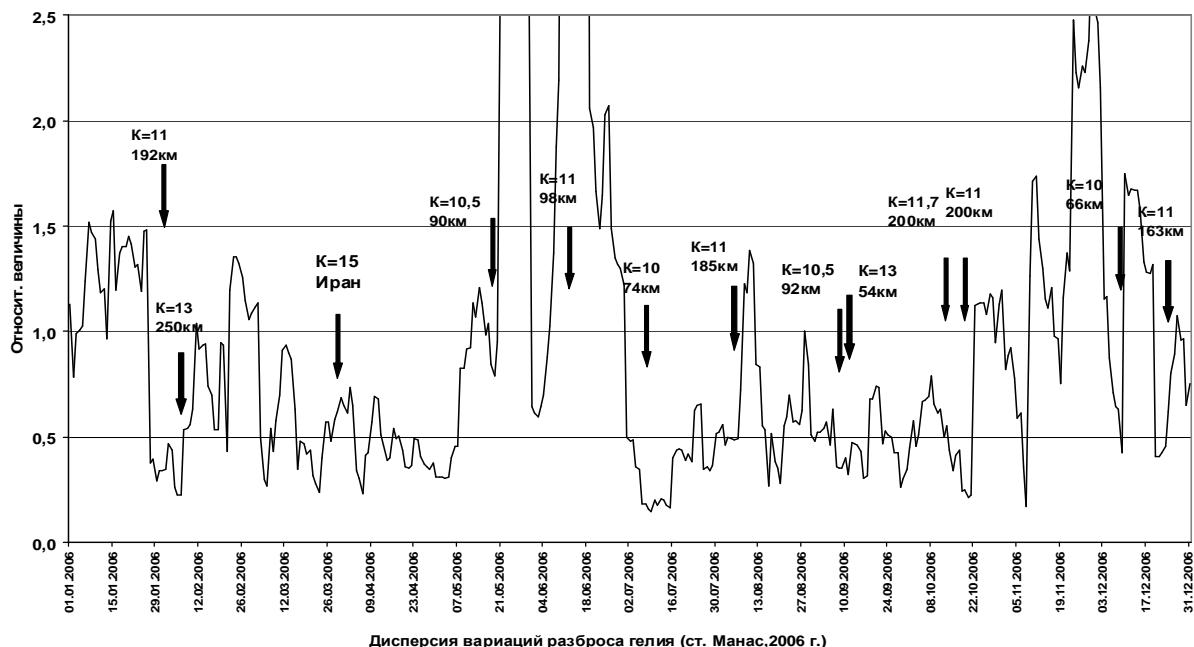


Рис.10

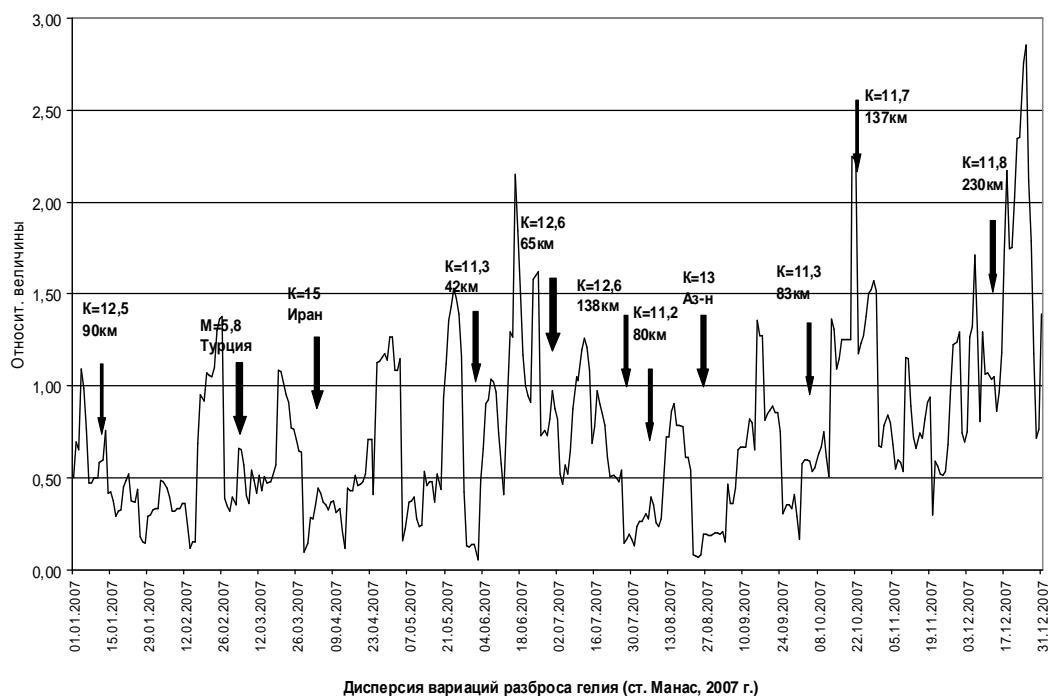


Рис.11

Как видно, сейсмические события, как и в случае с дисперсией водорода, приурочены к спаду дисперсии вариаций гелия или к ее минимальным значениям, хотя в некоторых случаях длительность аномалий перед сейсмическими событиями отличаются.

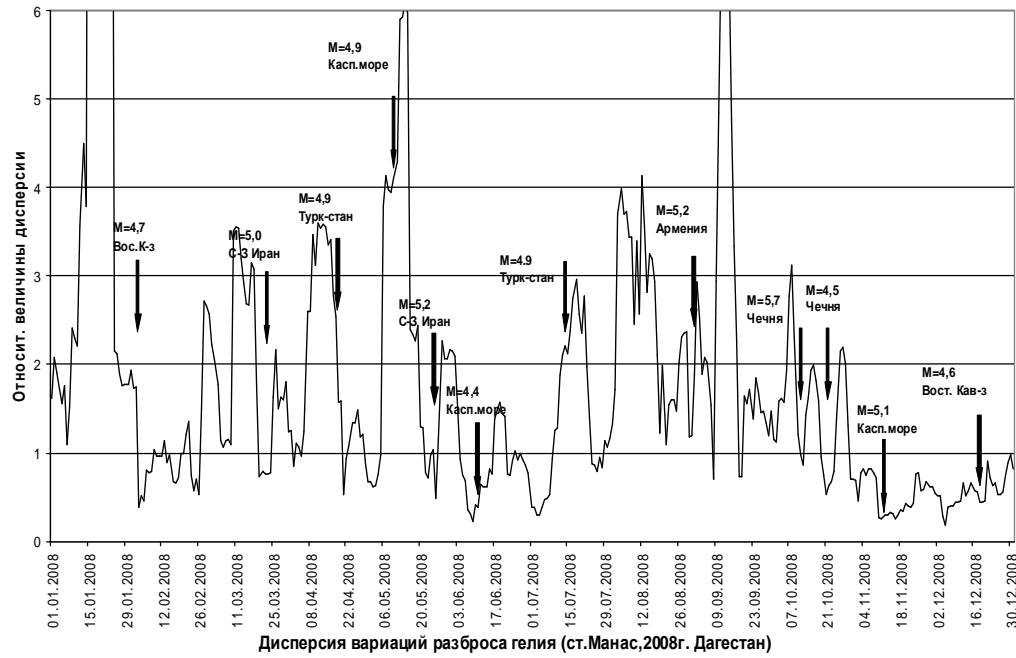
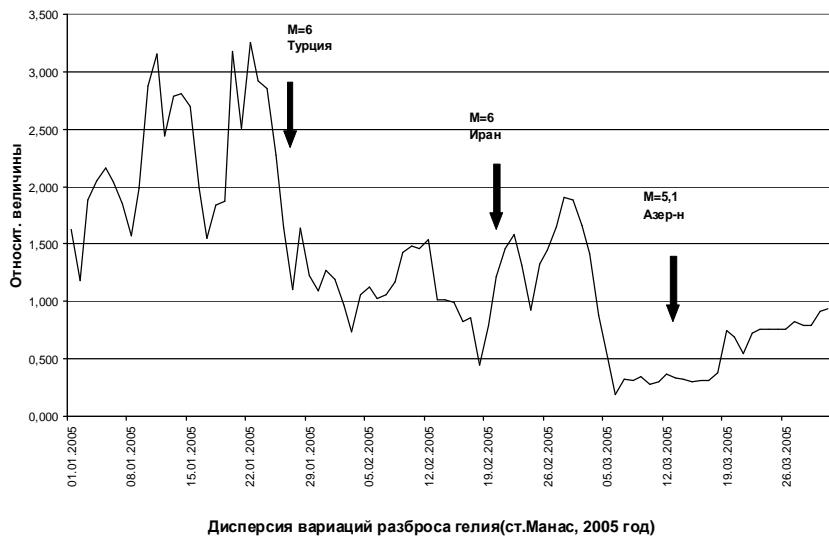


Рис. 12



Дисперсия вариаций разброса гелия (ст. Манас, 2005 год)

Рис. 13

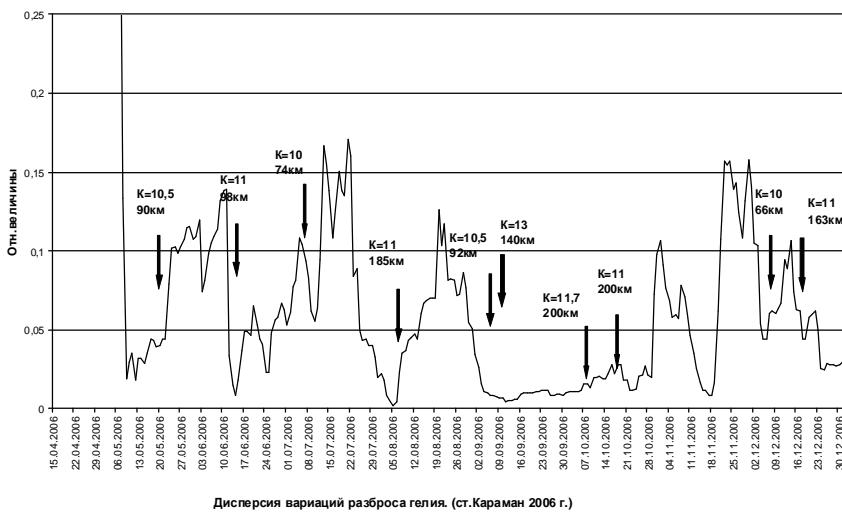


Рис. 14

На рис.14, 15 и 16 представлены данные дисперсии вариаций разброса гелия по геохимической станции «Караман». Измерения здесь начаты в апреле 2006 года. Сейсмические события, указанные на рис. 14, 15 и 16 соответствуют событиям нанесенным на рис. 10, 11 и 12. Как видно, отмечается подобие в дисперсиях вариаций разброса гелия в природных газах скважин «Манас» и «Караман».

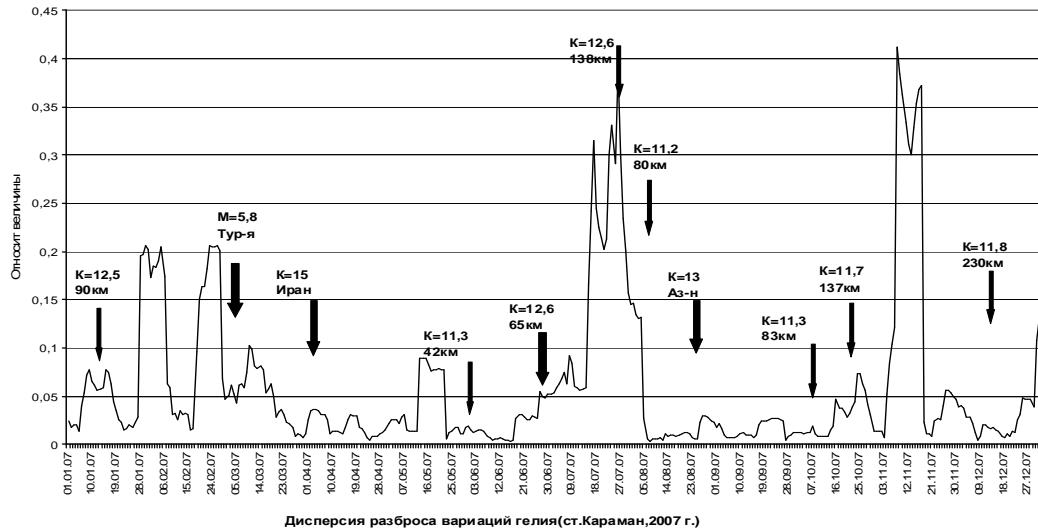


Рис.15

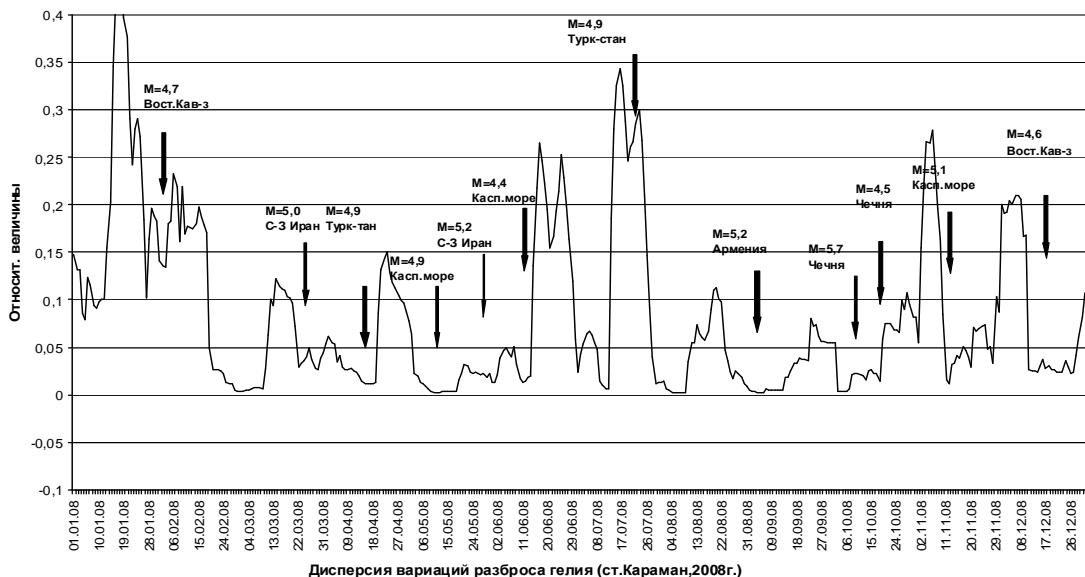


Рис.16

Сравнение дисперсий вариаций остатка водорода по данным ст. «Дубки» с аналогичными данными по гелию по ст. «Манас» и «Караман» показывает подобие в закономерностях воздействия сейсмических событий на различные по реологическим свойствам системы (в данном случае на горный массив и на подземные водно-газовые системы).

На рис. 17 представлены вариации метана к азоту (внутренние соотношения) по данным ст. «Манас» за 2000 – 2009 годы и аппроксимирующая кривая. Аппроксимирующая кривая вычислена с шириной 10 суток с интервалом скольжения 1 сутки.

Как видно на рисунке, отношения метана к азоту изменяются в широком интервале значений от 2,7 до 5,0 и выше, что свидетельствует о постепенном повышении содержания метана в природном газе. В то же время на кривой имеются участки во

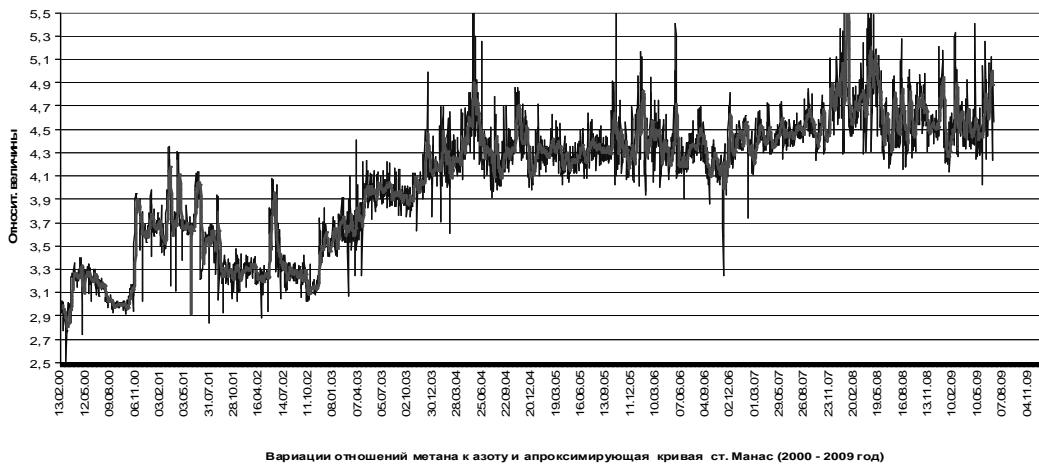


Рис.17

временном интервале, где наблюдается обратная картина, постепенное повышение азота и снижение доли метана в природном газе, что по всей вероятности, обусловлено воздействием геодинамических процессов на параметры подземных водно-газовых систем. В связи с тем, что в природном газе скважины 9Т присутствует гелий довольно значимых концентрациях (10^{-2} об.% и выше) и учитывая, что гелию, как обычно, сопутствует азот, можно предположить глубинное происхождение последнего.

На рисунке 18 представлена кривая остатка разброса метана к азоту в природном газе, полученная в результате вычета значений аппроксимирующей кривой с кривой фактических величин.

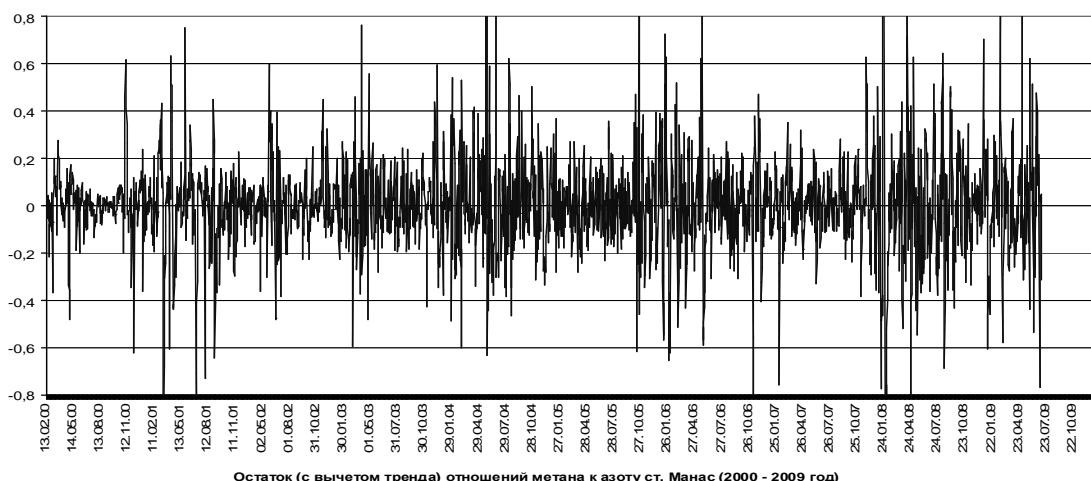


Рис.18

Как видно на рисунке 18, отмечаются вариации разброса отношения метана к азоту вокруг скользящей средней, а в некоторых случаях отмечается и значительные выбросы этих величин вокруг той же скользящей средней.

Кривая представляет собой картину вариационного процесса величин отношений метана к азоту, где есть интервалы, как спокойного фонового периода, так и интервалы возмущенного периода (система как бы «дрожит»). Возмущенные интервалы, по всей вероятности, связаны с геодинамическими процессами и появлением возбуждающих колебаний в земной коре. Такие колебания-импульсы могут иметь место, как отмечают авторы [3], на заключительной стадии релаксации упругих напряжений в очаге землетрясения. Кроме того, незначительные возмущения в вариациях отношений метана к азоту могут быть вызваны изменением температуры и давления атмосферы, а также прохождением приливных волн по земной коре и воздействием их на параметры подземных водно-газовых систем. Вклад последних двух составляющих в общий разброс данных, по-видимому, могут быть сглажены взятием второй дисперсии остатка, в результате чего, как нам представляется,

остаются величины дисперсии, вызванные чисто геодинамическими и сейсмическими факторами.

В связи с этим, нами вычислена вторая дисперсия (дисперсия дисперсии) отношений метана к азоту, которые представлены на рисунке 19. На рисунок занесены также наиболее крупные сейсмические события Кавказского региона и сопредельных территорий, включая акваторию Каспия.

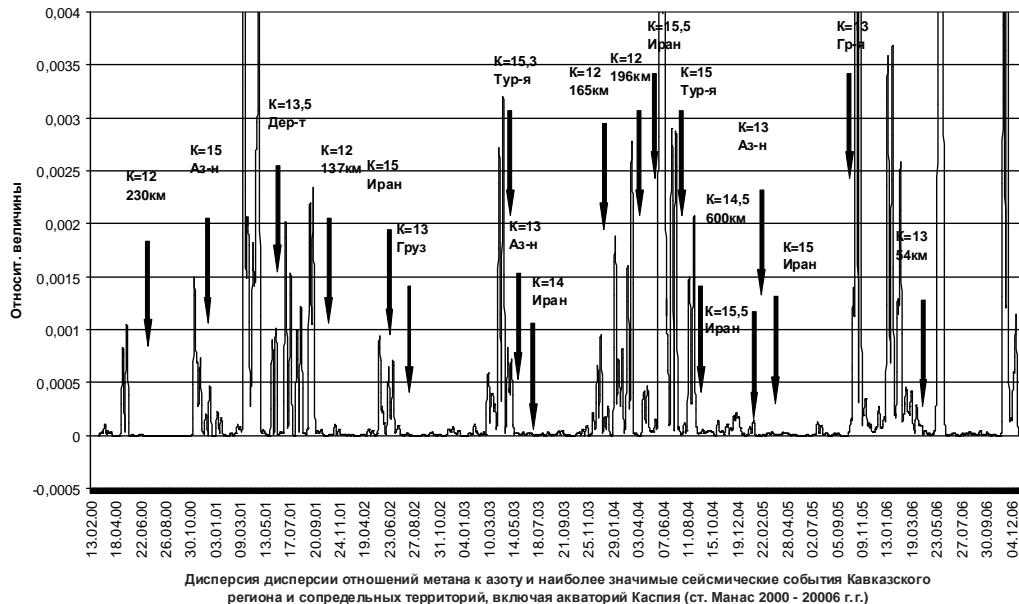


Рис.19

Как видно на рисунке, отмечается определенная закономерность, в частности, примерно за 20-45 суток до крупного сейсмического события, дисперсия дисперсии остатка отношения метана к азоту принимает высокие значения, после чего на его спаде или спустя некоторый промежуток времени происходит крупное сейсмическое событие на Кавказском регионе или на сопредельной территории. Подобные закономерности обнаружены, как отмечали выше, в дисперсиях вариаций водорода в приземной атмосфере, а также в дисперсиях гелия.

Таким образом, мониторинг геохимических полей в области Дагестанского клина показывает о воздействии единого физического фактора на параметры горных пород и подземных водно-газовых систем при подготовке сейсмического очага. При этом наиболее вероятным представляется появление возбуждающих колебаний в среде за определенный период до сейсмического толчка, которые действуют на амплитуду и длительность предвестниковых аномалий и связаны с завершающим этапом разрушения горных пород, в соответствии с законом повторяемости землетрясений. Подавляющее большинство сейсмических событий соответствуют минимальным значениям дисперсии водорода в приземной атмосфере и гелия, метана в природных газах подземных водно-газовых систем. Следует особо подчеркнуть, что минимум дисперсии в параметрах подземных водно-газовых систем предполагает и минимум энтропии в возбуждающей термодинамической системе, т.е. в очаге землетрясения в результате релаксации упругой энергии произошла консолидация горных пород, термодинамическая система пришла в наиболее вероятное, устойчивое состояние.

Литература

1. Ванюшин В.А., Л.М.Завьялова и др. Отбор проб и анализ природных газов нефтегазоносных районов. М., Недра, 1985, 239 с.
2. Сайдов О.А.. Деформации прогибания и газогеохимические вариации при возбужденных землетрясениях. Изв. АН СССР. Геохимия, 1991, № 1, С.27-38.
3. Барсуков В.Л., Беляев А.А. Геохимические методы прогноза землетрясений. М., Наука, 1992, 213 с.

О ПРОГНОЗЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИ НАБЛЮДЕНИЯХ ЗА ОБЛАЧНОСТЬЮ НАД РАЗЛОМАМИ И ГРОЗАМИ

Алексеев В.А.* , Алексеева Н.Г.* , Даниялов М.Г.** , Журба Е.В. *** , Легенька А.Д.****

* ГНЦ РФ ТРИНИТИ (Троицкий институт инновационных и термоядерных исследований)

142092, Московская обл, г. Троицк; Fax: (495) 334-01-24; E-mail: lilialeks@yandex.ru

**Дагестанский Филиал Геофизической Службы РАН, Махачкала

***Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физ. ф-т, Москва, 119 899

**** ИЗМИРАН, 142092, Московская обл, г. Троицк Fax: (495) 334-01-24;

Разломы являются линейными протяженными источниками поступления вещества, газов и аэрозолей, в атмосферу. Поэтому было отмечено еще в 19 веке, над разломами образуются цепочки облаков, так как аэрозоли служат ядрами конденсации водяных паров. Расположение облачности часто повторяет структуры тектонических разломов. Облака имеют специфические вытянутые формы с резкими округлыми краями и ряд других особенностей.

Возникает вопрос — как облачность ведет себя перед землетрясением?

Для образования облачности необходимы определенные термодинамические условия и влажность, которые не всегда имеются в наличии. Статистически достоверные результаты поставленной исследовательской работы могут обеспечиваться лишь при постоянных наблюдениях в течение длительного времени.

Мы исследовали облачность над Крымской и Кавказской сейсмической зоной, для которых имеются большие метеорологические и сейсмические банки данных. Так, для Крымской зоны были выбраны землетрясения за период с 1936 по 1981 год (всего 296 землетрясений).

Оказалось, что четырехсуточный период перед землетрясениями характеризуется сравнительно плотной облачностью - облачность с балльностью от 0 до 6 баллов составляла лишь 15% от общего числа рассмотренных случаев. Далее, обнаруживается как бы суточная периодичность усиления балльности перед землетрясением — имеются два ее максимума: первый за 24-30 часов и второй за 42-66 часов до начала землетрясения.

Прямыми измерениями в полевых условиях мы показали, что тектоническая облачность связана с потоками аэророзолей. Местоположение облачности фиксировалось с точностью 2-3 % благодаря стереосъемке этих облаков с последующей обработкой стереофотографий. Сравнение результатов с положением и балльностью облачности на космических снимках показало, что космические и наземные данные хорошо соответствуют друг другу. (Позже нами были проанализированы космические снимки облачности над о. Тайвань. На них видны организованные структуры облачности над глубинными разломами и океаническими желобами. Такие же эффекты мы видели над территорией Новой Зеландии, примыкающей к разломам.)

Таким образом, наземные и космические наблюдения за облаками могут использоваться для прогноза землетрясений и сопровождающих их метеорологических катастроф. Нужны данные многолетних наблюдений облачности над выбранным разломом, позволяющие составить представление о числовых характеристиках влияния этого конкретного разлома на облачность, подобных тем, что были получены нами при изучении Крымской и Кавказской сейсмической зоны.

Ионосфера Земли сильно реагирует на любые возмущения естественного (солнечные вспышки, магнитосферные бури, атмосферные грозы) и искусственного происхождения (запуск спутников, взрывы). В последние годы удалось выделить возмущения ионосферы, связанные с землетрясениями. Установлены основные морфологические и физические закономерности воздействия сейсмической энергии и глубинных аэрозольных потоков на ионосферу Земли.

В данной работе демонстрируется связь между тремя процессами: возникновением грозовых облаков, возмущением электромагнитного состояния ионосферы и подготовкой землетрясений.

Использованы ионосферные данные станции наземного вертикального зондирования, данные по грозовым облакам, при землетрясениях Крымского региона и данные ионосферной станции, работавшей в Крымской астрофизической обсерватории в пос. Научный, в 57-59 гг. За это время было зарегистрировано 24 землетрясения 8-11 класса.

Совместный анализ данных всех типов наблюдений позволил выделить некоторые закономерности поведения предвестников:

1) Возникновение грозовых облаков может служить предвестником землетрясений. Грозовые облака как предвестники землетрясений возникают за 3-5 суток до основного толчка, практически ни разу гроза не отмечалась в момент главного подземного толчка. Эти предвестники, как правило, появляются раньше предвестниковых эффектов в ионосфере.

2) Грозы, имевшие место в дневные часы (13-14ч. LT) способствовали слабому увеличению электронной концентрации в максимуме слоя F2 ионосферы на 10-15%.

3) Ионосфера слабо реагировала на землетрясения такого класса, но поскольку ионосферные измерения проводились практически в эпицентре землетрясений, сейсмоионосферные возмущения наблюдались за 5-6 часов до толчка.

Таким образом, между возникновением грозовых облаков, возмущением ионосферы и землетрясениями существует связь следующего порядка: за 3-5 суток в период подготовки землетрясения появляются как предвестники грозовые облака, за 5-6 часов возникает сейсмоионосферный предвестник. Космические методы позволили получить уникальные данные по пересекающимся разломам в Крыму, на Таманском полуострове и в акватории Черного моря.

Literature

1. *Mushketov D.I., Mushketov I.V., Physical geology, ONTI, L, 1935.*
2. *Guo Zengilan, Qin Bayan, Earthquake, ground cracks and meteorological disasters. Northwest Seismic J., 1989, 11, N 3, p. 99-101.*
3. *Alekseev V.A., Alekseeva N.G. To the question of hard metals while the Earth degazation. In book: Nuclear-physical methods of analysis for environmental control. Proceeding of the second all Russian congress, Riga, 1982, L., Hydrometeoizdat, 1985, p. 243-250.*
4. *Alekseev V.A., Alekseeva N.G. Investigation of metal transfer in the biosphere during gasous emission in zones of tectonic activity using methods of nuclear-physics. // Nucl. Geophys. Vol.6, No.1, pp.99-110, 1992.*
5. *Proskurjakova T.A., Dmitrieva E.V., Gritsun A.S. The determination of Earth crust inhomogeneities crust type by surface waves in Crimea., "Naukova Dumka", in press, 1996*
6. *Sologub V.B. Deep seismological investigations in Ukraine. Geophys. Sbornic., Kiev, "Naukova Dumka", 1972, N 77, p.55-62.*
7. *Pustovitenko B.G., Kultchitsky V.E., Gorjuchun A.V. The earthquakes of Crimea-Black Sea region. Kiev, "Naukova Dumka", 1989, p.187*

СИНХРОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ВАРИАЦИЙ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД НА СЕТИ ПУНКТОВ В СЕЙСМОАКТИВНОЙ ОБЛАСТИ

Алиев¹ И.А., Алиев² М.М., Идармачев¹ А.Ш., Идармачев¹ Ш.Г., Магомедов¹ А.Г.

¹Институт геологии ДНЦ РАН, ²Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

АННОТАЦИЯ

Анализируются данные режимных наблюдений за вариациями кажущегося сопротивления (КС) горных пород, полученные на сети геофизических станций «Георезистор».

Проведен корреляционный анализ данных режимных наблюдений за вариациями кажущегося сопротивления горных пород на сети пунктов на однотипном оборудовании, с целью выяснения природы наблюдаемых вариаций КС.

ВВЕДЕНИЕ

Проводя режимные наблюдения за вариациями кажущегося сопротивления горных пород в различных регионах, условиях мы столкнулись с одной серьезной проблемой – однозначностью интерпретации полученных результатов. Несмотря на то, что удалось получить непрерывные по годам ряды значений, исключив «человеческий» фактор в измерениях. Первые «удачные» интерпретации, когда кривая КС сопоставлялась с сейсмическими данными в районах крупных водохранилищ, и последовавшие затруднения после нескольких лет наблюдений, привели нас к выводу: после обводнения горных пород под ложем водохранилища и его бортов “плотинный” эффект увеличения сейсмичности начинает уменьшаться, другими словами уменьшается коэффициент корреляции изменений r_k с проявлениями сейсмичности, и также меняется механизм формирования очага землетрясения вблизи водохранилища[1]. Прямой анализ, когда вариации КС сравниваются с какими либо, одним или несколькими параметрами, не приведут к объяснению природы наблюдаемых вариаций. Мы считаем, что только синхронно работающая сеть станций с однотипным оборудованием может помочь в решении этой проблемы. С этой целью в Институте геологии ДНЦ РАН была создана такая сеть наблюдательных пунктов из геофизических станций «Георезистор»[2].

Сколько должно быть станций, чтобы вести синхронные наблюдения? Из корреляционного анализа известно, что если число коррелируемых рядов данных будет три, то коэффициент корреляции будет очень высок, при условии, что корреляция между рядами вообще есть. Если число коррелируемых рядов данных будет четыре, то коэффициент корреляции будет равен единице. Таково свойство корреляционного анализа. Минимальное количество станций, между рядами которых проводится корреляционный анализ, должно быть - пять[3]. Что мы могли бы получить в идеальном случае, когда на нашей сети есть синхронные, отличающиеся только по фазам, изменения КС? Зная координаты пунктов наблюдения, фазы синхронных изменений, мы получили бы координаты области криповых деформаций, нарастающих в земной коре перед сильными землетрясениями в области подготовки очага, которые вызывают изменение напряженного состояния земной коры на больших удалениях от фокальной зоны. Другими словами мы получили бы координаты места будущего сейсмического события. При проведении анализа вариаций КС на нашей сети станций мы пришли к выводу, что станции находятся в различных блоковых структурах[4]. Одной из важнейших характеристик горных массивов является разломно - блоковая структура (РБС). Зарождаясь на стадии литефикации в осадочных, кристаллизации в магматических, постметаморфических преобразований в метаморфических породах, проходя в дальнейшем неоднократные перестройки в меняющемся поле тектонических напряжений, а также приобретая специфические признаки в приповерхностной зоне литосферы, РБС горных массивов постоянно видоизменяется. Иметь по пять станций в каждой блоковой структуре вот то, что нужно для уверенного решения поставленной задачи, но на сегодняшний день для нас затруднительно.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

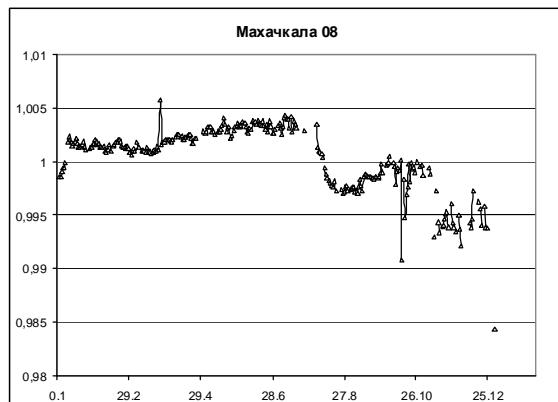
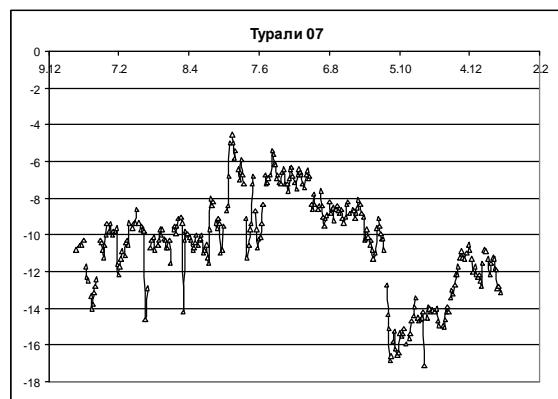
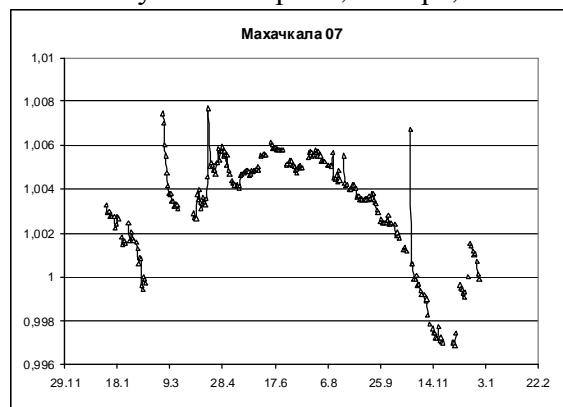
Первые предварительные результаты проведенного нами анализа представлены в [4]. Где анализируются вариации КС на измерительных пунктах в рассматриваемых районах за 2007 год на сети станций «Георезистор» в измерительных пунктах Чиркей, Изберг, Махачкала и Турали. Продолжим анализ, представленный в [4], данными за 2008 и 2009 гг., а также проанализируем вариации КС на каждом из пунктов по годам, на предмет возможных сезонных и других зависимостей.

На рисунке 1 представлены вариации КС на пунктах Махачкала и Турали за 2007-2009 гг., а на рисунке 2 вариации КС на пунктах Чиркей – Изберг за эти же годы. Ранее

[4], мы определили, что измерительные пункты Махачкала и Турали находятся в одной блоковой системе, а пункты Чиркей – Изберг – в другой. На рисунке 1 видна, слабо выраженная, сезонность вариаций КС на измерительных пунктах Махачкала и Турали, а на рисунке 2 на измерительном пункте Изберг. Проведем корреляционный анализ рядов данных КС полученных на наших измерительных пунктах за 2007 – 2009 гг.

Анализ данных на каждом из пунктов, для выявления возможной сезонности и между пунктами, как это было сделано ранее за 2007 г. в [4].

В таблице 1 представлены значения коэффициентов корреляции к рядам данных полученных на измерительных пунктах Чиркей, Изберг, Махачкала и Турали.



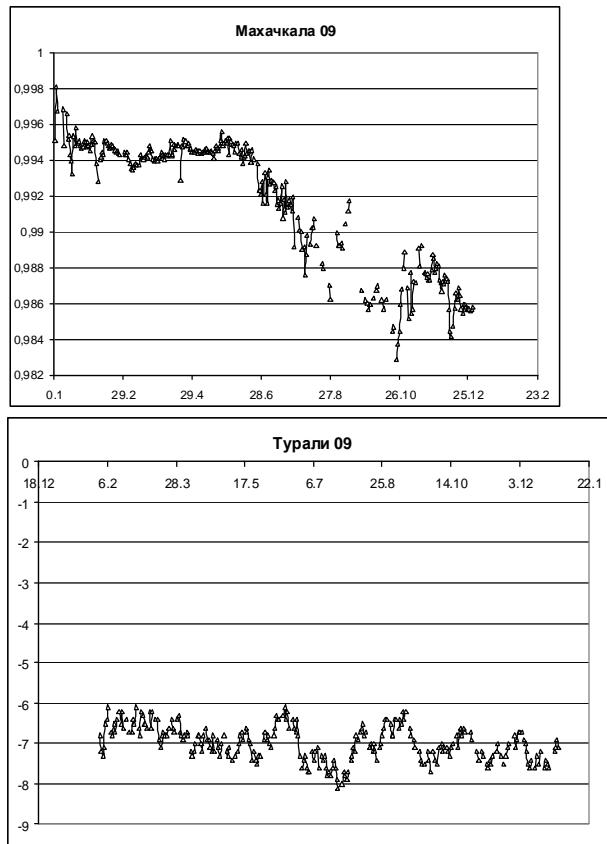
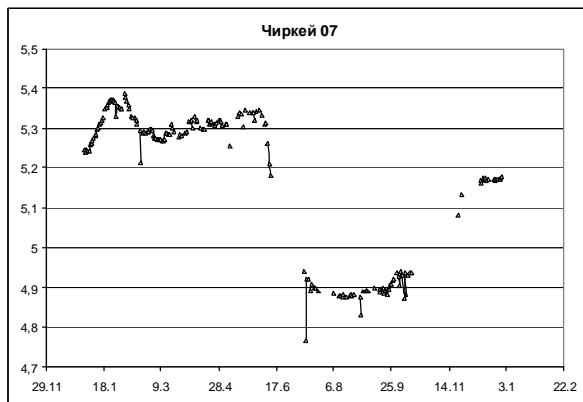


Рис. 1 Вариации КС на измерительных пунктах Махачкала и Турали за 2007-2009 гг.

За 2007 год наблюдается хорошая корреляция между рядами данных на измерительных пунктах Махачкала-Турали коэффициентом корреляции $k = 0,6$ и Чиркей-Изберг с $k = 0,7$. В 2008 году наблюдаемая «картина» изменилась, корреляция между рядами данных на измерительных пунктах Махачкала-Чиркей $k = 0,64$, чего не было за многие предыдущие годы. На измерительных пунктах Махачкала-Турали $k = 0,5$, а на пунктах Чиркей-Изберг $k = -0,07$. В 2009 году наблюдаем ситуацию похожую с 2007 годом. На измерительных пунктах Махачкала-Турали $k = 0,4$, стабильно уменьшается из года в год ($0,6; 0,5; 0,4$). На пунктах Чиркей-Изберг $k = 0,52$, а корреляция между рядами данных Махачкала – Изберг, Чиркей стала отрицательной.

Рассмотрим полученные значения коэффициентов корреляции на каждом из измерительных пунктов представленных в таблице 2. Отметим хорошую корреляцию на измерительном пункте Махачкала с коэффициентами корреляции k за 2007 - 2008 гг.



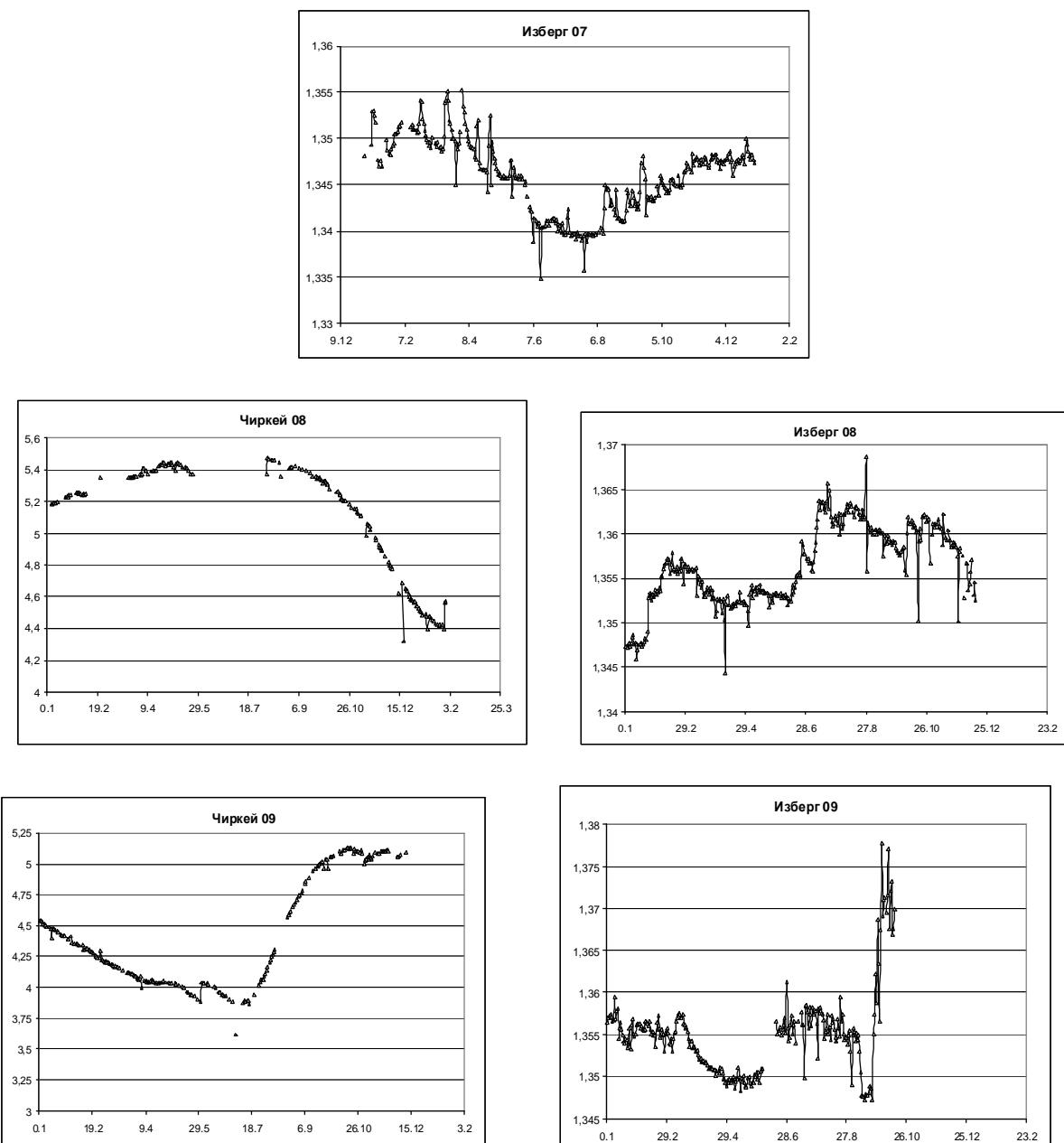


Рис 2. Вариации КС на измерительных пунктах Чиркей – Изберг за 2007-2009 гг.

Таблица 1

Коэффициенты корреляций рядов данных сети станций по годам

2007	Чиркей	Изберг	Махачкала	Турали
Чиркей	*	0,7	<0,1	<0,1
Изберг	0,7	*	<0,1	<0,1
Махачкала	<0,1	<0,1	*	0,6
Турали	<0,1	<0,1	0,6	*
2008				
Чиркей	*	-0,07	0,64	-0,24
Изберг	-0,07	*	-0,39	-0,45
Махачкала	0,64	-0,39	*	0,46
Турали	-0,24	-0,45	0,46	*
2009				
Чиркей	*	0,52	-0,79	-0,06
Изберг	0,52	*	-0,6	-0,15
Махачкала	-0,79	-0,6	*	0,38
Турали	-0,06	-0,15	0,38	*

$k_{7,8} = 0,7$, за 2008-2009 гг., $k_{8,9} = 0,7$ и $k_{7,9} = 0,6$. Как мы отмечали ранее [4], геологические условия на измерительных пунктах Махачкала и Изберг приблизительно одинаковы и уровни грунтовых вод находятся на глубине 3 - 3,5 и 4 – 4,5 метров, а коэффициенты корреляции на пункте значительно отличаются $k_{7,8} = -0,51$; $k_{8,9} = 0,3$;

$k_{7,9} = -0,14$. На основе вышеизложенного анализа можно сделать вывод, что на измерительном пункте Изберг нет сезонных вариаций КС. На пункте Турали геологическое строение отличается от пункта Махачкала и дополнительно высок уровень промышленных помех. Коэффициенты k имеют значения: $k_{7,8} = 0,5$; $k_{8,9} = -0,05$;

$k_{7,9} = -0,006$. И в этом случае мы можем утверждать, что на измерительном пункте Турали нет сезонных вариаций КС. Аналогично можно утверждать и для измерительного пункта Чиркей, где k имеют значения: $k_{7,8} = -0,05$; $k_{8,9} = -0,66$; $k_{7,9} = -0,62$. На измерительном пункте Чиркей также нет сезонных вариаций КС.

Таблица 2

Коэффициенты корреляций рядов данных по каждой из станций

	2007*2008	2008*2009	2007*2009
Махачкала	0,68	0,73	0,6
Турали	0,5	-0,05	-0,006
Изберг	-0,51	0,3	-0,14
Чиркей	-0,05	-0,66	-0,62

При анализе данных за 2008 и 2009 гг. как и за 2007 год не обнаружено четкой корреляции с атмосферными осадками. Проверить связь с сейсмической активностью не удалось из-за отсутствия опубликованного каталога землетрясений за 2008 и 2009 гг.

Мы считаем, что наблюдаемая сезонность вариаций КС на измерительном пункте Махачкала связан с тем, что пункт находится в парковой части территории Института геологии Дагестанского НЦ РАН. Регулярный полив в летний период, высокий уровень грунтовых вод, деревья и другие насаждения, растущие в парке высасывающие влагу из почвы все это в комплексе, оказывает влияние на сезонные вариации КС.

ВЫВОДЫ

- 1 Сезонные изменения КС могут наблюдаться только на измерительных пунктах находящихся в местах с сильной растительностью (лес, парк) и неглубоким залеганием уровня грунтовых вод.
- 2 Вариации КС на сети станций «Георезистор» за 2007- 2009 гг. не связаны с атмосферными осадками. Медленные изменения КС могут вызвать только атмосферные осадки, значительно превышающие 100 мм/мес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Казарьянц Г.С. Особенности электрических свойств горного массива при “плотинных” землетрясениях (на примере Чиркейского водохранилища) // Диссертация на соискание ученой степени к.ф.-м.н. М.,1992.241 с.
2. Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Абдуллаев Ш.-С.О., Хаджи Б.А. Станция для электрического зондирования «Георезистор» // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Воронеж. 2001. С. 86-87.
3. Четаев Д.Н. Дирекционный анализ магнитотеллурических наблюдений - М.,1985.-228 с.
4. Анализ вариаций кажущегося сопротивления горных пород в сейсмоактивных районах // Тр. ИГ ДНЦ РАН. вып. №54. Махачкала 2009. С. 64-70

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ГОДОГРАФ РАЙОНА ЧИРКЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ДАГЕСТАНЕ

*Асманов О.А., Левкович Р.А.
Дагестанский филиал ГС РАН*

Фронтальная часть тектонической области «Дагестанский клин», где располагается и Чиркейское водохранилище, относится к наиболее сейсмически активным областям

Кавказа, а землетрясение 14 мая 1970 г. ($M=6,6$; $J_0=9$ баллов) – является сильнейшим из известных на Северном Кавказе.

Сеть инструментальных сейсмических наблюдений начала развиваться в Дагестане после этого события. Эпицентральные инструментальные наблюдения афтершоковой последовательности, проведённые экспедицией Института физики Земли (Н.В. Шебалин и Д.Н. Руставович) были кратковременны и не были использованы для локального уточнения стандартного годографа Кавказа.

Начиная с момента заполнения Чиркейского водохранилища осенью 1974 г., рассматриваемый район характеризуется возникновением большого числа землетрясений, в основном мелкофокусных, низкой и средней по сейсмической энергии. Такой феномен связывают с техногенным возбуждением от создания и эксплуатации Чиркейского водохранилища, относя к его воздействию и сильные ($M=5-5,4$) землетрясения по его обрамлению в период заполнения.

В начальный период заполнения водохранилища по его периферии возникали рои низкоэнергетических землетрясений, завершившихся единичным событием на уровне $K=11-12$. По макросейсмическим эффектам землетрясения рои были мелкофокусные.

Малочисленная, в этот период формирования, сеть сейсмостанций не могла обеспечить надёжное определение глубин очагов землетрясений.

Однако по малым значениям разности времени t_{s-p} , было очевидно, что очаги землетрясений в зоне водохранилища мелкофокусны, находясь в области глубин 3-10 км.

К моменту «перестройки» в тектонической области «Дагестанский клин» существовала уже достаточно плотная сеть сейсмостанций, одной из задач которой было изучение техногенного влияния на сейсмический режим территории. На рис. 1 представлена сеть сейсмостанций вокруг Чиркейского водохранилища, наблюдения которых в период 1989-1996 гг. использованы в определении гипоцентров методом Вадати.

Район водохранилища азимутально полностью окружён сетью сейсмостанций ДФ ГС РАН с расстояниями между ними от 17 до 30 км., что позволило применить метод Вадати для определения геометрических параметров для очень большого числа землетрясений этого района.

Ложем водохранилищем, где расположен основной его объём, является неглубокая мульда, выполненная глинистыми палеогеновыми отложениями. На стыке хребтов Салатау и Гимринского, бронированных от эрозии мощными карбонатными толщами, начинается глубокий Сулакский каньон, где располагается хвостовая часть Чиркейского водохранилища.

Центр ложа водохранилища располагается между сейсмическими станциями Дубки и Карапай в 10 км. от каждой из них. Сейсмостанции Дубки и Карапай расположены на выходах верхнемеловой карбонатной толщи и по строению верхней части осадочной толщи не отличаются друг от друга. Разрез под сейсмостанцией Карапай не отличается от разреза хребта Салатау в районе каньона и борта водохранилища. В строении купола Хадум, на котором расположена сейсмостанция Дубки, предполагается криптолакколит (подтверждается работами МОВЗ), поэтому его вертикальный скоростной разрез не может соответствовать разрезу по водохранилищу.

Согласно допущению Ю.В. Ризниченко о возможности определения скорости сейсмических волн в области массового расположения очагов землетрясений [1], предпринята попытка установить вертикальный сейсмический годограф для зоны ложа Чиркейского водохранилища.

Для построения использованы гипоцентральные данные, определённые методом Вадати, для части землетрясений, расположенных в радиусе 15 км от центра ложа водохранилища. Поскольку в центре водохранилища нет сейсмостанции, а сейсмический разрез под сейсмостанцией Дубки может сильно не соответствовать разрезу под водохранилищем, то построение вертикального годографа произведено по данным сейсмостанции Карапай.

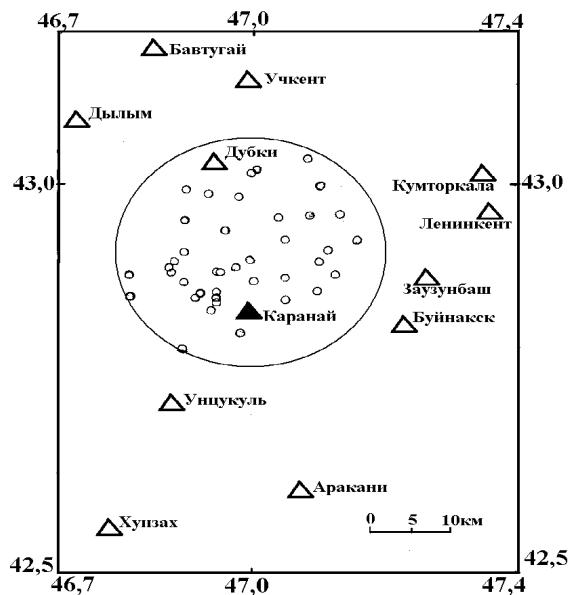


Рис. 1. Расположение сейсмостанций, участвовавших в определении координат очагов землетрясений методом Вадати. В круге показаны эпицентры очагов землетрясений, по которым выбраны значения параметра t_{s-p} по сейсмической станции Карапай.

Для верхней части разреза (до $h=5$ км) разброс значений t_{s-p} был настолько велик, что построение годографа для этого отрезка глубин было недопустимо.

Для более глубокой части разреза визуально уже можно было выделить области, где данные (по методу Вадати) ложатся в узкие области с возможностью найти приближённые закономерности. Эти очаги землетрясений нанесены внутри круга (рис. 1).

Распределение параметра t_{s-p} по глубине по данным сейсмостанции Карапай показано на рис. 2. Здесь в интервале глубин 5–13 км наблюдается облако значений времени t_{s-p} , разброс которых позволяет получить приближённую среднюю зависимость изменения фиктивной скорости (v_f) от глубины в этом отрезке времени.

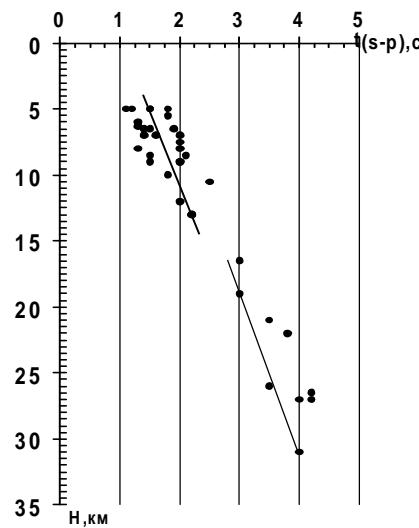


Рис. 2. Распределение по глубине значений времени t_{s-p} по сейсмостанции Карапай от очагов землетрясений под Чиркейским водохранилищем.

Средние значения фиктивной скорости в этом интервале глубин составят 3,3 км/с для глубины 5 км, 4,0 км/с для глубины 8 км и 5 км/с для глубины 11 км. Если провести расчёт по минимальным временам t_{s-p} , то фиктивные скорости составят для глубины 5 км – 4,5 км/с, для глубины 9 км – 6 км/с, для 11 км – 6,0 км/с.

В более глубоких частях разреза имеется небольшое количество данных, всего 9 значений в интервале глубин 16,5–31 км. Для некоторых времен t_{s-p} отмечается большой разброс глубин (для времени $t_{s-p} = 3,5$ с разброс глубин от 21 до 26 км). Осреднение прове-

ли через нижнюю точку этого времени ($h=26$ км) и среднее значение фиктивной скорости в этом случае составит 6,3 км/с на глубине 19 км, 7,2 км/с на глубине 25 км и 8,0 км/с на глубине 31 км. По нанесенным данным максимальное значение фиктивной скорости на глубине 31 км достигает 8,8 км/с, минимальное её значение на глубине 22 км – 6,2 км/с, а на глубине 27 км равны 6,35 -6,75 км/с.

Полученный вертикальный годограф для зоны Чиркейского водохранилища существенно отличается от стандартного Кавказского тем, что позволяет оперировать данными сейсмостанций при малых значениях t_{s-p} с внесенными уточненными значениями.

Литература

1. Ризниченко Ю.В. Методы массового определения координат очагов землетрясений и скоростей сейсмических волн в области расположения очагов. / Изв. АН СССР. Геофизика. 1958 г. - № 4, С. 21-29.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ПОТОКА РАДОНА НА СТРУКТУРЕ ТАЛГИ

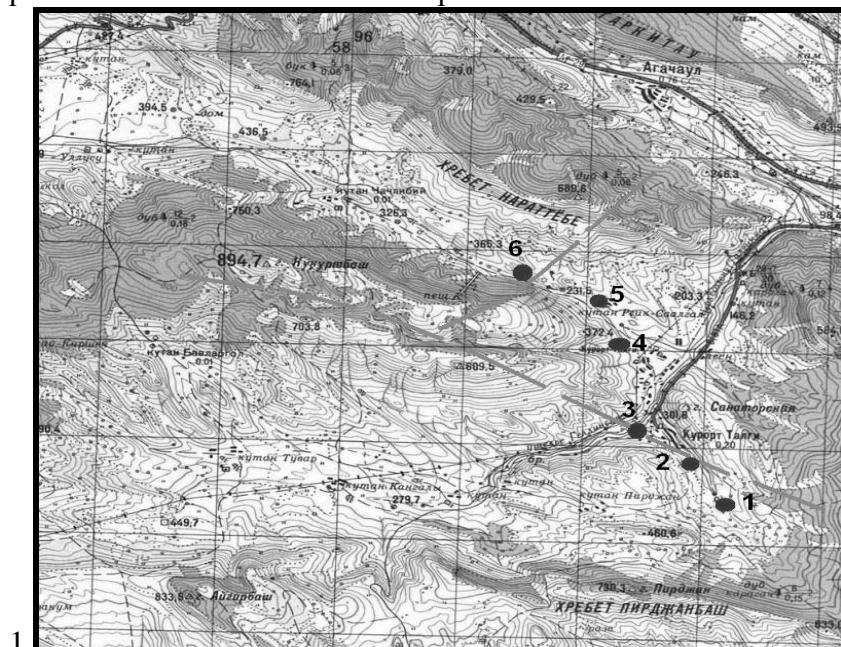
*Бабаев М.Р., Газалиев И.М., Идрисов И.А.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Радон – радиоактивный одноатомный газ без цвета и запаха. Входит в состав радиоактивных рядов 238 U, 235 U и 232 Th. Он постоянно образуется в природе при радиоактивном распаде материнских ядер. Поступление радона на земную поверхность осуществляется из геологической среды и зависит от особенностей её строения: развития магматических пород, проницаемых зон (разломов), динамики подземных вод, наличия залежей углеводородов и т.д. [1].

Радон является одним из элементов, вносящих существенный вклад в дозу облучения населения. Его изотопы, накапливаясь в приземном слое атмосферы, а также в воздухе жилых и общественных помещений, при вдыхании попадают в организм человека и способны вызывать тяжелые заболевания и патологические нарушения. Поэтому выявление зон разгрузки радона на поверхность является одной из актуальных задач при оценке радиоопасности территорий.

Район исследований расположен в юго-восточной части Дагестанского клина и представляет один из его крупных тектонических выступов. Характеризуется геодинамической активностью и развитием серии разрывных нарушений регионального и местного характера, по зонам которых можно ожидать поступление радона в приземную атмосферу.

На обследуемой территории было заложено 6 точек отбора, пространственное расположение которых показано на рис.



Показаны линии разрывных нарушений. Точками показаны участки отбора проб.

Рис.1. Карта района работ.

При помощи пробоотборника «ПОУ-04» отбирались пробы воздуха в приповерхностном слое для определения плотности потока радона (ППР). Шаг отбора проб составил порядка 500 м. Определение радона проводилось на радионометре портативном «РРА-01М-01» по аттестованным методикам, поставляемым в комплекте с используемым оборудованием.

На рис. 2. представлено изменение значений ППР по точкам отбора проб.



Рис.2. Распределение плотности потока радона по точкам отбора.

Анализ полученных данных показывает, что, в целом, уровни потока радона схожи с исследованным участком севера г. Махачкалы [2]. Наряду с фоновыми значениями ППР (менее 20 мБк/с·м²), отмечаются аномально высокие величины (75-166 мБк/с·м²). Относительное большое число точек с высокими уровнями потока радона во многом связано со спецификой данного исследования и селективным отбором проб в зонах разломов.

Выявленные участки с повышенным потоком радона контролируются разрывной тектоникой. Максимальные концентрации радона выявлены в точках (4, 2), непосредственно заложенных над зонами разломов. Незначительные уровни потока радона в точке 3 (заложенной в зоне разлома) требует дальнейших исследований. Возможно, это свидетельствует о сложной специфике притока газов по проницаемым зонам в рассматриваемом районе. За пределами подобных зон уровни потока радона значительно меньше (1, 5). Для получения более однозначных результатов необходимо детальные исследования с заложение более густой сети отбора проб и дублированием экстремальных значений.

В результате проведенных исследований можно констатировать, что на обследованной территории отмечается пространственная неоднородность потока радона. Выделяются участки с повышенной плотностью потока радона, приуроченные к зонам разрывных нарушений. Высокие значения ППР свидетельствуют о необходимости учета этого параметра при застройке территории.

Литература

- Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. Радиоактивность окружающей среды. М.: БИНОМ, 2006, 288с.
- Газалиев И.М., Идрисов И.А., Бабаев М.Р. Изучение плотности потока радона на территории г. Махачкалы // Ресурсы подземных вод юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству: Тр. Ин-та геологии ДНЦ РАН. Вып.55. Махачкала, 2009. С. 263-266.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ ДАГЕСТАНА В ПЕРИОДЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

*Газалиев И.М.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Работами многих исследователей показано, что в периоды подготовки землетрясений и после них образуются зоны геохимических аномалий, проявляющиеся в изменении солевого, газового и химического состава подземных вод. Привлечение изотопных мето-

дов позволяет получить информацию о генетической природе этих аномалий и более эффективно использовать их в прогностических целях.

Впервые изменение изотопного параметра в связи с сейсмическим событием наблюдал А.И. Фридман [1]. При проведении газовой съемки в пробах отобранных на одном и том же участке им было отмечено изменение изотопного состава углерода углекислого газа подпочвенного воздуха от -23,7 ‰ за 10-12 часов до Анапского землетрясения 1966 г. до -29,2 ‰ спустя 2 месяца.

На примере Дагестанского землетрясения 1970 г. Н.И. Хитаровым и др. [2] впервые на достаточно представительном материале был установлен эффект в виде сдвига изотопного состава углерода метана и углекислоты газопроявления, приуроченного к эпицентральной зоне. При афтершоках землетрясения величина $\delta^{13}\text{C}$ метана изменялась от -37 до -60 ‰, т.е. более чем на 20 ‱, а углекислого газа – от -7 до -26 ‰. При этом общая тенденция изменения $\delta^{13}\text{C}$ углекислоты являлась как бы зеркальным отображением поведения изотопов углерода метана.

Г.И. Войтов, Д.Г. Осица и др. [3, 4] обнаружили изменение содержанийдейтерия и изотопа ^{13}C в CO_2 и CH_4 природных газов, поступающих на поверхность в сейсмоактивном районе Дагестанского клина (Зурамакентский источник) при землетрясениях, которыми в 1974 г. сопровождалось заполнение водохранилища Чиркайской ГЭС.

В.Е. Ерохиным с соавторами [5], а также Б.М. Валяевым, В.П. Карповым и др. [6] в результате режимных наблюдений с отбором проб через каждый час было установлено, что в течение суток в сейсмически спокойное время имеют место колебания величины $\delta^{13}\text{C}$ CO_2 и CH_4 в газах скв. 22Т Махачкала и канала озера Аджи, которые достигают значений 3-5 ‰ и даже более и имеют выраженный ритмический характер. Эти вариации, по мнению авторов, могли быть вызваны как изменением геодинамической обстановки в глубоких частях литосферы, так и влиянием космических факторов (лунно-солнечные приливы).

В 1974-77 гг. сотрудниками Московского геологоразведочного института проводились режимные наблюдения по изучению вариаций изотопного состава углерода и гелия [7-9]. Ежедневно отбирались пробы свободного газа из изливающихся разведочных скважин 221 и 12-Г, расположенных в пределах медноколчеданного месторождения Кизыл-Дере. Район приурочен к зоне крупных тектонических нарушений и, в частности Главному Кавказскому (Ахтычайскому) разлому. Поэтому, подвижки, происходящие даже на значительном удалении от места отбора проб, но расположенные в зоне крупных региональных разломов могли оказать какое-то влияние на изменение состава, интенсивности миграции, а также изотопные отношения отдельных компонентов газофлюидных систем.

Район находился в области, охваченной сетью автоматических станций Института физики Земли и Дагестанского центра АН СССР, ведущих непрерывные наблюдения. Это обеспечило четкую привязку полученных данных к параметрам сейсмических событий (координаты, время и энергетический класс).

Как показали результаты исследований (рис. 1), основные закономерности в изменении $\delta^{13}\text{C}$ природных газов заключаются в том, что углерод метана максимально **облегчаясь за несколько дней до землетрясения, максимально **утяжеляется к моменту толчка. В то же время $\delta^{13}\text{C}$ углекислого газа изменяется в «противофазе», являясь зеркальным отражением по отношению к метану, то есть углерод CO_2 облегчается к моменту толчка и утяжеляется в относительно спокойный период между землетрясениями. Изотопные отношения углерода реагируют только на землетрясения от 9-го класса и выше. По-видимому, более слабые толчки настолько часты, что ими определяются фоновые значения $\delta^{13}\text{C}$.

При соблюдении общего характера поведения вариаций $\delta^{13}\text{C}$ для всех периодов (подготовки, собственно толчка и возвращении в спокойное состояние) наблюдается определенная зависимость между энергией и удаленностью очага сейсмического события, с одной стороны и амплитудой колебаний величины $\delta^{13}\text{C}$ - с другой. Для толчков 9-10 энер-

гетического классов, эпицентры которых удалены от района отбора проб, эта амплитуда составляет 0,15-0,20, 11-го класса – 0,35 и 15-го класса достигает 0,55 %.

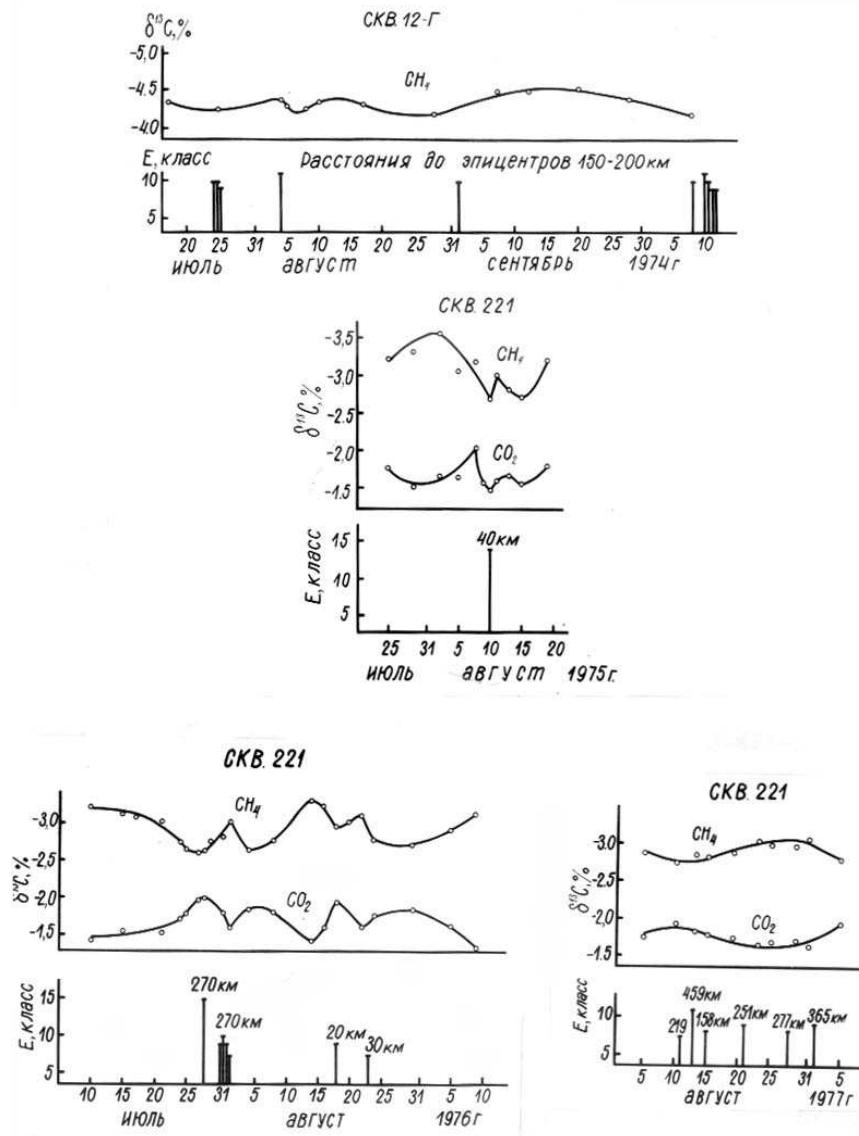


Рис 1. Вариации изотопного состава углерода метана и углекислоты в газах подземных вод месторождения Кизыл-Дере в периоды сейсмической активности.

При подготовке и разгрузке упругих напряжений близко расположенных землетрясений амплитуда изменения величины $\delta^{13}\text{C}$ резко возрастает, составляя 0,6 % для толчков 9-го класса и почти 1 % - 14 класса. Вариации изотопного состава углерода для дальних землетрясений характеризуются, как видно из графиков, плавным ходом кривой изменения величины $\delta^{13}\text{C}$; в случае близких землетрясений угол наклона этой кривой меняется сравнительно резко.

Накопленный материал позволил вывести эмпириическую формулу:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{K}{\sqrt{R}}$$

где: К - энергетический класс землетрясения (условные единицы);

R – расстояние от места наблюдения до эпицентра землетрясения (км);

α – коэффициент пропорциональности (для данного региона и вида землетрясений, в основном неглубокофокусных, он равен 0,5)

При наличии сети станций, производящих режимные систематические наблюдения за изменением величины $\delta^{13}\text{C}$, эту зависимость можно будет установить более детально и, по-видимому, использовать при прогнозе землетрясений.

Наблюдающиеся вариации изотопного состава углерода в газах сейсмоактивных областей большинством исследователей связывается с нарушением установившегося суквертикального потока природных газов процессами в гипоцентрах землетрясений, при которых в область разгрузки – атмосферу Земли возрастает приток изотопно-тяжелых газов из глубоких горизонтов. Однако, при оценке глубин, с которых происходит разгрузка этих газов, различные исследователи расходятся в мнениях. Так Г.И. Войтов и Д.Г. Осица [3,4] существенную роль отводят эндогенной, высокотемпературной газовой составляющей. По расчетам Д.Г. Осица [10], например, при Дагестанском землетрясении 1970 года для формирования зафиксированной изотопной аномалии [2] в водоносный горизонт должно было поступить не менее 2-3 объемов изотопно-тяжелого метана с глубин 10-12 км на 1 объем изотопно-легкого метана.

К другому выводу приходят М.И. Кучер, А.И. Фридман и Э.М. Прасолов [9]. Для изучения влияния генетически различных компонентов в периоды сейсмической активности на установившийся флюидальный режим проводились режимные наблюдения за изменением во времени изотопного состава гелия и аргона в газах подземных вод в районе месторождения Кизыл-Дере.

Пробы природных газов отбирались с 21 июля по 21 сентября 1976 г., в том числе и в день толчка 28 июля (табл. 1).

Таблица 1
Изотопы гелия и аргона в газе месторождения Кизыл-Дере [9]

Дата отбора	${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^{-8}$	${}^{40}\text{Ar}_p/{}^{40}\text{Ar}, \%$	${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}_p$	Содержание, об. %		
				${}^4\text{He}$	${}^{40}\text{Ar}_v$	${}^{40}\text{Ar}_p$
21.7.76	3,8	10,7	6,7	0,093	0,115	0,0138
25.7.76	4,0	9,9	7,2	0,092	0,116	0,0128
27.7.76	–	7,2	7,9	0,085	0,139	0,0108
28.7.76	4,0	6,4	7,8	0,080	0,150	0,0104
29.7.76	3,8	8,9	6,0	0,082	0,140	0,0137
31.7.76	3,6	8,8	7,3	0,085	0,122	0,0118
01.8.76	–	8,5	7,5	0,085	0,122	0,0113
10.8.76	4,4	7,9	5,9	0,072	0,143	0,0122
16.8.76	3,6	11,4	4,7	0,080	0,133	0,0171
23.8.76	4,3	11,1	6,0	0,087	0,116	0,0144
30.8.76	–	11,1	5,2	0,086	0,132	0,0164
01.9.76	3,5	10,3	5,9	0,086	0,127	0,0145
03.9.76	3,9	8,9	6,9	0,087	0,129	0,0126
10.9.76	4,2	10,9	5,7	0,086	0,123	0,0150

Содержание гелия ($0,085 \pm 0,005$) и его изотопный состав ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (3,9 \pm 0,3) \cdot 10^{-8}$ постоянны, вариации не превышают погрешности методики. В содержании и изотопном составе аргона 27-29 июля отмечается изменение. Доля радиогенного аргона, в другие дни составляющая $10 \pm 1,2 \%$, снижается в день толчка до $6,4 \%$. Это снижение обусловлено одновременно возрастанием концентрации воздушного аргона от $0,125 \pm 0,009$ до $0,150 \%$ и уменьшением содержания радиогенной компоненты от $0,014 \pm 0,002$ до $0,010 \%$. Отмечается также некоторое возрастание отношения ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ от $6,3 \pm 0,9$ до $7,8$.

Отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в данном районе коровье ($\sim 4 \cdot 10^{-8}$) и не фиксируется заметной примеси мантийного гелия (его доля не превышает $0,1 \%$). Присутствие глубинных газов корового происхождения, несомненно. На это указывают высокие (для такого рода объектов и такого района) содержания радиогенных газов, значительная доля радиогенного аргона (${}^{40}\text{Ar}_p/{}^{40}\text{Ar}$) и, наконец пониженное отношение ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}_p$, отвечающее в общем случае повышенной температуре выделения этих газов из пород.

Присутствуют также и близповерхностные газы. Содержание воздушного аргона довольно велико (0,13 %). Соответствующее этому значению содержание воздушного азота 11-4,7 %. Таким образом, из изотопных данных следует, что в изученном объекте присутствует смесь коровых газов значительных глубин с близповерхностными, атмосферными при пренебрежимо малой доле мантийных.

Рассмотрение полученных данных показывает, что значимых изменений в изотопном составе гелия не обнаружено, следовательно, в момент толчка и в течение полутора месяцев после него не проявилось влияние мантийных флюидов. Заметно повысилось в момент толчка отношение $^{40}\text{He}/^{40}\text{Ar}_\text{p}$, что может быть истолковано как увеличение доли радиогенных газов, выделяющихся из более холодных пород, ближе расположенных к поверхности. Наиболее существенные изменения отмечаются в содержании воздушного аргона – на 20 %. В момент толчка резко увеличивается вклад $^{40}\text{Ar}_\text{в}$ и, вероятно, других воздушных газов.

Результаты проведенных исследований, показывают, что, вопреки мнению большинства исследователей, в момент сейсмического события в составе газов происходит увеличение доли не глубинных, а близповерхностных флюидов. Объясняется это тем, что исследуемые близповерхностные газопроявления «ощущают» специфическое поле напряжений, возникающее при подготовке землетрясений, прежде всего, по его воздействию на породы, расположенные в верхних горизонтах земной коры и непосредственно связанные с этими газопроявлениями

Таким образом, результатами работ по режимным изотопно-геохимическим наблюдениям в сейсмически активных районах установлено, что изотопный состав газов подземных вод является чутким индикатором процессов релаксации упругих напряжений в очагах землетрясений и может служить предвестником параметром. Для практического осуществления прогноза сейсмических событий необходимо, в первую очередь, выявить общую картину распределения изотопов углерода в газах конкретного объекта исследования в сейсмически спокойное время. С учетом этого фона по данным режимных наблюдений может быть произведена оценка связи изотопных эффектов с параметрами землетрясений. Природа возникновения аномалий изотопного состава газов в сейсмоактивные периоды зависит от тектонических особенностей района, обуславливающих конкретный флюидальный режим объекта наблюдения. В целом эта проблема достаточно сложна и требует дальнейшего изучения.

Другим вопросом, который остался невыясненным до настоящего времени – это существование зеркальной асимметрии в изменении изотопного состава углерода метана и углекислого газа в периоды сейсмической активности. При поступлении в флюидные системы газов глубоких горизонтов должно наблюдаться одновременное утяжеление углерода как метана, так и углекислоты, так как для углекислого газа, образующегося на больших глубинах характерно обогащение тяжелым изотопом углерода. Наблюдаемая асимметрия в изменении величин $\delta^{13}\text{C}$ обоих газов, то есть утяжелению изотопного состава углерода метана соответствует пропорциональное облегчение углерода углекислого газа, может свидетельствовать в пользу фракционирования по принципу изотопного обмена в системе CO_2-CH_4 . Вопрос о возможности происхождения этой изотопной реакции при низких (до 150-200°C) температурах остается открытым, и для ответа на него необходимо проведение детальных исследований.

Примечания:

* $\delta^{13}\text{C}$ – смещение изотопного состава углерода относительно стандарта ‰; определяется по формуле:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{C^{13}/C^{12}\text{обр}}{C^{13}/C^{12}\text{станд.}} - 1 \right] \cdot 1000$$

** облегчение и утяжеление изотопного состава углерода – обогащение соответственно легким (^{12}C) и тяжелым (^{13}C) изотопами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Фридман А.И. Природные газы рудных месторождений. М.: Недра, 1970
2. Хитаров Н.И., Войтов Г.И., Каспаров С.А., Крылова Т.А., Лебедев В.С. Об изотопных сдвигах углекислоты и углеводородов в газах после афтершоков землетрясений // Докл. АН СССР, т. 204, № 5, 1972.
3. Войтов Г.И., Осица Д.Г., Ерохин В.Е. и др. Особенности вариаций изотопного состава водорода при землетрясениях в период заполнения водохранилища Чиркейской ГЭС (Дагестан) // Докл. АН СССР, т. 242, № 5, 1978.
4. Войтов Г.И., Осица Д.Г., Карпов В.П. и др. Вариации химического состава природных газов и содержаний углерода ^{13}C в CO_2 и CH_4 в газах минеральных источников Зуромакент при заполнении водохранилища Чиркейской ГЭС (Дагестан) // Геохимия, № 3, 1979.
5. Изотопно-геохимические исследования в сейсмических областях в связи с разработкой методов прогноза землетрясений и выяснения связи изотопно-геохимических параметров с тектоническим режимом недр. Ерохин В.Е. и др. Отчет. Фонды ВНИЯГГ, 1979.
6. Валяев Б.М., Карпов В.П., Геленчукова Н.П. и др. Короткопериодические вариации изотопного состава углерода газов района Уруп-Преградная и канала Аджи // Докл. АН СССР, т. 245, № 4, 1979.
7. Кравцов А.И., Кучер М.И., Фридман А.И. и др. Результаты режимных наблюдений вариаций изотопного состава углерода в одной из сейсмоактивных областей Кавказа – Тез. докл. VI Все-союзного симпоз. По стабильным изотопам в геохимии. М., ГЕОХИ АН СССР, 1976.
8. Кравцов А.И., Фридман А.И., Кучер М.И. Об изменении изотопного состава углерода природных газов в зависимости от сейсмической активности // Геохимия, 1979, № 3.
9. Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 283 с.
10. Осица Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Недра, 1981. 203 с.

ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ПОИСКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА)

Копылова Г.Н. (*Камчатский филиал Геофизической службы РАН*)

Таранова Л.Н. (*Камчатский филиал Геофизической службы РАН*)

Гидрогеологический метод поиска предвестников землетрясений основывается на чувствительности подземной гидросферы к изменениям напряженно-деформированного состояния земной коры на стадиях подготовки землетрясений. Такая чувствительность может проявляться в аномальных изменениях гидродинамических и физико-химических параметров режима подземных вод перед сильными землетрясениями. Основу гидрогеологического метода составляет проведение регулярных наблюдений за параметрами режима подземных вод на источниках, самоизливающихся и пьезометрических скважинах; статистическая обработка временных рядов данных наблюдений с целью выделения сигналов подготовки землетрясений и разработка методов оценки сейсмической опасности и прогнозирования землетрясений по данным гидрогеологических наблюдений.

На Камчатке такие исследования целенаправленно проводятся с 1977 г. Большой вклад в их развитие внесли сотрудники Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, Камчатской опытно-методической сейсмологической партии (с 2005 г. Камчатский филиал Геофизической службы РАН), Камчатского центра мониторинга сейсмической и вулканической активности при Администрации Камчатской области, ОАО «Камчатгеология». Основные этапы развития гидрогеологической наблюдательной сети и методики исследований отражены в табл. 1. На рис. 1 представлены схемы расположения наблюдательных пунктов.

В настоящее время наблюдательная сеть включает 9 самоизливающихся скважин и 3 источника, на которых проводятся наблюдения за химическим составом воды и газа с периодичностью 1 раз в 3-6 суток. В составе подземной воды определяются концентрации HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , H_4SiO_4 , H_3BO_3 . В составе растворенного и свободного газа определяются методом газовой хроматографии O_2 , N_2 , Ar , CH_4 , He , H_2 , углеводородные газы. Проводятся измерения дебита (объемным способом) и температуры воды. Наблюдения за вариациями уровня воды в скважинах и атмосферного давления с периодич-

ностью 10 мин - 1 ч проводятся КФ ГС РАН и ОАО «Камчатгеология» на 6-ти пьезометрических скважинах с использованием цифрового регистратора Кедр А2, ультразвукового датчика уровня воды и датчика атмосферного давления.

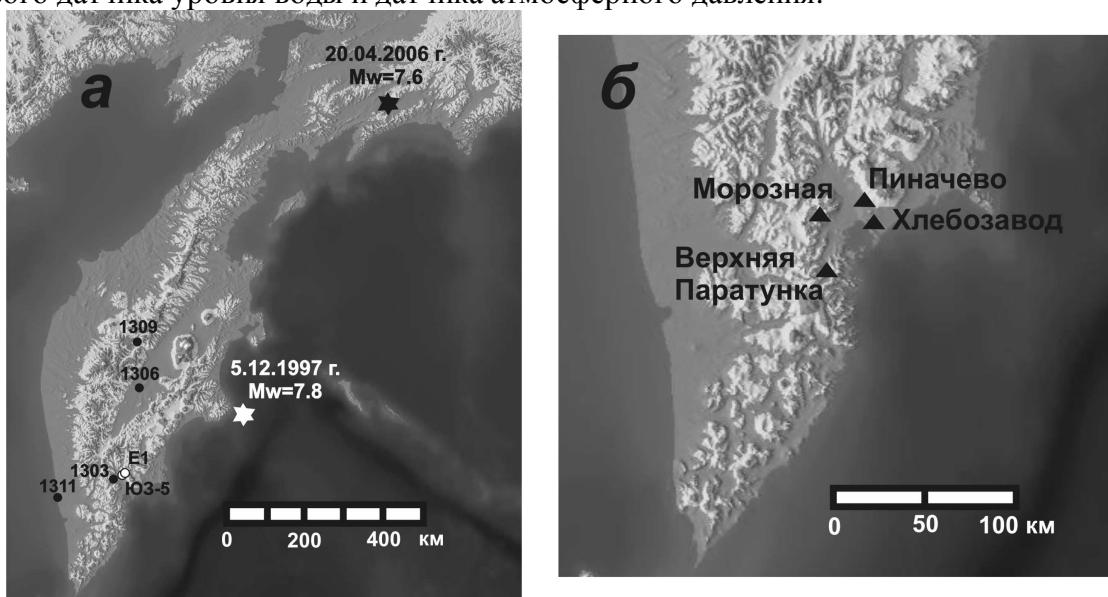


Рис. 1. Схемы расположения пьезометрических скважин КФ ГС РАН (светлые кружки) и ОАО «Камчатгеология» (темные кружки), на которых проводятся уровнемерные наблюдения (а), и пунктов гидрогеохимических наблюдений КФ ГС РАН, включающих самоизливающиеся скважины и источники (б). Звездами обозначены эпицентры двух сильнейших землетрясений: Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г., $M=7.8$ и Олюторского землетрясения 20.04. 2006 г., $M=7.6$, произошедших за время наблюдений.

Данные наблюдений представляют временные ряды параметров режима подземных вод длиной от первых лет до 30-ти лет, которые содержатся в пополняемых электронных базах данных в КФ ГС РАН и ОАО «Камчатгеология». В качестве дополнительной информации используются данные метеорологических наблюдений на ближайших метеостанциях и данные регистрации атмосферного давления и температуры воздуха на каждой станции.

Методика обработки данных гидрогеологических наблюдений в КФ ГС РАН включает применение статистических методов анализа временных рядов параметров режима скважин и источников для выделения аномальных изменений гидрогеологических параметров, в т. ч. барометрический и приливной анализ вариаций уровня воды, многомерный анализ временных рядов данных гидрогеохимических наблюдений, метод фликкер-шумовой спектроскопии и др.; систематизацию данных по аномальным изменениям параметров режима подземных вод в сопоставлении с произошедшими землетрясениями и разработку методов прогноза землетрясений по данным гидрогеологических наблюдений с оценкой их сейсмопрогностической эффективности. В ОАО «Камчатгеология» для обработки данных уровнемерных наблюдений используется методика построения гидрогеодеформационного поля (ГГД-поля), принятая в МПР России.

Основными результатами многолетних исследований являются обнаружение среднесрочных гидрогеологических предвестников в течение месяцев - недель, проявляющихся в аномальных изменениях уровня воды в скважинах, минерального и газового состава подземных вод перед землетрясениями с магнитудами $M \geq 6.6$ на расстояниях R до 200-300 км от пунктов наблюдений. На основе выявленных гидрогеологических предвестников предложены методы среднесрочной оценки опасности возникновения сильных землетрясений на Камчатке. По данным гидрогеологических наблюдений регулярно (с периодичностью 1 раз в 1-2 недели) ответственными исполнителями работ в КФ ГС РАН (Копылова Г.Н., Рябинин Г.В., Хаткевич Ю.М.) и в ОАО «Камчатгеология» (Смолина Н.Н.) представляются

прогнозные заключения в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, которые используются для подготовки заключений о сейсмической опасности в Камчатском крае.

Таблица 1.

Развитие наблюдательной сети и методики гидрогеологических исследований

Дата	Содержание работ	Организация
Декабрь 1976 г.	Организация наблюдений на пункте Пиначево (3 источника, самоизливающаяся скв. ГК-1 глубиной Н=1261 м); измерение дебита, температуры, концентраций компонентов химического состава воды и свободного газа 1 раз в 3 суток.	ИВ КОМСП с 1979 г
Сентябрь 1983 г.	Организация наблюдений на пункте Морозная (самоизливающаяся скв. 1, Н=600 м); измерение дебита, температуры, концентраций компонентов химического состава воды 1 раз в 3 суток.	КОМСП
1986 г.	Внедрение методики определения химического состава газа, растворенного в воде.	ИВ, КОМСП КОСМП
1987 г.	Организация уровнемерных наблюдений на скв. Е1, Н=665 м с использованием самописца «Валдай», периодичность регистрации 1 раз в сутки.	КОМСП
1989 г.	Организация наблюдений на скважинах пункта Верхняя Паратурка; измерение концентраций компонентов химсостава воды и растворенного газа 1 раз в 6 суток.	КОМСП
1992 г.	Организация наблюдений на пункте Хлебозавод (скв. Г-1, Н=2500 м); измерение концентраций компонентов химсостава воды и растворенного газа 1 раз в 3 суток.	КОМСП
1994 г.	Опубликование алгоритма оценки сейсмической опасности по данным гидрогеохимических наблюдений (Хаткевич, 1994; Копылова и др., 1994)	ИВ, КОМСП КЦМСиВА, ИФЗ
Январь 1996 г.	Организация цифровой регистрации уровня воды на скв. Е1 (периодичность 10 мин) с использованием регистратора ГИП-3 и датчика уровня ДУ.	КЦМСиВА, ИФЗ
Сентябрь 1997 г.	Организация цифровой регистрации уровня воды на скв. ЮЗ-5, Н=800 м (периодичность 10 мин) с использованием регистратора ГИП-3 и датчика уровня ДУ.	КОМСП
2001-2002 гг.	Модернизация системы уровнемерных наблюдений на скв. Е1 и ЮЗ-5; установка регистраторов Кедр-А2 и ультразвуковых датчиков уровня воды (ООО Полином, г. Хабаровск); периодичность регистрации 10 мин; - организация цифровых уровнемерных наблюдений на сети скважин ОАО «Камчатгеология» (скв. 1303, 1306, 1309, 1311); - внедрение программных средств информационной системы POLYGON для сбора, хранения и обработки данных уровнемерных наблюдений (Копылова и др., 2003). Создание методики обработки данных уровнемерных наблюдений для выделения сигналов сейсмичности (Копылова, Бормотов, 2004).	КГ КОМСП КОМСП
2004 г.	Организация цифровых уровнемерных наблюдений на скважинах ОАО «Камчатгеология» с периодичностью 10 мин	КГ
2005-2006 гг. 2007 г.	Модернизация системы уровнемерных наблюдений на двух скважинах ОАО «Камчатгеология»; использование регистратора Кедр-Д и телеметрической передачи данных (ООО Полином, г. Хабаровск).	КГ

Впервые яркие проявления гидрогеологических предвестников были зарегистрированы на пунктах Пиначево и Морозная перед Шипунскими землетрясениями 06.10.1987 г., M=6.6 и 02.03.1992 г., M=6.9. Эти землетрясения произошли на расстояниях 110-130 км от наблюдательных пунктов и сопровождались в г. Петропавловске-Камчатском сотрясениями интенсивностью 5-6 баллов по шкале MSK-64. Обоим землетрясениям предшествовали гидрогеохимические аномалии в составе подземных вод: понижение концентрации Cl^- и других глубинных компонентов (концентрации Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , H_3BO_3 , Li^+ , J^-) в составе воды скв. ГК-1 в течение 7-ми и 9-ти мес.; понижение концентрации HCO_3^- в воде скв. Морозная в течение месяца. В составе воды скв. Морозная перед вторым землетрясением наблюдалось также пропорциональное увеличение катионов Na^+ и Ca^{2+} и перераспределение анио-

нов за счет относительного роста концентрации SO_4^{2-} и уменьшения концентрации HCO_3^- . Минерализация воды увеличилась на 25%. Перед землетрясением 1992 г. в течение двух мес. также происходило увеличение амплитуды колебаний концентраций свободных газов. Наблюдались также и постсейсмические эффекты в изменениях дебитов, температуры и химического состава воды источников и скважин на пунктах Пинчево и Морозная.

На основе этих данных в 1994 г. Г.Н. Копыловой, В.М. Сугробовым и Ю.М. Хаткевичем был сформулирован алгоритм прогноза землетрясений в районе г. Петропавловска-Камчатского по данным гидрогоехимических наблюдений на самоизливающихся скважинах: ««Наиболее выраженным признаком подготовки сильного землетрясения, сопровождающегося сотрясениями не менее 5-ти баллов в районе г. Петропавловска-Камчатского, является совместное проявление относительного уменьшения концентрации хлора в воде скв. ГК-1 в течение не менее 5 месяцев с аномальными вариациями других показателей режима источников и скважин: ., уменьшением концентрации HCO_3^- и другими аномалиями химического состава воды скв. 1, появлением аномалий газового состава скв. ГК-1».

Результаты многолетних наблюдений на скв. ГК-1 показывают, что гидрогоехимический предвестник в форме понижения концентрации хлора в воде проявлялся перед шестью сильными землетрясениями с $M=6.6-7.8$ из девяти произошедших. Отсюда величина вероятности связи такого предвестника и землетрясений составляет 0.7 ($p=6/9$). Также было обнаружено, что для этой системы «скважина - резервуар подземных вод» характерно некоторое время релаксации ее свойств после сильных сейсмических воздействий, когда гидрогоехимический предвестник не проявляется. Для того, чтобы он проявлялся, необходимо достаточно продолжительное время, чтобы система вернулась в квазистационарное состояние.

Для повышения эффективности обработки временных рядов данных гидрогоехимических наблюдений на самоизливающихся скважинах и источниках применялись методы многомерного статистического анализа, разработанные д. ф.-м. н. Любушкиным А.А., ИФЗ РАН, г. Москва. Используемые методы направлены на формализованное выделение сигналов синхронизации в совокупных изменениях параметров режима подземных вод, фиксирующие временные и частотные интервалы увеличения амплитуд или повышения стабилизации фаз отдельных спектральных компонент в изменениях всех или большинства временных рядов, составляющих многомерные ряды. Выявленные сигналы синхронизации в изменениях многомерных временных рядов данных наблюдений на самоизливающихся скважинах и источниках перед сильными землетрясениями представляют специфическую форму формализованных гидрогоеологических предвестников и указывают на развитие аномальных физико-химических состояний в подземных водоносных системах на стадиях подготовки таких событий. На примере 10-летних временных рядов вероятность связи таких предвестников и сильных землетрясений для различных водопроявлений составляет $p=1(5/5)-0.6(3/5)$. Это указывает на возможность использования гидрогоехимических предвестников для среднесрочного прогноза сильных камчатских землетрясений в комплексе с данными других сейсмопрогностических методов.

Проведение уровнемерных наблюдений в пьезометрических скважинах с периодичностью 10 мин. позволило получить принципиально новые данные о сейсмогидроэдинамических эффектах в системах «скважина – резервуар» на стадиях подготовки и реализации сильных землетрясений. Были обнаружены различные типы сигналов сейсмичности в изменениях уровня воды: гидродинамические предвестники, косейсмические скачки порового давления при образовании разрывов в очагах землетрясений; разнообразные постсейсмические изменения, вызванные прохождением сейсмических волн, как от местных, так и от сильных телесейсмических событий. Были также установлены основные закономерности формирования отклика уровня воды в скважинах на сейсмические воздействия, определяющиеся комплексом локальных условий, в частности, упругими и фильтрационными свойствами резервуаров, строением скважин, гидрогоеологическими условиями, такими как степень изолированности резервуара и состав порового флюида. Важным ре-

зультатом гидрогеодинамических исследований в скважинах является также понимание того, что на стадиях подготовки землетрясений может происходить как упругое деформирование резервуаров подземных вод при развитии предсейсмических движений в области будущего очага, так и увеличение емкости водовмещающих пород при развитии в них трещинной дилатансии.

В связи с Кроноцким землетрясением 05.12.1997 г., $M=7.8$ (рис. 1 а) в изменениях уровня воды в скважинах Е-1 и ЮЗ-5 зарегистрирован гидрогеодинамический предвестник, проявившийся в течение 3-х недель в синхронном понижении уровня воды в обеих скважинах. В связи с Олюторским землетрясением 20.04.2004 г., $M=7.6$ (рис. 1 а), эпицентр которого находился на расстоянии $R=750-1150$ км от скважин, наблюдались, в основном, постсейсмические изменения уровня воды, вызванные прохождением сейсмических волн.

По данным наблюдений на скв. Е1 обнаружено регулярное проявление гидрогеодинамического предвестника перед землетрясениями с $M \geq 5$ на расстояниях до 350 км в форме увеличения скорости понижения уровня воды. Ретроспективная оценка связи предвестника и землетрясений показала, что предвестник проявлялся перед 14-тью землетрясениями из 21-ого произошедшего, $p=0.7$ (14/21). При этом отношение времени тревоги к общему времени наблюдений составляет от 1/5 до 1/3 и оценка эффективности предвестника для прогноза составляет 3.2-2.1. Т. е. гидрогеодинамический предвестник в изменениях уровня воды в скв. Е1 может использоваться для среднесрочного прогноза землетрясений. Установлена также положительная корреляция времени и заблаговременности проявления предвестника от величины магнитуды землетрясения. Такое свойство гидрогеодинамического предвестника позволяет уточнять величину магнитуды прогнозируемого землетрясения.

Заключение. По данным многолетних наблюдений информативность гидрогеологического метода для среднесрочного прогноза камчатских землетрясений с $M \geq 7$ характеризуется величинами ретроспективной сейсмопрогностической эффективности 2-3 при вероятности связи гидрогеологических предвестников и землетрясений 0.7-0.8.

В качестве ведущего механизма образования гидрохимических и гидрогеодинамических предвестников рассматривается развитие на стадиях подготовки сильных камчатских землетрясений трещинной дилатансии в водовмещающих породах, увеличение их емкости, изменение проницаемости и гидродинамического взаимодействия контрастных по химическому составу подземных вод в зонах повышенной водопроводимости. В случае Кроноцкого землетрясения проявление гидрогеодинамического предвестника в двух скважинах могло быть связано с квазиупругим деформированием резервуаров подземных вод при развитии предсейсмических движений в области очага будущего землетрясения.

Развитие гидрогеологического метода поиска предвестников землетрясений связано с автоматизацией гидрохимических наблюдений на самоизливающихся скважинах и источниках и использованием интегральных показателей химического состава воды (например, ее электропроводности). Необходимо также обеспечить регистрацию уровня воды с периодичностью не более 1 с и создавать единую открытую базу данных гидрогеологических наблюдений.

Основной научно-методической проблемой гидрогеосейсмологических исследований является разработка новых и совершенствование имеющихся моделей формирования гидрогеодинамических и гидрохимических предвестников, ко- и постсейсмических эффектов в режиме отдельных наблюдательных скважин и источников с учетом локальных гидрогеологических условий и особенностей формирования гидродинамического и гидрохимического режима.

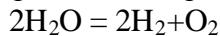
К ПРОЦЕССАМ РАДИОЛИЗА В ПЛАСТОВЫХ ВОДАХ ПРИКУМСКОЙ ЗОНЫ

Маммаев О.А., Маммаев Б.О.

Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

Радиолиз вещества – это химические превращения, протекающие в нем под действием ионизирующей радиации. Применительно к природным водам радиолиз означает изменение их структуры, химического, газового и микробиологического состава, или, другими словами, их радиогенная метаморфизация [1].

Еще первые исследования разложения воды под действием α -лучей, обнаружили, что количество молекул воды, разложившихся на водород и кислород того же порядка, что и число пар ионов, возникающих при действии α -лучей на воздух, т.е. $(1-3) \cdot 10^5$ пар на одну α -частицу [7, 8]. Отсюда можно полагать, что при образовании каждого атома гелия в воде возникает более ста тысяч атомов водорода и кислорода. На этом основании В.И. Вернадский предсказывал важную геохимическую роль радиолиза воды в природе: «Открытие вод, богатых радием, пластовых вод нефтяных месторождений, заключающих до $10^{-8} - 10^{-9}$ % Ra, заставляет считаться с возможностью распадения молекул воды под влиянием радиоактивных элементов и выделяемой ими энергии. Существование этого процесса – образование гремучего газа по уравнению



наряду с образованием перекиси водорода опытно констатировано для радия и радиевой эманации. Очевидно, что то же самое должно существовать для эманаций актиния и тория, для мезотория и для других продуктов распада ториевого и актиниевого ряда...

Эти явления в течение геологического времени должны играть большую роль, в частности в истории свободного кислорода, водорода, явлений жизни. Для радия можно дать минимальные числа. В год грамм радия дает по крайней мере 10,95 л (т.е. около б г) гремучего газа. Общий эффект этого явления должен быть огромный.» [34, с. 6].

Одним из значительных исследований отечественных авторов по радиолизу подземных вод и его геохимической роли является работа И.Ф. Вовка [1]. В данной работе автор обобщил собственные и многочисленные литературные данные по этой теме и систематизировал современные представления о процессах радиолиза воды и водных растворов и их влиянии на геохимию осадочных отложений.

Присутствие свободного кислорода в пробах воды глубоких горизонтов обычно объясняется некачественным отбором проб, в результате которого он попадает в них из воздуха. Попадание какой-то части кислорода из воздуха в процессе бурения скважин при отборе проб воды и выполнении анализов полностью не исключается. Но по исследованиям Л.К. Гуцало [10] в Днепровско-Донецкой впадине, количество атмосферного кислорода, который может раствориться в пластовых водах при высоких температурах и давлениях ($1-5 \text{ см}^3/\text{l}$) недостаточно, чтобы объяснить наблюдаемые его содержания и парциальные упругости более 10^5 Па. Не прослеживалась также зависимость между содержанием в водах кислорода и азота, как компонентов состава воздуха в соответствующих пропорциях.

Аналогичные исследования по глубоким горизонтам осадочной толщи разных регионов дали возможность многим авторам утверждать, что наиболее вероятным процессом образования свободного кислорода в глубокозалегающих пластовых водах является радиолиз воды.

С изложенных выше научных представлений можно рассматривать наличие процессов радиолиза и концентрации радия в пластовых водах нефтегазовых месторождений Прикумской зоны Дагестана.

Пластовые воды мезокайнозойских отложений Терско-Кумского бассейна обогащены радием в разной степени (табл. 1).

Для оценки насыщенности пластовых вод радием помимо концентрации радия в водах применяют коэффициент радионасыщенности (К)

$$K = \frac{Ra \cdot 10^{12}}{M},$$

где Ra – концентрация радия в воде (г/л);

M – минерализация воды (г/л).

Таблица 1.

Радионасыщенность пластовых вод Терско-Кумского бассейна

Название площади	Пласт	Возраст отложений	Содержание Ra, г/л	$\frac{Ra \cdot 10^{12}}{M}$ (Коэффициент радионасыщенности)
1	2	3	4	5
Юбилейное	–	пермо-триас	$(2 \div 8,0) \cdot 10^{-10}$	$3,1 \div 6,7$
	VI–VII	ср. юра	$(4,20 \div 8,62) \cdot 10^{-10}$	$3,4 \div 7,1$
	VIII	н. мел	$(4,23 \div 8,42) \cdot 10^{-10}$	$3,3 \div 6,6$
Русский Хутор	IX–X	–«–	$(4,29 \div 9,66) \cdot 10^{-10}$	$3,8 \div 1,5$
	VIII	–«–	$(4,13 \div 1,19) \cdot 10^{-10}$	$3,3 \div 9,5$
	XIII	в. юра	$(9,45 \div 14,6) \cdot 10^{-9}$	$72,0 \div 88,0$
Сухокумск	VI–VII	ср. юра	$(4,7 \div 11,5) \cdot 10^{-10}$	$3,30 \div 8,25$
	IX	н. мел	$(4,63 \div 10,2) \cdot 10^{-10}$	$4,28 \div 9,42$
	Мартовская	ср. юра	$(4,0 \div 10,6) \cdot 10^{-10}$	$2,8 \div 7,6$
Кизляр, Т.-Мектеб		караган чокрак	$(1,62 \div 8,6) \cdot 10^{-12}$	$0,16 \div 1,1$
Кизляр		апшерон	$(0,6 \div 15) \cdot 10^{-13}$	$0,2 \div 0,53$

Пределы концентраций радия в рассолах пермо-триасовых отложений составляют $(2,0 \div 8,0) \cdot 10^{-10}$ г/л, коэффициент радионасыщенности – $3,1 \div 6,7$. Наблюдается прямая корреляционная связь между содержанием радия в рассолах мезозойских отложений и их минерализацией. Причем для высокоминерализованных пластовых вод характерно как бы состояние насыщения в системе вода–вмещающие породы.

Содержание радия в водах юрских отложений образует интервал $(7,32 \div 136,48) \cdot 10^{-10}$ г/л, а коэффициент радионасыщенности составляет предел $5,0 \div 88,0$. Воды юрских отложений в целом являются более радионасыщенными по сравнению с водами пермитриасовых отложений. В термальных рассолах скв. Тарумовская 1, приуроченной к отложениям средней юры, содержится радия $1,7 \cdot 10^{-10}$ г/л, коэффициент радионасыщенности равен 0,9. В водах этой скважины обнаружены также редкие тяжелые элементы: свинец – 1 мг/л, иттрий – 0,02 мг/л и другие характерные для подземных вод глубокой циркуляции и областей современного вулканизма. Широкий диапазон значений коэффициента радионасыщенности для вод юрских отложений можно объяснить неоднородностью их литологического состава.

По имеющимся данным наиболее радионасыщенными являются воды XIII₂ – пласта верхней юры площади Ю. Сухокумск, где содержание радия составляет $(9,45 \div 14,6) \cdot 10^{-9}$ г/л, а коэффициент радионасыщенности $72 \div 88,0$.

В водах юрских отложений горной части Дагестана, вовлеченных в зону активного водообмена, содержание радия составляет пределы $(0,42 \div 2,78) \cdot 10^{-12}$ г/л, а коэффициент радионасыщенности равен интервалу $2,1 \div 5,41$.

Концентрации радия в рассольных водах нижнемеловых отложений образуют интервал $(5,44 \div 6,93) \cdot 10^{-10}$ г/л, коэффициент радионасыщенности $3,3 \div 9,5$.

Концентрации радия в пластовых водах верхнемеловых отложений образуют интервал $(0,3 \div 1,86) \cdot 10^{-10}$ г/л, коэффициент радионасыщенности равен $(0,7 \div 4,65)$. При

рассмотрении распределения радия в пластовых водах юрских и меловых отложений наблюдается незначительное обогащение вод юрских отложений.

Термальные воды среднемиоценовых отложений содержат радий в пределах $(2,49 \div 5,95) \cdot 10^{-12}$ г/л, коэффициент радионасыщенности $0,5 \div 2,7$.

Для термальных вод площади Кизляр установлены концентрации радия $(1 \div 5,5) \cdot 10^{-12}$ г/л, коэффициент радионасыщенности составляет $0,4 \div 0,9$.

Пресные и слаботермальные воды плиоцен-четвертичных отложений Платформенного Дагестана обладают, как правило, фоновыми концентрациями радия в пределах $(0,16 \div 0,5) \cdot 10^{-12}$ г/л коэффициент радионасыщенности соответственно равен $0,1 \div 1$. Для вод этого гидрогеологического этажа характерен небольшой избыток урана относительно равновесного радия.

При анализе состава растворенных и спонтанных газов из глубоких скважин Прикумской зоны были обнаружены значительные количества кислорода и гелия, при наличии соответствующих концентраций радия в пластовых водах (табл. 2).

Таблица 2.

Концентрации гелия и кислорода в водорастворенных газах и радия в пластовых водах мезозойских отложений Прикумской зоны.

Площади и номера скважин	Возраст отложений	Интервал перфорации, м	O ₂ , %	He, %	Ra, n·10 ⁻⁹ г/л
1	2	3	4	5	6
Мартовская, 15	в. юра		4,18		
Мартовская, 18	триас	4260 – 4263	0,32	0,46	
Мартовская, 18	н. юра	4150 – 4176	0,60	0,36	
Солончаковая, 31	н. юра	4360 – 4425	0,20	0,054	
Солончаковая, 31	н. юра	4090 – 4095	0,30	0,056	
С. Кочубеевская, 2	н. юра	4140 – 4146	2,3	0,094	
Комсомольская, 1	н. юра	5074 – 5084	0,05	0,023	
Майская, 1	н. мел	3577 – 3595	3,35	0,040	
Тюбинская, 10	н. мел	3723 – 3726	0,34	0,031	
Тюбинская, 12	н. мел	3707 – 3701	0,30	0,035	
Юбилейная, 2	триас	4566 – 4590	0,43	0,123	0,8
Русский Хутор, 91	майкоп	2432 – 2440	0,38	0,208	
Тарумовская, 1	н. юра	5429	0,05	0,023	1,7
Русский Хутор, 24	ср. юра	3470 – 3476			0,58
Русский Хутор, 6	н. мел	3185 – 3194			0,64
Ю. Сухокумская, 36	ср. юра	3633 – 3642			1,1
Ю. Сухокумская, 47	ср. юра	3403 – 3404			11,0
Ю. Сухокумская, 22	ср. юра	3392 – 3398			11,0
Ю. Сухокумская, 42	ср. юра	3650 – 3660			0,9
Ю. Сухокумская, 52	ср. юра	3633 – 3650			0,69
Ю. Сухокумская, 34	ср. юра	3642 – 3652			0,66

Как было принято, присутствие свободного кислорода объяснялось в свое время некачественным отбором образцов проб или попаданием его из атмосферы. Однако, в соответствии с изложенными выше научными представлениями молекулярный кислород мог образоваться в пластовых водах глубоких горизонтов под действием процессов радиолиза. Это подтверждается сопутствующими концентрациями радия в пластовых водах и содержанием гелия в газовой фазе. На эти явления радиолиза в пластовых водах Прикумской зоны нефтегазовых месторождений и их геохимическую роль серьезного внимания не обращали, как правило, что должно быть принято во внимание при проведении геологоразведочных работ на газонефтяные и геотермальные месторождения.

Радиолиз подземных вод и радиолитическое обогащение углеводородов дейтерием в процессе их образования подводят теоретическую базу для поисков нефтегазовых месторождений по изотопному составу пластовых вод, которые обогащаются дейтерием в ре-

зультате реакций изотопного обмена на контакте с нефтью и газом. Радиолитическое окисление нефтегазовых залежей также является эффективным механизмом обогащения контактирующих с ними подземных вод дейтерием. Этим можно объяснить нахождение в нефтяных водах совместных положительных аномалий дейтерия и радия, что, на первый взгляд, не согласуется с преимущественным разложением в процессе радиолиза тяжелой воды [1].

Имеются и другие геохимические особенности процессов радиолиза подземных вод, влияющие на формирование микрокомпонентного состава пластовых вод нефтегазовых месторождений, которые в данной работе не рассматриваются.

Список литературы

1. Вовк И.Ф. Радиолиз подземных вод и его геохимическая роль. М., Недра, 1979. 231 с.
2. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968. 279 с.
3. Сафонов В.С. Эволюция допланетного облака в образование Земли и планет. М., Наука, 1969. 244 с.
4. Тепловой режим недр СССР. М., Наука, 1970. 220 с.
5. Энергетика геологических и геофизических процессов. М., Наука, 1972. 166 с.
6. Вернадский В.И. Избр. соч. Т. IV, кн 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 651 с.
7. Аллен А.О. Радиационная химия воды и водных растворов. М., Госатомиздат, 1963. 200 с.
8. Хенли Э., Джонсон Э. Радиационная химия. М., Атомиздат, 1974, 416 с.
9. Новиков Г.Ф., Капков Ю.Н. Радиоактивные методы разведки. М., Недра, 1965. 769 с.
10. Гуцало Л.К. Радиолиз воды как источник свободного кислорода в подземной гидросфере. – Геохимия, 1971, №12, С. 1473–1481.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЯМ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПЕПЛОВ ДАГЕСТАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

*Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Тулышева Е.В., Исаков С.И.
Институт геологии ДНЦ РАН*

В предшествующих публикациях мы отмечали, что верхнекайнозойские пеплы на северном склоне мегантиклинория Восточного Кавказа в пределах Дагестана устанавливались исследователями, начиная с начала прошлого века [2,3,4,5,6,7,9,10]. Их проявления отмечены в южном Дагестане в бассейне р. Гюльгерчай, Рубас-чай. Считалось, что пеплы привнесены с северного Азербайджана, с восточной части Главного Кавказского хребта и его южного склона. Пласти пеплов отмечались главным образом в отложениях акчагыла и апшерона. И только в одной из работ [5] Г.К. Керимов и др. высказывают мнение о местном образовании пеплов в четвертичное время. Раз такие магматические образования как пеплы образовывались за пределами Дагестана, то и соответствующего магматизма в регионе не существовало.

Начиная с 2006 года [7] нами устанавливаются проявления вулканических пеплов в центральном, западном, да и в южном Дагестане, которые сопровождаются гидротермальными и магматогенными образованиями, а также тектоническими полостями, из которых происходило извержения вулканических пеплов.

Ассоциация вулканических пеплов с гидротермально-измененными породами и приуроченность их к тектоническим зонам, наличие и пеплов и гидротермально-измененных пород в них – неоспоримое свидетельство о местном образовании пеплов. А следовательно, на рассматриваемой территории имел место своеобразный вулканализм, при котором магма не выходила на поверхность и не образовывались стратовулканы. Образование пеплов происходило на определенной глубине, где давление флюидно-магматической системы резко снижалось и, вероятно, выравнивалось с атмосферным. На этом же уровне происходил взрыв за счет расширения летучих в магматическом расплаве, образовывались газо-паро-пепловые флюиды, которые и вырывались на дневную поверхность, образуя проявления, отмечаемые нами.

Полученные к настоящему времени материалы по пеплам и сопровождающим их процессов можно сгруппировать по площадям следующим образом. Буйнакская площадь – отмечается прослой пеплов, содержащий в виде «лапиллей» породы, в которых тонкозернистый карбонат цементирует обломки магматических минералов (пла-гиоклаз, пироксен) и вулканического стекла. На некотором удалении от пласта пеплов выделяются гематитовые красноцветы. Они были представлены в виде железистых растворов, пропитывающих рыхлый аллювиально-деллювиальный материал ((мощность зоны до 3-4м отмечающийся в виде тальвега). Обнажаются красноцветы в небольшой балке – левом притоке р.Эрпели-Озень. Мы считаем, что и пеплы, и красноцветы имели единый магматический источник. Карбонатные породы – образования карбонатной магмы, а красноцветы образовались за счет побочных гейзеров с красной гематитовой глиной, что нередко отмечается в «Долине Гейзеров» на Камчатке [9].

По направлению к северо-востоку от Буйнакской площади выделяются группы пепловых проявлений Бугленские – старый и новый песчаные карьеры, Нижне-Казанищеское. Последнее представляет собой взаимно пересекающиеся тектонические полости, в которых отмечаются пепел, глины, железистые (гематитовые образования). Во вмещающих образованиях, приуроченных к песчаным карьерам, гидротермальные изменения отмечаются в виде красноцветных (гематитовых) оторочек тектонических трещин в песчаниках, проявлений пластов глин стратиграфически несогласных с вмещающими толщами. Выделяются маломощные (до 10 см) тектонические полости, в которых отмечены железисто-глинистые образования, аналогичные проявлению Нижнее Казанище.

Глины, которые выделяются на проявлениях пеплов, мы считаем образованиями гидротермальных процессов, при которых происходит вымывание, размягчение глинистых сланцев вмещающих пород и переотложение их на новых горизонтах [5]. В отличие от глинистых продуктов грязевых вулканов, глины в нашем случае не содержит обломков вмещающих пород. Видимо механизмы образования глинистых продуктов в этих процессах были различны. По – крайней мере можно сказать, что масштабы глинообразования в них не сопоставлены. На грязевых вулканах происходит отложение огромной массы глин с обломками вмещающих пород, с образованием поверхностных конусовидных построек – стратовулканов. В нашем же случае в этих процессах участвуют пеплы, окжелезнение, глинообразование и как будет показано дальше – окремнение и карбонатизация. Бугленские проявления пеплов и Нижне-Казанищеское, вероятно, имеют единый магматогенный источник на глубине, т.к. они идентичны по составу и близко расположенные.

К следующей площади отнесена Урминская синклиналь. Здесь отмечены пеплы залегающие на поверхности рыхлых четвертичных отложений и среди палеогеновых известняков. Непосредственно тектонических полостей, из которых происходило извержение пеплов, не установлено. Но в известняках, в которых отмечены прослои пеплов, выделяются бентониты, цеолиты, образующиеся при преобразовании пеплов; окремнение пород – спонголиты, диатомиты, трепела, образующиеся за счет эндогенного кремнезема, поступающего в морской бассейн при вулканогенных процессах. На площади отмечено эпигенетическое проявление сердолика – составными частями которого является кремнезем и гематит – концентрированное проявление процесса окремнения и окжелезнения. В отличие от предыдущих рассмотренных площадей вулканализм здесь начался в более ранний период, не исключается верхний мел, и функционирует до четвертичного периода (пеплы, залегающие на четвертичных рыхлых образованиях и эпигенетичность проявления сердолика в долине р. Халагорк). Хотя на этой площади и не отмечено гидротермальных изменений вмещающих пород, тем не менее окремнение осадочных толщ, образования бентонитов, цеолитов свидетельствуют о местном проявлении вулканогенных процессов в морских и континентальных условиях.

Нарат-Тюбинские проявления пеплов (детально рассмотрены в статье настоящего соборника) содержат зоны гидротермально-измененных пород: окремнения, окжелезнения, образования глин, самородную серу, геоморфологические особенности рыхлых отложений

долины р.Истисув. Все это совместно с наличием тектонических полостей, в которых они отмечаются, однозначный признак местного проявления вулканизма. По составу гидротермально измененные породы Нарат-Тюбинской площади – окремнение, ожелезнение, образование глин близки Буйнакским, Бугленским и Нижнее Казанище проявлениям. Они могут иметь единый глубинный источник.

Несколько иной состав процессов и пород, ассоциирующих с пеплами имеют проявления южного Дагестана в бассейне р. Рубас-чай. Вдоль дороги Хучни-Дербент нами впервые установлены проявления пеплов у сел. Хелпи-Пенжик. Здесь прослои пеплов отмечаются среди травертина. На некотором удалении от этого места пеплы выходят из травертиновой толщи и отмечаются без карбонатов во вмещающих нерасчлененных отложениях чокрак-карагана. (рис.1).

Соотношение пеплов с травертином и вмещающими породами позволяет считать, что образования травертино-пепловой массы происходило в подводных условиях. В травертинах отмечаются участки со сгустками (концентрированными участками) раковин фауны. За пределами развития травертина эти раковины не отмечаются. Травертины образовались, видимо, за счет термальных углекислых источников. Тепло и обилие углекислоты способствовало интенсивному размножению фауны. Инициировались углекислые источники пеплообразованием. Таким образом, пеплы здесь ассоциируют с углекислыми источниками.



Рис. 1. Долина р. Рубасчай, пласт пепла (1), наложенный на акчагыльские отложения

Ниже от описанного проявления по долине р. Рубасчай, перед ответвлением дороги на селение Мугорты в придорожном обрыве в ашшеронских супесчано-глинистых отложения отмечается полигонально-трещиноватая зона. Тектонические полости в ней выполнены волокнистым гипсом-селенинитом. В этой зоне, наряду с гипсовыми трещинами, отмечено эпигенетическое тело, сложенное пепловым материалом (размеры тела $0,15\text{m} \times 1,2\text{m}$., видимые параметры). Пепел оторачивается селенинитовой корочкой, что дает основание утверждать, что они образовывались синхронно или близодновременно. Таким образом, пеплы описанных проявлений ассоциируют с карбонатным и сульфатными флюидами. Они имеют местное происхождение, эти ассоциации не случайны, а обусловлены совместным образованием (рис.2).

Таким образом, изменения вмещающих пород при образовании вулканических пеплов в центральном Дагестане представлены процессами ожелезнения, окремнения, образованием глин, в меньшей мере образованием самородной серы и алунита. Подводные вулканогенные процессы сопровождались (Урминская синклиналь) окремнением – диатомиты, опоки, трепела, спонголиты, преобразованием пеплов в бентониты, цеолиты. В южном Дагестане предварительно отмечено сопровождение пеплов углекислыми и сульфатными термами. Все эти процессы, совместно с тектоническими полостями – выполнены-

ми вулканическим пеплом, являются прямыми признаками местного образования пеплов, то есть признаком своеобразного вулканизма кислого состава типа липарит-дацитов.

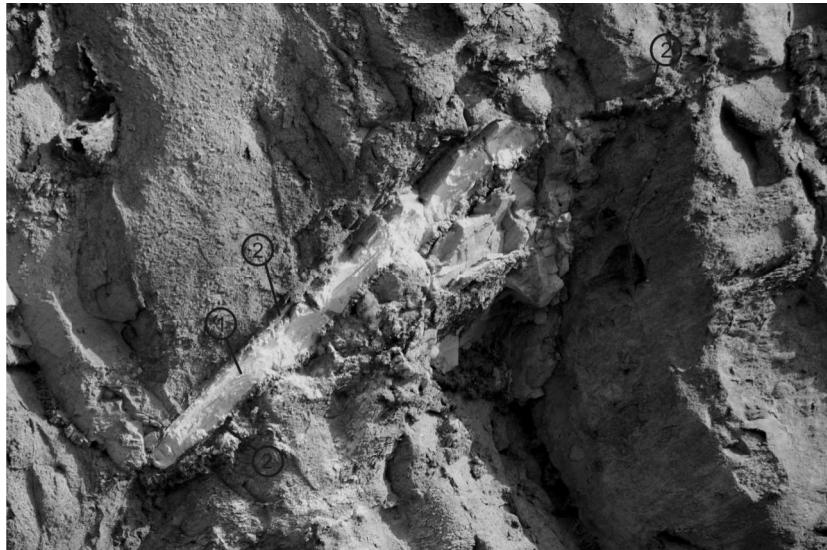


Рис. 2. Долина р. Рубасчай, эпигенетический (1) пропласток пепла, сопровождающийся прожилками селенита (волокнистого гипса) (2), наложенный на акчагыльские отложения

Масштабы его, видимо, были незначительны, при этом связи магмы с поверхностью не было. На поверхности нет вулканических построек – стратовулканов. Эти особенности вулканизма позволяют относить его к криптовулканизму 1 типа, когда нет видимой связи с крупнообъемными массами магматических пород [1]. Важность описанных процессов заключается в том, что в пределах территории, ранее считавшейся амагматической, установлены тектонические ослабленные зоны, в пределах которых имелась связь поверхности с глубинными магматическими очагами, возможно с астеносферой. Можно полагать, что с этими процессами связано образование морфоструктур, полезных ископаемых и они влияли на палео – и современный сейсморежим территории.

Список литературы

1. Ветреников В.В. Криптовулканы – особый тип вулканических структур. // Труды Института геологии и геофизики, Сибирское отделение АН СССР, вып.75, 1974, С. 104-106.
2. Галин В.Л. Лито-фаунистическая характеристика плиоценовых отложений Южного Дагестана.// Труды Грозненского ордена Трудового Красного Знамени нефтяного института. Грозный, сборник №26, 1962, С.130-145.
3. Голубятников В.Д. Геология и полезные ископаемые терригенных отложений Дагестана. Госгеолиздат., Л., 1940, М., 202с.
4. Горбунова Л.И. Вулканические породы в меловых отложениях Дагестана. // Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2, С. 126-130.
5. Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В. Гидротермальные глины геотермальных месторождений (Южная Камчатка): особенности формирования субаквальных геохимических барьера. // Вулканализм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 2009, т.2, с.739-743.
6. Керимов Г.К., Эфендиев И.Э. О следах четвертичного вулканизма на территории Дагестана.// ДАН СССР, т.233, №2, 1977, С. 852-854.
7. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Вулканические пеплы в Дагестане – экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие, Махачкала, №2, 2007, с.98-104.
8. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Черкашин В.И. Минералогия тяжелой фракции вулканических пеплов Дагестана. Материалы международной конференции. К 90-летию Воронежского государственного университета. Воронеж, 2008, С. 152-153.
9. Нечаев А.М. Долина гейзеров. Логата, М., 2007, 166с.
10. Ренгартен В.П. Очерк месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана. Изв. Геологического комитета, XLVI, 1927, 152с.
11. Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Плиоцен-четвертичный вулканизм Восточного Кавказа (Дагестан). Научные труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН, вып.52, Геология и нефтегазоносность юга России, Махачкала, 2008, С. 22.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЛИЯНИЯ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЙ ФОН

Санина И.А., Горбунова Э.М., Волосов С.Г., Кабыченко Н.В.,
Нестеркина М.А., Павлов Д.В., Свинцов И.С., Черных О.А.

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия

Тел./факс: (495) 939-75-19/(495) 137-65-11; e-mail: gorbunova@idg.chph.ras.ru

Аннотация

В пределах экспериментальной площадки геофизической обсерватории ИДГ РАН “Михнево” проводились комплексные исследования по изучению взаимосвязи между изменениями гидрогеологической ситуации и микросейсмического фона. Синхронные сейсмологические и гидрогеологические измерения выполнялись непрерывно на протяжении 20 суток, как в естественных, так и в техногенно-нарушенных условиях при проведении откачки. Данные повторно проведенных геофизических исследований в скважине указывают на декольматацию трещин и изменение мощности интервалов водопритока вдоль открытой части ствола скважины. Результаты гидрогеологического опробования свидетельствуют об увеличении водопроводимости пород в 1,2 раза. По сван-диаграммам, построенным до и после проведения откачки, в зоне влияния депрессионной воронки отмечено устойчивое снижение интенсивности микросейсмического шума в диапазоне частот от 0,5-0,9 Гц.

Общие сведения

Геофизическая обсерватория ИДГ РАН “Михнево” (ГФО “Михнево”) расположена на юго-западной окраине Приокско-Террасного биосферного заповедника в пределах пологоволнистой Москворецко-Окской ледниковой равнины и характеризуется относительно ненарушенными условиями, так как удалена от областей с интенсивной техногенной нагрузкой.

Территория исследований приурочена к южной окраине Московского артезианского бассейна, представленного сложной многослойной системой разновозрастных водоносных горизонтов, разделенных водоупорными слоями. Опробуемый водоносный горизонт вскрыт в интервале 76-115 м. Водовмещающими породами являются известняки нижнего карбона неравномерно трещиноватые, кавернозные с подчиненными прослойками мергелей, глин. Региональным перекрывающим водоупором выступают верейские глины среднего карбона мощностью 20 м. Водопроводимость вскрытой толщи пород составила 4,6 м²/сут, значение коэффициента фильтрации - 0,12 м/сут.

По кавернометрии установлено положение наиболее крупных каверн, выделенных в интервалах 91-91,5 м, 110,5-101,7 м и 104,5-105,5 м. По данным гаммаметрии значения гамма-активности водовмещающих пород варьируют от 4 до 12 мкр/час, после откачки уменьшились на 10-15 % за счет дополнительной разглинизации трещин по сравнению с параметрами гамма-активности, зафиксированными в декабре 2006 г.

Результаты резистивиметрии указывают на увеличение мощности интервалов водопритока. После гидрогеологического опробования, проведенного в 2008 г., суммарная мощность зон водопритока возросла на 15 % и составила 15,7 м. В целом, данные гидрогеологического опробования и геофизических исследований свидетельствуют об улучшении гидравлической связи в системе “водоносный горизонт-скважина”.

Методика экспериментальных работ

Для изучения влияния гидрогеодинамической обстановки на микросейсмический фон были выполнены сейсмологические и скважинные геолого-гидрогеологические исследования. При анализе микросейсмического фона участка работ использованы результаты регистрации сейсмических волн малоапertureной группой, развернутой на территории ГФО “Михнево”. Сейсмическая аппаратура представлена трехкомпонентными и вертикальными датчиками СМЗ-КВ с диапазоном регистрации от 0,5 до

40 Гц, расположенными по концентрическим окружностям на площади 1 км². Сейсмостанция находится в центре группы в шахте на глубине 20 м, датчики размещены по периферии в изолированных от внешних помех боксах, установленных на глубине 1 м.

Дополнительно за неделю до начала эксперимента в радиусе до 10 м от опорной скважины были установлены 3 сейсмических пункта наблюдений. Локальная сеть состояла из одной трехкомпонентной широкополосной сейсмической станции, регистрирующей в диапазоне частот от 0,2 до 40 Гц и двух короткопериодных однокомпонентных (вертикальных), работающих в диапазоне 0,8-20 Гц. Регистрация велась сейсморегистратором типа “Рефтек” и после окончания эксперимента.

Для создания условий техногенно-нарушенной гидрогеодинамической обстановки с 13 по 16 ноября 2008 г. в скважине была проведена откачка продолжительностью 3 суток при понижении на 18 м. Наблюдения за уровнем во время откачки выполнялись с использованием стандартного электроуровнемера ЭУ-100. До и после откачки был организован прецизионный мониторинг режима подземных вод с использованием погружного зонда LMP 308i (BD Sensors Германия) с точностью измерений вариаций уровня воды 0,5 мм и периодичностью опроса 1 с.

Прецизионные наблюдения за режимом подземных вод

Высокоточный мониторинг уровня подземных вод в опорной скважине проводится синхронно с измерениями атмосферного давления на приусадебной площадке. В полученных рядах вариаций уровня рассматриваемого водоносного горизонта, отфильтрованных от низкочастотной составляющей питания подземных вод, наряду с откликами на упругую деформацию водовмещающих пород, связанную с постоянно действующими факторами (фазами лунно-солнечных приливов, атмосферной нагрузкой) могут присутствовать и сигналы, соответствующие изменениям напряженно-деформированного состояния водовмещающих пород, связанные с периодическим прохождением сейсмических волн или с техногенной нагрузкой.

Для оценки влияния откачки на состояние рассматриваемой гидрогеологической системы “водоносный горизонт-скважина” выбраны 2 фрагмента: 1-ый до откачки - с 1 по 13 ноября 2008 г. и 2-ой после откачки – с 17 января по 24 ноября 2008 г. с усреднением в окне 100 с (рис.1). В пределах 1-го фрагмента суточные вариации уровня воды, отфильтрованные от влияния атмосферного давления, составили 5 см. В условиях стабилизации фронта атмосферного давления в период с 7 по 13 ноября на представленном графике наряду с суточными приливами прослеживаются и полусуточные. Напротив, в период выраженного тренда значительного перепада атмосферного давления на графике вариаций уровня после откачки с 19 по 24 ноября с амплитудой до 18 см влияние суточных и полусуточных приливов практически “подавлено”.

Выявленная закономерность свидетельствует о высокой тензочувствительности рассматриваемой напорной системы, надежно изолированной водоупорными толщами, экранирующими влияние смежных водоносных горизонтов. Прослеженный тренд восстановления уровня после откачки в период с 17 по 18 ноября связан с постепенным переходом от техногенно-нарушенного режима радиальной фильтрации к естественному планово - стационарному.

Микросейсмический фон территории исследований по состоянию на ноябрь 2008 г.

Данные регистрации сейсмических событий в диапазоне частот 0,5-40 Гц по Z-компоненте станции, расположенной в шахте на глубине 20 м, в период с 11 по 25 ноября 2008 г. использованы при построении сван-диаграмм, представленных ежесуточными 10-минутными интервалами, приуроченными к ночному времени для уменьшения влияния техногенных помех. Для выбора представительных участков, информа-

тивных для анализа микросейсмического фона территории, привлечены данные каталога геофизической службы РАН, опубликованные на сайте www.geme.ras.ru.

Сван-диаграммы за 11, 16, 19 и 22-25 ноября интенсивно зашумлены как природными, так и техногенными сейсмическими событиями. На “отбракованных” сван-диаграммах с периодичностью до 100 сек отмечены “всплески”, пробивающие весь диапазон частот. Интервал 0,5-10 Гц неравномерно зашумлен. Наиболее интенсивные изменения прослежены на частоте 10 Гц при регистрации сейсмических событий с юго-востока (в направлении Китай - Индонезия). Несмотря на регистрацию серии локальных разнонаправленных сейсмических событий сван-диаграммы в диапазоне частот 0,5-40 Гц по состоянию на 12 и 17-18 ноября (до и после откачки) идентичны, что косвенно свидетельствует о стабилизации микросейсмического фона.

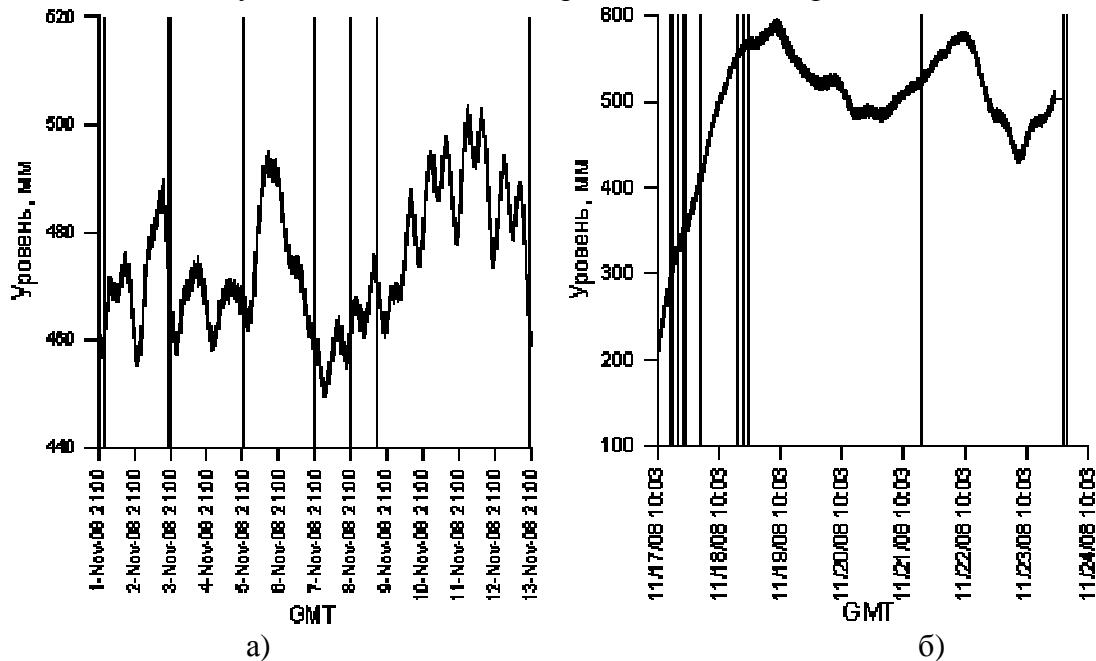


Рис.1 Совмещенная диаграмма вариаций уровня подземных вод с зарегистрированными сейсмическими импульсами (а – до откачки, б – после откачки)

Ежесуточные графики спектральной плотности мощности по Z-составляющей позволяют детализировать временные вариации микросейсмического шума за период с 11 по 21 ноября 2008 г. (рис.2). В диапазоне частот 0,5-3 Гц уровень микросейсмического шума высокий. В диапазоне частот 3-5 Гц ежесуточные вариации параметров спектральной плотности мощности за 10-дневный период наблюдений минимальны. В диапазоне 5-10 Гц, напротив, разброс значений плотности спектра мощности возрастает на фоне постепенного снижения уровня сейсмического шума. В области высоких частот от 10 до 25 Гц прослежено плавное снижение значений спектральной плотности мощности.

Сван-диаграммы, полученные по данным дополнительного пункта наблюдений (трехкомпонентная широкополосная сейсмическая станция), свидетельствуют об изменении микросейсмического фона в диапазоне частот от 0,2 до 2 Гц. По состоянию на 12

ноября по сравнению с 6 ноября зафиксировано снижение микросейсмического фона в интервале частот 0,5-0,9 Гц при устойчивых метеоусловиях. Сопоставление сван-диаграмм, построенных до и после откачки по состоянию на 12 и 17 ноября, соответственно, указывает на уменьшение интенсивности вариаций сейсмического сигнала.

В последующем по состоянию на 20, 27 и 28 ноября прослежено выравнивание микросейсмического фона, обусловленное стабилизацией гидрографодинамического режима, нарушенного проведением откачки. Сван-диаграммы, полученные по данным регистрации на двух короткопериодных сейсмодатчиках, косвенно подтверждают наличие взаимосвязи между гидрографодинамическим режимом и микросейсмическим фоном. После откачки выделены слабые вариации сейсмических сигналов и в большем диапазоне частот от 15 до 20 Гц.

Во время откачки зафиксирован ряд импульсов различной природы. По данным временной невязки регистрации прихода сейсмического сигнала на пункты наблюдений существующей малоапертурной сети выполнена локация зарегистрированных импульсов. Положение 6 из 31 сейсмических импульсов (в ночное время с 21:00 GMT до 03:00 GMT) с 1 по 24 ноября определено в пределах существующей группы. Импульсы уверенно зарегистрированы на датчиках 1, 6, в шахте и отличаются по виду от других сейсмических сигналов.

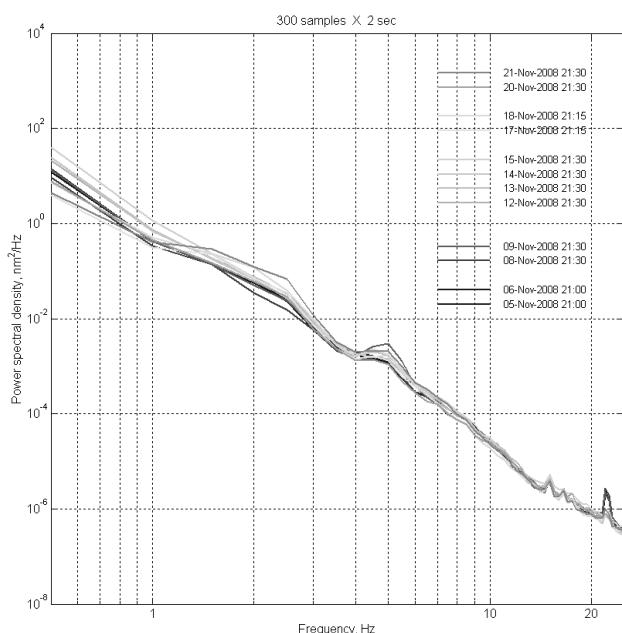


Рис.2 Спектральная плотность мощности (стационарный пункт наблюдения – шахта)

Для сравнения периодичности проявления импульсов проанализированы временные ряды за ноябрь 2007 г. и 2008 г. В аналогичный период с 8 по 25 ноября 2007 г. выделено только 13 сейсмических импульсов, проявляющихся относительно равномерно. В 2008 г. максимально высокое число импульсов прослежено после завершения откачки во время восстановления уровня подземных вод.

Анализ результатов экспериментальных исследований

По данным прецизионных измерений вариаций уровня определено значение барометрической эффективности (E_b) как отклик уровня (Δh_b) на барометрические вариации (ΔP) в виде соотношения $-\Delta h_b/\Delta P$. Временной ин-

тервал, характеризующийся стабильным значением барометрической эффективности, является представительным для оценки влияния приливов и деформационных свойств пород. В его пределах дополнительные помехи, связанные с питанием подземных вод и соответствующим водообменом в гидрогеологической системе “водоносный горизонт-скважина”, минимальны. До проведения откачки значение барометрической эффективности составило 0,70 см/ГПа, после - 0,83 см/ГПа. Такое соотношение значений указывает на уменьшение инерционности водообмена в системе “водоносный горизонт-скважина”.

Необходимо обратить внимание, что при синхронизации времени регистрации сейсмических событий (импульсов различного типа), зафиксированных малоапertureной сейсмической группой в ночное время, с прецизионными данными гидрогеологических наблюдений за водоносным горизонтом отмечается их корреляция с интервалами, приуроченными к значительным изменениям уровня подземных вод (рис.1).

В аналогичный период – ноябрь 2007 г. количество регистрируемых сейсмических импульсов незначительно, не более 3 в сутки по сравнению с ноябрем 2008 г. На завершающем этапе стабилизации пьезометрической поверхности (17 ноября 2008 г.) число событий возрастает до 12. Вероятно, интенсивный водоотбор подземных вод в интервале глубин 68-86 м в объеме 225 м³, приведший к формированию техногенно-нарушенного режима, способствовал дополнительной декольматации магистральных трещин и пор, повышению параметров водопроводимости рассматриваемого горизонта, обусловленному карстово-суффозионными процессами, получающими преимущественное развитие в разрезе и по всей площади распространения неоднородной водовмещающей толщи пород.

Заключение

В результате проведенных исследований прослежена взаимосвязь между изменением гидрогеодинамической обстановки и микросейсмическим фоном участка расположения ГФО “Михнево”. В условиях техногенно-нарушенного режима подземных вод в пределах существующей малоапertureной группы фиксируется увеличение общего числа локальных сейсмических импульсов в ночное время. Максимальное количество сейсмических импульсов различной локализации регистрируется на завершающей стадии стабилизации гидрогеодинамической обстановки. В ближней зоне, попадающей в область формирования депрессионной воронки, микросейсмический фон после проведения откачки при однотипных метеоусловиях и региональной сейсмичности характер-

ризуется относительным уменьшением интенсивности сейсмошумов в диапазоне частот от 0,5 до 0,9 Гц.

Полученные гидрогеологические параметры опробуемого водоносного горизонта, геолого-геофизическая характеристика состояния водовмещающих пород и сравнительный анализ данных барометрического отклика уровня подземных вод до и после откачки свидетельствуют об улучшении гидравлической связи в системе “водоносный горизонт-скважина” и увеличении активной пористости за счет декольматации трещин и разглинизации стенок ствола скважины.

На территории ГФО “Михнево” продолжается последовательное наращивание базы данных мониторинга режима подземных вод и микросейсмического фона для разработки методики контроля напряженно-деформированного состояния геологической среды.

Экспериментальные исследования проводились при финансовой поддержке проекта РФФИ 08-05-02106.

РОЛЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ИССЛЕДОВАНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Идармачев Ш.Г.

Институт геологии ДНЦ РАН

Геофизические предвестники, отражая в целом изменение напряженно- деформированного состояния в земной коре при подготовке очага землетрясений, в то же время зависят от многих факторов реальной геологической среды – блокового иерархического строения [1], способности накапливать и перераспределять поступающую энергию, нелинейность и др. Выяснение роли этих механизмов в формировании геофизических полей имеет принципиальное значение для исследования пространственно-временной связи с процессами подготовки землетрясений. В этом плане большое развитие получили методы регистрации деформаций и наклонов земной коры, слежения за уровнем подземных вод, кажущегося сопротивления, электрических и магнитных полей, геохимических параметров. Особое место среди них занимает кажущееся электрическое сопротивление горных пород (КС).

В 60-70 годах XX столетия на Гармском прогностическом полигоне в СССР были получены первые результаты по изменению кажущегося сопротивления перед землетрясениями, которые в дальнейшем получили свое подтверждение в различных сейсмоактивных районах: Туркмения, Киргизия, Кавказ, США.

Дальнейшее развитие метода электрического зондирования получило в Китае. Главной особенностью являлось охват больших площадей. Было задействовано более 120 режимных станций для электрического зондирования. Результаты наблюдений за вариациями кажущегося сопротивления в комплексе с другими данными, такими как деформация, наклоны, уровень воды, радон были использованы для предсказания катастрофического землетрясения в Хайченге, Китай в 1975 г. Как нами отмечалось выше, геофизические предвестники подвержены влиянию многих факторов. В частности, электрическое сопротивление горных пород, обладая высокой чувствительностью к деформации, имеет степенную зависимость от влажности. Поэтому при наблюдениях малоглубинными установками возникают помехи, связанные с атмосферными осадками. В этой связи наибольший интерес при изучении предвестников землетрясений представляют работы, в которых глубина зондирования достигает нескольких километров, что позволяет устранить в значительной степени влияние метеорологических факторов. В отдельных случаях, когда разносы дипольной установки достигают 30-60 км, глубина зондирования составляет 10-20 км. Зафиксированы случаи, когда на Гармском и Бишкекском полигонах было осуществлено зондирование фокальной зоны землетрясения [2, 3].

Известны также достоверные данные регистрации предвестников кажущегося сопротивления в подземном тоннеле установкой с малой базой [4]. Амплитуда вариа-

ций перед землетрясениями составляет сотые доли процента. Процесс скачкообразного возвращения кажущегося сопротивления после толчка позволяет предположить, что аномалия связана с процессом деформации горных пород.

Зафиксированы устойчивые аномалии кажущегося сопротивления при деформации больших образцов горных пород которые доводились до разрушения [5]. Опыты показали также, что тензочувствительность горных пород является величиной изменчивой. Это накладывает определенные трудности при использовании метода электрического зондирования для регистрации предвестников деформационной природы. Вместе с тем, изменение данного параметра в естественных условиях изучено мало. Относительно лучше обстоит дело для сейсмических волн. В работе [6] приводятся данные по исследованию временных параметров сейсмических волн, связанных с изменением состояния среды. В частности максимальное значение коэффициента тензочувствительности достигает 10^7 , диапазон изменений перед разными землетрясениями достигает четырех порядков, наблюдается тенденция плавного уменьшения с глубиной.

Из проведенного краткого анализа следует, что электрическое зондирование, наряду с другими геофизическими методами занимает одно из ведущих мест в области исследования предвестников землетрясений. Вместе с тем, очевидна необходимость дальнейшего развития метода наблюдений за вариациями кажущегося сопротивления горных пород в целях изучения предвестников землетрясений, которая заключается в разработке новых методов наблюдений и интерпретации экспериментальных данных, в частности необходима разработка аппаратуры, которая позволила бы перейти от дискретных измерений к непрерывным.

Электрические свойства горных пород в зависимости от деформации

Авторы работы [7] показали, что электрическое сопротивление горных пород в определенных условиях обладает свойством степенной зависимости от деформации. Это свойство горных пород определяется через коэффициент его тензочувствительности:

$$K = \frac{\Delta\rho/\rho}{\Delta\varepsilon/\varepsilon} \quad (1)$$

где $\Delta\rho/\rho$ - относительное изменение удельного электрического сопротивления; $\Delta\varepsilon/\varepsilon$ - относительное изменение объемной деформации.

К. Моров показал, что величина K для различных пород лежит в пределах 10^3 - 10^5 , при этом зависит от степени насыщения породы водой. Величина K растет с уменьшением содержания воды, достигает максимума и затем уменьшается. Было также показано, что высокое значение K достигает в диапазоне малых деформаций. При деформациях 10^{-4} и менее K в 10-100 раз выше, чем при деформациях, вызывающих разрушение породы, 10^{-3} .

Эти данные подтверждаются результатами полевых наблюдений, полученными в отдельных сейсмоактивных районах. Так, например, оценка тензочувствительности кажущегося сопротивления для массива горных пород Ашхабадского геодинамического района дает величину $3 \cdot 10^5$ [8]. Для пород в разломной области этот коэффициент увеличивается до 10^6 .

Оценки сделанные нами [9] для района Чиркейской ГЭС дают величины в интервале 10^4 - 10^6 , при этом наблюдается увеличение коэффициента тензочувствительности с ростом эпицентрального расстояния. Среднее значение для данного района $K=7 \cdot 10^5$.

В работе авторов [5] приводятся данные китайских исследователей по измерению электросопротивления в шахтах. При искусственном нарушении массива в диапазоне деформации 10^{-6} - 10^{-4} они получили коэффициент тензочувствительности около $2 \cdot 10^3$ [10].

Вариации электрического сопротивления от деформации горных пород перед землетрясениями зарегистрированы также в естественных условиях установками с небольшими разносами питающих электродов. Наибольшее количество данных по краткосрочным предвестникам землетрясений, зарегистрированных методом электрического зондирования приведено в работах японского исследователя [11, 12]. Ямазаки для измерений использовал четырехэлектродную установку с геометрическими размерами диполей: $AB=6$ м; $MN=1,5$ м. Для измерений использовался принцип вариометра, т.е. сигнал, снимаемый с приёмной линии компенсировался сигналом с токовой линии. Компенсация сигнала на входе измерительного устройства осуществлялась в автоматическом режиме. Такое устройство обеспечивало чувствительность измерений на уровне порядка 0,001%. Регистрация осуществлялась в аналоговом виде на перепищущем приборе. Для выделений аномальных вариаций сопротивления использовалась цифровая фильтрация на ЭВМ с ручной оцифровкой сигнала с лент. Измерения проводились в подземном тоннеле, расположенным на глубине около 100м. Вариометром электросопротивления было зарегистрировано более 30 случаев изменения сопротивления пород перед сильными землетрясениями. Аномалии сопротивления представляли из себя бухтообразные изменения, начинающиеся за несколько часов до толчка. Время толчка совпадает с максимумом изменения сопротивления. Амплитуда вариаций достигает сотые доли процента. В большинстве случаев сразу после толчка сопротивление меняется скачком. Механизм возникновения аномалий пока неизвестен.

Рикитаки [13] на основе анализа 282 различных предвестников землетрясений сделал вывод о том, что предвестники типа Ямазаки относятся к магнитудонезависимым предвестникам. Физическая природа такого типа предвестников неизвестна. Но предполагается, что они связаны с процессами в очаге непосредственно перед разрывом. По мнению автора работы [14] на заключительной стадии процесса подготовки в фокальной зоне возникают условия, благоприятные для развития ускоренной ползучести, которая приводит к разрыву, размеры которого определяются запасенной упругой энергией, т.е. магнитудой землетрясения.

Такого рода результаты получены авторами [15] на Ашхабадском полигоне с помощью прецизионного электровариометра созданного в Институте физики Земли РАН. Установка была размещена в шурфе с глубиной 27 метров для исключения влияния поверхностных эффектов. Для измерений электрического сопротивления горных пород использовалась четырёхэлектродная установка с геометрическими размерами диполей $AB=8$ м; $MN=2$ м. Длительность измерений составляет несколько месяцев. Тем не менее, перед сильными толчками с $M=6,4$ ($\Delta=411$ км), $M=5,3$ ($\Delta=440$ км), $M=6,5$ ($\Delta=425$ км) и $M=6,7$ ($\Delta=445$ км) были зарегистрированы вариации сопротивления. В моменты землетрясений отмечались практически скачкообразные изменения сопротивления по 0,23% и 0,25%. В одном случае начало изменения опережает момент землетрясения на 4 часа, а окончание наблюдается через 5 часов после толчка. Эпицентры вышеуказанных землетрясений находились на территории Ирана. Перед двумя землетрясениями наблюдается бухтообразный спад сопротивления с амплитудой 0,03-0,05% примерно за сутки до толчков. Процесс восстановления начинается плавно сразу после толчка.

Анализ тензочувствительности по электрическому сопротивлению горных пород в природных условиях

Зависимость физического параметра горных пород от деформации определяется коэффициентом тензочувствительности и вычисляется по формуле (1.2.1). Максимальные значения данного коэффициента для электрического сопротивления в лабораторных экспериментах составляет 10^5 [16]. В реальной среде он увеличивается до 10^6 [8, 9].

Коэффициент тензочувствительности горных пород на измерительном пункте, где проводились наблюдения высокочувствительным вариометром сопротивления [11, 12], полученный в лабораторных условиях при их сжатии составляет $K=300$.

Для данного пункта нами сделана оценка величины коэффициента тензочувствительности перед сильным землетрясением в Японском море с магнитудой $M=7,9$, прошедшем 16 мая 1968 г. на эпицентральном расстоянии 700 км. Вариометр Ямазаки

зарегистрировал аномальное изменение сопротивления $\Delta\rho/\rho=1,2\times10^{-4}$. Для расчета деформации в точке наблюдения использовалась известная формула [17]:

$$\frac{\Delta\epsilon}{\epsilon} = \frac{10^{1,3M-8,19}}{r^3} \quad (2)$$

где M - магнитуда землетрясения; r - эпицентральное расстояние.

Подставляя в формулу (1.5.15) $M=7,9$, $r=700$ км получаем $\Delta\epsilon/\epsilon=3,4\times10^{-7}$. Подставляя величину зарегистрированной аномалии перед землетрясением $\Delta\rho/\rho=1,2\times10^{-4}$ и расчетное значение деформации $\Delta\epsilon/\epsilon=3,4\times10^{-7}$ в формулу (1) получаем $K=350$. Это значение, примерно, такого же порядка, которое было получено при лабораторных испытаниях образцов пород, взятых из пункта наблюдения. Такое совпадение данных позволяет использовать формулу (2) для дальнейших вычислений.

Используя данные, приведенные в работе [15], нами были сделаны оценки тензочувствительности пород на Ашхабадском полигоне. Величина деформации вычислялась по формуле (2). В табл. 1 приведены данные магнитуды (M), эпицентральные расстояния (r), вариации сопротивления ($\Delta\rho/\rho$), деформации ($\Delta\epsilon/\epsilon$) и коэффициента тензочувствительности (K).

Таблица 1.

Дата	M	r в км	$\Delta\rho/\rho$	$\Delta\epsilon/\epsilon$	K
16.01.1979	6,4	411	0,2	$2,3\times10^{-8}$	$8,7\times10^{-6}$
17.01.1979	5,3	440	0,2	$5,9\times10^{-10}$	3×10^8
14.11.1979	6,5	425	0,03	10^{-8}	3×10^6
27.11.1979	6,7	425	0,05	$4,2\times10^{-8}$	$1,2\times10^6$

Как видно из табл. 1 в трех случаях из четырех наблюдается удовлетворительное совпадение коэффициентов тензочувствительности. Оценка коэффициента K для землетрясения 17.01.1979 может быть ошибочной из-за того, что данный толчок является афтершоком землетрясения 16.01.1979 и его энергия сравнительно мала по с энергии основного толчка. Для сравнения их энергии магнитуда землетрясений были переведены в энергетические классы (K_1) по формуле Раутиан [Щебалин, 1997]:

$$K_1=1,8M+4 \quad (3)$$

Представляя значение $M=6,4$ и $M=5,4$ для землетрясения 16.01.1979 и 17.01.1979 имеем $K_1=15,5$ и $13,5$ из этих данных видно, что энергия афтершока на два порядка меньше, чем энергия основного толчка. Поэтому аномалия, зарегистрированная 17.01.1979, может быть рассмотрена как продолжение аномалии от подготовки землетрясения 16.01.1979.

В табл. 2 и 3 приведены оценки сделанные нами по данным, приведенным в работе [8], а также данные K из работы [9].

Таблица 2

(для Ашхабадского полигона)

№	M	R (км)	$\Delta\rho/\rho$	$\Delta\epsilon/\epsilon$	K
1	5	144	0,05	$6,8\times10^{-9}$	10^7
2	5,6	120	0,12	$0,7\times10^{-7}$	$1,7\times10^6$
3	5	75	0,2	$4,6\times10^{-8}$	4×10^6
4	3,9	10	0,2	$4,7\times10^{-7}$	4×10^5
5	3,5	7	0,2	$3,3\times10^{-7}$	6×10^5
6	4,4	40	0,2	$3,9\times10^{-8}$	$5,1\times10^6$
7	5	125	0,08	10^{-8}	8×10^6

(для района Чиркейской ГЭС).

Таблица 3

№	M	г	$\Delta\rho/\rho$	$\Delta\varepsilon/\varepsilon$	K
1	3,3	6	0,10	$3,2\times10^{-7}$	$3,1\times10^5$
2	3,3	4	0,20	$1,1\times10^{-6}$	$1,8\times10^5$
3	3,3	10	0,20	$6,3\times10^{-8}$	$3,2\times10^6$
4	3,3	13	0,05	$2,4\times10^{-8}$	$2,1\times10^6$
5	3,3	10	0,08	$6,5\times10^{-8}$	$1,2\times10^7$
6	3,3	5	0,28	$4,2\times10^{-7}$	$6,6\times10^5$
7	3,9	14	0,10	$1,5\times10^{-7}$	$6,6\times10^5$
8	3,9	18	0,06	$8,0\times10^{-8}$	$7,5\times10^5$
9	3,9	19	0,03	$6,8\times10^{-8}$	$4,4\times10^5$

Как видно из данных приведенных в табл. 2 и 3 диапазон изменения величины K для вариаций КС, зарегистрированных дипольными установками с разносами 5-10 км, составляет 10^5 - 10^7 .

В результате проведенного анализа можно сделать вывод о том, что коэффициент тензочувствительности флюидосодержащих пород в естественных условиях лежит в пределах $K = 10^3$ - 10^7 , при этом уровень измеряемых деформаций может достигать величин 10^{-8} - 10^{-9} . Относительно лучшие данные наблюдаются для высокочувствительных установок с малыми базами питающих диполей (табл. 1). Из этого можно сделать вывод о том, что для косвенного измерения деформации горных пород во внешней зоне очага землетрясения более предпочтительными являются высокочувствительные установки с малыми базами. Одним из основных достоинств этих установок является возможность регистрации краткосрочных предвестников на больших удалениях от эпицентра в интервале периодов от 1÷10 часов.

Природа дальнодействующих аномалий пока неясна. Различные авторы [14, 18] предполагают, что эти аномалии связаны криповым движением (ползучестью) блоков земной коры, перед образованием разрыва. О возможности крипа перед землетрясением упоминал еще 1951г. Беньоф [19] и другие исследователи [20, 21].

Результаты наблюдений методом дипольного зондирования

Преимуществом дипольного электрического зондирования возможность зондирования земной коры до глубин 5-10 км. В отдельных случаях было осуществлено зондирования области очага землетрясения. В результате длительных наблюдений на Памире [2, 22] было обнаружены вариации КС перед местными землетрясениями энергетического класса K=9-13. Анализ данных показал [22], что за 2-3 месяца перед землетрясениями энергетического класса K=9-10, в радиусе 10 км от центра измерительной установки наблюдается уменьшение КС на 8-30 %. Время регистрации землетрясения совпадает с минимумом кривой, амплитуда изменения определяется энергией землетрясения. Приуроченность экстремальных значений КС к моментам возникновения сильных землетрясений и увеличение амплитуды вариаций на приемных станциях, расположенных ближе к эпицентрам землетрясений, позволяют предположить, что обнаруженные изменения обусловлены процессами подготовки землетрясений и вызваны процессами, происходящими в больших объемах глубинных слоев земной коры. Сравнение изменений КС с различными геофизическими процессами, гидрометеорологическими факторами показало, что основным фактором, с которым связаны изменения КС во времени, является изменение напряженного состояния земной коры в сейсмоактивном районе.

Результаты вертикального электрического зондирования

В Китае крупномасштабные наблюдения за предвестниками землетрясения проводятся уже более 30 лет. Комплекс наблюдений включает в себя большую программу

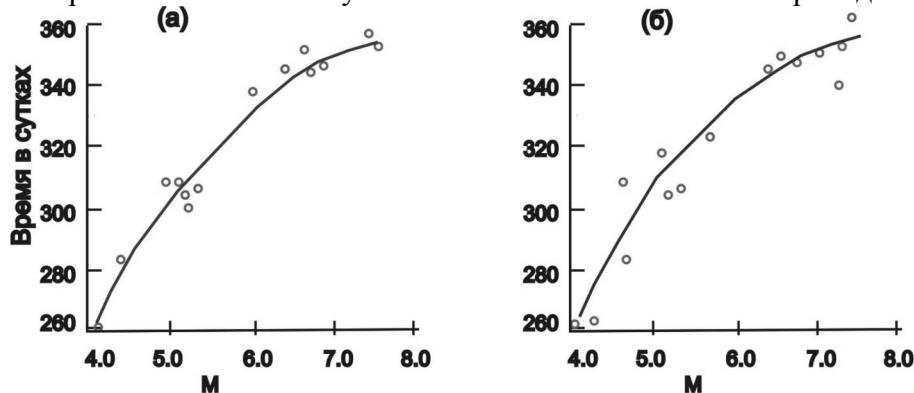
электрометрических наблюдений. В частности, электрометрическая сеть наблюдений насчитывает более 120 станций для измерения КС и 80 станций для регистрации естественного электрического поля в земле.

В работе авторов [23] приведены результаты комплексных исследований различных физических параметров перед сильнейшим Хайченским землетрясением в Китае 1976 г. Различные физические поля земной коры, такие как гравитация, наклоны, уровень воды в скважинах, эманация родона, магнетизм, кажущееся электрическое сопротивления испытывали перед землетрясением длительные аномальные возмущения имеющие общее подобие. Понятно, что все они обусловлены аномальными деформационными процессами перед землетрясением. Анализ комплексных данных позволяет сделать вывод о том, что уменьшение сопротивления связано со сжатием пород, которое вызвало в свою очередь увеличение уровня воды в пьезометрической скважине на несколько метров и нефтеотдачи пластов на нефтяных промыслах.

Анализ статистических закономерностей электрических предвестников землетрясений

На основании анализа 1139 случаев аномальных вариаций КС перед 196 землетрясениями в Китае с магнитудами $M=3,2 \div 7,9$ (из них 94% с $M \geq 4,0$) авторы работы [24] сделали следующие выводы:

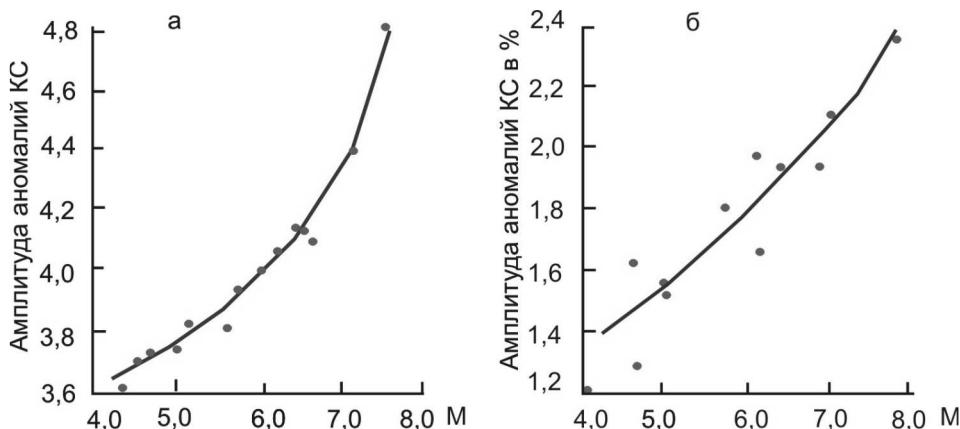
1) зависимость между временем умеренно-коротких аномалий и магнитудой землетрясения является нелинейной. Для землетрясений с $M \leq 5,0$ или близко к этому, время аномалий растет линейно с увеличением магнитуды. Затем степень увеличения аномалий времени постепенно уменьшается. Эти зависимости приведены на рис. 1;



а – нормированные к месячному периоду; б - обычный метод [24]

Рис. 1. Зависимость среднего времени аномалий КС от магнитуды землетрясения:

2) для амплитуды аномалий наблюдается экспоненциальная зависимость от магнитуды землетрясения (см. рис. 2). Для землетрясений $M \leq 5,0$ амплитуда растет медленно с увеличением магнитуды. Для землетрясений $5,0 < M < 6,5$ увеличение амплитуды постепенно нарастает. Для землетрясений $M \geq 6,5$ ускорение быстро нарастает с увеличением магнитуды.



а – нормированная к месячному периоду; б - обычный метод [24]

Рис. 2. Зависимость средней амплитуды вариаций КС от магнитуды землетрясения:

Ниже приведены статистически полученные зависимости между средним временем аномалии и магнитудой:

Для нормированных месячных данных,

$$M=22,61-14,83 \times 10^{-2} t + 2,95 \times 10^{-4} t^2 \quad (k=0,95). \quad (4)$$

Для суточных данных,

$$M=19,22-12,55 \times 10^{-2} t + 2,59 \times 10^{-4} t^2 \quad (k=0,92), \quad (5)$$

где k - коэффициент корреляции.

Статистические зависимости между средними амплитудами аномалий и магнитудой приведены ниже.

Для нормированных месячных данных,

$$S=5,442-0,823 M + 9,503 \times 10^{-2} M^2 \quad (k=0,93). \quad (6)$$

Для вариаций кажущегося электрического сопротивления в процентах,

$$\Delta\rho/\rho \times 100\% = 1,561-0,206 M + 3,966 \times 10^{-2} M^2 \quad (k=0,83). \quad (7)$$

Такую на первый взгляд разницу, т.е. появление нелинейности предвестников при больших магнитудах авторы объясняют двумя причинами: во первых это может быть связано различием свойств среды вблизи крупных разломов; во вторых - переходом среды в неупругое состояние перед сильными землетрясениями.

Рассмотренные выше нами закономерности для предвестников землетрясений являются характерными для Китайской сети наблюдений, где для измерений КС земной коры применяются методы ВЭЗ с разносами питающих электродов АВ от 100 до 1000 м. Глубина зондирования на данных разносах может достигать максимум $h \sim 0,3$ длины АВ, т.е. от 30 м до 300 м. Как известно такие глубины слабо защищены от внешних помех. В частности метеорологические помехи, связанные с дождями и снегом оказывает свое влияние на изменение КС, так как изменение сопротивления верхнего слоя вносит значительный вклад на весь измеряемый геоэлектрический разрез. Для борьбы такого рода помехой необходимо использование различных методом осреднения данных с шириной окна равной недели, месяцы, что совершенно неприемлемо для определения краткосрочных предвестников землетрясений.

Методы дипольного зондирования имеют явное преимущество перед методами ВЭЗ. Большая глубина исследований позволяет практически исключить влияние метеорологических помех, вместе с тем появляется возможность использовать различного типа методы и установки: экваториальная, осевая, азимутальная, параллельная, методы зондирования становлением поля и частотного зондирования. Одним питающим диполем, расположенным в центре полигона можно проводить наблюдения за вариациями КС на площади равной $S=400 \div 1600 \text{ км}^2$. Для этого необходимо расположить вокруг питающего диполя несколько приемных станций при этом можно обойтись одной передвижной приемной станцией.

Рассмотрим ниже статистические зависимости для дипольных установок. В работе автора [8] приводятся зависимости, полученные на Копетдагском сейсмоактивном полигоне в Туркмении. Между расстоянием и временем предвестника наблюдается линейная зависимость от энергетического класса землетрясений:

$$\lg r=0,26 K-1,46; \quad (8)$$

$$\lg t=0,24 K-1,37 \quad (9)$$

где r - радиус предвестника в км; t -длительность в сутках; K - энергетический класс землетрясения.

Анализ предвестников КС в дальней зоне от эпицентра землетрясения показывает, что амплитуда вариаций не превышает 10%. Среднее значение коэффициента тензочувствительности пород по электрическому сопротивлению равно 2×10^5 .

В работах [25, 26] рассматриваются зависимости между r , t и M , полученные на основе анализа вариаций сопротивления перед землетрясениями отдельно для типов предвестников: долгосрочных и краткосрочных. Эти данные приведены в табл. 4.

Таблица 4.

Гармский район	Коэффиц. кор.	Число точек	Чиркейское водохр-ще	Коэффиц. кор.	Число точек
$\lg r \cdot t = 0.69M - 0.33$ (долгосрочные вариации)	0.98	24			
$\lg r \cdot t = 0.48M - 1.88$ (краткосрочные вариации)	0.80	22	$\lg r \cdot t = 0.38M - 0.88$	0,58	20
$\lg r(\Delta\rho/\rho)^{0.7} = 0.39M - 1.59$ (долгосрочные вариации)	0,80	21			
$\lg r(\Delta\rho/\rho)^{0.7} = 0.43M - 3.65$ (краткосрочные) вариации	0,84	22	$\lg r(\Delta\rho/\rho)^{0.7} = 0.057M - 0.13$	0,15	23

В этой же таблице приводятся зависимости, полученные автором [27] в районе Чиркейского водохранилища в Дагестане. Из таблицы видно, что между параметрами $r(\Delta\rho/\rho)^{0.7}$ и M для района Чиркейского водохранилища практически нет никакой связи, хотя число обработанных данных составляет 23. Для зависимости $\lg r \cdot t = 0.38 M - 0.88$ наблюдаются значимая корреляция только для краткосрочных предвестников.

Автор работы [28] представил формулу, приведенную в табл. 10. для краткосрочного предвестника в районе Гарма в следующем виде:

$$\Delta\rho/\rho = 10^{0.61M - 5.22} / r^{1.43} \quad (10)$$

и сравнил её с формулой, полученной для 29 случаев предвестников наклона и деформации перед землетрясением:

$$\varepsilon = 10^{0.37M - 6.89} / r^{0.85} \quad (11)$$

Как видно из (10) и (11) для предвестников электросопротивления, наклонов и деформации существует прямая зависимость величины $\Delta\rho/\rho$, ε от M и обратная - от расстояния r .

В исследованиях по прогнозу землетрясений вопрос краткосрочных предвестниках является самым важным. Определение краткосрочных предвестников землетрясений является наиболее сложной задачей в решении проблемы прогноза времени сильного землетрясения, так как с помощью эмпирических формул, связывающих длительность предвестника с магнитудой землетрясения время толчка можно оценить лишь весьма приближенно, что совершенно неприемлемо для практического прогноза.

Механизм краткосрочных предвестников до сих пор остается неопределенным. По мнению автора [14] на заключительной стадии процесса подготовки землетрясения в фокальной зоне возникают условия, благоприятные для развития ускоренной ползучести. Ускоренное неупругое деформирование объема фокальной зоны в конечном итоге приводит к разрыву.

Авторы работы [29], исследуя зависимость времени предвестника от магнитуды землетрясения, определили краткосрочные предвестники как магнитудно независимыми и относят их к разряду предвестников второго типа. Эти предвестники группируются на прямой $\lg t = -1$.

Используя данные, полученные вариометром сопротивления Ямазаки авторы [30] определили максимальное расстояние данного типа предвестника:

$$r_{\max}/r_0 = (\varepsilon_0 / \varepsilon_s)^{1/3} \quad (11)$$

где r_{\max} -максимальный радиус проявления предвестника; r_0 -радиус области очага; ε_0 -деформация области очага; ε_s -минимальная регистрируемая деформация.

Считая $\varepsilon_0 \sim 10^{-4}$; $\varepsilon_s \sim 10^{-10}$ имеем $r_{\max}/r_0 \sim 10^2$, т.е. радиус зоны регистрации предвестника превышает радиус зоны очага в 100 раз.

Подставляя в формулу (11) размеры очага автор работы [14] получил предельный радиус предвестника. Размер очага оценивался по формуле Дамбара [31]:

$$r_0 = 10^{0.5M-2.27} \text{ км}, \quad (12)$$

Формула предельного радиуса предвестника имеет следующий вид:

$$r_{\max} = 10^{0.5M-0.27} \text{ км}. \quad (13)$$

Зона подготовки землетрясения для магнитуд $M \sim 7-8$ согласно (13) достигает 1700-5000 км. Таким образом, зона тензочувствительности может проявляться на значительных расстояниях от эпицентра. Это, в частности, позволяет объяснить регистрацию предвестников электросопротивления перед землетрясениями на расстояниях более 1000 км от эпицентра.

Допускная возможность крипового движения непосредственно перед разрушением очага, а также на основе данных анализа натурных наблюдений за вариациями электросопротивления автор работы [14] вывел формулу зависимости времени предвестника t от гипоцентрального расстояния r_1 , нормированного размером очага r_0 или предельным радиусом предвестника r_{\max} в виде:

$$t = T_0 (1 - 10^2 r_0 r_1) = T_0 (1 - r_1 r_{\max}) \quad (14)$$

где T_0 -минимальная продолжительность крипа. По натурным данным она оценивается $T_0 \sim 10$ ч.

ВЫВОДЫ

1. Вариации КС в сейсмических зонах зарегистрированы различными установками электрического зондирования, начиная от дипольных установок с разносами диполей 60 км, кончая четырехэлектродными установками с разносами питающих электродов до 6 м, при этом диапазон амплитуд вариаций находится в пределах от 0,002 до 50%. Коэффициент тензочувствительности меняется в широких пределах, 10^3 - 10^7 .

2. Для дипольных установок изменения КС перед землетрясениями могут достигать 50% и более. Амплитуда вариации КС зависит от места расположения приемных диполей. Максимальные изменения характерны для пунктов, расположенных в зоне разломов. Периоды аномального изменения совпадают по времени с периодами повышения местной и региональной сейсмичности. Перед местными землетрясениями в основном наблюдается снижение КС на 5-30%. Толчок происходит в период максимального изменения амплитуды. После толчка наблюдается процесс восстановления КС. Время предвестника меняется в пределах 15-60 суток. Для краткосрочных предвестников амплитуды вариаций составляют 3% - 57%, а время предвестника составляет 4-12 часов.

3. Анализ данных за вариациями КС полученных установками вертикального электрического зондирования позволяет сделать вывод о том, что вариации КС перед сильными землетрясениями $M=7,0-7,8$ имеют общий характер с аномалиями различных параметров земной коры, такими как, деформация, наклоны, уровень воды в скважинах, эманация радона, магнетизм. Эти аномалии обусловлены деформацией земной коры перед землетрясением. Уменьшение КС связано сжатием пород, которое вызывает увеличение уровня воды в пьезометрической скважине на несколько метров и нефтеотдачи пластов на нефтяных месторождениях.

4. Дипольные установки имеют преимущество по сравнению с другими типами установок электрического зондирования так как они не подвержены влиянию метеорологических помех и позволяют зондировать большие массивы горных пород, в отдельных случаях, области очагов землетрясений. Вместе с тем нет ясности природы столь значительных амплитуд аномалий, которые в отдельных случаях достигают 30-50%. То ли они связаны с процессами, происходящими вблизи приемных станций или же на глубине, т.е. в очаговой области, возможна также связь с разломными зонами. Метод дипольного зондирования вряд ли следует применять для проведения наблюдений на больших площадях в радиусе более чем 50км, так как это связано большими материальными затратами, потребуется тиражирование дипольных установок в зависимости от площади охвата наблюдениями. Поэтому более целесообразно использовать дипольные установки для исследовательских работ в сейсмоактивных районах отдельно взятого крупного населенного пункта, крупных инженерных сооружений, ГЭС, АЭС.

Литература

1. Садовский М. А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991. 96 с.

2. Нерсесов И.Л., Сидорин А.Я., Журавлев В.И. и др. Прогноз землетрясений методом глубинного электрического зондирования земной коры с использованием МГД – генератора «Памир – 1» // ДАН СССР. 1979. Т. 245. №1. С. 55-58.
3. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 308 с.
4. Yamazaki Y. Preseismic resistivity changes recorded by the resistivity variometer (1), (May 14, 1968–February 28, 1975) // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo. 1980. Vol. 55. P. 755-794.
5. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 269 с.
6. Гамбурцев Г.Г., Гамбурцев Н.Г., Николаев А.В. Временные ряды // Сейсмический мониторинг земной коры. Москва. Институт физики Земли АН СССР. 1986. С. 228-241.
7. Morrow C., Brace W.F. Electrical resistivity changes in tuffs due to stress // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. N 4. P. 2929-2934.
8. Avagimov A.A., Ataev A.K. Structure of Precursor Anomalies of Electrical Conductivity and its tensosensitivity in Kopetdag Seismic active region // J. of Earthquake Prediction Research. 1994. N 3. P. 572-580.
9. Идармачев Ш.Г., Абдулаев Ш-С.О. Оценка тензочувствительности электрического сопротивления горных пород в сейсмоактивных районах // ДАН. 1998. Т. 3. № 5. С. 682-684.
10. Zhao Yulin, Qian Fuye, Stopinski W. In situ experiment and a relationship between electrical resistivity changes and the strains // Acta Geophys. Polonica. 1990. Vol. 38. №3. pp. 229-243.
11. Yamazaki Y. Precursors and coseismic resistivity changes // Pageoph. 1975. Vol. 113. N ½. P. 219-227.
12. Yamazaki Y. Preseismic resistivity changes recorded by the resistivity variometer (1), (May 14, 1968–February 28, 1975) // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo. 1980. Vol. 55. P. 755-794.
13. Rikitaki T., Ymazaki Y. Resistivity Changes as a Precursor of Earthquake // J. of Geomagnetism and Geoelectricity. 1976. Vol. 28. N 6. P. 497-505.
14. Моргунов В.А. Крип горных пород на завершающей стадии подготовки землетрясения // Физика Земли. 2001. №4. С. 3-11.
15. Волкова Е.Н., Камшилин А.Н., Эфендиев М.И. Некоторые результаты изучения среды электро-вариометром на Ашхабадском геодинамическом полигоне // Прогноз землетрясений. Душамбе: Изд. «Дониш» 1986. №7. С. 90-94.
16. Челидзе Т.Л., Авалиани З.С., Черголейшвили Т.Т. Массивы горных пород как датчики напряженного состояния // Прогноз землетрясений. Душанбе-Тбилиси: «Дониш». 1989. №2. С. 245-253.
17. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений // Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука. 1980. С. 7-44.
18. Рикитаки Т. Предвестники землетрясений. М.: Мир. 1979. 388 с.
19. Benioff H. Earthquake and rock creep // Bulletin of the Seismological Society of America. 1951. Vol. 41. N 1. P. 30-62.
20. Krauz R.H. Schols C.H. Critical dilatant volume of rocks at the onset of tertiary creep // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82(30). P. 4893-4898.
21. Rice J. R., Rudnicki J.W. Earthquake precursory effects due to pore fluid stabilization of a weakening fault zone // J. Geophys. Res. 1979. Vol.84. N 5. P. 2177-2193.
22. Барсуков О.М., Сорокин О.Н. Изменение кажущегося сопротивления горных пород в Гармском сейсмоактивном районе // Физика Земли. 1973. №10. С. 100-102.
23. Zhang Z., Zheng D., Wang G. Precursors to earthquakes in Chinese mainland // J. of Earthquake Prediction Research. 1994. v. 3. №4. pp. 528-539.
24. Du P., Jiang H., Guo J. Study of the Possibility of Using Ionospheric Anomalies and
25. Earthquake Prediction // J of Earthquake Prediction Research. 2000. Vol. 8. N. 3. p. 332-342.
26. Сидорин А.Я. Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния // ДАН. 1979. Т. 245. №4. С. 825-828.
27. Сидорин А.Я. Электрическое зондирование земной коры в целях прогноза землетрясений. – Автореферат кан. дисс. Москва. 1980.
28. Идармачев Ш.Г. Вариации электрического сопротивления массива горных пород, связанные с сейсмичностью района Чиркейского водохранилища в период его заполнения. Диссертация на соискание ученой степени к.ф. - м.н. Махачкала. 1981. 135 с.
29. Зубков С.И. О краткосрочных предвестниках землетрясений // Физика Земли. 1993. № 9. С. 67-70.
30. Rikitaki T., Ymazaki Y. Resistivity Changes as a Precursor of Earthquake // J. of Geomagnetism and Geoelectricity. 1976. Vol. 28. N 6. P. 497-505.
31. Rikitaki T., Ymazaki Y. The Nature of Resistivity Precursor // J. Earthquake Prediction Res. 1985. Vol. 3. P.559-570.
32. Dambara T. Vertical movements of the earth's crust in relation to the Matsushiro earthquake // J. Geod. Soc. Japan. 1966. Vol. 12. P. 18-45.

**ПРЕДВЕСТИКИ ТУРЕЦКОГО 1999 И ИРАНСКОГО 2003 Г ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ В ДАГЕСТАНЕ, ИТАЛИИ И ИЗ КОСМОСА**

**PRECURSORS OF THE TURKEY EARTHQUAKES OF 1999 AND
IRAN EARTHQUAKE 26.12.03 OBSERVED IN DAGESTAN,
IN CENTRAL ITALY AND IN SPACE**

M.G. Danialov, V.A. Alekseev**, N.G. Alekseeva**, A.S. Malgin***,
O.G. Ryazhskaya***, O. Saavedra****, A.A. Tronin******

**Seismological Group, Geophysicas Service, Russian Acad. Sci.*

*** Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Russian*

****Institute of Nuclear Research, Russian Acad. Sci., Moscow, Russia*

***** Institute of Cosmogeophysics, Turin, Italy*

******Res. Centre of Ecolog. Safety, Russian Acad. Sci., St. Petersburg, Russia*

Convective motions in the Earth's mantle build up the system of long-distance deep faults. Accordingly, a process terminating in strong earthquake would manifest itself at the distances of global scales [1]. Thus, seismic activity of the Alpine fold belt is known, to be highly correlated. In this zone, there are a lot of monitoring stations where characteristics relating to this activity are recorded. Radon field variations were measured in underground laboratory, located in a tunnel under the Gran Sasso, mountain in Central Italy. The area is injected through the surface of an underground cave where the installation is mounted. The variation radon concentrations in cave atmosphere were monitored with the 400-ton scintillation detector LVD (Large Volume Detector). The method used is the detection of γ -radiation from radon group nuclei. The vast surface area through which γ - quanta penetrate into the counters (about 600 m^2), provided high statistic reliability of results obtained. Beginning from 1997, earth-

quakes with the magnitudes from $M = 3.8$ to 5.6 having epicenters in Italy, Greece, Turkey, Aegean and Mediterranean Seas had been studied [2].

Precursors type of ionosphere total electron content anomalies for two destructive earthquakes in Turkey (at 1999) is analyzed on base of TEC of GPS net. We found the ionosphere anomalies, which well pronounced one-two days before the well known Turkey earthquakes of 17th August of 1999 with magnitude more than $M=7.0$

With the aim of revealing precursors of the Iran 26.12.03 earthquake, We studied the records obtained in Daghestan (electric and heat fields monitoring data), in Central Italy (degassing radon flow ones) and in space (in infrared photography).

Here, We show the data on the Iran 26.12.03 earthquake.

The counting rate (Hz/counter) versus time, sampled every 1 day in the period since 11.12.03 to 30.12.03. Usual (practically undisturbed) appearance of the curve is replaced, at 17.12, by oscillations with a maximum at 22.12 – 23.12 (further during some hours the measurements were not taken). We have that the oscillations cease at about 1 day before the Iran 26.12.03 earthquake.

The considered trend of the curve well correlates with the results of satellite observation of infrared emission flux. We note coincidence, the events of oscillation maximum at 22.12 – 23.12 and minimums of the thermal anomalies of both area and temperature.

We have two satellite photographs of the region of the Iran 26.12.03 earthquake, performed before the catastrophe, where the arrows show thermal anomalies and the circle correspond to the epicenter of the earthquake. Further, We consider minimums of the thermal anomalies curves at 15.12.03 and 23.12.03. Note that, these minimums coincide with enhancements of temperature monitored by an observatory in Daghestan (where curves present temperature, and curves show electric fields in Hz⁻¹). There, since 1990 we are carrying out also the monitoring of thermo-electric field within a borehole. Strengthening the electric field manifested itself on 25.12.03 as solitary pulse-like signals, earlier, the similar effect has been described by us in relation with the Rudbar earthquake.

Let us note, that solitary pulse-like signals event correspond with the maximum of the thermal anomaly of area-temperature at 25.12.03. Thus, the monitoring data obtained by extremely distant observatories agree between them also as with the data of space measurements. The phenomena related with the Iran 26.12.03 earthquake have affected complex tectonic structures, including zones of compression and tension.

The development of appropriate set of the monitoring observatories together with the space techniques used could essentially improve results of prediction of strong earthquakes since the analysis of "long-distance" data help to ignore the disturbances of local and insignificant character.

Fault structure and seismic activity was investigated in a region along the Red Sea and the Dead Sea on the data of the measurements of radon degassing, atmospheric cloudiness, and ionosphere parameters.

We juxtapose in details both the distribution and character of cloudiness with the location strains of the fault zone in a region along the Red Sea and the Dead Sea.

To compare with the known map of location strain, we have the results of cloudiness observation obtained by the satellite RESOURCE 01 (earlier, we have shown the existence of such relation by analyzing meteodata of peninsula Crimea meteostations for 45 years). The cloudiness

distribution seen in satellite photographs reveals the fault structure in the region, clouds following individual fault lines.

As it is known, a high level of radon emanation, related with seismic activity, is observed in the Dead Sea Rift region

1. V.A. Alekseev, A.V. Getling. On the character of convective motions in the Earth's mantle. High-pressure science and technology. *Sixth Airapt Conf.*. Vol.2. Plenum Press, 1979, pp.231-236.
2. Aglietta M., Alekseev V.A., et all. Seismic activation of North-East Mediterranean and its correlation with radon fields in Central Italy. *Proc. 5th Int. Conf. On Rare Gas Geochemistry*. Debrecen, Hungary (1999). P. 37 – 41.

ГИС И БАЗЫ ДАННЫХ В СЕЙСМОЛОГИИ

Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г.

Институт геологии Дагестанского научного центра РАН

Современный этап развития наук о Земле характеризуется особым вниманием к исследованию глубинного строения планеты, вызванным необходимостью решения проблем геодинамики, эффективного прогнозирования скрытых на глубине полезных

ископаемых, изучению глобальных причин образования осадочных бассейнов, содержащих нефтяные и газовые месторождения.

Практически все данные, производимые в настоящее время различными предприятиями и организациями, изучающими геологические объекты, можно отнести к типу пространственных данных, образующих значительную часть национального информационного ресурса. Их эффективное использование предполагает наличие организационных структур и инструментов, позволяющих оперировать ими. Такими инструментами являются географические информационные системы (ГИС), известные еще с начала 60-х годов прошлого века. С их помощью решаются стратегические и глобальные задачи развития месторождений, охраны окружающей среды и т.д.

Практикой доказана быстрая и многократная окупаемость инвестиций в крупные геоинформационные проекты. Производство пространственно-временных данных стимулирует развитие смежных отраслей и формирование новых рабочих мест.

Землетрясения по своим разрушительным последствиям, числу жертв и деструктивному воздействию на среду обитания человека занимают одно из первых мест среди других природных катастроф. Они обусловлены продолжающейся сотни миллионов лет глобальной эволюцией литосферы нашей планеты.

Предотвратить землетрясения невозможно, однако их разрушительные последствия и количество человеческих жертв могут быть уменьшены путем создания достоверных карт сейсмического районирования, баз данных (БД) сейсмической информации и проведения в сейсмоактивных районах долгосрочной политики, основанной на повышении уровня осведомленности населения и федеральных органов об угрозе землетрясений и умении противостоять подземной стихии.

Производство информации в настоящее время характеризуется огромными объемами и высокими темпами их роста. Рост производства информации носит характер геометрической прогрессии. Поэтому в настоящее время значительного развития достигли технологии упорядочения и сжатия информации. Увеличение объема получаемых в геологии данных делает весьма актуальной проблему создания, поддержания и представления широкому кругу пользователей мощных баз данных снабженных гибкими поисковыми системами [1].

Современный период развития информационных технологий характеризуется доступностью ГИС для массового пользователя и формированием инфраструктур пространственных данных. Большинство карт преобразуются в цифровые модели, а их тематические наборы или слои начинают комплексироваться в электронные атласы. Традиционными становятся изображения карт в области виртуальной реальности. Активно проводятся работы по инфраструктурам пространственных данных, многочисленными стали примеры интеграции ГИС и интернет.

Для России характерно совершенствование фундаментальных понятий теории, «интеллектуализация» ГИС, обращение к объектно-ориентированным моделям в ГИС, развитие теории «нечетких знаний», совершенствование систем управления базами данных и знаний, разветвленных пользовательских систем и сетевых структур, а также интегрированных ГИС. Все большее внимание стало уделяться интеллектуальному анализу данных.

Для адекватного и точного описания всех свойств геологических объектов не существует единых бесспорных аналитических формул. Поэтому адекватной формой знания об этом объекте могут считаться именно соответствующие ГИС и БД, при условии их полноты и презентативности. Но если ГИС отражают реальность одновременно достаточно полно и достаточно компактно, эта форма знания может обладать всеми соответствующими атрибутами – становится объектом научного исследования объекта, в частности приобретает предсказательную силу. Следует особо отметить, что возможность обработки в полных реляционных БД практически любого комбинированного запроса позволяет во многих случаях получить именно новую информацию, поскольку

до такой обработки эта информация хотя и была известна, однако другими способами практически не могла быть получена. Точнее могла бы, но во многих случаях это потребовало бы слишком больших временных затрат.

Взаимодействие всех геологических объектов между собой посредством различных процессов образуют сложную систему, подверженную различным воздействиям. Эта взаимосвязь затрудняет количественное описание (т.е. математическое моделирование) и прогноз поведения геологических процессов. Необходимо учесть практически все геологические процессы в единой модели, основанной на физических законах, описывающих геологические процессы [2].

Эти законы формулируются в виде системы уравнений математической физики самого общего вида, решение которых можно получить только численными методами, да и то с известными ограничениями, накладываемыми прежде всего возможностями вычислительной техники.

Формулировка уравнений модели, составление алгоритмов их численного решения, программная реализация этих алгоритмов, выбор входных параметров, проведение расчетов пространственно-временных вариаций параметров объекта исследования для заданных граничных условий, анализ и интерпретация полученных результатов – все это в совокупности и должно составлять математическую основу предполагаемой модели.

Геоинформационная модель геологических объектов выражается в совместном решении конечно-разностных дифференциальных уравнений, когда производные представляются в виде отношения малых, но конечных разностей значений неизвестных функций и их аргументов, взятых в узлах разностной сетки, т.е. на пересечениях линий, которыми моделируемое пространство и время разбиты на дискретные области. Чем гуще сетка и соответственно больше узлов, тем точнее приближенное численное решение. Для решения моделирующих дифференциальных уравнений требуется задать граничные условия и начальное распределение параметров. А значения этих параметров необходимо взять из данных геолого-геофизических исследований.

Анализ численных результатов моделирования, невозможен без должной визуализации результатов расчета, наблюдений и геологических исследований с использованием современных средств компьютерной графики, разработка которых – составная часть моделирования [3].

Все это вместе превращает процесс исследования землетрясений в увлекательнейшее занятие, в котором физика, математика, информатика и геология выливаются в конечном итоге на экране монитора компьютера в объемную цветную модель геологического объекта.

Зародившись как вспомогательный инструмент информационного обеспечения научных исследований, ГИС совместно с реляционными БД становятся в один ряд с традиционными формами познания – экспериментальными и теоретическими исследованиями. Концентрация объемов информации при помощи технологий БД приводит к появлению нового знания. Объединение в современных ГИС результатов различных исследований и содержательный анализ такой информации открывают совершенно новые возможности для получения принципиально нового научного знания. Количество данных описывающих геологические объекты столь велико, что без применения ГИС принять их все к сведению практически невозможно. А если уменьшается «количество» анализируемой информации, не возникает и «качество» – новое знание. Постановка и решение научных задач с помощью современных ГИС могут послужить основой нового научного направления, предметом которого будет разработка методов содержательного анализа больших массивов информации – баз данных – и получение на основе этого анализа нового знания.

Реализация такой модели позволит более эффективно проводить мониторинг сейсмоактивной территории. По полученным результатам также возможно уточнение или опровержение различных теоретических концепций по геологическому строению исследуемой территории и процессам, происходящим под ней.

В связи с вышеизложенной концепцией (технологией применения ГИС) в Институте геологии проводится мониторинг и формирование банка данных цифровой геологической информации по следующим направлениям:

- по гидрогеодинамическому режиму (ГГД-данные наблюдений предприятия «ГеоСервис»): по скв. № 115 за 2001-2010 годы; скв. Серебряковка за 2001-2010 годы; по скв. Айды (Каякент) за 2002-2010 годы;
- наблюдений по скв. №11 РСП «Полигон» 2001-2010 годы.
- гидрогазохимии ст. «Каспий» за 2001-2010 годы; ст. «Караман» за 2001-2010 годы;
- по сейсмологическим материалам за 1996-2010 годы;
- непрерывных измерений геофизических параметров среды на измерительных пунктах «Махачкала» и «Турали» 2000-2010 годы.
- гидрогеодинамических параметров артезианских скважин ТКАБ.

Предполагаются полигонные испытания и наладка разработанных и изготовленных нами передвижных цифровых сейсмометров (6 комплектов) с современным программным обеспечением и с применением современных ГИС-технологий, наблюдений за выявленной ранее динамикой расширения площади зоны сейсмического затишья на территории Дагестана с использованием данных локальной сети Дагестанского филиала Геофизической службы РАН и проводимой нами регистрации микросейсмической эмиссии [4,5].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранта №№ 09-05-96540).

Литература

1. Курбанов М.К., Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г., Гусейнова А.Ш., Мамаева А.С. Методы составления и структура базы данных для создания геоинформационных систем (ГИС) Терско-Кумского артезианского бассейна // Сборник трудов института геологии №55. Махачкала 2009 г. С.- 48-51,
2. Широков В.А. Разработка моделей подготовки сильных землетрясений и вулканических извержений на основе изучения их связи с космическими ритмами // Материалы Всероссийской научной конференции 100-летие Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908-1910 гг. Петропавловск-Камчатский, 2009
3. Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г. Разработка трехмерных компьютерных моделей геологических объектов // Сборник трудов института геологии № 55. Махачкала 2009 г. С.- 75-77.,
4. Мамаев С.А., Таймазов Д.Г., Магомедов Р.А., Магомедов Ю.М., Магомедов А.Г., Никуев Р.Ю. Наблюдения за микросейсмической эмиссией на территории Дагестана. // Ресурсы подземных вод Юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству». - Тр. ИГ ДНЦ РАН., Вып. 55.- Махачкала, 2009. - С. 279-281.
5. Таймазов Д.Г., Мамаев С.А. О развитии новых подходов к проблеме сейсмической безопасности территории Дагестана с использованием геофизических наблюдений // В этом же сборнике.

СОЗДАНИЕ КРУПНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ И ИЗМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

*Исмаилов А.Ш., Сулейманов А.И., Саидов О.А.
Дагестанский филиал Геофизической службы РАН, ИГ ДНЦ РАН*

Целью настоящей статьи является сравнительный анализ вариаций глубинных потоков гелия и давления в скважине, а также изменения составляющих геомагнитного поля Земли от заполнения водохранилищ.

Исследования проводились в пределах Дагестанского клина в районе Чиркейского ($\phi=43,0^\circ$, $\lambda=46,9^\circ$) и Ирганайского водохранилищ Сулакских гидроэлектростанций в различные годы.

Район Дагестанского клина представляет значительный интерес для гидроэнергетиков, а также для геофизиков при исследованиях изменений геофизических полей в бассейне каскада Сулакских гидроэлектростанций (Чирюртовская, Миатлинская, Чиркейская, Ирганайская, Гунибская, и др.) с суммарной установленной мощностью 5760 МВт.

Чиркейское водохранилище на р. Сулак (высота плотины 232 м.) расположено на северо-восточном уступе Кавказского горного сооружения в зоне Сулакского мери-

диального выступа, который является северо-западным окончанием Дагестанского клина, орографически представляющего собой интенсивно поднятый участок (отметки до 2700 м), контрастно сочлиняющийся с Терско-Сулакской низменностью. Объем водохранилища составляет 3,0 млрд. м³, за сезон расходуется 1,5 млрд. м³ воды. При этом уровень воды в водохранилище срабатывается на 40 метров, а заполняется водохранилище практически за три летних месяца. Водохранилище при максимальной отметке – НПУ -356 м. распространяется по Сулакскому каньону на 35 км., ширина у плотины до 5 км., а глубина 210 м.

Водохранилище Ирганайской ГЭС не относится к крупным, тем не менее, зона его расположения сейсмически активна (Дагестанский клин) и соответствует тем геологическим, гидрогеологическим, геофизическим критериям, которые необходимы для возникновения возбужденных землетрясений. Водохранилище при максимальной отметке - НПУ-547 м распространяется по долине реки на 20 км. Ширина в головной части 1,1 – 1,8 км, средней - 0,8 – 1,2 км, хвостовой- 0,15 – 0,5 км. Проектируемый объем водохранилища 800 млн. куб. метров, а максимальная глубина водохранилища у плотины – 95 м. Годовая амплитуда сработки уровня зеркала водохранилища достигает 30 м. Режим водохранилища: максимальный уровень (НПУ 547 м.) три месяца в году (август – октябрь), сработка уровня с ноября по март, в апреле уровень держится на отметке (УМО 517 м), а в мае – июле происходит равномерный подъем уровня со скоростью 30 см /сут.

В районе Сулакского каскада ГЭС, начиная с 1980 г. проводятся магнитометрические измерения в рамках изучения влияния заполнения крупного водохранилища на сейсмотектонические процессы в форме наведенной сейсмичности. Измерения проводились магнитометрами М-33, ММП-203 и М27-М.

Техногенное вмешательство человека в природу при создании крупных водохранилищ не только нарушает равновесие сложившихся экологических систем, но и активно воздействует на геодинамические процессы. В районах с активной геодинамикой водохранилища, образованные высотными плотинами, оказывают заметное влияние на эндогенные процессы, в начальный период заполнения возбуждает мелкофокусные техногенные землетрясения и провоцирует к разрядке сейсмические очаги тектонической природы [1]. Одной из форм проявления такого воздействия являются так называемые возбужденные землетрясения, вызванные изменениями напряженно-деформированного состояния массива горных пород под воздействием веса воды при заполнении и сработки водохранилища.

В данной статье проводится сравнительный анализ вариаций глубинных потоков радиогенных газов, давления в скважине и составляющих геомагнитного поля в зависимости от изменения уровенного режима заполнения водохранилищ Сулакского каскада ГЭС в разные годы.

На рисунке 1 представлены кривые изменения концентрации гелия кривая (1) и давления (2) в скважине в зависимости от уровенного режима (3) Чиркейского водохранилища.

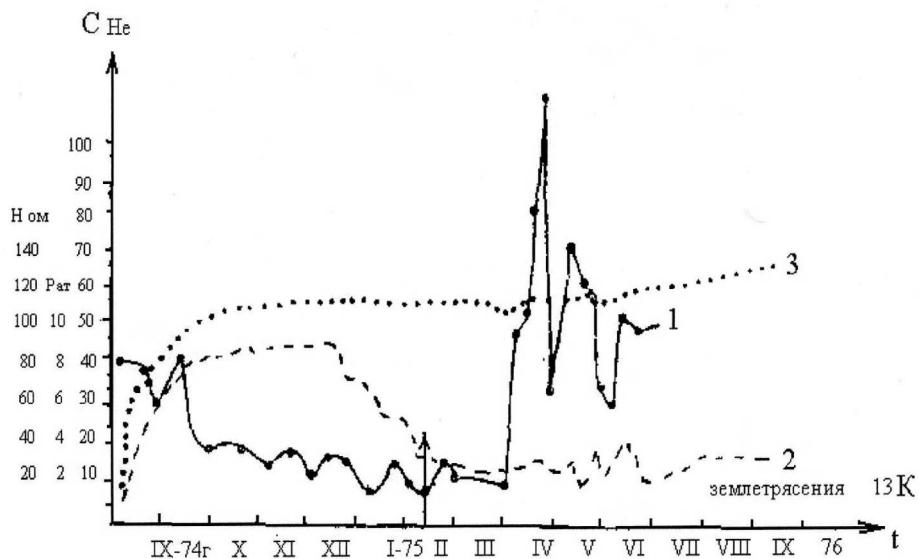


Рис.1

Количественные измерения концентрации гелия производились на модернизированном гелиевом течеискателе ПТИ-7А хроматомассспектрометрическим методом [2], измерение давления в скважине - ртутным манометром.

Как видно из рисунка, Буйнакское землетрясение от 25 января 1975 г., спровоцированное уровенным режимом Чиркейского водохранилища, с $M= 5,4$ вызвало уменьшение гелиевого потока в исследуемой скважине примерно в 2,4 – 3,6 раза, при соответствующем увеличении порового давления в скважине. Объяснить уменьшение гелиевого потока можно нарушением путей выхода гелия с увеличением порового давления, а также повышением растворимости гелия в воде за счет давления [3].

Локальные изменения магнитного поля Земли могут происходить в результате различных физических процессов, но наиболее вероятные – электромагнитные и пьезомагнитные. Пьезомагнетизм горных пород [4],

изменение их намагниченности под воздействием механических напряжений могут служить причиной локальных геомагнитных вариаций. В данном случае речь идет о воздействии веса воды водохранилища Ирганайской ГЭС.

В районе Сулакского каскада ГЭС, начиная с 1980 г. проводятся магнитометрические измерения в рамках изучения влияния заполнения крупного водохранилища на сейсмотектонические процессы в форме наведенной сейсмичности. Измерения проводились магнитометрами М-33, ММП-203 и М27-М.

На рисунке 2 представлены графики вариаций модуля полного вектора δT и вертикальной составляющей δZ в нТл за 2008 год, совмещенные с графиком заполнения уровня Ирганайской ГЭС.

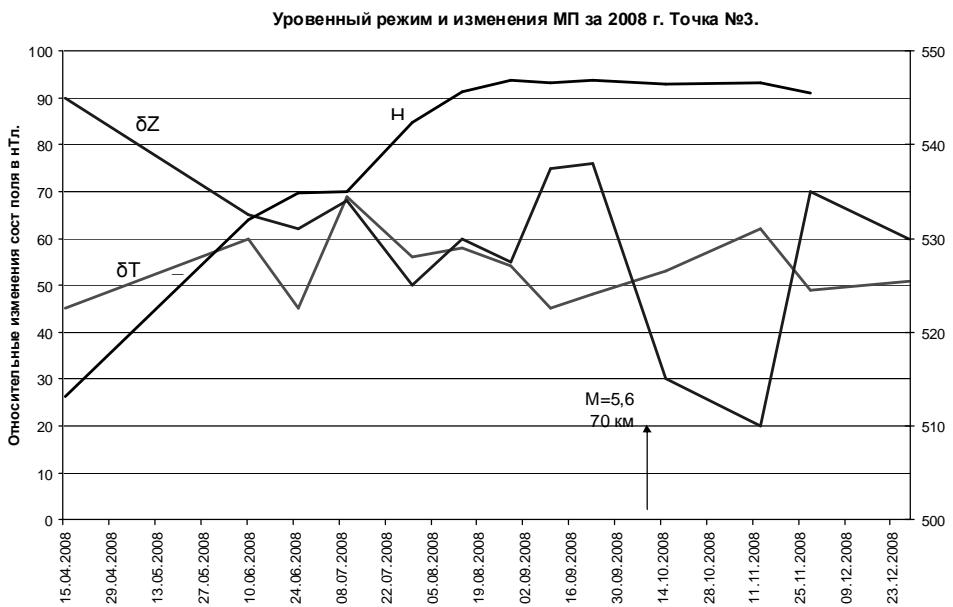


Рис.2.

Как видно из рисунка 2:

а) в период интенсивного подъема уровня и набора массы воды водохранилища, вариации вертикальной составляющей геомагнитного поля δZ намного превышают вариации модуля полного вектора δT , что указывает на проявление магнитоупругово эффекта в естественных условиях [5].

б) в период стабилизации уровня водохранилища наблюдается резкое изменение вертикальной составляющей δZ . Это позволяет предположить, что данная вариация связана с подготовкой Курчалоевского землетрясения с $M=5,6$ на расстоянии 70 км, и сопутствует начальной части его афтершоков.

Примечательно, что перед наведенными и близкими землетрясениями наблюдаются, как максимумы так и минимумы зарегистрированных нами геофизических полей.

Литература.

1. Гупта Х. и Растиги Б. Плотины и землетрясения.– М.: Мир, 1979.–245 с.
2. Сардаров С. С., Галимов Б. С. и др. Масс-спектрометрическое определение концентрации гелия в газах различного состава (на ПТИ-7А). Сб. «Сейсмический режим территории Дагестана». Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, №1 (13), 1977.
3. Исмаилов А.Ш. Вариации глубинного потока газов в зависимости от заполнения крупного водохранилища. – Геодинамика и сейсмичность территории Дагестана. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, №3 (21), Махачкала, 1979, С. 87-90.
4. Дунаев Ф.Н. О магнитной текстуре ферромагнетиков, подвергнутых внешним нагрузкам.- Изв. АН СССР. Сер. Физ., 1961, т.25, №25, С. 1502-1506.
5. Сулейманов А. И., Дейнега Г. И. А.С. № 1241879, 1986

МОНИТОРИНГ ГЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ В СВЯЗИ С ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ РАЙОНА ВОДОХРАНИЛИЩА ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС

Сулейманов А.И., Сайдов О.А. Магомедов Б.А.

Институт геологии ДНЦ РАН, Дагестанский филиал Геофизической службы РАН

Изучение современной динамики земной коры, обнаружение явлений, связанных с подготовкой землетрясений и физическими процессами в его очаге, а также разработка методики использования этих явлений для прогноза места, времени и силы землетрясения являются одной из наиболее важных задач, состоящих перед геофизиками.

Целенаправленные и планомерные комплексные геолого-геофизические исследования по оценке степени сейсмической опасности и разработке научных основ и методов

прогнозирования начаты в Дагестане после разрушительного с $M=6,6$ Землетрясения 14 мая 1970 года. На геодинамическом полигоне Дагестанский клин организованы режимные наблюдения за комплексом сейсмологических, геофизических, гидрогеохимических и геодезических и других предвестников землетрясений.

Фундаментальное свойство ферромагнетиков изменять магнитные свойства под действием упругих напряжений позволяет считать метод магнитометрии одним из основных для измерения динамики упругих напряжений в земной коре. Технической основой организации таких работ явилось широкое распространение абсолютных протонных и квантовых магнитометров чувствительностью до 0,1 нТл.

Целью магнитометрических исследований явилось изучение пространственно-временных закономерностей проявления медленных и быстрых вариаций магнитного поля Земли, исследование их природы и связи с региональными и локальными сейсмотектоническими процессами в земной коре, а также оптимизация сети магнитометрических наблюдений и разработка методики использования характеристик вариаций для прогноза землетрясений.

Сейсмотектонический процесс возникает в результате деформирования горных массивов. О возникновении деформации можно судить только по косвенным признакам, исследуя пространственно-временной ход различных геофизических, геодезических, геохимических параметров. В свою очередь, информативность того или иного параметра зависит от конкретных геологических условий, особенностей сейсмического режима и влияния различного рода второстепенных факторов.

Локальные изменения магнитного поля Земли могут происходить в результате различных физических процессов, но наиболее вероятные электромагнитные и пьезомагнитные. Пьезомагнетизм горных пород, изменение их намагниченности под действием механических напряжений могут служить основной причиной локальных геомагнитных вариаций [1]. В данном случае речь идет о воздействии веса воды водохранилища Чиркейской гидроэлектростанции.

Упругие напряжения приводят к возникновению в горной породе магнитной анизотропии. Величина упругих напряжений не может превышать предела прочности пород при этом величина остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости по оси сжатия пород уменьшается и перпендикулярно оси увеличивается. С.П.Капица впервые изучил изменение намагниченности горных пород под действием давления и определил величину пьезомагнитного коэффициента CJ [2].

Изменения намагниченности горных пород под действием упругих напряжений зависят, как от величины, направления приложенного напряжения и величины самого магнитного поля, так и от вида ферромагнитных включений породы. Под действием упругих напряжений в ферромагнетике возможно как обратимое, так и необратимое изменение магнитных свойств за счет процессов смещения границ доменов и вращения вектора остаточной намагниченности J_s доменов и зависимость восприимчивости от нагрузки имеет вид [3]:

$$\chi(P) = \left(1 + \frac{25 \lambda s P}{16 K}\right) \frac{\sigma_0 \chi_0}{\sigma_0 + P_0}$$

где- σ_0 , χ_0 , P_0 - остаточное напряжение, восприимчивость и давление при $P=0$, K - константа анизотропии, λs - коэффициент магнитострикции насыщения.

По величине необратимые изменения магнитной восприимчивости пород в областях давлений 300-700 атмосфер значительно меньше обратимых. При этом обратимые изменения при нагрузке и разгрузке осложнены релаксационными процессами, происходящими при установившейся нагрузке, т. е. перераспределением упругих напряжений в ферромагнитных образцах.

Под действием напряжений, превышающих предел упругости, в основном, и происходят необратимые изменения. Результаты экспериментов проведенных рядом авторов

на образцах из ферромагнитного материала показало, что при сильном предварительном сжатии и при повторных наложениях нагрузки (порядка 500 атм.) происходит только поворот вектора остаточной намагченности доменов и суммарный вектор намагченности образца может отклониться от первоначального направления приложенного поля до 8 градусов [4]. При повороте результирующего вектора намагченности образцов хотя бы на незначительный угол происходят значительные изменения составляющих геомагнитного поля.

Техногенное вмешательство человека в природу при создании крупных водохранилищ не только нарушает равновесие сложившихся экологических систем, но и активно воздействует на геодинамические процессы. Одной из форм проявления такого вмешательства являются так называемые возбужденные землетрясения, вызванные изменениями напряженно-деформированного состояния массива горных пород под воздействием веса воды при заполнении и эксплуатации водохранилища. Практика заполнения крупных водохранилищ в сейсмически активных регионах показала, что возникающие в результате заполнения водохранилища деформации прогибания являются одной из причин возникновения землетрясений возбужденной природы [1].

В районах с активной геодинамикой, водохранилища образованные высотными плотинами, оказывают заметное влияние на эндогенные процессы. В начальный период заполнения отмечаются мелкофокусные техногенные землетрясения, которые по всей вероятности, провоцируют к разрядке сейсмические очаги тектонической природы.

Район исследований, тектоническая область Дагестанский клин, представляет значительный интерес не только для гидроэнергетиков, а также для геофизиков при исследованиях изменений геофизических полей в бассейне каскада Сулакских гидроэлектростанций (Чирортовская, Миатлинская, Чиркейская, Ирганайская, Гунибская , и др.) и характеризуется необходимыми естественными геологическими условиями для проведения эксперимента по изучению влияния переменной нагрузки на магнитное поле Земли (низкий фон естественных помех, наличие компетентных пород с оптимальной намагченностью в окрестностях прилегающих к водохранилищу и другими фактограмами).

Чиркейское водохранилище на р. Сулак расположено на североосточном уступе Кавказского горного сооружения в зоне Сулакского меридиального выступа, который является северо-западным окончанием Дагестанского клина, орографически представляющего собой интенсивно поднятый участок (отметки до 2700 м), контрастно сочленяющийся с Терско-Сулакской низменностью. Объем водохранилища составляет 3.0 млд. м³, за сезонный период расходуется 1,5 млд. м³ воды. При этом уровень воды в водохранилище срабатывает на 40 метров, а заполняется водохранилище практически за три летних месяца. Водохранилище при максимальной отметке –НПУ -356 м. распространяется по Сулакскому каньону на 35 км., ширина у плотины до 5 км., а глубина у плотины 210 м.

Численный расчет величины деформаций прогибания горных пород в основании Чиркейского водохранилища [5] показало, что максимальное значение прогибания (8 см) отмечается под ложем водохранилища на глубине 1 км. Погружение поверхности охватывает площадь не менее 1000 км², которая превышает зеркало водохранилища более в 40 раз. В результате неравномерного распределения водной нагрузки в объеме водохранилища горные породы на центральном участке зоны прогибания испытывают деформации сжатия, а в краевых частях – относительного растяжения

Многие наши исследования изменений вариаций геомагнитного поля, связанные с изменениями уровенного режима Чиркейского водохранилища, выполнены на основе экспедиционных работ Института Геологии ДНЦ РАН и это позволило осуществить большой объем полевых экспериментальных работ и обнаружить большое количество вариаций составляющих геомагнитного поля перед землетрясениями возбужденной природы.

Для выявления связи вариаций составляющих геомагнитного поля с колебаниями уровенного режима водохранилища, т.е. проявлением пьезомагнитного эффекта за счет нагрузки на основание водохранилища при его заполнении и сработки, на базовой точке в

непосредственной близости от магнитометра М-33, подключенного к устройству для автоматического программного управления, обеспечивающего круглосуточную его работу в качестве автономной вариационной станции в течении всего периода полевых работ., установлены на закрепленных точках магнитометры ММП-203 и М-27М, измерения на которых проводились в одно и то же время, 2 раза в сутки: в утренние и вечерние часы.

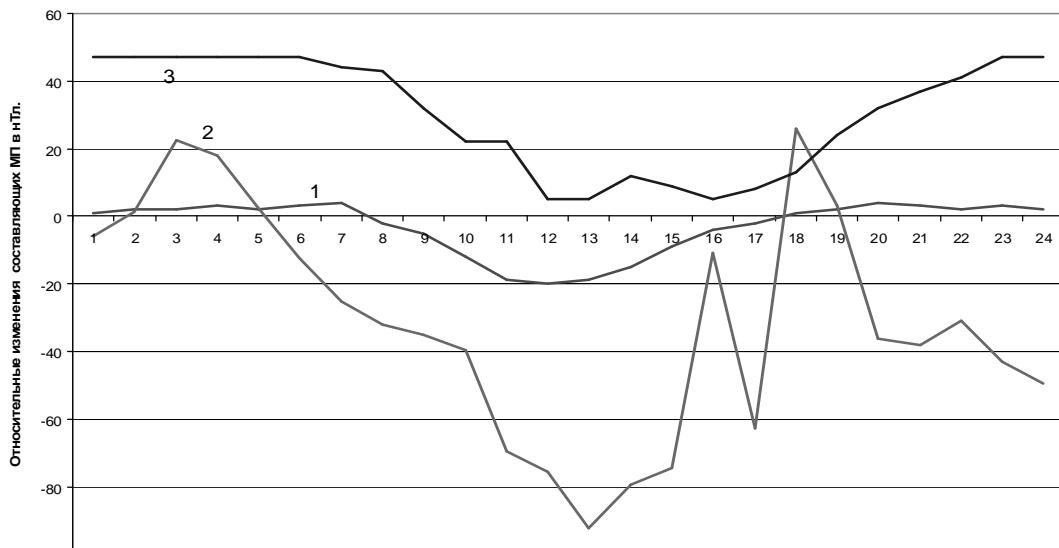


Рис.1. Возмущенные и невозмущенные солнечно-суточные вариации МП Земли:
1и2- вариации δT , 3- вариации δZ .

С целью изучения медленных изменений геомагнитного поля, связанных с процессами в земной коре, были заложены помимо постоянных точек наблюдений, несколько маршрутов с расстоянием от 5 до 30 км, для повторных наблюдений. Измерения на пунктах повторных магнитных наблюдений проводились протонными магнитометрами ММП- 203 и М-27М два раза в неделю в определенные часы. Полученные данные на профильных точках сравнивались с измерениями, полученными на базовой станции. По данным измерений 1982-1989 годов удалось выявить вариации естественного геомагнитного поля Земли, связанные как с изменениями внешнего поля, возмущенные и невозмущенные вариации (см. рис. 1), так и с процессами, происходящими в земной коре.

На рисунке 2 представлены графики заполнения и сработки уровня Чиркейского водохранилища и соответствующие относительные изменения составляющих геомагнитного поля за 1983-1985 годы. Как видно из рисунка, в период интенсивного подъема уровня и набора массы воды в водохранилище наблюдается резкое изменение вертикальной составляющей. При стабильном уровне водохранилища наблюдается незначительное повышение вертикальной составляющей магнитного поля, которое объясняется процессом релаксации внутренних напряжений в основании водохранилища

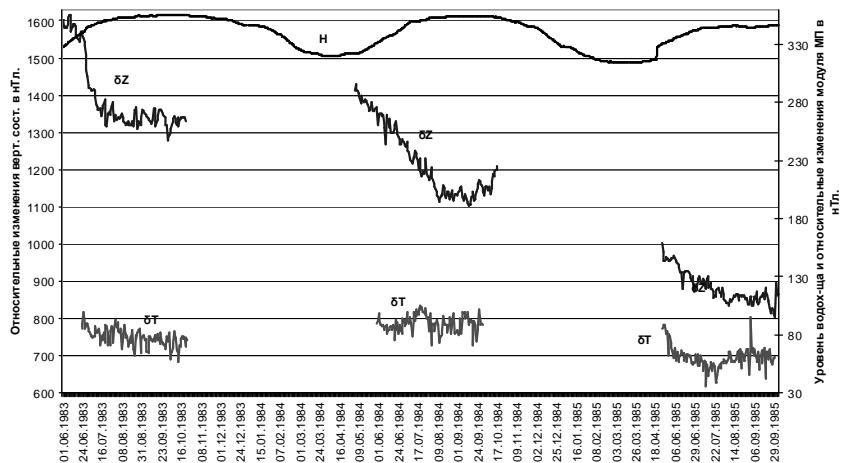


Рис.2. Уровень водохранилища и изменения составляющих геомагнитного поля за 1983-1985 годы.

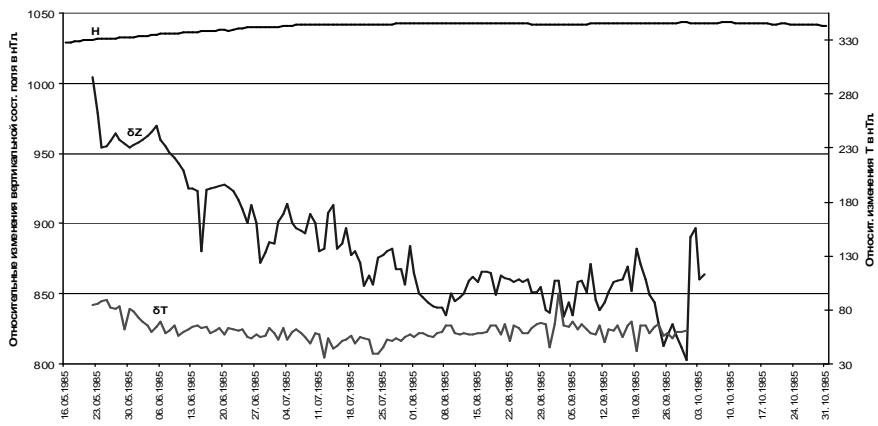
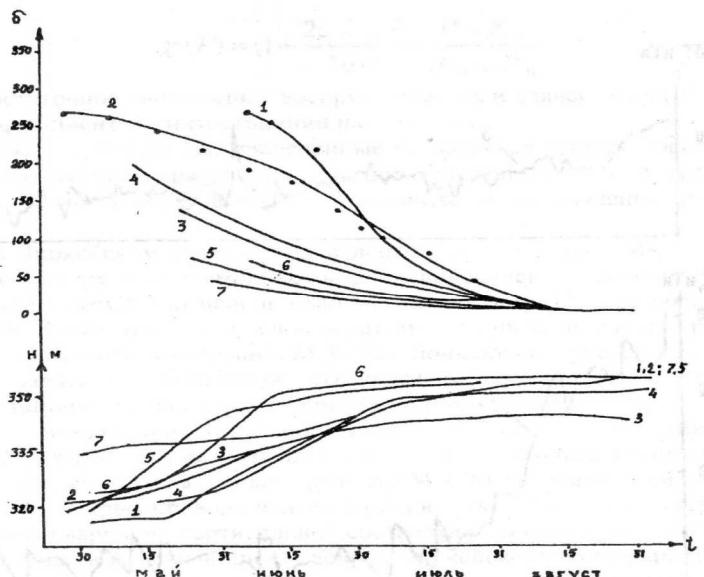


Рис.3 Уровень водохранилища за 1985г. и соответствующие изменения ΔT и ΔZ .

На рисунке 3 представлен график заполнения Чиркейского водохранилища и соответствующие изменения модуля полного вектора Т и вертикальной составляющей ΔZ за 1985 год. Как видно из рисунка, относительные изменения вариаций вертикальной составляющей ΔZ намного превышают соответствующие изменения модуля полного вектора Т, что является косвенным подтверждением проявлением магнитоупругово эффекта в естественных условиях [6], т.е. является следствием поворота результирующего вектора напряженности магнитного поля, под воздействием нагрузки при заполнении водохранилища. На рисунке 4 представлены графики усредненных значений изменений вертикальной составляющей магнитного поля и уровенного режима заполнения Чиркейского водохранилища от момента начала подъема уровня за 1983-1989 годы, до момента набора максимальной отметки.



1-1983 г., 2- 1984г., 3-1985 г., 4- 1986 г., 5- 1987г., 6- 1988г., 7- 1989 г.

Рис.4

Нами установлено, что величина изменений вертикальной составляющей, под действием водной нагрузки при заполнении водохранилища, зависит не только от величины самой нагрузки и от скорости нагружения $V = (H_{\text{max}} - H_{\text{min}}) / t$, т.е. от скорости заполнения водохранилища, но и от количества суток в течении которого проводятся эти измерения от начала подъема уровня водохранилища до максимальной ее отметки [7].

Получена эмпирическая формула для вычислений изменений вертикальной составляющей поля ΔZ под действием нагрузки при заполнении водохранилища:

$$\Delta Z = CJ \rho g \frac{H_2 - H_1}{t_2} - \frac{t_2}{t_1}$$

где, $H_2 - H_1 / t_1$ –скорость заполнения водохранилища, t_2 -время наблюдения за изменениями вариаций магнитного поля в сутках, CJ – коэффициент, зависящий от магнитных свойств горных пород, ρ -плотность пород, g - ускорение свободного падения. Графически данная зависимость вертикальной составляющей ΔZ от скорости заполнения и от количества дней до максимальной отметки, как тангенс угла наклона касательной к кривой заполнения водохранилища, представлена на рисунке 5.

Численное значение коэффициента CJ , вычисленный методом наименьших квадратов, как коэффициент взаимной связи между изменениями вертикальной составляющей и изменениями уровенного режима Чиркейского водохранилища по данным измерений 1983–1989 годов оказался равным $5,66 \cdot 10^{-4}$ нТл / Па или $5,66$ нТл / м. При измерениях вариаций модуля полного вектора геомагнитного поля δT на Чарвакском геодинамическом полигоне Ю.П.Сковородкиным получено численное значение коэффициента CJ равным $6,3 \cdot 10^{-6}$ нТл / Па. [8]

Сравнивая эти два коэффициента, мы видим, что коэффициент для измерений вертикальной составляющей геомагнитного поля δZ в нашем случае на два порядка выше, чем коэффициент для измерений модуля полного вектора δT .

Таким образом, при исследованиях локальных вариаций геомагнитного поля, обусловленные изменениями магнитных свойств горных пород под действием нагрузки веса воды водохранилища, наиболее информативными являются вариации составляющих магнитного поля, в нашем случае вертикальной составляющей δZ .

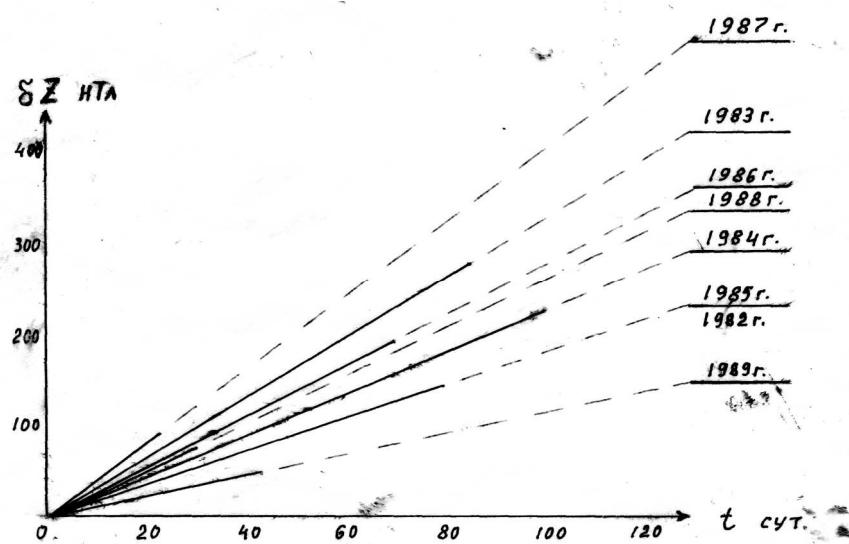


Рис.5 Скорости заполнения и соответствующие изменения ΔZ за 1983-1989 годы.

В таблице 1 приведены эпицентры землетрясений, произошедших в 1985 году в радиусе 40 километров от плотины Чиркейского водохранилища за полевой сезон 1985 года с 16 мая по 20 октября. Их класс, глубина, а также координаты сейсмических станций выбраны из общего каталога землетрясений на территории Дагестана [9], а на рисунке 6 представлен контур Чиркейского водохранилища, с эпицентрами землетрясений, произошедшими в радиусе 40 км. от плотины водохранилища. Треугольниками отмечены сейсмические станции (Дубки, Буйнакск, Верхний Каранай и Дылым).

Таблица № 1

Дата	$\lambda^{\circ}\text{E}$	$\phi^{\circ}\text{N}$	K	H
16.05	46,4	42,25	8,8	25
02.06	46,75	42,9	7,3	7
05.06	46,48	42,85	8	6
08.06	46,95	42,85	6,7	5
22.06	46,9	42,87	8,4	9
28.06	46,75	42,66	8	9
04.07	46,33	43,15	9	25
05.07	46,38	43,15	9	25
09.07	47	43,03	7,6	3
10.07	47,03	42,93	8,2	6
11.08	47,1	42,97	7,6	9
14.08	47,1	42,97	7,2	9
17.08	47,16	42,7	8,1	5
21.08	46,9	43	7,4	6
29.08	46,23	42,66	8,3	25
30.08	46,7	42,76	7,8	10
02.09	47,03	43,1	11,3	9
02.09	47,03	43,1	9,3	9
04.09	46,72	42,96	8,2	6
17.09	46,97	42,85	7,1	6
27.09	46,8	42,7	7,3	6
28.09	46,8	42,86	8,9	9
20.10	46,88	42,93	7,2	5
С.ст. Вк	46,9	42,8		
С.ст. Бн	47,13	42,8		
С.ст. Дб	46,83	43		
С.ст. Дм	46,62	43,1		

На рисунке 6 представлены эпицентры землетрясений произошедшими в радиусе 40 км. от плотины водохранилища. Треугольниками отмечены сейсмические станции (Дубки, Буйнакск, Верхний Каранай и Дылым).

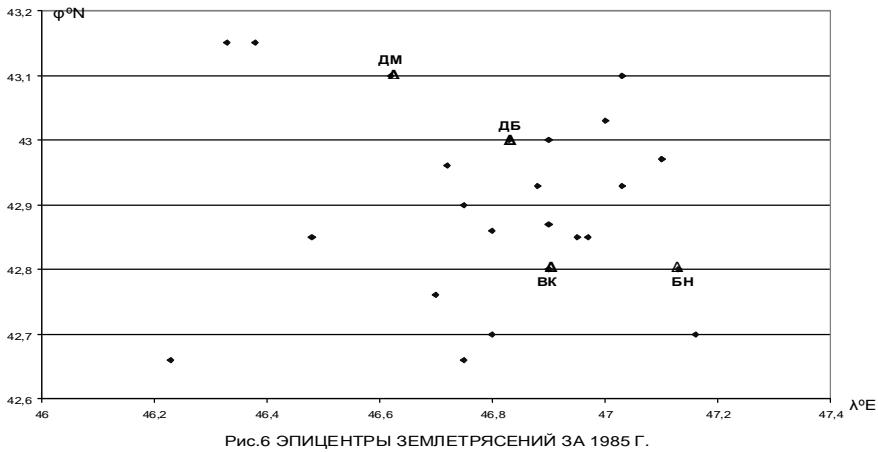


Рис.6 ЭПИЦЕНТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗА 1985 Г.

Как видно из таблицы, в основном все землетрясения по глубинам можно классифицировать на два вида:

а) землетрясения, произошедшие на глубинах от 3 до 10 километров. Эти землетрясения вероятнее всего относятся к землетрясениям, техногенного характера, т.е., вызванными водной нагрузкой Чиркейского водохранилища.

б) землетрясения тектонической природы, глубины которых лежат в пределах 25 километров, спровоцированы в земной коре локальной нагрузкой режима уровня водохранилища.

На рисунке 7 представлен график дисперсии вариаций вертикальной составляющей геомагнитного поля за 1985 год. Стрелками отмечены землетрясения и их классы, произошедшие в радиусе 40 километров от плотины Чиркейского водохранилища.

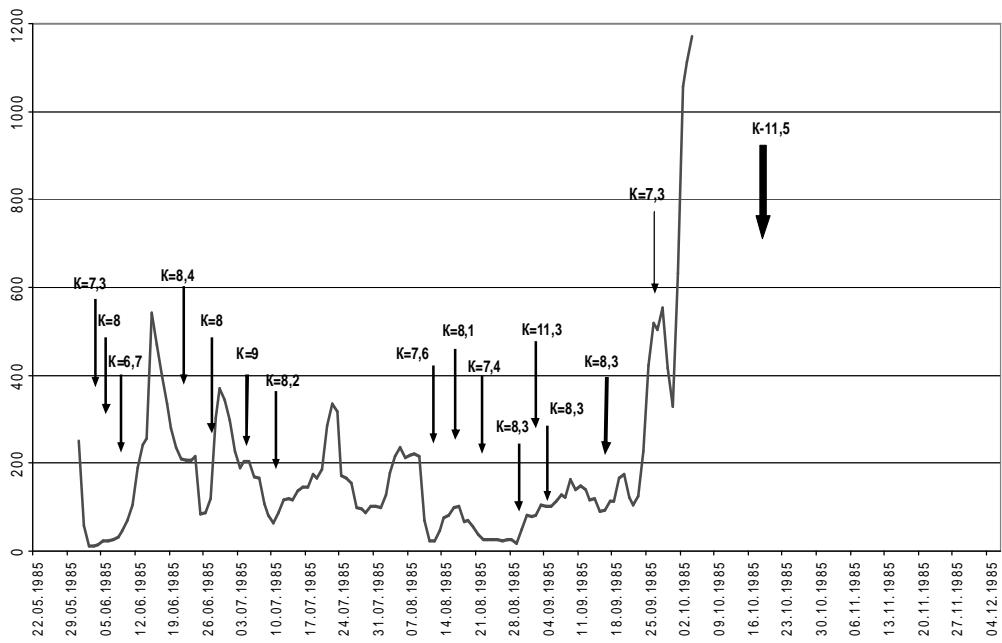


Рис. 7 Дисперсия вариаций вертикальной составляющей МП.

Как видно из рисунка 7, практически все сейсмические события происходят после некоторого повышения величины дисперсии, на ее спаде или соответствуют ее минимальным значениям, что является прогностическим признаком, указывающим на подготовку ожидающего сейсмического события в данном регионе.

Литература

1. Гупта Х. Растоги, Б. Плотины и землетрясения. Изд. «Мир», М, 1979, 245с.
2. Калашников А.Г., Капица С.П. Магнитная восприимчивость горных пород при упругих напряжениях. ДАН СССР, XXXVI, 1957, № 3, с. 130-134.
3. Вонсовский С.В., Шур Я.С. Ферромагнетизм. - М.; Л.: Гостехиздат, 1948.-816 с.
4. Горные породы в физических полях. Под ред. Л.С. Чантурашвили, Тбилиси, «Мецниереба», 1971, 226 с.

5. Саидов О.А. Деформации прогибания и газогеохимические вариации при возбужденных землетрясениях. Изв. АН СССР, Геохимия, 1991, с. 27-38.
6. Сулейманов А.И., Дейнега Г.И.- А.С. №1241879, 1986.
7. Сулейманов А.И. Геомагнитный эффект, вызываемый нагрузкой искусственного водоема. Геодинамика и сейсмичность Восточного Кавказа. Материалы научно-практической конференции (2-5 сентября 2002г.). - Махачкала, 2002 г. 159-162 с.
8. Сквородкин Ю.П. Изучение тектонических процессов методами магнитометрии. – Институт физики Земли АН СССР, 1985. – 197 с.
9. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. – Махачкала, 2007.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ С ЦЕЛЬЮ ПОИСКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

*Мирзалиев М.М.
Дагестанский филиал Геофизической службы РАН*

В разработке проблемы поиска предвестников и прогнозирования землетрясений применяются различные методы, такие как геофизические, геохимические, биофизические и др. Геохимические методы поиска предвестников и прогнозирования землетрясений основаны на изучении временных и пространственных вариаций геохимических параметров – состава газа в газах и подземных вод, концентрации радиоактивных и радиогенных компонентов в водах и газах, температуры и минерализации пластовых вод и источников, а также измерения других параметров. Выявление и изучение геохимических предвестников землетрясений (обязательно в комплексе с другими методами) имеют важнейшее значение для разработки геохимических методов прогнозирования землетрясений. Однако, вопросы разработки основ теории формирования геохимических предвестников землетрясений пока остаются открытыми. Решение этой проблемы невозможно без разработки методики изучения геохимических параметров, включающей в себя научно-обоснованный выбор оптимального комплекса геохимических параметров, регистрируемых при режимных наблюдениях, выбора объектов наблюдений и аппаратурного комплекса, разработки методики проведения режимных наблюдений.

В основном, на практике, для изучения геохимических предвестников землетрясений широко распространен хроматографический метод анализа газовых смесей, основанный на разделении компонентов газовой смеси при фильтрации с помощью газоносителя через слой сорбента. Как правило, при проведении режимных наблюдений для определения содержания компонентов используется детектор по теплопроводности, работа которого основана на разности теплопроводностей определяемых компонентов. При проведении режимных наблюдений надо по возможности упростить систему отбора проб и их анализа. Желательно эти операции выполнять в автоматическом режиме, это позволяет получать наиболее достоверные данные.

Транспортировка пробы воды и газа для проведения анализа в лаборатории может привести к серьезным искажениям состава газа, в первую очередь это относится к воздушным компонентам (N_2 и O_2). В связи с этим и ряд других факторов при выборе объектов для постановки режимных наблюдений одним из первых условий является автоматическая дегазация газа, а также исключить операцию транспортировки пробы вод и газов для проведения анализов.

Наиболее удобными объектами для постановки режимных наблюдений является самоизливающаяся скважина со спонтанным газовыделением на устье.

В разные годы геохимические исследования в ДФ ГС РАН проводились на устьях следующих самоизливающихся скважин: Караман скв.1; Заузунбаш скв.3; Гели-Параул скв.42 «а»; Каякент скв.11; Манас скв.9Т; Махачкала скв.22Т; Дузлак скв.25; Берекей скв.20; Талги скв.2.

Радиоизотопная и газовая характеристика газов и вод указанных скважин, где можно организовать режимное наблюдение, представлена в таблицах 1, 2, 3. В предлагаемых скважинах встречаются объекты исследования разные, как по химическому составу, так и

по радиоизотопному составу. Встречаются воды различных типов, температуры, РН и возраста. Глубина разгрузки вод из указанных скважин колеблется от сотен метров до 2^х-3^х километров. Содержание радиоактивных элементов (уран, радий, радон) также колеблется в широких пределах. Отмечается присутствие в газах гелия и водорода. По изотопному составу углерода б¹³С встречаются газы, как поверхностные микробиологического генезиса, так и глубинные термокаталитического генезиса. Кроме указанных скважин на территории Дагестана имеются многочисленные источники и естественные выходы, где можно организовать режимное наблюдение.

Таблица 1.

Характеристика газов.

№ п/ п	Объект исследова- ний	Глуби- на за- лега- ния, м	Воз- раст пород	Состав газа						Изотоп- ный со- став б ¹³ С	
				CH ₄	ΣТУ	H ₂	N ₂	CO ₂	H _e		
1	Караман скв.1	680-700	кайно- зой	38,3	след. 3	0,00 1	60,5 5,0	0,2 3,5	отс. 0,00	- 3	7,11 5,83
2	Заузунбаш скв.3	797-977	мезозой мел.	91,8	0,001 14	0,00 1	5,0	3,5	0,00 5	- 3	
3	Гели-Параул скв.42 «а»	300-900	мезозой н. мел.	88,2	0,01	0,00 3	6,5	3,4	0,02 5	-3,9 -2,54	
4	Каякент скв.11	477-637	кайно- зой чокрай	1,46	0,049	0,00 1	73,5	25, 2	0,01 4	- 4,22	
5	Манас скв.9Т	1414- 1448	кара- ган.	7,85	0,003	0,00 1	39,8 9	51, 46	0,01 69		
6	Махачкала скв.22Т	1591	кайно- зой чокрай	24,7	0,58	0,00 5	57,7	3,6	0,03 -	5,89	-2,1
7	Дузлак скв.25	280-420	мезозой в. мел.	71,5	1,056	0,00 5	8,0	18, 0	0,03 7	-4,0	-0,2
8	Берекей скв.20	2405- 2473	мезозой юра	17,3	0,100	0,00 1	25,0	57, 0	0,00 4	-4,3	-0,3
9	Талги скв.2	220-280	мезозой мел.	59,7	7,57	сле д.	22,5	10, 0	0,04 -	2,32	

Таблица 2.

Характеристика вод.

№ п/п	Объект исследований	Глубина залегания, м	Возраст пород	Мине- рализ. г/л	T °C	РН	Тип воды
1	Караман скв.1	680-700	кайнозой	0,9	22	7,6	г.к.н.
2	Заузунбаш скв.3	797-977	мезозой в. мел.	5,4	37	7,4	г.к.х.н.
3	Гели-Параул скв.42 «а»	300-900	мезозой н. мел.	15,0	35	7,0	г.к.н.
4	Каякент скв.11	477-637	кайнозой чокрай	2,52	43	8,0	г.к.н.
5	Манас скв.9Т	1414-1448	караган.	73,8	45	6,6	х.к.
6	Махачкала скв.22Т	1591	чокрай	23,2	71	6,94	г.к.н.
7	Дузлак скв.25	280-420	мезозой в. мел.	70,0	37	6,9	х.к.
8	Берекей скв.20	2405-2473	мезозой юра	70,02	55	6,4	х.к.
9	Талги скв.2	220-280	мезозой мел.	7,1	37,5	6,7	х.м.

Примечание: г.к.х.н. – гидро-карбонатно-хлоридно-натриевая вода; г.к.н. – гидро-карбонатно-натриевая вода; х.к. – хлор-кальциевая вода; х.м. – хлор-магниевая вода

В настоящее время в рамках ДФ ГС РАН продолжают проведение геохимические наблюдения за вариациями геохимических параметров, связанные с сейсмическими событиями на участках скв. Караман 1 и скв. Манас 9 Т.

Геохимические станции ДФ ГС РАН оснащены однотипными приборами и в основном исследуются такие компоненты газа, как азот, метан и др.

Анализируя полученные данные на полевых геохимических станциях, можно сделать предварительные выводы, что вариации содержания азота и метана в исследуемых газах имеют синхронный вид и резкие скачки, видимо, связанные с изменением состава газа в связи с сейсмической активизацией недр в районе исследования.

таблица 3.

Радиоизотопная характеристика вод.

№ п/п	Объект исследований	Глубина залегания, м	Возраст пород	Содержание Урана $\cdot 10^{-7}$ г/л	Содержание $R_a \cdot 10^{-12}$ г/л	Кр.р. Коэф. радиоакт. равнов.	$R_N \cdot 10^{-10}$ кр/л	δD %	Доля инфильтр. вод, %	Эффект. возраст. лет
1	Караман скв.1	680-700	кайно-зой	-	-	-	-	-	-	-
2	Заузунбаш скв.3	797-977	мел. в. мел.	2,8	1,4	-	1,1	-8,0	71	30
3	Гели-Параул скв.42 «а»	300-900	мел. н. мел.	6,5	8,5	38	5,2	-8,0	71	40
4	Каякент скв.11	477-637	кайно-зой чокрай	4,4	5,1	-	1,2	-7,8	69	110
5	Манас скв.9Т	1414-1448	караган.	0,3	2	-	2,9	-	-	20
6	Махачкала скв.22Т	1591	чокрай	5,0	11,0	65	5,5	-8,1	73	75
7	Дузлак скв.25	280-420	мел. в. мел.	3,6	320	26144	26,4	-5,0	29	>>4000
8	Берекей скв.20	2405-2473	мел. юра	3,3	620	5526	5,4	-4,5	21	>>4000
9	Талги скв.2	220-280	мел. мел.	13	38	-	7,2	-	-	

Список литературы

- Левкович Р.А., Мегаев А.Б., Мирзалиев М.М. Изучение предвестников и разработка комплексных методов прогнозирования землетрясений». Отчёт лаборатории сейсмологии за 1981-1985 гг. Фонд ИГ ДНЦ г.Махачкала.
- Мирзалиев М.М., Газалиев И.М., Лебедев В.С. и др. «Изотопные исследования природных вод Дагестана». «Материалы по гидрогеохимии Дагестана». Тр. ИГ ДНЦ г. Махачкала, 1982 г., вып.26, с.24-29.
- Мирзалиев М.М., Газалиев И.М., Лебедев В.С. «О формировании подземных вод Дагестана по изотопным данным». «Геохимия природных вод». Тр. II-го международного симпозиума. Ленинград. Гидрометиздат, 1985 г., С. 483-487.
- Осика Д.Г. «Флюидный режим сейсмически активных областей». Изд. «Наука», Москва, 1981 г., 203 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ДАГЕСТАНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

*Абдулмуталимова Т.О.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Северо-Дагестанский артезианский бассейн (СДАБ), сложенный плиоцен-плейстоценовыми отложениями, является крупнейшим резервуаром пресных артезианских вод, ресурсы которого являются важнейшим источником хозяйственно-бытового водоснабжения населения Северного Дагестана. СДАБ приурочен к Терско-Кумскому артезианскому бассейну, сложенному третичными и четвертичными отложениями, мощность которых колеблется в пределах 300-1200 м. Многолетние исследования и обработка большого фактического материала по гидрогеологии, гидродинамике, гидролого -климатическим условиям позволяют выявить в изучаемом бассейне участки, сформированные геологическими структурами с аномальными (повышенными и пониженными) содержаниями химических элементов, геотемпературными условиями и газоносностью.

Происхождение этих аномалий объясняется рядом геолого-гидрологических условий, в том числе наличием восходящего потока подземных вод, а также очагами естественной разгрузки высокоминерализованных хлоридно-натриевых вод по воздыманию водоносных горизонтов палеогеновых и мезозойских отложений [1].

В пределах СДАБ артезианские воды на значительной части содержат комплекс микрокомпонентов, превышающие ПДК для питьевых вод. Наряду с железом, марганцем, в подземных водах отмечаются высокие концентрации мышьяка, который относится к первой, наиболее опасной, группе канцерогенных веществ [2].

В природных условиях мышьяк в водоносные горизонты поступает при выщелачивании мышьякосодержащих минералов, при этом образуются арсенаты, в анаэробных условиях – арсиниты и арситы, а в природных водах мышьяк находится в форме анионов мышьяковой и мышьяковистой кислот.

Одними из причин загрязнения подземных вод Северо-Дагестанского артезианского бассейна мышьяком можно считать:

- многолетнее применение в сельском хозяйстве этого региона мышьякосодержащих пестицидов;
- возможное загрязнение вод мышьем в местах зон питания артезианских источников за пределами Республики Дагестан;
- повышенное содержание мышьяка в воде может быть постоянным элементом санитарно-химического характера подземных вод Северного Дагестана [3].

Подобное изучение данного района проводилось Институтом геологии ДНЦ РАН в рамках исследовательского проекта “Родник” - «Ресурсы подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна и пути их рационального использования, предотвращения процессов загрязнения и истощения». Программа проекта была составлена под руководством д.г-м.н. Курбанова М.К., который предполагает, что основным источником регионального мышьякового загрязнения пресных подземных вод Северо-Дагестанского артезианского бассейна являются примеси мышьяковистых минералов в некоторых контактирующих с продуктивными горизонтами слоях песчано-глинистых отложений. В области сноса, т.е. на северных склонах Главного Кавказского хребта мышьяковистые минералы (реальгар AsS, аурипигмент As₂S₃, мышьяковистый колчедан, арсенопирит FeAsS, леллингит FeAs₂ и др.) имели более широкое распространение в постакчагильский период осадконакопления и формирования плиоцен-плейстоценовой толщи Северо-Дагестанского артезианского бассейна. В естественных условиях мышьяковистые соединения, по-видимому, адсорбируются глинистыми и песчано-глинистыми частицами водоносных и водоупорных горизонтов [4].

В 2001-2003 гг. сотрудниками лаборатории гидрогеологии и инженерной геологии Института геологии ДНЦ РАН были проведены исследования на территории Северо-Дагестанского артезианского бассейна, в ходе которых были отобраны пробы из 281 скважин. В 226 (80%) скважинах отмечалось содержание мышьяка выше нормативного в среднем 2-4 ПДК (максимум до 14 ПДК). Выполненные исследования показали, что в северо-восточной части Северо-Дагестанского артезианского бассейна 75% артезианских скважин плиоцен-плейстоценовых водоносных горизонтов содержат до 4 ПДК мышьяка. Впервые выявлено, что ареал распространения мышьяковистых подземных вод имеет место и в центральной части – Ногайском районе, который ранее считался благополучным. В верхне-апшеронских водоносных горизонтах 78% исследованных скважин, сосредоточенных между г. Южносухокумск и сел. Терекли-Мектеб в южной части Ногайского района содержание мышьяка составляет 0,06-0,24 мг/л (1,1-4,8 ПДК) [5].

Ежегодно нарастающий темп эксплуатации артезианских скважин также оказывает влияние на прогрессирующее мышьяковистое загрязнение района исследования. В результате такой бессистемной и бесконтрольной эксплуатации водоносных горизонтов и ухудшения технического состояния скважин (более 60% скважин прошли амортизационный срок, но продолжается их активная эксплуатация) происходит смешивание подземных вод

нижезалегающих пластов, содержащих токсичные элементы, с вышезалегающими пресными подземными водами продуктивных горизонтов. Вследствие этого происходит рост минерализации, ухудшение химического состава, в частности увеличение концентраций мышьяка и других токсичных элементов.

В заключении можно отметить следующее:

- использование подземных вод СДАБ местным населением неизбежно ввиду отсутствия других источников питьевого водоснабжения.
- выявленное повышенное содержание мышьяка в водах СДАБ является региональной геохимической особенностью данной территории.
- наличие этих факторов может привести к хронической интоксикации мышьяком населения данной территории с соответствующими неблагоприятными последствиями.
- учитывая вышеизложенное, необходимо проведение специализированных целевых и профилактических мероприятий с целью решения данной проблемы.

Литература

1. Курбанов М.К. Гидрогеологическая программа «Родник. – Ресурсы подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна и пути их рационального использования, предотвращения процессов загрязнения и истощения» на 2003-2008 гг. // Геоэкологические проблемы освоения и охраны ресурсов подземных вод Восточного Кавказа. – Мат-лы научно-практ. конф-и ИГ ДНЦ РАН. Вып 49. – Махачкала, 2003.
2. Ревич Б.А., Авалиани С.Л., Тихонова Г.И. Экологическая эпидемиология. - Москва, 2004.
3. Омарева Э.Я., Бабаянц И.С., Пантина Л.Ю., Буттаев И.М. Региональные проблемы охраны окружающей среды и здоровья населения. – Гигиеническое изучение загрязнения мышьяком подземных вод Терско-Кумского бассейна. // Сб. науч. трудов, часть 1. Мат-лы научно-практ. Конф-и, посвященной 75-летию государственной санитарно-эпидемиологической службы. - Махачкала, 1997.
4. Генезис мышьяка в ресурсах пресных подземных вод Северо-Дагестанского артезианского бассейна. Отчет по выполнению гранта РФФИ. Рук. проекта Курбанов М.К. – ИГ ДНЦ РАН. Махачкала, 2003.
5. Курбанова Л.М., Гусейнова А.Ш. К проблеме мышьяковистого загрязнения Северо-Дагестанского артезианского бассейна.

ОЦЕНКА СЛЕДСТВИЙ МАГНИТНОЙ ОБРАБОТКИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД И ИХ УСТОЙЧИВОСТЬ В ПЛАСТОВЫХ УСЛОВИЯХ

Абдуллаев А.А

Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

В последние годы выявлено, что предварительная магнитная обработка растворов и пластовых термоминеральных вод позволяет повысить эффективность их практического использования [1]. В данной работе выявляются основные следствия магнитной обработки растворов, и оценивается их влияние на параметры практического использования растворов и термоминеральных вод.

Рост степени гидратирования ионов раствора с уменьшением его концентрации является установленным фактом [1, 2]. Поэтому в жидким растворе при его разбавлении возможно догидратирование ионов.

Кроме концентрации на процесс гидратирования ионов в растворе влияет ряд других факторов, например, температура.

По данным экспериментов [1] в растворе одновременно вовлечеными в процесс гидратирования оказываются 20-25% молекул растворителя (воды). Процесс гидратирования определяется заданием, наряду с энергией, числа гидратированных ионом молекул растворителя d .

Отметим, что молекулы воды, удерживаемые ионами и примесными атомами на гидратных оболочках называются гидратированными.

Гидратационное число d зависит от ряда факторов, таких, как концентрация раствора, термобарические условия и т.д.

Подчеркнем также, что структура и свойства раствора в различных термобарических условиях тесно связаны с величиной гидратированной части растворителя в растворе. Поэтому на данном этапе рассмотрения процесса гидратирования целесообразно количественно определить величину гидратированной части растворителя и его возможные изменения под влиянием внешних факторов.

Эта задача сейчас еще не решена.

Нужно иметь в виду, что в отличии от процесса гидратирования процесс дегидратирования требует определенных затрат. Исследования этого процесса показали, что разрушение и образование гидратированных ионов происходит за счет случайных термофлуктуаций в растворе.

Чтобы процессу дегидратирования ионов придать направленный характер и обеспечить преобладание процесса дегидратирования над гидратированием оказывается достаточным приложить к раствору магнитное поле небольшой величины (1-1,5 кэ).

В правильности приводимой информации можно убедиться на основе использования кинетической концепции деформирования для описания раствора в магнитном поле и разрушения конденсированных сред, предложенная академиком С.Н. Журковым в семидесятые годы прошлого века [2].

В кинетической концепции время нахождения системы под влиянием внешних сил является важным макропараметром.

Рассмотрение раствора в магнитном поле в рамках кинетической концепции показывает, что процесс дегидратирования определенной части ионов раствора под влиянием магнитного поля порядка 1,5 кэ завершается за время порядка десятков секунд.

К сожалению, однако, кинетическая концепция применительно к раствору в магнитном поле практически еще не разработана. Поэтому сейчас приходится использовать феноменологический подход, позволяющий описать экспериментальную информацию.

Используя представления о концентрации раствора C_{pm} гидратационном числе отдельного иона d , определим концентрацию гидратированной воды в растворе формулой:

$$n_d = d \cdot C_{pm} \quad (1)$$

По данным экспериментов [1] доля гидратированной в произвольный момент времени растворителя составляет примерно 20-25% от его объема.

Изменение степени гидратирования под влиянием магнитного поля можно представить в виде:

$$\Delta n_\mu = (d^o - d^\mu) C_{pm} \quad (2)$$

Где d^o , d^μ - гидратационные числа отдельного иона до и после магнитной обработки соответственно. Для раствора хлористого натрия сейчас существует определенная информация о гидратационных числах. Так, гидратационное число иона натрия изменяется в интервале: $3 < d_n < 5$. Для целей оценочного расчета ниже будет использовано значение $d_n \approx 4$. Далее, исходя из факта близости энергий гидратирования ионов Na^+ , Cl^- ниже при оценочных расчетах будем полагать: $dN \approx dx \approx \bar{d}$.

В этом сближении концентрационная доля гидратированной части воды определяется равенством:

$$n_{\text{NaCl}} = \bar{d}(C_N + C_X) = \bar{d}C_{pm} = 4C_{pm} \quad (3)$$

Рассмотрим теперь последствия влияния магнитного поля на раствор. Произведя дегидратирование и создавая центры с пониженной степенью гидратирования, магнитное поле делает раствор более неоднородным. Оно придает процессу дегидратирования направленный характер и образует в растворе локальные зоны дегидратировавшихся молекул. Эти молекулы H_2O , свободные от связей с частицами растворенных веществ под влиянием резонансного и дисперсионного взаимодействий, создают ассоциации различно-

го типа. Как показали исследования [3], ассоциации молекул обладают сдвиговой прочностью, определяемой ее давлением резонансно-дисперсионных сил, действующих между атомами разных молекул P_α . Поэтому молекулярные кластеры обладают определенной устойчивостью относительно изменения термобарических условий [3].

Помимо изменений термобарических условий в пласте пределы устойчивости по которым определены в работе [3], кластеры может разрушить минерализация пластовой воды, с которой в пласт смешиается магнитно-обработанная вода.

Поэтому для существования в пласте кластерной структуры растворителя необходимо выполнение неравенства:

$$P_\alpha > P_{oc} \quad (4)$$

где P_{oc} = CRT – осмотическое давление, связанное с величиной минерализации пластовой воды.

Анализ неравенства (4) показывает, что его нарушение возможно при минерализации воды в пласте, превышающей 40 г/л.

Предварительная магнитная обработка воды положительно влияет также на показатели заводнения коллекторов с глинизованными породами, которые при обычном заводнении набухают и ухудшают фильтрационные свойства.

Набухание иногда рассматривают как результат внутрикристаллического гидратирования ионов без разрушения пород.

В случае реализации гидратационного механизма движущей силой процесса набухания пород является изменение осмотического давления, создаваемое ионами вместе с связанный гидратированной водой.

Процесс набухания сопровождается выделением части внутренней энергии – теплоты, наблюдаемой на опыте в виде эффекта нагрева образца и увеличения его объема. Сейчас существует пример успешного использования метода предварительной магнитной обработки воды, закачиваемых в пласт с глинизованными породами с целью ослабления процесса набухания пород в призабойных зонах скважин [4]. На данном этапе исследования проблемы набухания пород актуально не только выявление механизма процесса, но и ожидаемый масштаб ослабления набухания в результате магнитной обработки агента заводнения пласта. Масштаб подавления процесса набухания может быть приблизительно оценен на основе использования экспериментальных данных по дегидратации ионов концентрированного раствора под влиянием его магнитной обработки.

Согласно данным [1], доля дегидратации ионов раствора под влиянием его магнитной обработки составляет 30-33%. Так как прочность связей, удерживающих молекулы воды в гидратных оболочках ионов концентрированного раствора и сильно набухшего материала примерно одинаковы, то доля ослабления процесса набухания может составить примерно 30%.

В заключение отметим, основные результаты этой работы будут использованы при обосновании технологии магнитного заводнения и обратно-осмотического опреснения термальных вод.

Литература

1. Душкин С.С., Евстратов В.Н. Магнитная водоподготовка на химических предприятиях, М., «Химия» 1986, 143 с.
2. Журков С.Н., Известия АН СССР, № 11, 78. 1957, № 3, 46 1968.
3. Омаров М.А., Абдуллаев А.А. Вопросы технологии совместной добычи промышленных вод и остаточных углеводородов из обводненных скважин нефтегазовых месторождений, М., «Недра», 2006, 116 с.
4. Крейг Ф.Ф. Разработка нефтяных месторождений при заводнении, М., Недра, 1974, 191 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВОДОРОДА И КИСЛОРОДА ВОДЫ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Магомедов Ш.А., Магомедов А.Ш., Чупалаев Ч.М.

Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

Подземные термальные, минеральные и промышленные воды представляют собой сложные многокомпонентные физико-химические системы, включающие минеральные и органические вещества, газы, микроорганизмы формирующиеся в определенных структурно-тектонических, литолого-стратиграфических и термодинамических условиях. Воды эти сформированы преимущественно за счет поверхностных (атмосферных и морских) и глубинных (магматических, вулканогенных и метаморфических) растворов, претерпевших различные преобразования в земной коре в периоды геологической истории.

Общеизвестно, что недра Земли таят в себе огромный запас возобновляемой энергии, освоению которого человечество приступить в ближайшее будущее по мере истощения современных источников энергии.

Существующими геолого-геохимическими методами может быть проведена предварительная оценка потенциальных возможностей данного геотермального района, причем затраты на выполнение этих работ будут ничтожно малы по сравнению со средствами, которые необходимо вкладывать для проведения разведочного бурения.

Не последнее место в комплексе этих исследований занимают методы, основанные на изучении природных вариаций стабильных изотопов водорода и кислорода, а также других элементов. Применяя изотопные методы, успешно решают вопросы, связанные с выяснением генезиса термальной воды и возобновлением её запасов. Выявляют области питания подземных горизонтов, определяют температуру флюидов в глубинных резервуарах. Кроме того, с помощью изотопных методов контролируют процессы фазового разделения флюидов при подземном кипении и решают много других задач, связанных с поиском, разведкой и эксплуатацией высокотемпературных месторождений термальных вод (С.С.Бондаренко, Г.С.Вартанян, 1986).

В естественных условиях за длительное геологическое время происходит фракционирование изотопов в результате различного рода химических реакций и физических процессов:

- 1 Реакций изотопного обмена, приводящих к перераспределению изотопов некоторого элемента между различными молекулами, содержащими этот элемент. Например, реакции изотопного обмена кислорода между флюидами и карбонатными минералами по типу реакции $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2^{16}\text{O} \leftrightarrow \text{CaC}^{16}\text{O}_3 + \text{H}_2^{18}\text{O}$. В случае дегидратации глинистых минералов, выделяющиеся подземные воды тоже обогащаются тяжелым изотопом ^{18}O .
- 2 Физических процессов, в которых разница в массах играет роль, например, испарения и конденсации, плавления и кристаллизации, адсорбции и десорбции, а также диффузии ионов или молекул, обусловленной наличием градиентов концентрации и температуры.

Для оценки формирования и генезиса геотермальных вод в настоящее время широко используются изотопные методы и, в частности, определение содержания изотопов водорода и кислорода. Кислород имеет три стабильных изотопа $^{16}\text{O}=99,63\%$, $^{17}\text{O}=0,0375\%$ и $^{18}\text{O}=0,1995\%$, а водород два – $\text{H}=99,9852\%$ и $\text{D}=0,0148\%$. Наибольшую роль в геохимических исследованиях природных вод играют отношения стабильных изотопов водорода ($\text{D/H}=1/6700$) и кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}=1/500$). Стабильные изотопы легких элементов (Н, О, С и S) характеризуются большими величинами относительных изотопных вариаций, поэтому нашли широкое применение в различных областях геохимических исследований.

Широкий диапазон изменений изотопных вариаций водорода ($\delta\text{D}=0\text{--}-150\text{\textperthousand}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}=-20\text{--}+22\text{\textperthousand}$) и высокая степень точности измерения на масс-спектрометрах позволяет с высокой точностью определять величины естественных изотопных вариаций водорода и кислорода (Есиков А.Д. 1980, 1989). Изотопный состав кислорода и водорода в образце выражается с помощью величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD , характеризующих разность отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и D/H в образце и в стандарте SMOW. Эти величины измеряются в промилле:

$$\delta^{18}\text{O} = \{ [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{обр}} - ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{ст}}] / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{ст}} \} * 10^3$$

$$\delta\text{D} = \{ [(D/\text{H})_{\text{обр}} - (D/\text{H})_{\text{ст}}] / (D/\text{H})_{\text{ст}} \} * 10^3$$

Таким образом, положительные значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD свидетельствуют об обогащении образца ${}^{18}\text{O}$ и D относительно стандарта SMOW, тогда как отрицательные значения этих величин – об обеднении образца этими изотопами по сравнению со стандартом (Есиков А.Д.1989, Курбанов М.К. 2001).

Изотопные отношения D/H и ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ в природных водах проявляют относительно большие вариации. При выпадении осадков наблюдаются: 1) постепенное уменьшение концентрации тяжелых изотопов с продвижением к более высоким широтам, т.е.с уменьшением температуры(«температурный эффект»), 2) уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ и δD с продвижением от прибрежных районов вглубь континента(«континентальный эффект»),

3) сезонные вариации, происходящие почти параллельно с изменением температуры,

4) понижение концентрации ${}^{18}\text{O}$ и D с увеличением высоты над уровнем моря («высотный эффект»). Первопричиной всех этих процессов является фракционирование изотопов во время испарения и конденсации.

При испарении воды происходит преимущественное поступление ${}^{16}\text{O}$ и H в фазу пара, а ${}^{18}\text{O}$ и D концентрируются в жидкой фазе. Коэффициент фракционирования выражается через $\alpha = R_{\text{в}} / R_{\text{п}}$, (где $R_{\text{в}}$ и $R_{\text{п}}$ – изотопные отношения ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ и D/H для воды и пара соответственно) и зависит от температуры. Так при испарении воды в равновесных условиях при 25°C значения коэффициентов разделения изотопов равны (Фор Г. 1989)

$$\alpha_{18} = ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{в}} / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{п}} = 1,0092 \quad \alpha_{\text{д}} = (D/\text{H})_{\text{в}} / (D/\text{H})_{\text{п}} = 1,074$$

Используя методику, описанную в (Есиков А.Д.1980) на отечественном масс-спектрометре Ми-1201, нами проведены исследования изотопного состава водорода и кислорода вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья (Магомедов Ш.А. и др.2000, Магомедов Ш.А., Батырмурзаев А.С. 2004).

Таблица 1

Экспериментальные данные изотопного состава вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья.

Месторождение, №скв.	Интервал перфорации, м	Возраст отлож.	$\delta\text{D, \%}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O, \%}$ SMOW
Русский Хутор, №95	1710-1716	N ₁	-84,3	-6,4
СКВ.№96	1505-1511	N ¹	-87,5	-6,5
Скв№103	1739-1741	N ¹	-83,5	-4,3
СКВ№30	3453-3455	J ₂	-36	+1,3
СКВ№47	33373346	J ₂	-44	+4,54
Сухокумское, СКВ.№69	3772-3978	T ₂	-45,2	+4,2
СКВ.№35	3277-3279	K ₂	-41,3	+6,1
Юбилейное, СКВ.№29	4439-4443	J ₁	-41,0	+7,6
СКВ.№13	4412-4413	T ₁	-50,0	+7,8
СКВ.№9	4576-4586	T ₁	-43,5	+6,4
СКВ№11	4503-4507	T ₁	---	+4,54
СКВ№12	4497-4502	T ₁	-40	+4,95
Солнечная СКВ.№1	4484-4498	T ₁	-34,0	+7,8
СКВ.№2	4356-4364	T ₂	-40,5	+5,5
СКВ.№3	4480-4487	T ₂	-35,2	+8,2
СКВ.№38	4374-4383	T ₁	-36,3	+5,6
СКВ.№56	4364-4380	T ₁	-47,0	+6,2
Солончаковая СКВ.№2	4498-4505	T ₁	-33,0	+8,5
СКВ.№12	3936-3956	K ₁	-34,8	+5,4
СКВ.№15	4324-4350	J ₁	-35,6	+6,1
СКВ.№38	4374-4383	T ₁	-37,2	+5,4
Рифовая, СКВ.№4	4256-4275	T ₂	-42,5	+5,3
Центральная, СКВ.№3	3978-3997	K ₁	-38,4	+6,2
Таловая, СКВ.№6	4324-4356	T ₁	-43,7	+5,1
Кумухская СКВ№4	4247-4289	T ₁	-45,6	+6,4

Усредненные значения вариаций изотопных составов водорода и кислорода геотермальных вод для отложений различных геологических периодов приведены в таблице 2. Из таблицы видно, что воды геотермальных месторождений различных геологических периодов характеризуются явно выраженной изотопно-геохимической зональностью: с глубиной и геологическим возрастом воды обогащаются дейтерием и кислородом-18.

Таблица 2.

Средние значения δD и $\delta^{18}\text{O}$ геотермальных вод по геологическим периодам

Периоды геологические		δD , ‰ (SMOW)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
Плиоцен-четвертичные отложения.		-104±7,6	-10,9±1,25
Миоценовые отложения		-85,1±2,4	-5,73±0,95
Мезозойские отложения	Мел	-48,8±2,1	+5,75±0,35
	Юра	-45,4±3,5	+6,85±0,75
	триас	-44,2±3,2	+6,82±1,45

К плиоцен-четвертичным отложениям приурочены холодные и слаботермальные (до 55-60°C) пресные подземные воды, которые по своему химическому составу являются типичными инфильтрационными водами и характеризуются сильно облегченным изотопным составом, как по водороду, так и по кислороду.

Воды миоценового комплекса слабоминерализованные (от 3-10 до 30 г/л) термальные воды с температурой 65-120°C. Химический и изотопный состав этих вод свидетельствует об их смешанном генезисе, наряду с седиментационными, в их составе большая доля инфильтрационных вод.

Геотермальные бассейны мезозойских отложений генетически представляют собой захороненные морские седиментационные воды с примесью древней инфильтрационной воды (до 20-30%) и воды, выделяемой при дегидратации глинистых минералов при высоких РТ условиях. В Терско-Кумском бассейне воды мезозойского комплекса по изотопному составу водорода и кислорода сильно не отличаются. Так, в водах меловых отложений $\delta^{18}\text{O}$ составляет +(5,75±0,35), юрских-+(6,85±0,75), триасовых +(6,82±1,45)‰, а изотопный состав водорода в этих водах характеризуется довольно узким интервалом значений $\delta D=-(44,27\div48,61)\%$.

Итак, наряду с другими формами проявления зональностей (по площади и глубине, по химическому и газовому составу, по особенностям динамики и распределения температур и т. д.) в геотермальных системах наблюдается явно выраженная зональность изменения изотопного состава воды в зависимости от глубины и возраста отложений. С ростом глубины и возраста отложений вода обогащается тяжелыми изотопами D и ^{18}O .

Если нанести экспериментальные данные на график в системе координат δD и $\delta^{18}\text{O}$, то все точки ложатся ниже и справа линии Крейга, которая характеризуется уравнением $\delta D=8\delta^{18}\text{O} + 10$. Точки, соответствующие водам миоценовых и мезозойских отложений смешены вправо и ниже, что говорит об изменении исходного изотопного состава воды за длительное геологическое время при высоких РТ условиях в пласте. Наблюдается значительное смещение вправо изотопного состава по кислороду ^{18}O . Вода обогащается тяжелым изотопом кислорода ^{18}O за счет изотопно-обменных процессов с растворенными и окружающими породами и минералами, которые богаты ^{18}O .

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

- Геотермальные бассейны мезозойских отложений генетически представляют собой захороненные морские седиментационные воды с примесью древней инфильтрационной воды (до 20-30%) и воды, выделяемой при дегидратации минералов при высоких РТ-условиях.

Определенная доля ювенильной воды может образоваться и за счет восходящих флюидов в форме летучих компонентов, мигрирующих субвертикально вдоль глу-

- бинных разломов в фундаменте. По изотопному составу мезозойские воды характеризуются сильным изотопным сдвигом по кислороду ($\delta^{18}\text{O}$) вправо- в сторону утяжеления; $\delta^{18}\text{O}$ меняется в пределах от +1,0 до +9‰. Примесные воды как инфильтрационные, магматические, дегидратационные и ювелирные, попадая в пластовые воды морского генезиса, вызывают облегчение изотопного состава по водороду и утяжеление по кислороду.
2. Термальные воды среднемиоценовых отложений являются преимущественно инфильтрационными. При одинаковых физико-химических условиях в пласте, приуроченные к карбонатным коллекторам воды характеризуются относительно высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с водами терригенных коллекторов.
 3. Подземные воды зоны активного водообмена плиоцен-четвертичных отложений по значениям δD и $\delta^{18}\text{O}$ полностью соответствуют питанию атмосферными и поверхностными источниками.

Литература

1. Методы изучения и оценка ресурсов глубоких подземных вод. Под редакцией С.С.Бондаренко, Г.С.Вартаняна- М. «Недра». 1986. 509 с.
2. Есиков А.Д. Масс-спектрометрический анализ природных вод. М. Наука,1980.204 с.
3. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М. «Наука». 2001. 257с.
4. Магомедов Ш.А., Маммаев О.А., Расулов Г.С. «Изотопный состав и генетические особенности вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья». Водные ресурсы. 2000. том.27. №2. С.148-151.
5. Магомедов Ш. А., Маммаев О.А. «Применение изотопного геотермометра углерода «CO₂-CH₄» для определения призабойных температур геотермальных скважин». // Вестник ДНЦ РАН, 2002, №12

СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЕ И СЕЙСМОБЕЗОПАСНОСТЬ

О РАЗВИТИИ НОВЫХ ПОДХОДОВ К ПРОБЛЕМЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

*Таймазов Д.Г., Мамаев С.А.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Наиболее сейсмоактивными регионами России являются Камчатка и Курильские острова, где Тихоокеанская литосферная плита сталкивается с Евразийской, Северный Кавказ, находящийся неподалеку от места соединения сразу нескольких плит, а также район в окрестностях озера Байкал. Как отметил на недавней пресс-конференции "Прогноз землетрясений в России" заведующий отделением сейсмологии Института физики земли РАН Г.А. Соболев, России не хватает станций наблюдения за движениями земной коры в наиболее сейсмоопасных регионах. В долгосрочном плане Г.А. Соболев и его коллеги прогнозируют на территории нашей страны как минимум два крупных землетрясения: на границе Чечни и Дагестана и по соседству с Петропавловском-Камчатским. При этом, если на Камчатке сейсмологи отслеживают все подземные колебания, то на Северном Кавказе, по его словам, наблюдений практически не ведется.

Однако следует уточнить, что после Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года прогностические наблюдения (сейсмические, геофизические и геохимические) на территории Дагестана не прекращались, но ввиду хронического недофинансирования они как по продолжительности и детальности, так и по охвату сейсмоактивных территорий, никогда не отвечали в полной мере требованиям, предъявляемым к подобным наблюдениям. Тем не менее, в ходе этих работ в Институте геологии ДНЦ РАН был выполнен ряд теоретических разработок в области аппаратуры и методики прогностических наблюдений, защищенных 27 авторскими свидетельствами и патентами РФ и на базе которых предложены новые подходы к прогнозу землетрясений. При этом мы исходили из общепризнанного положения о том, что наиболее информативными для прогностических целей являются прямые площадные деформационные наблюдения. Их реализации препятствуют несовершенство существующей аппаратурной базы и методов площадных деформационных наблюдений, обработки и интерпретации результатов, чем и определяется актуальность проводимых исследований. В ходе этих исследований нами получены результаты, включающие новые алгоритмы и компьютерные программы обработки и интерпретации геофизических наблюдений, а также новые аппаратурные комплексы, и создающие тем самым определенный научный задел для дальнейших исследований. Они заключаются в следующем.

1. Разработана обобщенная модель подготовки очага тектонического землетрясения, содержащая основные признаки трех известных моделей сейсмогенеза – Stick-slip, ЛНТ и Консолидационной модели [1,2]. На ее основе разработана стратегия прогноза сильных землетрясений по распределению амплитуд скачков сдвиговых деформаций на дневной поверхности, обусловленных сейсмическими событиями средней силы [3,4]. Показано, что по ним, а также по площадным наблюдениям микросейсмической эмиссии, можно оценить магнитуды будущих толчков и определить координаты их очагов уже на докритической стадии подготовки, соответствующей этапу долго- и среднесрочного прогноза, что существенно упрощает также задачу прогноза времени землетрясения. Согласно предложенному и запатентованному нами способу прогнозирования землетрясений [5] микросейсмическую эмиссию предполагается регистрировать только из выделенного на глубине 3-10 км (в зависимости от геологических условий) слоя компетентных пород (компетентного слоя), перекрывающего в плане зону подготовки землетрясения.

2. Разработаны алгоритм и компьютерная программа OchagZeml.exe (в DELPHI) для определения по распределению в плане наблюдаемых амплитуд аномалий геофизических полей магнитуд и координат очаговых зон ожидаемых землетрясений. В основу программы заложен алгоритм локализации очагов землетрясения по данным площадных наблюдений геофизических полей, амплитуды которых убывают с расстоянием от источника (потенциального очага) по закону обратных кубов, например, касательных напряжений и микросейсмической эмиссии [5].

3. На территории Дагестана, помимо упомянутой выше приграничной с Чеченской Республикой зоны, по нашим наблюдениям можно выделить еще два потенциально сейсмоактивных района – эпицентральная область Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года с магнитудой 6,7, для которого период повторяемости составляет примерно 40 лет (Кумторкалинская зона), и область сейсмического затишья в Центральном Дагестане, ограниченная координатами $42^{\circ}00' - 42^{\circ}70'$ с.ш. и $46^{\circ}70' - 48^{\circ}00'$ в.д., в которой после относительно высокой сейсмоактивности в 2000 г. (за вторую половину 2000 года здесь произошло 4 землетрясения средней силы с магнитудами 3.1, 4.6, 4.6, 4.7, три из которых – в ее центральной области вблизи населенных пунктов Мекеги и Муги) не наблюдалось ощутимых землетрясений (сейсмическая брешь второго рода с кольцевой сейсмичностью [6]). Более детальное рассмотрение этой зоны показало следующее: 1) до активизации в 2000 г., в предыдущие 10 лет (с 1991 года), здесь также имело место полное сейсмическое затишье; 2) по палеосейсмическим данным, в историческом прошлом на этой территории произошло ряд значимых сейсмических событий; 3) в течение 2002-2008 гг. наблюдалась тенденция к расширению зоны затишья, что находится в согласии с Консолидационной моделью подготовки землетрясений И.П. Добровольского [2]. Активизация в 2000 г. центральной области этой зоны может быть интерпретировано как завершающий этап консолидации.

4. На этой площади создана наблюдательная сеть из 40 пунктов, равномерно покрывающих зону сейсмического затишья [7]. Координаты пунктов определялись с использованием системы gps. Для определения уровня микросейсмической эмиссии на пунктах использовался вертикальный сейсмограф с пороговой чувствительностью к событиям 4 энергетического класса при глубине очагов микроземлетрясений до 10 км. Для спектрального анализа записей микросейсмической эмиссии разработана и апробирована специальная программа SPECTR на алгоритмическом языке DELPHI.

Для расширения исследований на этой площади разработано и изготовлено 6 комплектов передвижных цифровых сейсмостанций на базе сейсмодатчиков СМ-3. Это существенно облегчит сбор наблюдательного материала, необходимого для составления карты площадного распределения уровня микросейсмической эмиссии, апробации программы «OchagZeml» на реальных данных, ее доводки и выявления кольцевых структур в изолиниях микросейсмической эмиссии для возможного определения по ним координат и магнитуды очаговой зоны ожидаемого землетрясения в Дагестане.

В конечном итоге целью этих исследований является экспериментальная проверка предлагаемого подхода к долго- и среднесрочному прогнозированию землетрясений.

5. Разработана схема лабораторного эксперимента с использованием испытательной машины для независимой проверки обобщенной модели подготовки очага и предлагаемого алгоритма прогнозирования места и силы землетрясения по деформационным и сейсмоакустическим наблюдениям на искусственном образце, моделирующем реальную сейсмогенерирующую структуру. Эксперимент будет заключаться в деформировании бетонного куба с внесенным в него двухмерным мягким включением (моделирующим разлом) с введенными в него разномасштабными жесткими включениями в

виде перемычек, самая крупная из которых моделирует потенциальную ОЗ главного толчка. По всей площади одной из граней куба, перпендикулярных "разлому", располагаются тензодатчики и приемники акустических сигналов. Обработке по программе OchagZeml.exe будут подвергнуты скачки деформаций окрестности "ОЗ главного толчка" после разрушения перемычек меньшего масштаба, а также уровень акустической эмиссии, регистрируемый приемниками в периоды относительного затишья.

Для независимой апробации алгоритма разработана также схема лабораторного эксперимента с большими (до 1 м) образцами без использования испытательной машины, которая воспроизведёт модель Stick-slip в условиях чистого сдвига. Для инициирования сдвиговых деформаций в эксперименте предполагается использовать вес самих образцов.

6. Разработан и запатентован способ определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры по изменениям относительных амплитуд отклика (ОАО) и времен запаздывания отклика (ВЗО) уровней воды в скважинах на баровариации с использованием когерентных гармоник во временных рядах наблюдений этих величин, например полусуточной гармоники S_2 [8]. Теоретические оценки указывают на зависимость передаточной функции атмосферное давление - уровень воды в скважине на условия заложения скважины (ее глубины, удаленности от разрывных нарушений, степени трещиноватости пород между коллектором и скважиной и т.д.). Эти выводы подтверждены также на данных почасовых измерений атмосферного давления и уровней воды в скважинах "Каспийск-115", Айды" и "Серебряковка" в Дагестане, заложенных в различных геодинамических условиях [9]. (За 2000-2008 гг. уже накоплено более 160 000 реализаций). Для калибровки ОАО и ВЗО в единицах деформаций используются приливные волны в деформациях, амплитуды и фазы которых определяются независимо. Для этого разработана и апробирована компьютерная программа «Period Searcher». С ее помощью во временных рядах атмосферного давления уверенно выделяются устойчивые гармоники S_1 и S_2 , причем амплитуда S_2 существенно больше S_1 , что позволяет нам использовать ее как зондирующий сигнал в исследованиях напряженно-деформированного состояния земной коры. Цель этих исследований – развитие нового подхода к оценке изменений напряженно-деформированного состояния земной коры по откликам пьезометрических уровней воды в скважинах на вариации атмосферного давления.

Комплексный анализ результатов микросейсмических и гидрогеодинамических наблюдений даст дополнительную информацию о напряженно-деформированном состоянии земной коры на территории Дагестана и сопредельных регионов.

7. Мы уже отмечали выше преимущества прямых деформационных наблюдений перед наблюдениями вторичных предвестников, в том числе и проводимыми нами микросейсмическими и гидрогеодинамическими наблюдениями. Однако проблема организации прямых площадных деформационных наблюдений, без которых последние теряют во многом свою прогностическую ценность, упирается в проблему создания деформационных станций, пригодных для этих целей по метрологическим и технико-экономическим характеристикам [3]. Исходя из этого, мы в течение ряда лет проводили теоретические исследования по совершенствованию аппаратурно-методической базы геофизических наблюдений, которые завершились разработкой эскизного проекта деформационной станции траншейного типа (ДСТТ) [10], которая базируется на следующих предложенных нами аппаратурных разработках: 1) Емкостный преобразователь перемещений [11,12] (пат. РФ № 2281457, 2006); 2) Газожидкостный гравиметр [13,14] (пат. РФ № 2282218, 2006); 3) Вертикальный гравитационный градиентометр [15,16]

(пат. РФ № 2292065, 2007); 4) Гравитационный вариометр [17] (пат. РФ № 2290674, 2006); 5) Двухкоординатный струнный наклономер (пат. РФ № 2287777, 2006); 6) Многокомпонентный скважинный деформограф [18] (пат. РФ № 2282143, 2006); 7) Прово-ложный экстензометр [19,20] (пат. РФ № 2282138, 2006); 8) Гидростатический нивелир [21,22] (пат. РФ № 2282144, 2006); 9) Глубинный геодезический репер [10] (пат. РФ № 2282145, 2006). Основные достоинства этих разработок заключаются в долговременной стабильности характеристик и наличии эффективной компенсации влияния экзогенных факторов (температуры, атмосферного давления, влажности, а также их градиентов), что позволяет размещать их в неглубоких траншеях.

ДСТТ представляет собой проложенные в направлениях С-Ю и В-З две субгоризонтальные пересекающиеся траншеи с перекрытием длиной порядка 50-200 м и сечением около 2.5×1 м², в которых установлены проволочные экстензометры и гидростатические нивелиры. Для повышения информативности дополнительно может быть проложена и оборудована диагональная траншея. На пересечениях траншей пробурены три субвертикальные скважины глубиной 100-200 м (до скальных пород), в которых устанавливаются многокомпонентные скважинные деформографы, наклонометры-сейсмографы и глубинные геодезические репера, верхние концы которых выходят в траншею (к экстензометрам и гидронивелирам) или на дневную поверхность (для геодезических измерений) и в реальном масштабе повторяют движения пород в местах закрепления в скважинах их нижних концов [10]. На одном из пересечений траншей располагается лабораторное помещение станции, где устанавливаются гравиметр, гравиградиентометр, вариометр и аппаратура для предварительной обработки и передачи информации в центральный пункт системы прогнозных наблюдений.

По предварительным расчетам описанная ДСТТ в 20÷50 раз дешевле, чем известная подземная деформационная станция штольневого типа, что делает реальным создание в сейсмоопасных районах сети ДСТТ с интервалами порядка 30-50 км. Создание такой сети существенно расширит круг контролируемых параметров земной коры, в число которых войдут: 1) локальные объемные деформации вмещающей среды; 2) локальные линейные деформации в трех ортогональных координатах; 3) величина и направление максимальных сдвиговых деформаций; 4) азимут простирания и угол падения плоскости максимальных сдвиговых деформаций; 5) деформация кручения относительно вертикальной оси; 6) сейсмодеформации по трем координатам в широком частотном и динамическом диапазоне; 7) локальные наклоны по двум ортогональным азимутам; 8) сейсмоакселерограммы по трем ортогональным координатам в динамическом диапазоне 100 децибел; 9) среднемасштабные (~100 м) линейные деформации по трем ортогональным координатам; 10) градиенты среднемасштабных линейных деформаций (по разнесенным в плане ДСТТ); 11) среднемасштабные наклоны земной коры в двух ортогональных азимутах (гидронивелиры); 12) крупномасштабные горизонтальные движения земной коры (по геодезическим измерениям с использованием глубинных реперов); 13) вертикальные движения земной коры (по гравиметрическим наблюдениям); 14) неприливные изменения силы тяжести и ее производных, обусловленные тектоническими причинами; 15) амплитуды и фазы приливных гармоник во временных изменениях деформаций, наклонов, силы тяжести и ее градиентов. Становится возможным регулярное разномасштабное картирование всех перечисленных параметров, что означает качественно новый уровень деформационного мониторинга земной коры.

Кроме того, каждая разработка в отдельности может быть применена и в других областях деятельности: в геодинамических наблюдениях, геологоразведке, для измерения малых сил в прецизионных гравитационных экспериментах [15,16,23], для дефор-

мационного мониторинга крупных наземных инженерных сооружений (ГЭС, АЭС, ус-корительных и антенных комплексов, зданий и т.п.) [10,18-22], в прецизионных станках и системах позиционирования (например, в сканирующем атомно-силовом микроскопе) [11,12], что придает их реализации дополнительную актуальность.

Разумеется, реализация ДСТТ возможна только при наличии целевого финансирования, но в завершенном виде, вместе с технологией ее установки, проведения наблюдений, обработки и интерпретации результатов она могла бы стать предметом экспорта в такие экономически развитые страны с сейсмически активной территорией как США, Япония, Китай, Индия, Турция, Греция, Италия, что обеспечило бы многократную окупаемость всех финансовых затрат.

8. Для повышения информативности проводимых геофизических исследований в перспективе, при наличии дополнительного финансирования, предусмотрена разработка технологии режимных просвечиваний сейсмоактивных зон Восточного Кавказа с использованием тяжелых выбросейсмоисточников Кубанского государственного университета. Выбор и апробацию оптимальных трасс просвечивания и методики обработки данных предполагаются осуществить совместно с Геофизическим полигоном Кубанского ГУ. В ходе выполнения этих работ планируется решить следующие задачи: 1) поиск скоростных контрастов между выделенными ранее в зоне сейсмического затишья объемами с повышенным и пониженным уровнем сейсмической эмиссии, сопоставление результатов вибропросвечиваний с результатами ГГД наблюдений; 2) сопоставление всех наблюдений с сейсмическим режимом контролируемой территории и временами пробега сейсмических волн от естественных источников (по региональному каталогу), поиск комплексных предвестников землетрясений; 3) вибропросвечивание сейсмически активной структуры на границе сочленения складчатого сооружения Восточного Кавказа и Терско-Каспийского передового прогиба и разрывных нарушений антикавказского простирания для уточнения их геометрических параметров (координат, глубин заложения, азимутов простирания и углов падения); 4) вибропросвечивание массива горных пород в зоне влияния водохранилища Чиркейской ГЭС в Дагестане для выявления изменений скоростных характеристик среды, связанных с сезонными изменениями уровня воды в водохранилище; 5) комплексная обработка и интерпретация микросейсмических и гидрогеодинамических наблюдений с результатами вибропросвечиваний земной коры Восточного Кавказа для уточнения параметров сейсмогенерирующих структур и выявления новых предвестников землетрясений.

9. Хотя триггерная роль искусственных водохранилищ в сейсмическом процессе общеизвестна, но с точки зрения сейсмической опасности их роль явно преувеличена. Как показано в обзоре Х. Гупта и Б. Растоги [24], в общем потоке сильных сейсмических событий доля “плотинных” землетрясений крайне незначительна, а влияние самих водохранилищ сводится, по-видимому, лишь к незначительной коррекции времени срабатывания очага тектонического землетрясения (как правило, в сторону ускорения) и, как следствие, магнитуды главного толчка, преимущественно в сторону уменьшения. Тем не менее, со средоточение сейсмопрогностических наблюдений вблизи искусственных водохранилищ с переменной нагрузкой на ложе с научной точки зрения оправдано, во-первых, самоподобием геологических процессов, позволяющим “переложить” закономерности, установленные для сравнительно слабых “плотинных” землетрясений, на тектонические землетрясения, во-вторых, существенно большей частотой повторяемости последних, позволяющей быстро накапливать материал для статистической обработки. В итоге наших многолетних (с 1975 по 1989 гг.) геофизических исследований в районе Чиркейского водохранилища с существенными сезонными колебаниями уровня (их амплитуда составляет 40 м, что соответствует изменению веса воды в водохранилище в 1,5 млрд. тонн), к этим аргументам добавился еще один: выяснилось, что прилегающий к водохранилищу массив

сравнительно более чувствителен к тектоническим процессам, в том числе и предсейсмическим [25]. Мы объясняем это тем, что ввиду больших значений градиентов водонасыщенности пород предвестниковые деформации прибрежного массива приводят к большим изменениям интенсивности фильтрационных процессов, что проявляется в вариациях фильтрационного потенциала (естественное поле), кажущегося электросопротивления, а также компонентов магнитного и гравитационного полей. Большая протяженность períметра водохранилища повышает вероятность воздействия на него региональных тектонических деформаций, т.е. оно выступает в роли своеобразной “антенны”, улавливающей предвестниковые деформации земной коры на значительном удалении от водохранилища: по нашим оценкам вблизи Чиркейского водохранилища мы в состоянии зарегистрировать аномальные деформации, соответствующие подготовке землетрясения с магнитудой 5,5-6,0 в радиусе до 200 км. Важно, что при этом открывается возможность по амплитудам аномалий геофизических полей прогнозировать также степень возможного воздействие на водохранилище ожидаемого землетрясения, что поможет в разработке защитных мероприятий.

10. Неотъемлемой частью мер по обеспечению сейсмической безопасности является сейсмическое районирование и микрорайонирование. Согласно карте общего сейсмического районирования (ОСР-97), прибрежная и предгорная части Республики, в которых сосредоточена большая часть инфраструктуры Дагестана, переведены в девятибалльную зону сотрясений. В соответствие с нормами и правилами, разработанными в свое время ЕСССН и Госстроя РФ, сейсмическое микрорайонирование городов и других объектов должно обновляться через каждые 10 лет. Связано это как с изменением геолого-сейсмологической ситуации, так и с освоением новых площадей, занимаемых под строительство зданий и промышленных сооружений. В этой связи предлагается возобновить работы и по созданию сети сейсмометрических станций для изучения поведения зданий и сооружений в городах и крупных населенных пунктах республики во время землетрясений. Результаты этих исследований будут применены строителями-проектировщиками для оптимизации и выбора сейсмостойких конструктивных решений, что также будет способствовать существенному снижению степени сейсмического риска. Проведение работ по инженерно-геологическому районированию на территориях, охваченных микрорайонированием, позволит выполнить корректировку генпланов, приводящей существенному уменьшению затрат на строительство и антисейсмические мероприятия [26-28]. Планируются также исследования по оценке сейсмической опасности для ответственных объектов промышленного и гражданского значения, а также источников вторичной сейсмической опасности в Дагестане (каскад ГЭС, ТЭЦ, водохранилища, оползневые массивы, трубопроводные системы и т.д.).

К первоочередным объектам для проведения сейсмического микрорайонирования относятся следующие города и населенные пункты: Махачкала, Каспийск, Дербент, Буйнакск, Избербаш, Кизилурт, Хасавюрт, Кизляр, Бабаюрт. Для некоторых городов таких как Избербаш, Хасавюрт, Кизилурт, Кизляр ранее не существовали карты сейсмического микрорайонирования, а были составлены временные схемы инженерно-геологического районирования, которые в настоящее время не отвечают нормам для проектирования и строительства. Известно, что многие объекты в республике возводятся без должного соблюдения строительных норм и правил. К примеру, последняя карта сейсмического микрорайонирования г. Махачкала была составлена более 20 лет назад [26]. За это время город значительно увеличился по занимаемой площади, т.е. вышел за пределы карты сейсмического микрорайонирования, следствием чего является значительное увеличение степени сейсмического риска при возможном сильном землетрясении.

Ниже в таблице 1. приведены сведения об имеющихся картах (схемах) сейсмического микрорайонирования территорий городов и населенных пунктов РД.

Таблица 1.
Сведения о существующих картах(схемах) сейсмического микрорайонирования городов
Республики Дагестан.

№ п/п	Название карты сейсмического микрорайонирования, масштаб, численность населения	Год разработки, год корректировки	Организация исполнитель	Площадь карты СМР, площадь города в пределах современного генплана	Основные методы СМР, примененные при разработке карты	Примечание
1.	Карта сейсмического микрорайонирования г. Махачкала; M:1:10000.Около 700 тыс.чел.	1988 г.	Трест Ставрополь-Тизис	62 км ² 100 км ²	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР
2	Карта сейсмического микрорайонирования г..Каспийск; M:1:10000 150 тыс.чел	1990 г.	Трест Ставрополь-Тизис	25 км ² 32 км ²	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81 (ОСР-97), выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР
3	Карта сейсмического микрорайонирования г. Дербента; M:1:10000 140 тыс.чел	1985	Трест Ставрополь-Тизис	21 км ² 30 км ²	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР, подтопление отдельных участков территории города
4	Карта сейсмического микрорайонирования г. Буйнакска; M:1:10000 40 тыс.чел	1974	Дагестан-граждан-проект	18 км ² 22 км ²	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР, подтопление отдельных участков территории города
5	Карта сейсмического микрорайонирования г.Избербаша; M:1:10000 50 тыс.чел	Временна схема 1997	Дагестан-граждан-проект	20 км ²	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР, подтопление отдельных участков территории города
6	Карта сейсмического микрорайонирования г.Кизилюрта; M:1:10000 30 тыс.чел	Временна схема		20 км ²	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР, подтопление отдельных участков территории города
7	Карта сейсмического микрорайонирования г.Хасавюрта; M:1:10000 60 тыс.чел	Временна схема		20 км ²	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) выход районов перспективной застройки за пределы существующей карты СМР, подтопление отдельных участков территории города
8	Карта сейсмического микрорайонирования г. Кизляра; M: 1:10000, 50тыс.чел	Временна схема		25 км ²	А,Б,В,Г	Повышение исходной сейсмичности в СНиП II-7-81, (ОСР-97) подтопление отдельных участков территории города

В заключение кратко перечислим те задачи, которые вытекают из вышеизложенного и будут выполнены в рамках плановой тематики.

1. Совершенствование компьютерной программы OchagZeml, апробация ее на модельных и реальных примерах.

2. Полигонные испытания и наладка разработанных и изготовленных нами передвижных цифровых сейсмометров (6 комплектов). Наблюдения в режиме опроса микросейсмической эмиссии на 40 пунктах, заложенных в зоне сейсмического затишья в Дагестане, накопление и систематизация данных площадных наблюдений. Обработка данных с использованием модернизированной программы OchagZeml.exe, поиск колышевых структур в их площадном распределении для возможной локализации очаговой зоны готовящегося землетрясения.

3. Продолжение наблюдений за выявленной ранее динамикой расширения площади зоны сейсмического затишья на территории Дагестана с использованием данных локальной сети Дагестанского филиала Геофизической службы РАН и проводимой нами регистрации микросейсмической эмиссии.

4. Апробация нового метода определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры (патент №2316027): 1) гармонический анализ многолетних гидрогеодинамических наблюдений в 3-х скважинах на территории Дагестана по модернизированной программе «Period Searcher»; 2) составление временных рядов ОАО и ВЗО по двум устойчивым гармоникам S_1 и S_2 в атмосферном давлении и поиск в них приливных гармоник путем повторной обработки по программе «Period Searcher»; 3) корреляционный анализ временных рядов ОАО и ВЗО с времененным рядом сейсмических событий.

5. Комплексный анализ результатов микросейсмических и гидрогеодинамических наблюдений, уточнение по ним напряженно-деформированного состояния земной коры на территории Дагестана.

6. Разработка и изготовление 3-го варианта МСД с тангенциальным расположением обкладок емкостного преобразователя, изготовление и сборка стенда для лабораторного исследования МСД, разработка рабочих чертежей опытного образца МСД, разработка рабочих чертежей лабораторного образца проволочного экстензометра (ПЭ), подготовка проектов МСД, ПЭ и других разработок к представлению на конкурсы инновационных проектов.

При наличии дополнительного финансирования могут быть решены следующие задачи.

7. Разработка технического проекта, изготовление и исследование лабораторного образца ДСТТ. Проектирование, изготовление и тестирование опытного образца ДСТТ.

8. Реализация лабораторного эксперимента с использованием испытательной машины для независимого тестирования алгоритма и программы OchagZeml.exe; реализация лабораторного эксперимента без использования испытательной машины, в условиях чистого сдвига.

9. Разработка и практическая реализация технологии режимных просвечиваний сейсмоактивных зон Восточного Кавказа с использованием тяжелых вибросейсмостроителей Кубанского государственного университета.

10. Возобновление геофизических наблюдений в окрестности Чиркейского водохранилища для регистрации аномальных деформаций, предваряющих сильные тектонические землетрясения.

11. Обобщение результатов комплексного анализа микросейсмических и гидрогеодинамических наблюдений, а также вибросейсмического просвечивания и разработка практических рекомендаций по широкому использованию предлагаемого комплекса при исследовании напряженно-деформированного состояния массива горных пород.

12. Сейсмическое районирование и микрорайонирование городов и крупных населенных пунктов на территории Дагестана и сопредельных регионов.

Работа поддержана грантом ОНЗ РАН по программе №6 (2006-2008 гг.) и грантами РФФИ №№ 06-05-96801 и 06-05-96627.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прогноз землетрясений. Душанбе – Москва: ДОНИШ, 1984. № 3. 216 с.
2. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1984. 188 с.
3. Таймазов Д.Г. Аппаратурно-методические аспекты детерминистического подхода к прогнозу землетрясений // Вестн. ДНЦ РАН. 2000. № 6. С.38–44.
4. Таймазов Д.Г. Способ прогнозирования сильных землетрясений: Патент РФ № 2282220. БИ № 23. 2006.
5. Таймазов Д.Г. Способ прогнозирования землетрясений: Патент РФ № 2325673. БИ № 15. 2008.
6. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.
7. Мамаев С.А., Таймазов Д.Г., Магомедов Р.А., Магомедов Ю.М., Магомедов А.Г., Никуев Р.Ю. Наблюдения за микросейсмической эмиссией на территории Дагестана. // Ресурсы подземных вод Юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству.- Тр. ИГ ДНЦ РАН., Вып. 55.- Махачкала, 2009.- С. 279-281.
8. Таймазов Д.Г. Способ определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры: Патент РФ № 2316027. БИ № 3. 2008
9. Таймазов Д.Г., Лугуев Т.С., Шарапудинов Т.И. Об изменчивости функций связи между когерентными гармониками во временных рядах атмосферного давления и пьезометрических уровней в скважинах. // Ресурсы подземных вод Юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству». Тр. ИГ ДНЦ РАН., Вып. 55.- Махачкала, 2009.- С. 279-282.
10. Таймазов Д.Г. О возможности создания многокомпонентной деформационной станции траншейного типа для сейсмопрогностических наблюдений // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 4, С.69-76.
11. Таймазов Д.Г. Широкодиапазонный емкостный преобразователь перемещений для прецизионных приборов и систем позиционирования // Сейсм. приборы. 2008. Т. 44, № 3. С. 48–54.
12. Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 3, С. 55-58
13. Taimazov D.G. Wide_Range Displacement Capacitance Transducer for Precision Instruments and Positioning Systems // Seismic Instruments, 2009, Vol. 45, pp. 75–77.
14. Таймазов Д.Г. О путях улучшения метрологических и эксплуатационных характеристик газожидкостных гравиметров // Сейсм. приборы. 2008. Т. 44, № 4. С.27–35.
15. Taimazov D.G. Ways to Improve Metrological and Operational Characteristics of Liquid Gravimeters // Seismic Instruments, 2009, Vol. 45, pp. 110–114.
16. Таймазов Д.Г. Струнный вертикальный гравитационный градиентометр // Сейсм. приборы. 2008. Т. 44, № 4. С.36–42.
17. Taimazov D.G. Stringed Vertical Gravimetric Gradient Meter // Seismic Instruments, 2009, Vol. 45, pp. 115–118.
18. Таймазов Д.Г. Безмаятниковый гравитационный вариометр // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 3, с.55–58
19. Таймазов Д.Г. Многокомпонентный скважинный деформограф // Вестн. ДНЦ РАН. 2006. № 26. С.9 –16.
20. Таймазов Д.Г. Прецизионный проволочный экстензометр для сейсмопрогностических наблюдений // Сейсм. приборы. 2008г. Т. 44, № 3. С.55–58.
21. Taimazov D.G. Precision Wire Extensometer for Seismopredictive Observations // Seismic Instruments, 2009, Vol. 45, pp. 78–82.
22. Таймазов Д.Г. Трехжидкостный гидростатический нивелир // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 2, с.42-45.
23. Taimazov D.G. Three_Fluid Hydrostatic Level. Seismic Instruments, 2010, Vol. 46, No. 1, pp. 75–77.
24. Таймазов Д.Г. О возможности экспериментального обнаружения эффекта экранирования гравитации // Вестн. ДНЦ РАН. 2000. №8. С. 34-39.
25. Гупта Х., Растиги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979. 251 с.
26. Таймазов Д.Г. Водохранилище как индикатор сейсмотектонических деформаций // Тез. докл. междунар. научн. конф. к 275-летию РАН. Махачкала: Изд-во ДНЦ РАН, 1999. С. 350-351.
27. Отчет о СМР территории перспективной застройки г. Махачкала // Госстрой РСФСР. «СтаропольТизис», г. Пятигорск, 1988 г.- 550 с.
28. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов населенных пунктов и больших строительных площадок / М.: Наука, 2009.-350 с.
29. Организация инженерно-сейсмометрической службы в Республике Дагестан. Мамаев С.А. и др. Вестник Дагестанского научного центра №14. Махачкала 2003. С. 25-33.

СИНТЕЗИРОВАННЫЕ АКСЕЛЕРОГРАММЫ ДЛЯ Г. МАХАЧКАЛЫ

Абакаров А.Д., Зайнулабидова Х.Р., Курбанов И.Б.

Дагестанский государственный технический университет

Для особо ответственных сооружений, зданий высотой более 16 этажей и зданий с системами активной сейсмозащиты нормы [1] предусматривают проведение динамических расчетов на сейсмическое воздействие с использованием инструментальных записей ускорений основания при землетрясении, наиболее опасных для данного здания или сооружения, или синтезированных акселерограмм. Махачкала не имеет инструментальных записей сильных землетрясений, поэтому возникает необходимость разработать синтезированные акселерограммы ожидаемых сейсмических воздействий. Ранее проведенных нами исследованиях были определены максимальные и расчетные ускорения характерные для различных грунтовых условий г. Махачкалы и интервалы возможных преобладающих периодов сейсмических колебаний грунтов [2,3]. Записи сейсмических колебаний грунтов показывают, что в большинстве случаев они носят нестационарный случайный характер. Поэтому в данной работе синтезированные акселерограммы генерированы в виде нестационарных случайных процессов. При этом сейсмические колебания грунтов представлены в виде:

$$Y_{rp}(t) = \sigma f(t) \varphi(\omega_j t), \quad (1)$$

где σ - среднеквадратическое значение ускорения колебаний грунтов; $f(t)$ - функция характеризующая огибающую случайного процесса; $\varphi(t)$ - стационарный случайный процесс с нулевым математическим ожиданием и дисперсией равной единице.

Огибающая $f(t)$ принята в виде[4]:

$$f(t) = \varepsilon e^{\varepsilon t} e^{-\varepsilon t}, \quad (2)$$

где параметр $\varepsilon = 0,05 \omega_j$, а ω_j является преобладающей частотой сейсмических колебаний грунтов на рассматриваемой территории.

В качестве корреляционной функции стационарного процесса $\phi(t)$ принята функция

$$K(\tau) = e^{-\alpha|\tau|} \cos \omega_j \tau, \quad (3)$$

где α является параметром характеризующим ширину спектра воздействия.

Для функции (3) наиболее рациональным является линейный оператор в виде рекуррентного уравнения

$$\xi[n] = \sum a_k \cdot x(n-k) - \sum b_k \cdot \xi[n-k],$$

где $\xi[n]$ – случайные числа, коррелированные по заданному закону;

a_k, b_k – параметры алгоритма.

Алгоритм определения параметров оператора приводится в [5]. Он предусматривает нахождение спектральной плотности $F(z)$ по корреляционной функции $R(n)$, фак-

торизацию спектральной плотности для получения передаточной функции $k(z)$ и преобразование передаточной функции с целью получения параметров a_k, b_k .

Используемый оператор и его параметры имеют вид:

$$\xi[n] = a_0 \cdot x[n] + a_1 \cdot x[n-1] + b_1 \cdot \xi[n-1] + b_2 \cdot \xi[n-2],$$

$$a_0 = \sigma \cdot \sqrt{(\alpha_j^2 - 4 \cdot a_0^2)}; \quad a_1 = \sigma \cdot a_0 / a;$$

$$b_1 = 2 \cdot \rho^4 \cdot \cos \gamma_0; \quad b_2 = -\rho^2; \quad a_0 = \rho \cdot (\rho^4 - 1) \cdot \cos \gamma_0;$$

$$\alpha = 1 - \rho^4; \quad \rho = e^{-\gamma_0}; \quad \gamma_0 = \omega_0 \cdot \Delta t.$$

Генерирование искусственных акселерограмм с заданными характеристиками производилось на ЭВМ. Для получения равномерно-распределенных чисел в интервале от 0 до 1 использовался генератор случайных чисел RANDU. Преобразование равномерно-распределенных чисел в последовательность с заданным математическим ожиданием и среднеквадратическим отклонением производилось по подпрограмме GAUSS

Для определения математического ожидания последовательности стационарных случайных чисел использовалось выражение $m_\phi = \sum x_i / n$, где x_i -случайное число; n -общее количество случайных чисел.

В отдельных реализациях отклонение математического ожидания от 0 достигало до 6-7 %. Для устранения этого проводилось центрирование процесса. Алгоритм центровки: $x'_i = x_i - (m - m_\phi)$, где x_i – не откорректированное значение случайной величины, а m_ϕ - получаемое математическое ожидание.

Нормировка акселерограммы проводилась в виде $NOR = x(j)/x_{max}$,

где $x(j)$ – прогнозируемое максимальное ускорение генерируемой акселерограммы, а x_{max} – максимальная амплитуда акселерограммы.

Согласно выражениям (1-3), синтезируемая акселерограмма зависит от преобладающей частоты ω_j , среднеквадратического значения ускорения σ , и от параметров α и ϵ . Параметр σ характеризует интенсивность сейсмических колебаний грунтов и связан с максимальным ускорением соотношением [5]: $\sigma = a_{max}/\{2 \cdot \ln(\omega_j \cdot \tau/\pi)\}^{1/2}$. Так как данные о ширине спектра для исследуемой территории недостаточны для установления региональной зависимости $\alpha = f(\omega_j)$, были проанализированы данные о характере влияния α на максимальное значение спектра реакции и на ширину спектра на уровне 0.5 от максимума. Отношение a/ω_j меняется в довольно широких пределах от 0.15 до 0.72. В данной работе принято среднее по мировым данным значение равное 0.5 от преобладающей частоты ω_j . Параметр ϵ , определяющий форму огибающей генерируемого воздействия, принят согласно данным работы [4] равным $0.05 \cdot \omega_j$.

При генерировании и расчете на случайное воздействие возникает необходимость в определении требуемого числа реализаций случайного процесса. В работе [6] установлено, что для оценки усреднённых спектров реакции достаточно ограничиться 20-25 реализациями. Так как в работе рассматриваются методы генерирования случай-

ных процессов с применением цифрового моделирования, т.е. связанных с получением дискретных реализаций, возникает задача определения шага дискретизации синтезированных акселерограмм Δt . На данный момент нет чётких зависимостей выбора значения Δt . Известно только то, что ошибка вычисления дискретных значений сигнала на выходе непрерывной системы будет мала, если шаг дискретизации процессов удовлетворяет условиям теоремы Котельникова [7]. Однако эта теорема не определяет вели-

чину ошибки при заданном шаге Δt , когда функции сигнала и системы не имеют строго ограниченного спектра. В связи с этим, ставилась задача определения оптимального шага Δt при условии его удовлетворения теореме Котельникова и дополнительных требований, определяемых применением синтетических акселерограмм для расчёта сооружений. Результаты исследований [8] показали, что величина Δt не может быть более четверти видимого периода, т.к. с увеличением шага дискретизации возникает несоответствие между информацией, получаемой в аналоговом и дискретном видах. Таким образом, существует некая зависимость между преобладающим периодом и шагом дискретизации. Величина видимого периода может быть принята равной величине преобладающего периода сейсмического воздействия. Таким образом, необходимое условие выбора шага имеет вид $\Delta t \leq 0.25 \cdot T_j$. Исходя из этого условия принималась величина максимально допустимого шага Δt и моделировались синтетические акселерограммы с преобладающими периодами в интервале от 0,1 до 0,8 с. при входном воздействии с максимальным ускорением $400 \text{ см}/\text{с}^2$. В таблице 1 приведены усреднённые значения максимальных ординат синтезированных акселерограмм по 20 реализациям в зависимости от шага дискретизации и преобладающего периода.

Из анализа этих результатов можно сделать вывод, что с уменьшением шага дискретизации увеличиваются ординаты синтезированных акселерограмм и наоборот. Совершенно ясно, что уровень максимальной ординаты синтезированной акселерограммы должен совпадать с уровнем входного значения максимального ускорения. Если исходить из этого принципа, то наиболее соответствующим ему является линейная зависимость $\Delta t = 0,1 \cdot T_j$.

Таблица 1

Зависимость шага дискретизации при генерировании искусственных акселерограмм от преобладающего периода

Преобладающие периоды коле- баний T_j сек	Максимальная ордината синтетической акселерограммы в зависимости от шага дискретизации Δt					
	$0,25 \cdot T_j$	$0,20 \cdot T_j$	$0,10 \cdot T_j$	$0,08 \cdot T_j$	$0,05 \cdot T_j$	$0,01 \cdot T_j$
0,1	315,17	377,04	629,25	566,41	757,39	5393,94
0,2	342,09	292,36	446,87	452,52	919,22	6658,21
0,3	374,29	295,42	407,75	808,85	735,24	5164,24
0,4	382,57	282,37	478,77	524,09	842,12	6110,34
0,5	375,39	348,81	484,38	781,20	699,84	4761,27
0,6	333,72	307,80	447,67	542,02	738,60	7294,94
0,7	353,13	357,77	623,27	517,17	945,77	5933,09
0,8	362,06	357,95	549,51	647,47	847,47	4754,35

Используя полученные в работе [3] расчётные значения ускорений для трёх категорий грунтов г. Махачкала и соответствующие им преобладающие периоды сейсмических колебаний, нами получен набор синтезированных акселерограмм, который может быть использован для динамических расчетов ответственных зданий и сооружений. Некоторые из полученных синтезированных акселерограмм показаны на рисунках 1 и 2.

$$\ddot{Y}_{rp} \text{ см/с}^2$$

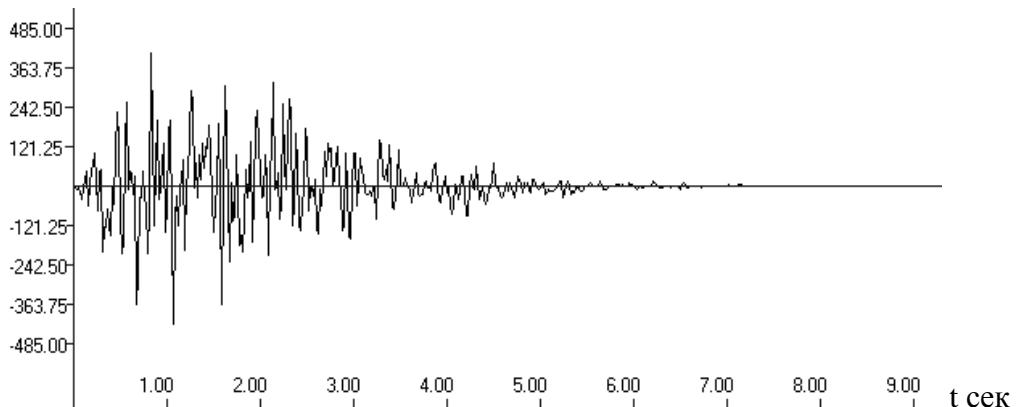


Рис. 1. Синтезированная акселерограмма при сейсмическом воздействии с параметрами $a_{\text{расч.}}=420 \text{ см}/\text{с}^2$, $T_j=0.1\text{с.}$, $\Delta t=0.01\text{с.}$, $\xi=0.05$, $t=10 \text{ сек.}$

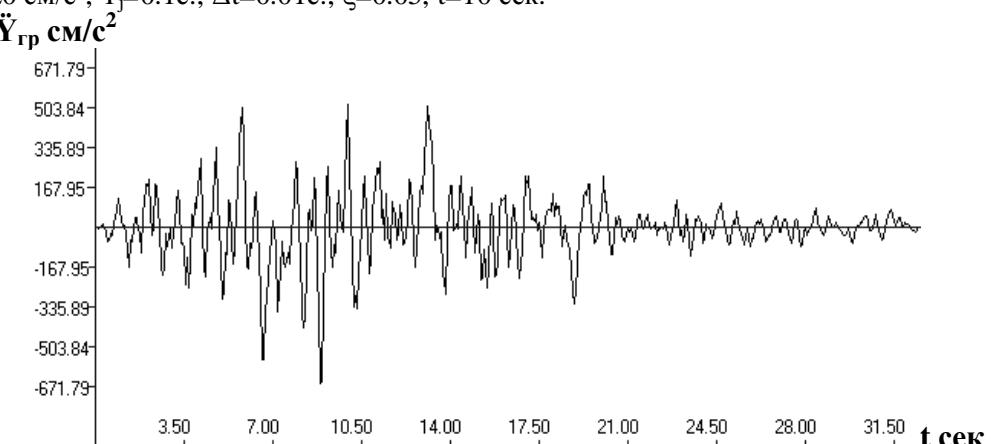


Рис. 2 Синтезированная акселерограмма при сейсмическом воздействии с параметрами $a_{\text{расч.}}=420 \text{ см}/\text{с}^2$, $T_j=0.6\text{с.}$, $\Delta t=0.06\text{с.}$, $\xi=0.05$, $t=35 \text{ сек.}$

Литература

1. СНи П-7-81.Строительство в сейсмических районах/Госстрой России. – М.: ГУП ЦПП, 2000.-44с.
2. Абакаров А.Д., Зайнулабидова Х.Р. Оценка максимальных ускорений колебаний грунтов в г. Махачкала при сильном землетрясении // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений.-2001, №2, С. 11-13.
3. Абакаров А.Д., Зайнулабидова Х.Р. К определению расчетных уровней ускорений сейсмических колебаний грунтов с учетом местных сейсмологических особенностей // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений.-2001, №5, С.6-7.
4. Айзенберг Я.М. Сооружения с выключающимися связями для сейсмических районов. – М.: Стройиздат, 1976.-232 с.
5. Вибрации в технике: Справочник. Т.1. Колебания линейных систем / Под.ред. В.В. Болотина.- М.: Машиностроение, 1978.- 352 с.
6. Синяцек М.Н. К статистической теории сейсмических спектров // Строительная механика и расчет сооружений.- 1982, №2, С. 62-65.
7. Быков В.В. Цифровое моделирование в статистической радиотехнике.- М: Сов. Радио, 1971.- 328с.

8. Денисов Б.Е., Кахновский А.М. Методы представления сейсмометрической информации в цифровую форму // Сейсмостойкое строительство.- М.: ЦНИИСК им. Кучеренко, 1977, №11, С. 18-22.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ МЕТОДОВ ДЕТАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ

Заалишвили¹ В.Б., Рогожин² Е.А.

¹- Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А,

²-Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

На сегодняшний день в мире для определения сейсмических нагрузок для инженерных проектов, как правило, используется вероятностная оценка сейсмической опасности. Вероятностный подход представляет собой более систематизированный метод для оценки количества, размеров и местоположения будущих землетрясений [Cornell, 1968; McGuire, 1995; Bazzurro, Cornell, 1999], чем это делается при использовании других методов. Формальные процедуры для вероятностной оценки включают в себя определения пространственно-временных неопределенностей для прогнозируемых (будущих) землетрясений. Важным этапом в развитии метода стала компьютерная программа Мак Гайра EQRISK [McGuire, 1976]. Программа была широко распространена и по сегодняшний день весьма популярна. В связи с этим, вероятностную оценку сейсмической опасности часто называют методом Корнелла-МакГайра. Программа включает в себя интегрирование по распределению неопределенностей.

Кавказский регион характеризуется высокой интенсивностью динамических геологических процессов [McClusky et al, 2000] и связанными с ними опасностями как естественной, так и техногенной природы. Особенno ярко среди этих опасностей выражена сейсмичность, сопровождающаяся широким спектром вторичных процессов. Среди них можно отметить разрывы земной поверхности, оживление ранее известных неактивных разломов, оползневые явления, обвалы, лавины, крип, просадки земной поверхности, активизацию покровных структур, разжижение грунтов и другие опасные явления.

Исследованиями по определению и параметризации зон сейсмических очагов в последние годы занимались Рогожин, Уломов, Гамкрелидзе, и др. [Палеосейсмогеология Большого Кавказа, 1975; Рогожин и др., 1993; Рогожин и др., 1994; Рогожин, Нечаев, 1998; Нечаев и др., 1998; Рогожин и др., 1999; Трифонов, 1999; Рогожин, 2000; Рогожин, Овсяченко, 2001].

На основе анализа соответствующих работ для разломов, расположенных к югу от Главного Кавказского хребта, были выбраны параметры очаговых зон по данным работы Гамкрелидзе [Gamkrelidze et al, 1998], а к северу от хребта – по данным Рогожина [Рогожин, 1995–2002]. На основе этой экспертной оценки были составлены карты районирования сейсмических источников (зоны ВОЗ) территории Северной Осетии.

В последние годы при активном участии Е.А. Рогожина разработан новый оригинальный метод установления более точных границ активной части сейсмогенного источника (разлома) и оценки потенциала опасности сейсмического источника (уро-

вень детального сейсмического районирования – ДСР).

Для наглядности использования процедур рассмотрим процесс оценки сейсмической опасности территории на примере территории Северной части центрального Кавказа – территории Республики Северная Осетия-Алания.

Зоны возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) приурочены к системам активных разломов, выделенных по геологическим данным и на основании интерпретации материалов дистанционных зондирований. Проводилось дешифрирование спектротональных, трехканальных космоизображений Landsat-4/5 (разрешение 30 м) и Landsat-7 (разрешение 15 м). Дешифрирование космоснимков осуществлялось как в цветном спектротональном варианте, так и в черно-белом. Для анализа многозональных сканерных снимков использовались различные варианты синтеза изображений. Кроме того, выявление линеаментов производилось и раздельно по каналам. Для выявления линеаментов применен совместный дедуктивно-индуктивный подход: дешифрировались обобщённые структуры на базе сильно генерализованных изображений с последующим увеличением масштаба для детализации и наоборот, выявлялись локальные особенности тектонических и экзогенных структур с последующим уменьшением масштаба и обобщением. При этом использован метод ступенчатой генерализации с квантованием на уровнях 1:25000; 1:50000; 1:100000; 1:200000; 1:300000; 1:400000; 1:500000. В диапазоне масштабов 1:25000 - 1:1 500000 использована космоснимок карта на базе снимков Landsat-7, а в диапазоне 1:500000-1:2 млн. – космоснимок карта, созданная на базе снимков Landsat-4/5.

Протяженные системы линеаментов идентифицировались с известными разломами и эти разломы были квалифицированы в качестве активных на современном этапе. По названию разломов или крупных населенных пунктов формулировалось название зон ВОЗ. Морфо-кинематика активных разломов служит основанием для квалификации кинематики сейсмогенных смещений в зонах ВОЗ. Глубина гипоцентров ожидаемых землетрясений рассчитывалась из глубины заложения разломов по геофизическим данным и из магнитуд ожидаемых событий.

Максимальная магнитуда ожидаемых землетрясений (сейсмический потенциал, M_{\max}) оценивалась по результатам применения внерегионального сейсмотектонического метода оценки сейсмической опасности, предложенного Г.И. Рейнером. Использование внерегионального сейсмотектонического метода оценки сейсмического потенциала, основы которого описаны в ряде публикаций [Рейнер, Иогансон, 1997; Рогожин и др., 2001], показало, что Северный Кавказ представляет собой область весьма высокой сейсмической опасности.

В 2007 по данным полевых исследований Рогожиным Е.А. было установлено, что наибольшую опасность для урбанизированных территорий Северной Осетии представляют Владикавказская, Моздокская, Сунженские и Терская зоны ВОЗ (табл. 1.), (рис. 1) [Аракелян и др., 2008; Рогожин и др., 2008].

Характеристики зон ВОЗ

Таблица 1

№	Зона ВОЗ	Магнитуда	H, км	Кинемат.
1	Моздокская восточная	5.0	10	взброс
1а	Моздокская западная	4.0	5	сдвиг
2	Терская	4.5	5	взброс
3	Сунженская северная	6.1	15	взброс
4	Сунженская южная (западная ветвь)	6.5	15	сдвиг
4а	Сунженская южная (восточная ветвь)	6.1	15	взброс
5	Владикавказская (западная ветвь)	6.5	15	взброс
5а	Владикавказская (восточная ветвь)	7.1	20	взброс
6	Нальчикская	5.5	10	сдвиг
7	Мизурская	6.2	15	сдвиг
8	Главного хребта	6.2	15	взброс
9	Бокового хребта	6.3	15	взброс

После составления этих карт была выполнена параметризация очагов, т.е. для каждого из очагов оценивался их сейсмический потенциал M_{\max} – оценивалась наибольшая из возможных магнитуд. Это наиболее трудная задача в процессе параметризации зон ВОЗ. M_{\max} определялась по данным целого ряда авторов [Рогожин, 2000; Chelidze, Javakhishvili, 2003; Ulomov 1999].

Второй существенный параметр, характеризующий размер глубины очагов землетрясения – это диапазон глубин очагов, в которых зарождается большинство землетрясений. Согласно многочисленным исследованиям, Кавказ представляет собой регион поверхностного расположения очагов – глубина очагов не превышает 20–25 км (существует мнение, что более глубокая сейсмичность наблюдается в районе г. Грозного и в Каспийском море). Так как для этого района распределение очагов по глубине не проводилось, для расчетов было принято среднее значение глубины равное 10 км.

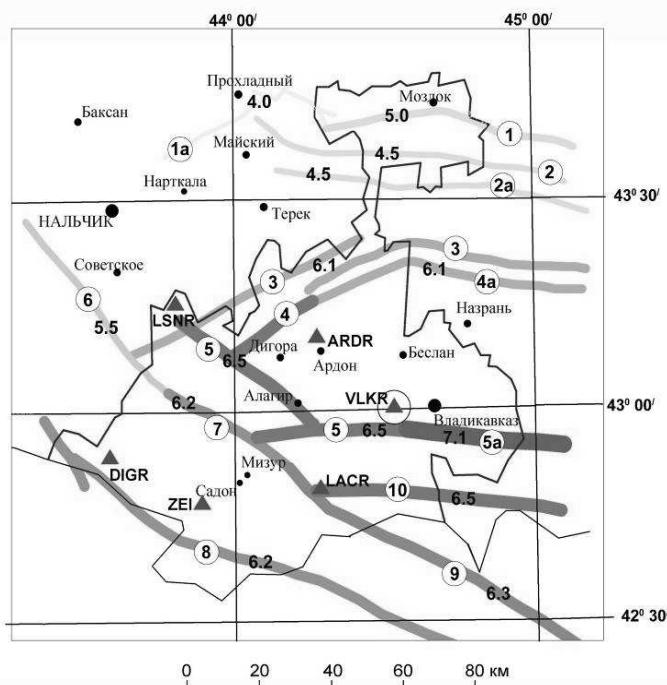


Рис. 1. Карта активных разломов территории РСО-А (Рогожин Е.А., 2007)

Для оценки параметров соотношения повторяемости в процессе выполнения работ ряда исследований по международным проектам был проверен и исправлен каталог землетрясений. Сейсмичность в каждой зоне источника была проанализирована на основе использования каталогов: New Catalogue... 1982, Corrected Catalogue of Caucasus, Institute of Geophysics Ac. Sci. Georgia (in data base of IG), the Special Catalogue of Earthquakes for GSHAP test area Caucasus (SCETAC), compiled in the frame of the Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP), for the period 2000 BC-1993, N.V. Kondorskaya (editor), (Ms>3.5), earthquake catalogues of Northern Eurasia (for 1992-2000), Catalogue of NSSP Armenia, Special catalogue for the Racha earthquake 1991 epicentral area (Inst. Geophysics, Georgia), а также каталог Северной Осетии 2004-2006 гг.

Исправленный каталог Кавказа содержит более 61000 землетрясений, включая 300 исторических событий [Бюс, 1948; 1952; 1955; New Catalogue... 1982], которые произошли в течение 2000 лет. Этот каталог был проверен и исправлен. Некоторые гипоцентральные параметры землетрясений были рассчитаны повторно.

Пороговая магнитуда для всего каталога, а также значения a и b закона повторяемости были определены для вышеуказанных четырех тектонических зон потому, что их расчет для отдельных зон ВОЗ был невозможен из-за отсутствия данных. Значение b закона повторяемости определяется по формуле Гутенберга-Рихтера:

Для каждой зоны ВОЗ (как линейной, так и площадной) была изучена частота

возникновения землетрясений на основе наблюденной сейсмичности. Для изучения соотношения Гутенберга-Рихтера землетрясения приписывались к отдельным разломам или зонам ВОЗ с учетом точности определения эпицентров. Из-за недостатка данных о точности определения положения была принята усредненная модель, предполагающая, что ошибки имеют нормальное распределение со стандартным отклонением равным 3–4 км. Были измерены расстояния от каждого события до всех зон ВОЗ, и учитывались только те зоны, которые находились от события на расстояниях более близких, чем три стандартных отклонения. Основываясь на величине расстояний, каждой зоне быть присвоен свой весовой коэффициент, исходя из кривой плотности распределения вероятности стандартных отклонений.

Эффект землетрясения оценивался на основе использования двух различных параметров: макросейсмической интенсивности и пикового ускорения основания (PGA). Макросейсмическая интенсивность (шкала MSK-64) традиционно использовалась для сейсмического районирования в СССР. В работе [Javakhishvili et al., 1998.] показано, что параметры макросейсмического поля, определенные в каталоге сильных землетрясений, дают средние значения, которые хорошо описывают макросейсмическое поле для средних землетрясений и вдали от эпицентра. В вышеупомянутой работе параметры определены для сильных землетрясений и сравнительно близких расстояний.

С другой стороны, инструментальные данные сильных движений на Кавказе и смежных областях позволяют нам использовать PGA и спектральный закон затухания ускорения для анализа сейсмической опасности. В последние годы PGA активно использовалось для оценки сейсмической опасности всего Кавказа [Balassanyan et al., 1999 a; Project ISTC 2006], отдельных стран [Balassanyan et al., 1997; Balassanyan et al., 1999 b; Chelidze, Javakhishvili, 2003], городов и регионов [Джавахишвили, 2002; Javakhishvili et al., 2004; Arakelyan, et al., 2005].

Сопоставление соотношений затухания для пикового горизонтального ускорения с подобными соотношениями для других регионов, в частности, с моделями Запада Северной Америки показывает хорошее соответствие. Очевидно, что затухание в Европе более низкое по сравнению с Кавказом и прилегающей областью. Предсказанные пиковые значения в ближней зоне выше, чем соответствующие значения, полученные с помощью других Европейских моделей [Smit et al., 2000].

Для территории Северной Осетии были созданы карты сейсмической опасности, определенные как вероятность превышения фиксированной величины сотрясений в течение различных времен экспонирования в виде набора карт для макросейсмической интенсивности для повторяемости 50 лет с вероятностью превышения 2%, 5% и 10% в масштабе 1:200 000 (рис. 2).

При расчетах использовалась компьютерная программа SEISRISK III, разработанная в 1987 Бендером и Перкинсом [Bender, Perkins, 1987]. Карта наблюдаемых максимальных интенсивностей сопоставлялась с картами различных периодов экспозиции и на основе анализа различий между наблюдаемыми и расчетными картами была выбрана наиболее реальная карта. В соответствии с этими критериями, для сейсмического районирования территории Северной Осетии может быть рекомендована карта 5 % вероятности превышения в течение 50 лет.

Анализ карт показывают, что главная сейсмическая опасность связана с теми разломами или очагами, которые расположены близко к городу Владикавказ (рис.1 и 2).

Созданный по вышеописанной методологии комплект карт позволяет обеспечить одинаковую степень риска в пределах территорий, охватываемых каждой из карт, и предназначен для сейсмостойкого строительства и мер по снижению сейсмического риска для разных категорий степени ответственности и сроков службы [Ulomov, 1999]. Мы предлагаем использовать карты 5%-ной вероятности для массового, т.е. основного строительства, а карты 2%-ной вероятности для строительства объектов повышенной

ответственности. В то же время, необходимо иметь в виду, что указанные карты представляют неотъемлемую основу для проведения сейсмического микрорайонирования и создания соответствующих карт.

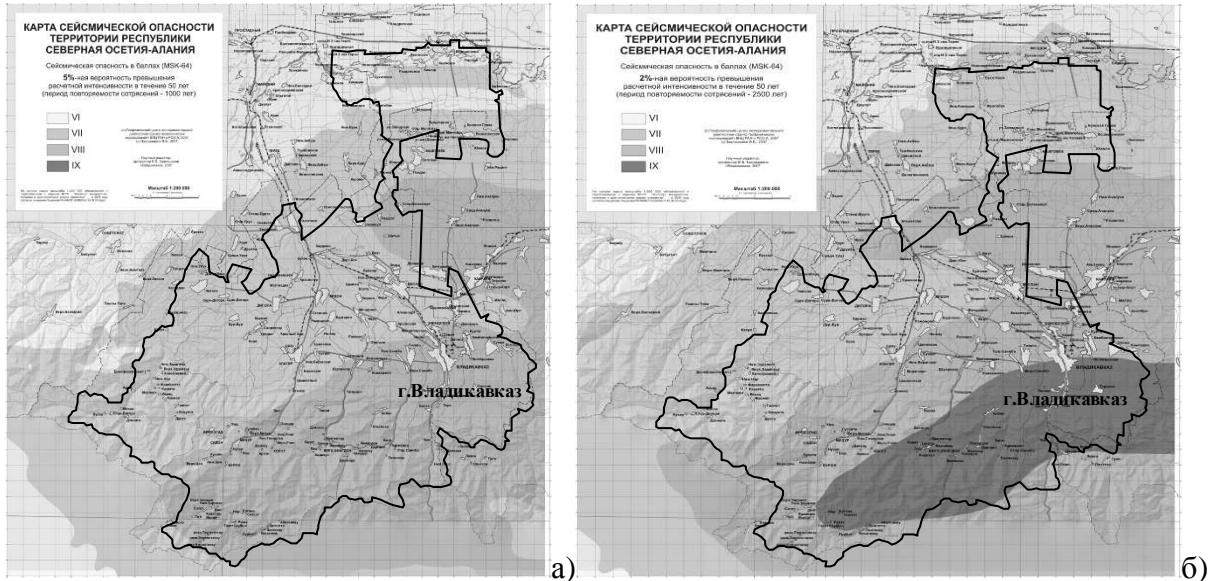


Рис. 2. Вероятностная карта сейсмической опасности в интенсивностях (MSK) с вероятностью превышения 5% (а) и 2% (б)

Кроме того необходимо отметить, что при использовании традиционных единиц макросейсмической интенсивности границы между различными зонами характеризуются резкими изменениями явно не соответствующими реальной ситуации монотонного изменения интенсивности для однородных грунтовых условий исследуемой территории. Это, несомненно, будет формировать заметные погрешности при оценках уровня сейсмической опасности той или иной территории. Использование на практике искусственного дробления интенсивности в виде, например, 7,2 или 8,3 балла не выдерживает никакой критики. Так, во-первых, непонятно как эти дробления получены, а, во-вторых, последующий переход к единицам ускорений (очевидно, по зарубежным данным, т.к. записей ускорений для формирования надежной корреляции в России нет), несомненно, формирует значительную погрешность, да и вряд ли физически обоснован из-за условности собственно параметра «интенсивность в баллах».

С другой стороны, при оценках сейсмического воздействия инженеры при сейсмостойком проектировании используют значения ускорений, соответствующие (строго говоря, принятые достаточно условно) определенным интенсивностям в баллах. Так, принято, что 7 баллам соответствует расчетное ускорение $a = 0,1 \text{ g}$, 8 баллам – $0,2 \text{ g}$, 9 баллам – $0,4 \text{ g}$ и т.д. В то же время, развернутая сеть цифровых станций на Южном Кавказе, начиная со Спитакского (Армения, 1988), Рачинского (Грузия, 1991), Барисахского (Грузия, 1992), Бакинского (Азербайджан, 2000), Гоубанского (Грузия, 2000), Тбилисского (Грузия, 2002) и других землетрясений, создала условия для формирования базы данных записей ускорений для Кавказа. Это позволяет совершенно независимо строить карты сейсмической опасности в единицах грунтового ускорения. Такие карты для территории Северной Осетии, а именно карты сейсмической опасности (PGA – пики грунтовых ускорений) для повторяемости 50 лет с вероятностью превышения 2 %, 5 % и 10 % также в масштабе 1:200 000 были построены (рис 3.). Хорошо видно, что меняя шаг сглаживания можно получать любое, и при этом физически вполне обоснованное, плавное изменение ускорений, которые прямо можно использовать при задании сейсмических воздействий.

В отличие для карт ОСР с масштабом М 1: 8000000 и в лучшем случае с масштабом М 1:2000000 полученные карты обеих видов в масштабе 1:200000 можно отне-

сти к картам ДСР (детального сейсмического районирования).

Таким образом, представленные материалы позволяют на детальном уровне оценить сейсмическую опасность, по известным формулам макросейсмического поля рассчитать сейсмические воздействия в баллах, что может послужить надежной основой для проведения сейсмического микрорайонирования.

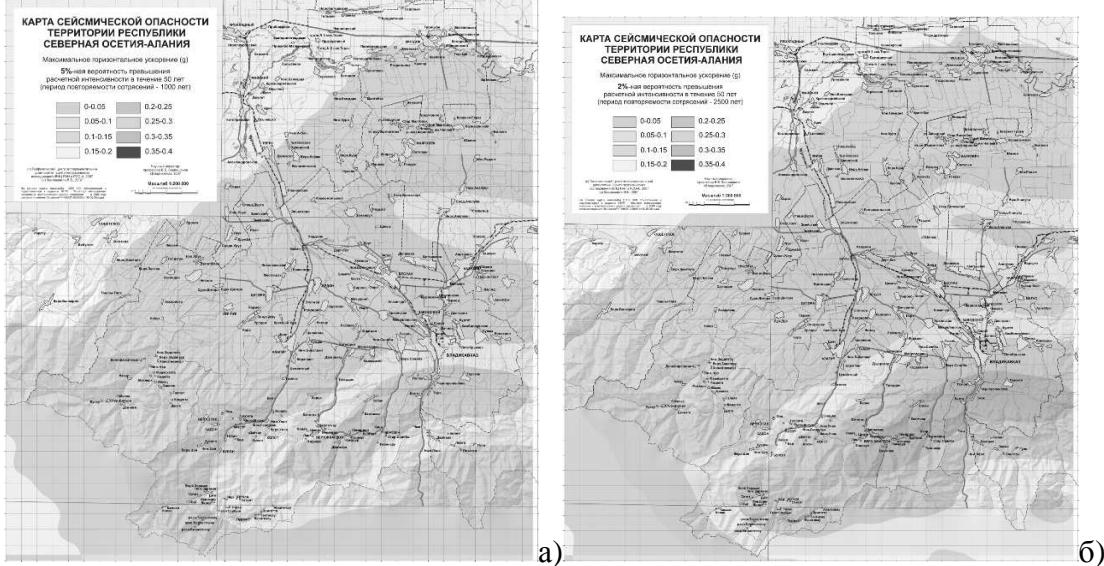


Рис. 3. Вероятностная карта сейсмической опасности в ускорениях (РНА) с вероятностью превышения 5% (а) и 2% (б)

На следующем этапе мы должны провести сейсмическое микрорайонирование (СМР). Необходимо отметить, что в качестве основы будут использованы карты с различной вероятностью превышения в качестве исходной интенсивности, величина которой прямо соответствует интенсивности участков, сложенных средними грунтами или характеризуемых средними грунтовыми условиями и, которые, таким образом, будут отнесены к 7, 8 или 9 баллам (аналогично и для ускорений). Использование в последующем соответствующих методов и способов СМР позволит получить соответствующие карты СМР.

Таким образом, для карт с вероятностью превышения 2%, 5% или 10% мы получим соответственно карты СМР с вероятностью превышения 2%, 5% или 10%, т.е. вероятностные карты СМР (рис. 4).

Необходимо отметить, что при использовании карт с большей временной экспозицией, т.е. максимальной магнитудой (максимальной интенсивностью) для данной территории (для повторяемости 50 лет с вероятностью превышения 2% или 1%) обязательно нужно учитывать возможное проявление физической нелинейности грунтов с помощью разработанных способов [Заалишвили, 2000, 2006, 2009].

Особый интерес представляет обоснованность задания сейсмического воздействия в виде акселерограммы. Здесь весьма привлекательным является использование подхода разработанного на основе учета физических механизмов формирования очага. Если в традиционных расчетах вид воздействия специально задается величинами амплитуды, периода и продолжительности колебаний и т.д., полученных на основании статистической обработки данных прошлого опыта, то в рассматриваемом подходе синтезированная акселерограмма формируется на основе величины максимальной магнитуды, протяженности разлома, эпицентрального расстояния от опасного очага и, несомненно, физическая более обоснована. Использование подобного подхода позволяет на исследуемой площадке кроме уровня интенсивности получать синтезированные акселерограммы с помощью программы FINSIM (Beresnev, Atkinson). Возможности модели были проверены по записям сильных землетрясений. Изучение достоверности результатов показало, что стохастический конечно-разломный метод, описанный выше, точно воспроизводит грунтовые движения для целого ряда значительных событий,

включая землетрясение $M=8,1$ Мехико (1985), $M=8,0$ Чили (1985), $M=5,8$ Квебек, (1998) и $M=6,7$ Нортридж (1994) [Beresnev, Atkinson, 1997; Beresnev, Atkinson, 1998a].

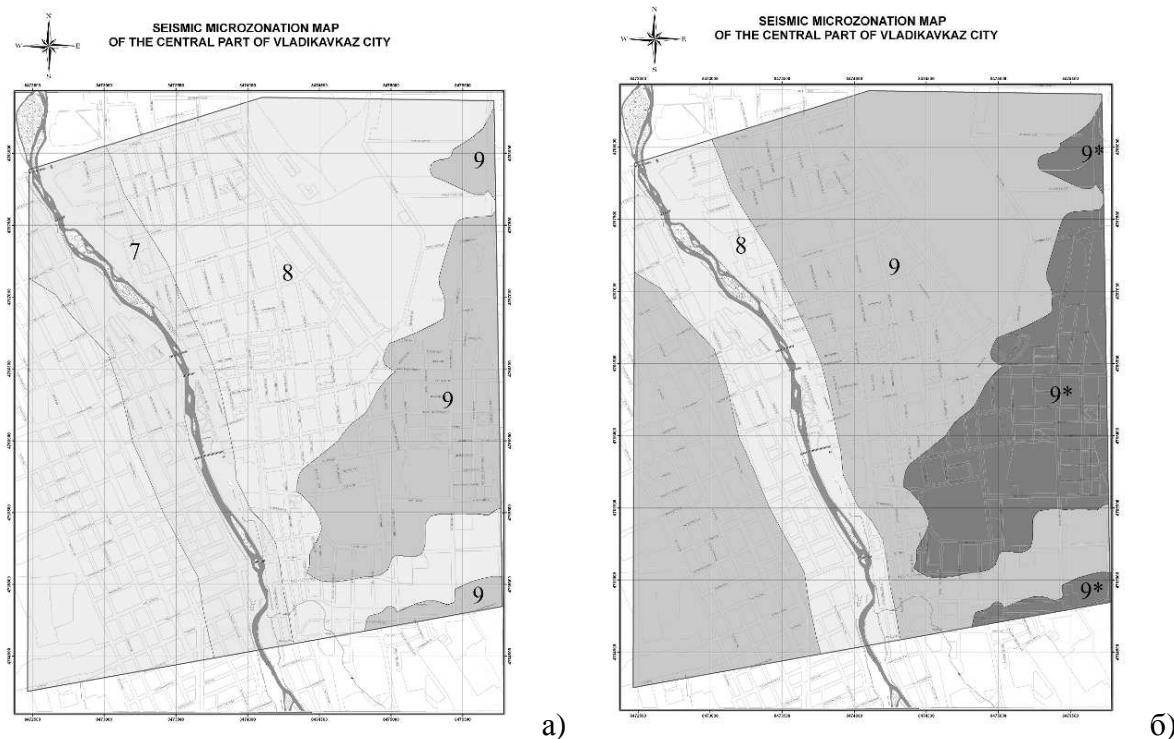
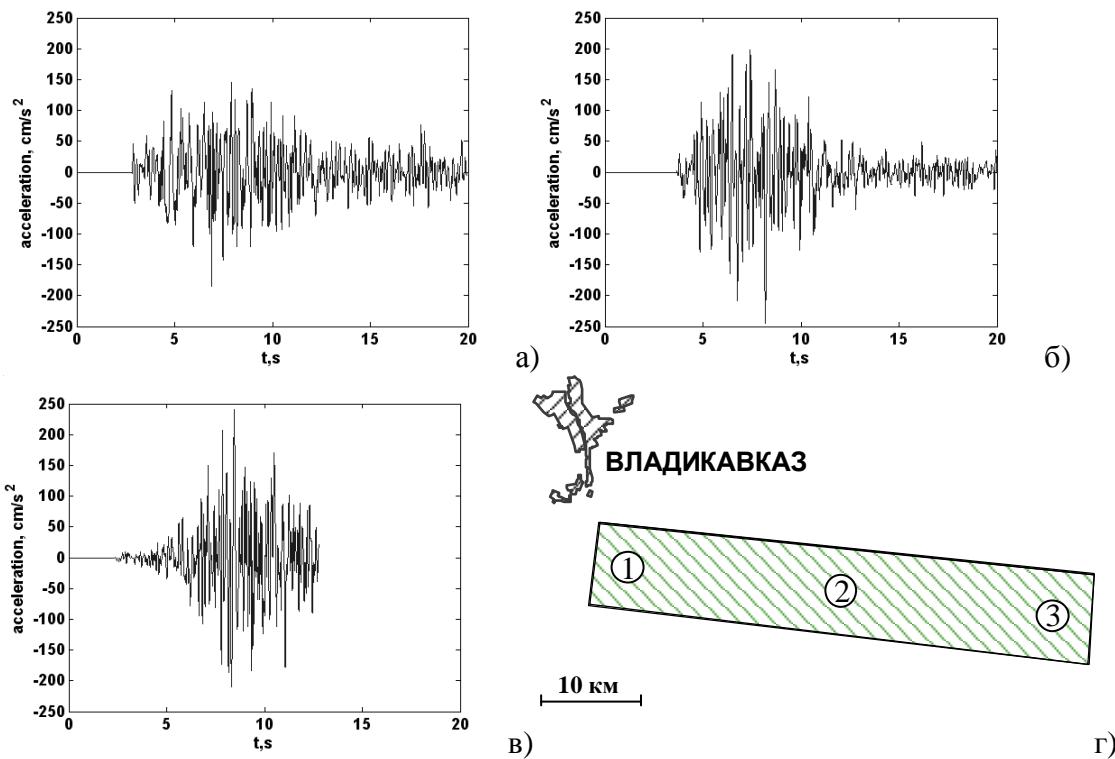


Рис. 4. Карты сейсмического микрорайонирования для вероятностей 5% (а) и 2% (б)



а – западная часть разлома; б – середина разлома; в – восточная часть разлома; г – схема расположения очагов сценарных землетрясений

Рис. 5. Синтетические акселерограммы при различном положении очагов:

Использование подобного подхода позволяет для средних грунтовых условий получать записи, которые далее будут претерпевать искажения, обусловленные распространением приходящей волны в различных видах грунтов, слагающих исследуемую площадку. Анализ и последующий учет трансформации исходных синтезированных

ных акселерограмм станет основой прогноза поведения указанных грунтов при сильных сейсмических воздействиях (рис.5) [Заалишвили и др., 2010].

Методы подобного моделирования основаны на условии соответствия спектральных свойств искусственного и реального землетрясения. В целом, точность критерия моделирования зависит от того с какой целью должно быть использовано суммарное движение и точное восстановление характеристик, которые оказывают влияние на поведение конструктивной системы должно быть обязательным.

Источник землетрясения, представляющий собой область разрыва, может рассматриваться в виде точечного на расстояниях больших по сравнению с размером разлома. На меньших расстояниях становятся значимыми явления связанные с конечными размерами разлома. Эти явления в первую очередь вызваны конечной скоростью распространения вспарывания, в результате чего отдельные части разлома излучают энергию раньше, чем другие; волны, излучаемые, таким образом, с задержками затем интерферируют, вызывая значительные эффекты направленности [Beresnev, Atkinson, 1997, 1998b].

Сопоставим полученные амплитудные спектры расчетных акселерограмм с амплитудным спектром зарегистрированного колебания грунтов от реального землетрясения, сформированного в рассматриваемом источнике.

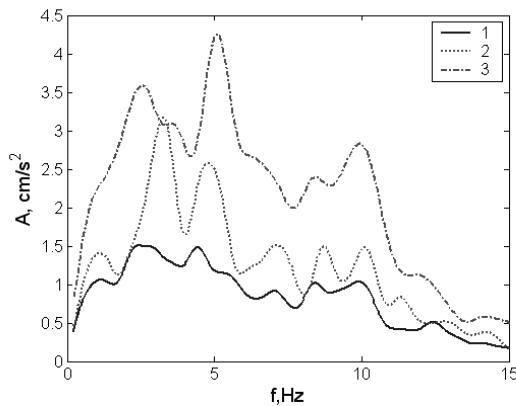


Рис. 6. Спектры синтезированных ускорений колебаний грунта при различном положении очага землетрясения $M=7,1$: 1 – западная часть разлома; 2 – середина разлома; 3 – восточная часть разлома

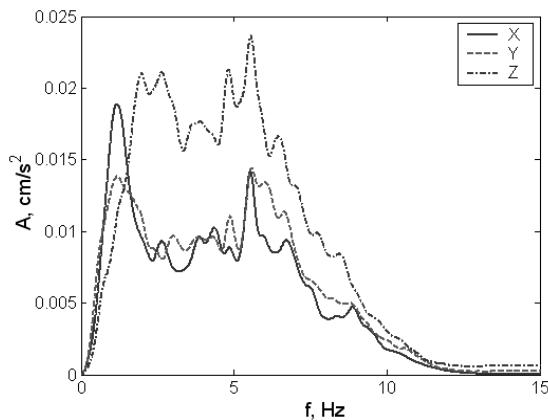


Рис. 7. Спектры ускорений колебаний слабого землетрясения с эпицентром в зоне расположения Владикавказского разлома, (станция ТЕА). Сейсмическое событие 25.08.2005 10:25 GMT $H = 8$ км $M=2.5$, спектр ускорений рассчитан по спектру скоростей

Анализ данных показывает (рис.6. и рис.7.), что, в целом, спектры колебаний от расчетного землетрясения и реального схожи по их главным показателям. Необходимо отметить, что наибольшей близостью к расчетному спектру и амплитудой колебаний характеризуется спектр вертикального ускорения. Последний факт вполне очевиден и объясняется близостью к источнику или очагу землетрясения. Действительно близкие

землетрясения, как правило, характеризуются преобладанием вертикальной составляющей. Выбор станции «ТЕА», фундированной на плотные галечники позволяет свести к минимуму искажение обусловленное грунтами.

Анализ спектра слабого землетрясения показывает, что максимальные амплитуды или пики наблюдаются на частотах 1,3 и 5,6 Гц (рис.7.). В спектре синтезированного ускорения указанные максимальные амплитуды также наблюдаются. В то же время, реакция среды на сильное землетрясение, несомненно, может и, действительно, отличаться от реакции на слабое воздействие (рис.6.) [Заалишвили, 2000].

Использование карт ДСР в единицах ускорений на уровне СМР возможно только для расчетного метода, где результаты расчетов даются прямо в единицах ускорений. Традиционный инструментальный метод СМР в настоящее время не позволяет получать результаты приращений интенсивности в ускорениях, традиционно ориентируясь исключительно на получение приращений в единицах макросейсмической интенсивности в баллах, за исключением способа сильных землетрясений, когда исследователь непосредственно получает записи ускорений сильных движений (при наличии акселерометра) [Заалишвили, 2000]. В то же время, соответствующие исследования нами ведутся и, очевидно, в скором времени, проблема будет решена.

С другой стороны, в последние годы разработан новый инструментально-расчетный метод СМР [Заалишвили, 2006]. Новый метод основан на подборке из базы данных сильных движений, включающих около 50 000 записей землетрясений, грунтовые условия наиболее соответствующие реальным грунтовым условиям исследуемой площадки. Далее производится выбор записей землетрясений, с определенными параметрами или их интервалами (магнитуда, эпицентральное расстояние и глубина очага). Далее производится пересчет максимальных амплитуд колебаний на заданное эпицентральное расстояние. Коэффициент поглощения может быть вычислен по модели затухания для данного региона.

Таким образом, представлен новый комплексный метод оценки сейсмической опасности территории, представляющий на выходе вероятностные карты СМР, являющиеся непосредственной основой сейсмостойкого проектирования и практического строительства. Безо всякого сомнения представленный подход значительно повышает физическую обоснованность конечных результатов.

Рассмотренная процедура на уровне создания зон ВОЗ, карт ДСР и СМР в зависимости от конкретных условий на практике может в определенной мере отличаться от представленной. Так, будут при необходимости проведены исследования типа «тренинг» (Рогожин Е.А.), позволяющие наиболее обоснованно определять повторяемость и другие особенности реализации природных сейсмических событий.

В настоящее время созданы условия для разработки карт типа ДСР подобные описанным выше для всей территории Северного Кавказа по самой совершенной методике на основе современных достижений инженерной сейсмологии. Это позволит далее провести работы связанные с созданием вероятностных карт СМР с использованием также самых совершенных методик с использованием мощных невзрывных источников и разработок, позволяющих учитывать физическую нелинейность грунтов [Заалишвили, 2009].

Выводы

1. Представлен новый комплексный метод оценки сейсмической опасности территории, представляющий впервые на выходе вероятностные карты СМР, являющиеся непосредственной основой сейсмостойкого проектирования и практического строительства. Безо всякого сомнения представленный подход значительно повышает физическую обоснованность конечных результатов.
2. Для изучения сейсмичности и анализа сейсмической опасности территории составляются следующие базы данных: макросейсмическая, сейсмическая, а также возможных зон очагов землетрясений (ВОЗ). На основе анализа различных данных

(сейсмологических, геологических, геофизических и т.д.) составляется набор вероятностных карт сейсмической опасности территории для повторяемости 50 лет с вероятностью превышения 2%, 5% и 10%.

3. Эффект землетрясения оценивается на основе использования двух различных параметров: макросейсмической интенсивности (MSK-64) и пикового ускорения основания (PGA). Границы зон в обеих единицах (балл и ускорение) находятся в хорошем соответствии. При этом варьируя шаг сглаживания, карты в единицах ускорений, характеризуясь непрерывностью значений, позволяют в отличие от традиционного подхода с резкой сменой границ, получать непрерывные значения ускорений или смену границ с любым сглаживанием вплоть до традиционных.
4. Созданный комплект карт позволяет обеспечить одинаковую степень риска в пределах территорий, охватываемых каждой из карт, и предназначен для сейсмостойкого строительства и разработки мер по снижению сейсмического риска для разных категорий степени ответственности и сроков службы.
5. Предложено использовать карты 5%-ной вероятности для массового, т.е. основного строительства, а карты 2%-ной вероятности для строительства объектов повышенной ответственности.
6. Подход, основанный на физических механизмах очага, обуславливает получение синтезированных акселерограмм, формируемых на основе величины максимальной магнитуды, протяженности разлома, реального эпицентра от опасного очага и, несомненно, физически наиболее обоснован.
7. Для каждой из вероятностных карт разработаны карты сейсмического микрорайонирования выделением зон различной прогнозируемой интенсивностью (7,8,9,9*). Аналогичные карты в единицах ускорений показывают сходственные результаты.
8. Использование в качестве исходных данных сценарных синтезированных с учетом характеристик, например, разломов позволяет учитывать трансформацию исходных акселерограмм, обусловленную свойствами грунтов территории.
9. Комплексный подход, основанный на современных достижениях инженерной сейсмологии, позволяет значительно повысить адекватность или обоснованность оценок и снизить погрешности сейсмостойкого проектирования и строительства.
10. Рассмотренная процедура на уровне создания зон ВОЗ, карт ДСР и СМР в зависимости от конкретных условий на практике может в определенной мере отличаться от представленной. Так, будут при необходимости проведены исследования типа «тренчинг», позволяющие наиболее обоснованно определять повторяемость и другие особенности реализации природных сейсмических событий.
11. Возможность проведения исследований по составлению карт сейсмической опасности типа детального сейсмического районирования (ДСР) на основе самых совершенных полевых методов исследований и анализа для каждого из субъектов ЮФО и СКФО по отдельности в масштабе 1:200 000 позволит в последующем связать воедино в мало достижимую, на первый взгляд, но вполне обоснованную с геологических и геофизических позиций в одну карту ДСР всего Северного Кавказа, когда равномасштабные зоны ВОЗ будет объединены в одну общую сеть зон ВОЗ.
12. Это позволит более целенаправленно проводить работы по сейсмическому микрорайонированию территорий (СМР) не формально, а с учетом особенностей того или иного региона на основе использования тех или иных самых совершенных методов и способов СМР для создания вероятностных карт СМР – непосредственной основы сейсмостойкого проектирования и строительства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелян А.Р., Заалишивили В.Б., Макиев В.Д., Мельков Д.А. К вопросу сейсмического районирования территории республики Северная Осетия-Алания / Труды I международной конференции «Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа», Владикавказ, 20-22 сентября 2007, Владикавказ, 2008, С.263-278.

2. Бюс Е.И. Сейсмические условия Закавказья, Части I, II, III, Тбилиси, АН СССР, 1948, 1952, 1955.
3. Джавахишвили З.Ш. Анализа сейсмической опасности сейсмичность площадки высотной плотины Ингури.//Геодинамическая опасность высотных плотин. Тбилиси. 2002, С. 88-96.
4. Заалишвили В.Б. Физические основы сейсмического микрорайонирования. – ОИФЗ РАН, М., 2000, 367 с.
5. Заалишвили В.Б. Основы сейсмического микрорайонирования. – ВНЦ РАН и РСО-А, Владикавказ, 2006, 242 с.
6. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и крупных строительных площадок. Наука, М., 2009, 350 с.
7. Заалишвили В.Б., Невская Н.И. Региональные карты и их соответствие современному состоянию территории. Труды первой международной конференции «Земля из Космоса – верные решения». - М., 2003, С.74-75
8. Заалишвили В.Б., Невская Н.И. Оценка сейсмической опасности г. Владикавказа. VII Геофизические чтения им В.В. Федынского, Москва, 3-5 марта, 2005. М.: Научный мир, 2006, С.234-251.
9. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и больших строительных площадок М.: Наука, 2009 г., 350 с.
10. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Бурдзинеа О.Г. Определение сейсмического воздействия на основе конкретной инженерно-сейсмологической ситуации района «Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений», 2010 г., №1, С. 35-39
11. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 1888 с.
12. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В. Сейсмотектонические значения поперечной зональности северо-западной части Большого Кавказа//Построение моделей развития сейсмического процесса // Гос. науч.-тех. Программа России: Глобальные изменения природной среды и климата. М.ОИФЗ, 1993. С. 139-148
13. Рогожин Е.А., Остач О.М., Джексон Р.И др. Интенсивное оползнеобразование в Ставропольском крае как пример “тихой” природной катастрофы // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений: Инф.-анал. Бюл. 1994.
14. Рогожин Е.А., Нечаев Ю.В. И др. Тенденция развития сейсмичности Кавказа и сейсмогенерирующие зоны Ставрополя // Разведка и охрана недр. 1998.№2. С. 23-28.
15. Нечаев Ю.В., Рейнер Г.И., Рогожин Е. А., и др. Геолого-геофизические и сейсмологические критерии потенциальной сейсмичности Западного Каспия //Разведка и охрана недр. 1998. №2. С. 13-16.
16. Рогожин Е.А., Страхов В.Н., Юнга С.Л. Новая концепция прогноза землетрясений // Комплексирование сейсмологических и наземно-космических геофизических методов в целях среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений. ОИФЗ РАН. 1999. С.3-17
17. Рогожин Е.А. История активности сейсмогенерирующих структур Северной Евразии в голоцене // Докл. РАН. 2000. Т. 370, №3. С. 390-392.
18. Рогожин Е.А., Овсяченко Н.И. Соотношение геологической и сейсмической составляющих современных движений на Северном Кавказе //Тектоника Неогена. Общие и региональные аспекты: Материалы XXXIV Тектон. Совещ. Москва, 30 янв.-3 февр. 2001 г. М.: ГЕОС, 2001. Т. С. 145-148.
19. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С., Дзеранов Б.В., Мельков Д.А. Отчет о научно-исследовательской работе «Изучение следов возможных проявлений сейсмической активности в зоне Владикавказского глубинного разлома», выполненного по теме «Современная геодинамика, сейсмическое районирование, риск, регистрация сигналов, создание баз данных и сейсмостойкое строительство в горных регионах». Владикавказ, 2008. Т.1, книга 8. 33 с. № гос. Регистрации 01200701676.
20. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный Мир,1999. 252 с.
21. Arakelyan A., L. Asatryan, A. Melikyan, S. Margaryan, R. Durgaryan, (2005). “Background” seismic hazard assessment for Achapnyak community of Yerevan-City. (Submitted on May 12, 2006 for publication in the Collection “Seismic Hazard and Risk”, Proceedings of the 1st All-Russian school-seminar of young-scientists held on October 19-22, 2005).
22. Balassanian S., Ashirov T., Chelidze T., Gassanov A., Kondorskaya N., Molchan G., Pustovitenko B., Trifonov V., Uломов V., Giardini D., Erdik M., Ghafory-Ashtiani M., Grunthal G., Mayer-Rosa D., Schenk V. and Stucchi M.; 1999a: Seismic Hazard Assessment for the Caucasus Test Area. Annali Di Geofisica, Vol. 42, N6, 1139-1151.
23. Balassanyan, S., Nazaretyan, S., Avanessyan, Arakelian, A., Igumnov, V., Badalian, M., Martirosian, A., Ambartsumian, V., Tovmassian, A.: The new seismic zonation map for the territory of Armenia, Natural hazards 15 (1997), 231-249
24. Balassanyan, S., Martirosian, A., Nazaretyan, S., Arakelian, A., Avanessyan, Igumnov, V., Ruttener, E.: Seismic Hazard assessment in Armenia, Natural hazards 18 (1999 b), 227-236
25. Bazzurro P. and C. A. Cornell (1999). Disaggregation of Seismic Hazard, Bull. Seism. Soc. Am. 89, 2, 501-520
26. Bender, B. and D. M. Perkins (1987). SEISRISK III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation. US Geological Survey Bulletin 1772. 48p.
27. Beresnev I.A. Atkinson G.M. (1997). Modeling finite fault radiation from an spectrum. Bull. Seism. Soc. Am., 87, 67–84.
28. Beresnev I.A., Atkinson G.M. (1998a). Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California earthquake. I. Validation on rock sites. Bull. Seism. Soc. Am.
29. Beresnev I.A., Atkinson G.M. (1998b). FINSIM – a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults. Seismological Research letters. Vol. 69. No. 1
30. Chelidze T., Javakhishvili Z., 2003, Natural and technological hazards of territory of Georgia: implications to disaster management. Journal of Georgian Geophysical Society. Issue (A) Solid Earth, v. 8. 3-18.
31. Cornell C. A. Engineering risk in seismic analysis. Bull. Seism. Soc. Am. 54 1968, 583-1606
32. Gamkrelidze, I., T. Giorgobiani, S. Kuloshvili, G. Lobjanidze, G. Shengelaia (1998). Active Deep Faults Map and the Catalogue for the Territory of Georgia. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences, 157, N1, 80-85.
33. Javakhishvili, Varazashvili, Butikashvili, 1998. Interpretation of the Macroseismic field of Georgia. Journal of Georgian Geophysical Society. Issue (A) Solid Earth, v. 3. 85-88.

34. Javakhishvili Z., T. Godoladze, M. Elashvili, T. Mukhadze. "The Tbilisi earthquake of April 25, 2002 in the context of the seismic hazard of Tbilisi urban area", *Bulletino di geofisica: Teorica ed Applicata*. vol 45, n.3, pp. 169-185, September 2004
35. McClusky S., Balassanian S., Barku C. et al. Global Position System constraints on plate kinematics and dynamics of the Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105, N B3. P.55695-5719.
36. McGuire R., 1976, FORTRAN computer program for seismic risk analysis, US Geological Survey, open file report 76-67.
37. McGuire R., 1995, Probabilistic Seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop. vol. 83, No 5, 1275-1284
38. New Catalogue..., 1982. New Catalogue of strong Earthquake in the USSR from Ancient times through 1977. (1982) NOAA, USA, pp. 15-21
39. Smit P., Arzmanian V., Javakhishvili Z., Arefiev S., Mayer-Rosa D., Balassanian S., Chelidze T. 2000. The Digital Accelerograph Network in the Caucasus. In: "Earthquake Hazard and Seismic Risk Reduction". Kluwer Academic Publishers. pp. 109-118.
40. Ulomov and the GSHAP region 7 working group. 1999. Seismic Hazard of Northern Eurasia. *Annali di Geofisica*. vol. 42 N6 1023-1038

АНАЛИЗ ЗАПИСЕЙ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ НА ОСНОВЕ РАЗВИТИЯ СЕТЕЙ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Кануков А.С.

Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А

После Ташкентского землетрясения 1966 г. на урбанизированных территориях в б.СССР в крупных городах и столицах союзных республик, расположенных в сейсмически опасных регионах, с 1970 г. были организованы инженерно-сейсмометрические станции, которые располагались в зданиях и сооружениях. Через всю огромную страну протянулись станции. Как это обычно бывает, стоит лишь власти, что- либо захотеть, как для этого находится финансирование. Таким образом, совершенно неожиданно при этом сформировалась сеть наблюдений на урбанизированных территориях и уникальных ответственных объектах. Особое значение имело то обстоятельство, что при этом изучалось поведение застройки в различных грунтовых условиях (инженерно-геологические, геоморфологические и гидрогеологические условия). На Кавказе такие наблюдения велись, в основном на Южном Кавказе (Азербайджан, Армения, Грузия), в Иране и Турции. На Северном Кавказе такие наблюдения, практически, не проводились. Высокая сейсмическая активность Южного Кавказа обуславливала такой приоритет. В то же время как показывает практика, для Северных районов Южного Кавказа весьма велик сейсмический потенциал активных разломов, хотя активность сотрясений характеризуется средним или умеренным уровнем. Так Рачинское землетрясение (Грузия, 1991) с магнитудой 7.1 произошло на территории, где таких событий не было, по крайней мере, тысячу лет. Для полноценного изучения особенностей проявления сильных и разрушительных землетрясений весьма важно в таких условиях развивать сейсмологические наблюдения, тем более, в связи с повышением сейсмичности. Владикавказу немногим более 200 лет. Это, а также отсутствие письменных источников не позволяет устанавливать такой период без использования специальных подходов. С другой стороны, изучение причин схода ледника Колка позволило установить следы древних, весьма сильных землетрясений и в Северной Осетии [Рогожин и др., 2004].

По данным каталога землетрясений, составленного Ананыным И.В., по данным опроса местных старожилов в 1969гг. [Сейсмическое..., 1970] и нашим данным в г.Владикавказе за последние 130 лет наблюдалось около 20 ощущимых, сильных и разрушительных землетрясений: 1874г.(4-5 баллов), 1881 (3-4 баллов), 1886 (6 баллов), 1890 (4 балла), 1896 (3 балла), 1903 (5 баллов), 1912 (4-5 баллов), 1915 (6-7 баллов), 1915 (4 баллов), 1915 (5 баллов), 1929 (6-7 баллов). Последнее землетрясение было наиболее разрушительным и проявилось на обширной площади от г.Пятигорска до г.Владикавказа с указанной интенсивностью. Это землетрясение вызвало повреждения в зданиях и сооружениях, а горах – многочисленные обвалы. Интенсивность последующих землетрясений (1940, 1947, 1948 г.г.) не превышала 5 баллов. Интенсивность

Дагестанского (1970), Черногорского (1976), Рачинского (1991) и Барисахского (1992) землетрясений также не превысила 5 баллов.

Первые сейсмические инструментальные наблюдения в г.Владикавказе для изучения влияния особенностей грунтов на сейсмическую интенсивность

Впервые на территории Владикавказа сеть сейсмических наблюдений была организована в 1969 г. в связи проведением работ по сейсмическому микрорайонированию Институтом Строительной Механики и Сейсмостойкости АН ГССР [Сейсмическое..., 1970]. В исследованиях принимал участие один из авторов работы.

На территории города были организованы три сейсмические станции в подвальном помещении двухэтажного здания по ул. Сетевой 17 (станция №1), в подвальном помещении трехэтажного кирпичного здания – общежития медицинского института по ул. Декабристов №39 (станция №2), дома глухонемых по ул. Гастелло №194 (станция №3). Станция №1 располагалась на толще сухих галечников мощностью 100м. Станция №2 располагалась на тугопластичных глинах мощностью 12 м, подстилаемых толщей галечников. Станция №3 была расположена на толще галечников с наличием в верхней зоне «верховодки».

Станции работали в ждущем режиме. На станциях №№ 1 и 2 для записи смещений использовался сейсмоприемник ВЭГИК, разработанный в Институте физики Земли им. О.Ю.Шмидта АН СССР. В частности, Рихтером одним из создателей сейсмической «шкалы Рихтера» в 1952г. он был назван лучшим сейсмоприемником мира. Для записи ускорений использовался сейсмоприемник СПМ-16. Регистрация осуществлялась на светолучевом осциллографе ИСО-II с пусковым устройством ПУ-1, разработки Конструкторского Бюро Института геофизики и сейсмологии АН Армении. Все сейсмоприемники были установлены на специальных бетонных постаментах. Осциллографы также были установлены на отдельных постаментах.

К сожалению, несмотря на большие усилия, в результате совпадения ряда до-садных обстоятельств, записей сильных движений получено не было [Сейсмическое..., 1970], т.е. ни одна из двух станций, включающих сейсмоприемники, не зарегистрировала колебания грунтов землетрясений. К наиболее распространенным факторам отказа таких систем относились следующие факторы: электрическое питание осуществлялось эл. батарейками, быстро приходящими в негодность в условиях повышенной влажности, а также заедание или обрыв фотопленки и т.д.

На всех трех станциях были также установлены многомаятниковые сейсмометры АИС-ЗМ также разработки АН Армении. Станция №3 была оснащена только многомаятниковым сейсмометром АИС-ЗМ.

В многомаятниковых сейсмометрах АИС-ЗМ носителями информации являлись закопченные стекла. Указанные сейсмографы позволяли по записям относительных максимальных смещений отдельных маятников вычислять приведенные ускорения в спектральном виде, т.е. устанавливать зависимость амплитуд колебаний ускорений от периодов колебаний.

Именно ими были записаны Дагестанское землетрясение 14 мая 1970г., которое на территории города проявилось с интенсивностью 4-5 баллов. Землетрясение было записано двумя станциями, расположенными на участках с различными грунтовыми условиями (станции №№2 и 3) (Рис.1-2.).

В связи с тем, что со дня написания отчета прошло более 35 лет данные были проанализированы и уточнены при подготовке настоящей работы [Сейсмическое..., 1970]. При этом были определены величины максимальных горизонтальных смещений, скоростей и приведенных ускорений колебаний. В частности, анализ рис. 1-2 показывает, приход продольных и поперечных волн, направления, распространения которых перпендикулярно друг другу.

Многомаятниковые сейсмографы были установлены на галечниках большой мощности (более 100м) станция №3 и на глинах полутвердой консистенции мощностью

до 12 метров (станция №2). Данные смещений, скоростей, ускорений приведены в табл. 1 и 2. Хорошо видно, что в длиннопериодном диапазоне спектра амплитуда колебаний глин превышает амплитуду галечников и в короткопериодной части спектра амплитуда колебаний галечников превышает амплитуду колебаний глин.

В связи с тем, что набор маятников позволял записывать с различной чувствительностью колебания с различным спектральным составом, были построена зависимость амплитуд колебаний от частоты колебаний (рис. 3.). На основе анализа данных установлено, что максимальные значения смещений и скоростей колебаний соответствуют периодам $T=0,8$ с, а ускорения при $T=0,4-0,8$ с. При этом величина всех показателей для всех трех величин в 2 раза больше для записей на глинах по сравнению с галечниками [Сейсмическое..., 1970].

Полученные зависимости представляют, фактически, спектральные кривые, которые характеризуют территорию города в сейсмическом отношении. Разумеется, необходимо иметь набор таких кривых. К сожалению, следует признать, что при сейсмостойком строительстве даже указанные единичные данные не используются, хотя они являются бесценным материалом при анализе инженерно-сейсмологической ситуации в регионе.

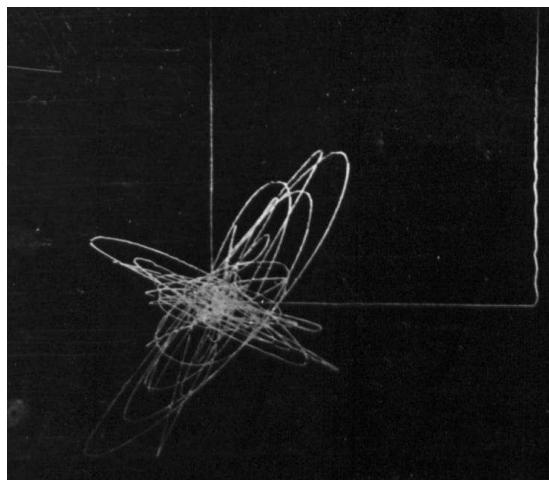


Рис. 1. Движения грунта, записанные на глинах

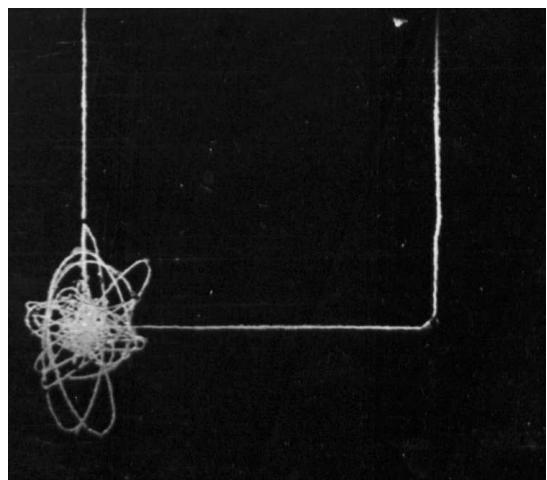


Рис. 2. Движения грунта, записанные на галечниках
Таблица 1

Данные приведенных смещений, скоростей, ускорений (станция №2)

Период, с	Показания маятников см,	Приведенное ускорение, $W(T), [\text{cm/s}^2]$	Приведенная скорость, $V(T), [\text{cm/s}]$	Приведенное смещение, $U(T), [\text{mm}]$	Коэффициенты маятников
0.05	0.10	456.7	3.61	0.027	4567
0.1	0.01	13.79	0.22	0.003	1379
0.15	0.001	0.78	0.02	0.0004	780
0.2	0.01	3.58	0.114	0.0035	512
0.25	-	-	-	-	391
0.3	0.03	4.38	0.209	0.010	146
0.4	0.05	5.35	0.318	0.021	107
0.6	0.30	22.50	2.102	0.200	75
0.8	0.41	15.58	1.985	0.252	38
1.0	0.12	3.24	0.509	0.080	27

Работа, наконец, интересна тем, что впервые в б.СССР еще в 1969г. при сейсмическом микрорайонировании был использован разработанный авторами численный метод сейсмическом микрорайонировании [Сейсмическое..., 1970].

В результате исследования была построена карта сейсмического микрорайонирования территории г. Владикавказа в масштабе 1:10000. Согласно карте, участки, сложенные сухими галечниковыми отложениями, относятся к 6-балльной зоне. При об-

воднении верхнего 5-6 метрового слоя, с глинистым заполнителем указанные грунты относятся к 7-балльной зоне и, наконец, обводненные глинистые грунты (1-3 м) относятся к 8-балльной зоне [Сейсмическое..., 1970].

Таблица 2

Данные приведенных смещений, скоростей, ускорений (станция №3)

Период, с	Показания маятников см,	Приведенное ускорение $W(T), [\text{cm/s}^2]$	Приведенная скорость	Приведенное Смещение	Коэффициенты маятников
0.05	0.15	685.05	5.41	0.041	4567
0.1	0.05	68.95	0.34	0.017	1379
0.15	0.012	9.36	0.22	0.007	780
0.2	0.03	15.36	0.47	0.015	512
0.25	0.02	7.43	0.29	0.011	391
0.3	0.05	7.01	0.33	0.016	146
0.4	0.32	34.24	2.16	0.136	107
0.6	0.48	36.00	3.43	0.327	75
0.8	1	38.00	4.84	0.615	38
1.0	0.69	18.63	2.96	0.470	27

Анализ результатов с современных позиций показывает, что часть вопросов осталось без ответа, не совсем ясно как дифференцировать грунты по их сейсмическим свойствам при изменении мощности, а также уровня воздействия и т.д. Так, например, при землетрясении различные типы зданий могут повреждаться при 5 или 7 балльных воздействиях на одинаковых грунтах. Другими словами, при анализе ситуации необходимо учитывать особенности застройки.

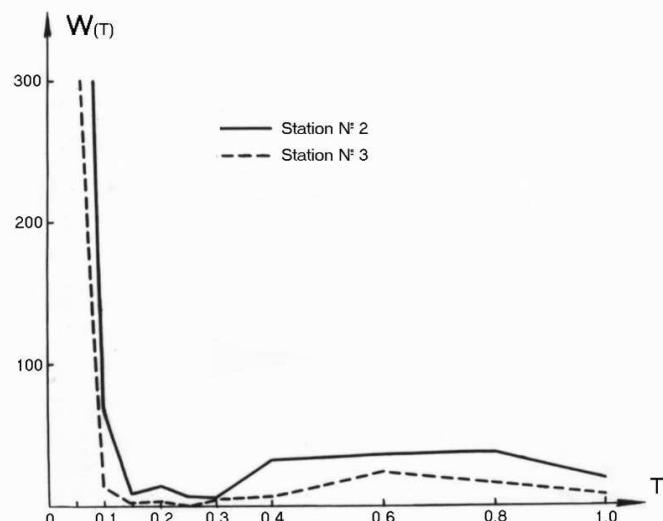


Рис. 3. Спектральные кривые приведенных ускорений

Современная локальная сеть сейсмических инструментальных наблюдений на территории г. Владикавказа

Создание системы сейсмических наблюдений, согласно рекомендациям ООН, обязательны для урбанизированных территорий, расположенных в зоне высокой сейсмической опасности. В связи с этим, а также необходимостью изучения и последующего анализа малоизученного проявления особенностей воздействия активных разломов на ситуацию в городе, на территории г. Владикавказа в июле 2004 года была развернута локальная сеть сейсмологических наблюдений [Zaalishvili et al., 2004].

Главной задачей создания локальной сети «Владикавказ» явилась необходимость оценки влияния грунтовых условий на формирование интенсивности землетрясений. В связи с этим на территории города были специально выбраны участки с типичными грунтовыми условиями. Большую роль сыграло то обстоятельство, что в ука-

занный период выполнялся международный проект по Программе НАТО «Наука за мир» (SfP No 974320): «Сейсмический риск больших городов Кавказа. Управление риском, методы и способы». В процессе выполнения проекта исследовались проблемы сейсмической опасности выделенных территорий городов: Баку, Владикавказ, Ереван, Тбилиси. В проекте принимали участие ученые из России, Азербайджана, Армении, Грузии, Англии, Испании и Франции [Zaalishvili et al., 2004].

По договоренности с главным архитектором Республики и при поддержке МЧС РСО-А нами была организована сеть наблюдений в Центральной части города в районе ул. Куйбышева. Здесь мы имеем, практически, все типы грунтовых условий, распространенных в городе.

В июле 2004г. нам с завода-разработчика для полевых испытаний были переданы 4 современные сейсмические станции Дельта-Геон. В связи с этим в августе 2004 г. впервые на Северном Кавказе нами организована локальная сеть сейсмических наблюдений на участках с различными грунтовыми условиями непосредственно на урбанизированной территории - г. Владикавказ.

Места для размещения станций выбирались по ряду критериев: грунтовые условия, тип зданий размещения, их массивность, государственные организации, исследование максимально возможное число всех видов грунтовых условий с одной стороны и охват ул. Куйбышева, как осевой структуры.

В настоящее время впервые на урбанизированной территории Северного Кавказа в г. Владикавказе создана сеть сейсмических станций, включающая регистраторы Дельта-Геон. На рис. 4 приведена схема расположения станций и инженерно-геологические условия сейсмических станций на рис. 5.

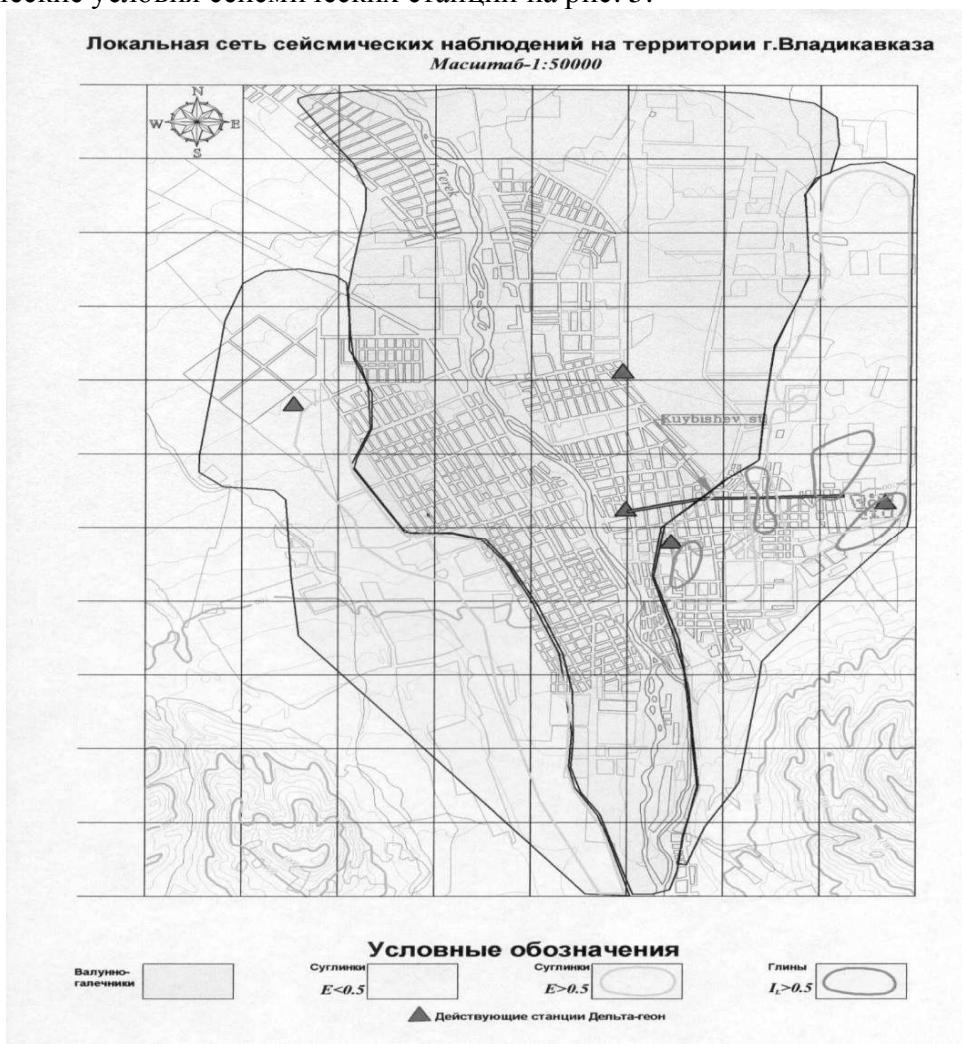


Рис. 4. Локальная сеть сейсмических наблюдений в г. Владикавказе

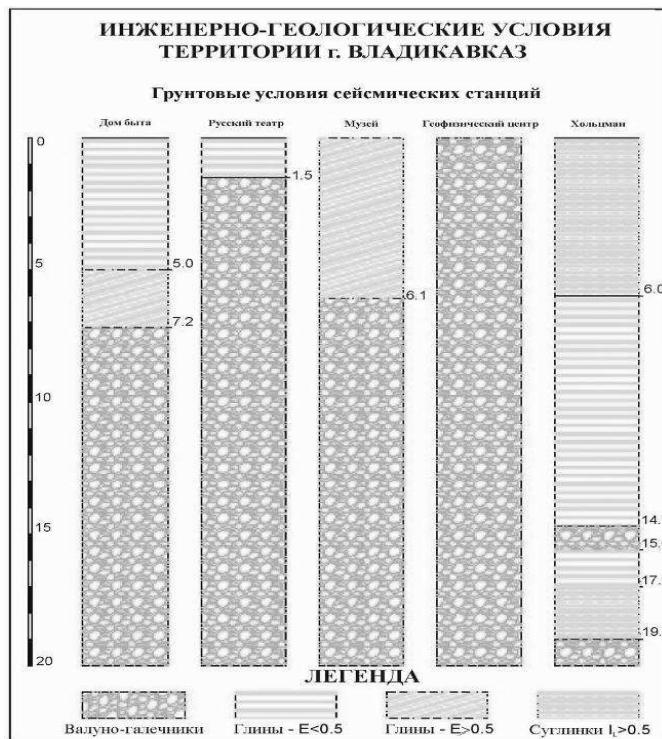


Рис. 5. Инженерно-геологические условия сейсмических станций

В состав пункта сейсмологических наблюдений входили регистратор сейсмических сигналов (РСС) «Дельта-Геон», представляющий собой современный цифровой регистратор следующего поколения по сравнению с РСС «Альфа-Геон», которыми в то время была оснащена региональная сеть сейсмологических наблюдений, сейсмоприемник СК-1П, питание осуществлялось от аккумуляторной батареи с напряжением 12 В (рис. 6). Позднее, в 2006 году в связи с модернизацией сетей пункты сейсмологических наблюдений были оснащены сейсмоприемниками С-5-С, позволяющими без искажений регистрировать сейсмические события интенсивностью до 8 баллов.

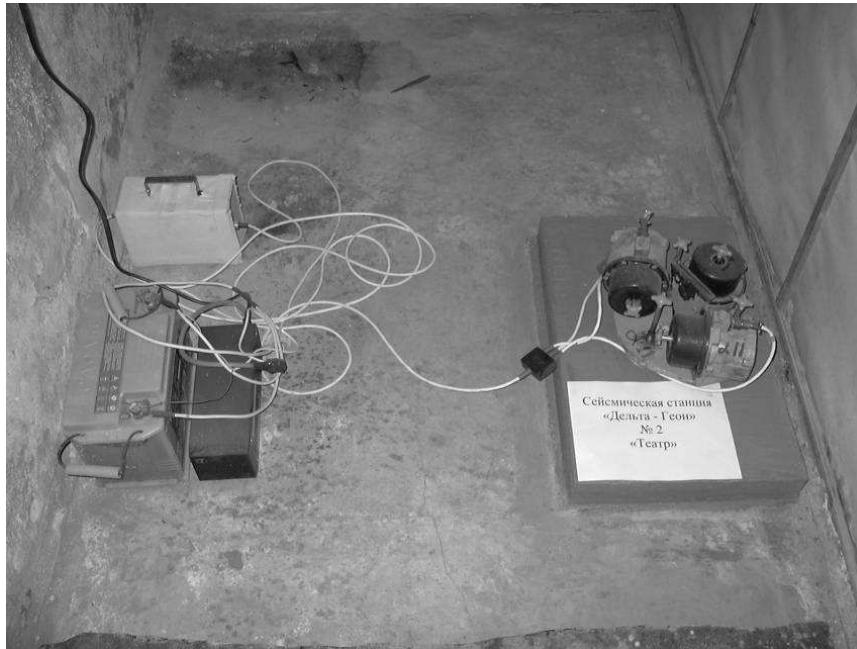


Рис. 6. Сейсмическая станция №2 «Театр»

За период работы сети с сейсмоприемниками СК-1П было зарегистрировано более 275 сейсмических событий из них 99 записей землетрясений, зарегистрированных одновременно всеми станциями сети на различных эпицентральных расстояниях. В частности сеть «Владикавказ» зарегистрированы Дагестанские землетрясения с магни-

тудами $M = 5$ 17.05.05г. (14:09 GMT) и 25.11.05г. (03:44 GMT), очаги которых находились на расстоянии ~ 200 км.

Использование сейсмоприемников С-5-С позволило без искажений записать землетрясение 11.10.08 (09:06 GMT) с магнитудой $M=5.6$, эпицентр которого находился на территории Чечни. На территории г. Владикавказа в зависимости от грунтовых условий оно ощущалось интенсивностью 4-5 баллов. На рис. 7. приведена инструментальная запись, зарегистрированная на средних грунтовых условиях (станция GEO) прибором С-5-С. Спектральные кривые коэффициента динамичности (рис. 8.) объясняют особенности макросейсмического проявления землетрясения на территории г. Владикавказа.

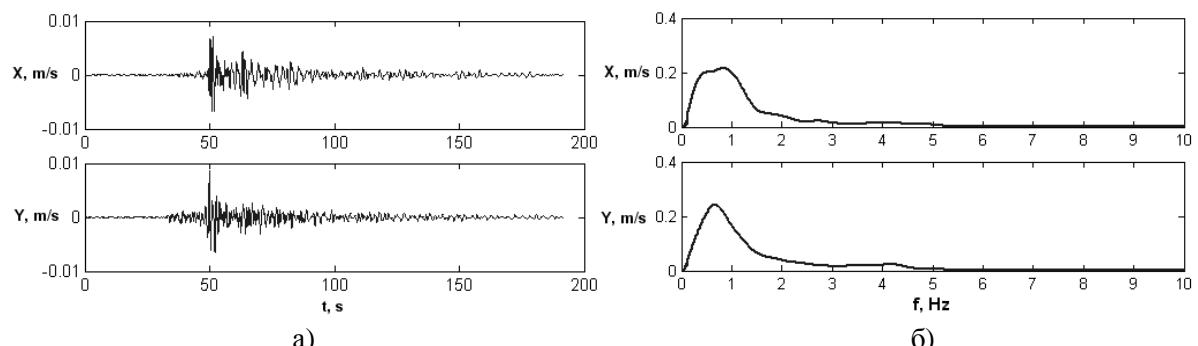


Рис. 7. Запись землетрясения 11.10.08 (09:06 GMT) (а) и соответствующие спектры Фурье(б), станция GEO, сейсмоприемник C5C

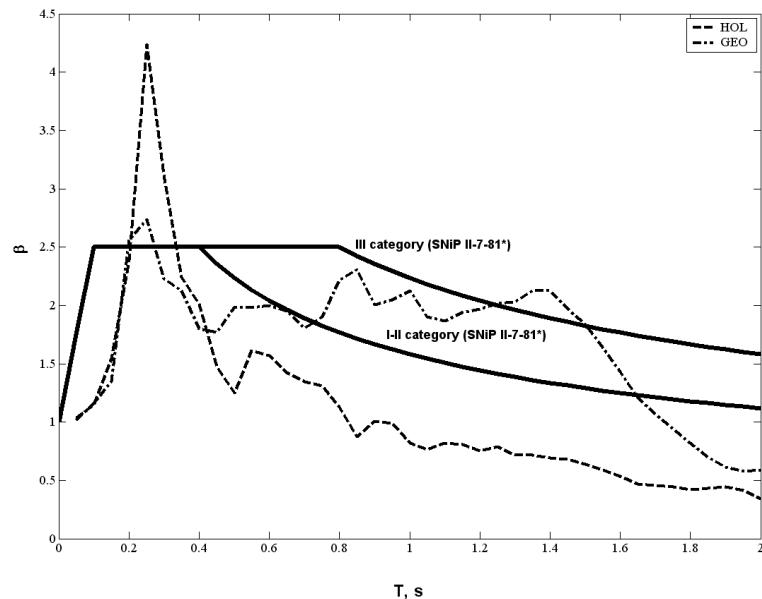


Рис. 8. Спектральные кривые коэффициента динамичности

Для упорядочивания получаемых данных, быстрого поиска необходимых записей, выполнения ряда операций над записями (анализ работы сети, выборка событий и т.д.) было разработано программное обеспечение, позволяющее автоматически вводить в базу данных MS Access данные о времени и дате срабатывания регистратора (с точностью до миллисекунды), типе записи и пути к соответствующему файлу. Такое структурирование данных позволяет не только находить нужные записи из банка данных, но и производить более сложные операции с помощью SQL-запросов и т.д. Для анализа инженерно-сейсмологических особенностей территории целесообразно развитие сетей инженерно-сейсмологических наблюдений, включающих станции на участках с различными грунтовыми условиями – типичными для исследуемой территории. Возможность проведения исследований по составлению карт сейсмической опасности типа детального сейсмического районирования (ДСР) на основе самых совершенных полевых методов исследований и анализа (Рогожин Е..А., Рейснер Г.И. и др.) для каждого из

субъектов ЮФО и СКФО по отдельности в масштабе 1:200 000 позволит в последующем связать воедино в мало достижимую, на первый взгляд, но вполне обоснованную с геологических и геофизических позиций в одну карту ДСР всего Северного Кавказа, когда равномасштабные зоны ВОЗ будут объединены в одну общую сеть зон ВОЗ Северного Кавказа. Это позволит более целенаправленно проводить работы по сейсмическому микрорайонированию (СМР) территории не формально, а с учетом особенностей того или иного региона на основе использования тех или иных самых совершенных методов и способов СМР (Заалишвили В.Б. и др.) для создания вероятностных карт СМР - непосредственной основы сейсмостойкого проектирования и строительства.

Выводы

1. Впервые на территории Владикавказа в 1969 г. в процессе проведения сейсмического микрорайонирования для получения записей землетрясений была организована временная инструментальная сеть сейсмических наблюдений.
2. На территории города в 1969 г. были организованы три сейсмические станции, расположенные на типичных грунтах различного вида и физического состояния.
3. Станции работали в ждущем режиме. На двух станциях для записи смещений использовался сейсмоприемник ВЭГИК, а для записи ускорений - сейсмоприемник СПМ-16. Регистрация осуществлялась на светолучевом осциллографе ИСО-II с носителем информации в виде фотопленки с пусковым устройством ПУ-1. Все сейсмоприемники и осциллографы были установлены на специальных бетонных постаментах.
4. На всех трех станциях были также установлены многомаятниковые сейсмометры АИС-3М также разработки АН Армении. Станция №3 была оснащена только многомаятниковым сейсмометром АИС-3М. В многомаятниковых сейсмометрах АИС-3М носителями информации являлись закопченные стекла.
5. К сожалению, несмотря на большие усилия, в результате совпадения ряда досадных обстоятельств, записей сильных движений получено не было т.е. ни одна из двух станций, включающие сейсмические каналы, не зарегистрировала колебания грунтов землетрясений. К наиболее распространенным факторам отказа таких систем относились следующие факторы: электрическое питание осуществлялось эл. батарейками, быстро приходящими в негодность в условиях повышенной влажности, а также заедание или обрыв фотопленки и т.д.
6. Сейсмографы АИС-3М позволяли по записям относительных максимальных смещений отдельных маятников вычислять приведенные ускорения в спектральном виде, т.е. устанавливать зависимость амплитуд колебаний ускорений от периодов колебаний. Именно ими были записаны Дагестанское землетрясение от 14 мая 1970г., которое на территории города проявилось с интенсивностью 4–5 баллов.
7. В результате анализа данных были получены зависимости представляющие, фактически, спектральные кривые, которые вполне надежно характеризуют территорию города в сейсмическом отношении.
8. В 2004 году впервые на Северном Кавказе на урбанизированной территории была создана постоянная сеть сейсмических наблюдений, являющаяся весьма важным аспектом для создания карт сейсмической опасности.
9. Создание системы наблюдений позволяет получать реальные записи колебаний грунтов, оценить изменение интенсивности на территории города и прогнозировать спектральные особенности колебаний.
10. Обработкой данных были определены величины максимальных горизонтальных смещений, скоростей и приведенных ускорений колебаний.
11. Наличие инструментальных наблюдений создает условия для анализа инженерно-сейсмологической ситуации на урбанизированной территории. Это позволит

более обоснованно и грамотно планировать социально-экономические отношения на территории и с высокой эффективностью осуществлять сейсмостойкое строительство.

12. Анализ полученных записей одних и тех же событий показал, что станции характеризуются каждая своими особенностями. В то же время при слабых событиях значительное влияние оказывает толща галечников подстилающих рассматриваемые грунты.
13. Анализ данных городской сети позволяет использовать их результаты при управлении сейсмическим риском территории, что позволит реализовать мероприятия для повышения безопасности населения города при чрезвычайных ситуациях. Составляющей частью управления риском является необходимость целенаправленных сейсмологических наблюдений, как в целом по Республике, так и в городе.
14. Для анализа инженерно-сейсмологических особенностей территории целесообразно развитие сетей инженерно-сейсмологических наблюдений, включающих станции на участках с различными грунтовыми условиями – типичными для исследуемой территории.

Литература

1. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В. Особенности динамического поведения грунтов территории г. Владикавказа // «Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений», 2008 г., №2, с.67-70.
2. Кануков А.С., Мельков Д.А. База данных записей локальной городской сети сейсмологических наблюдений Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе (Труды I Кавказской международной школы-семинара молодых ученых, Владикавказ, 19-23 октября, 2005 г.). Владикавказ: ВНЦ РАН и РСО-А, 2006, С.171-177.
3. Рогожин Е.А., А.Г. Гурбанов, А.В. Мараханов, А.Н. Овсяченко, А.В. Спиридовон, Е.Е. Бурканов. О соотношении проявлений землетрясений, вулканизма и катастрофических пульсаций ледников Северной Осетии в голоцене // Вестник Владикавказского научного центра РАН и РСО – А. Т.4, №3, 2004. - С. 41-50
4. Сейсмическое микрорайонирование территории Орджоникидзе. Машинопись. Труды Института Строительной Механики и сейсмостойкости им. К.С. Завриева АН Грузии. 1970. 182 с.
5. Zaalishvili V.B., Nevskaia N.I., Kanukov E.A., Makovozov A.O. Local network of seismological observation on urbanized territories Proceedings of V International Assembly of Asia Seismological Commission. - Yerevan, 2004.

К ВОПРОСУ О ВЫБОРЕ ПАРАМЕТРА ПОВРЕЖДАЕМОСТИ ФИЗИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Заалишвили В.Б., Бурдзиева О.Г.

Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А

Известно, что именно свойства грунтов-оснований зданий и сооружений играют определяющую роль в формировании локальной интенсивности проявления землетрясений. Последствия разрушительных землетрясений показывают также необходимость учета резонансных явлений в системе «грунт-сооружение», при совпадении собственных частот колебаний здания и толщи, частота собственных колебаний которой определяется особенностями ее строения и физическими свойствами слагающих ее грунтов.

Анализ результатов проявления землетрясений показывает, что повреждения зданий и сооружений могут иметь место, не только при воздействиях равных или превышающих семь баллов, но и, например, при пятибалльных воздействиях (Тбилиси, 2000). Известно, что сейсмический эффект в эпицентре, семибалльного землетрясения, в принципе не идентичен сейсмическому эффекту в семибалльной изосейстме, например, девятибалльного землетрясения. Традиционно предполагают постоянство приращений интенсивности между различными грунтами, являющихся реакцией грунтов на максимальные расчетные воздействия. При этом имеющие место изменения приращений при более слабых воздействиях никак не учитываются. Простые экспериментальные наблюдения показывают, что при изменении уровня сейсмического воздействия, прира-

щения интенсивности (балльности) между различными грунтами могут значительно меняться.

Не менее важной проблемой является проблема формирования сейсмического эффекта или интенсивности в условиях пересеченного рельефа. Существующий упрощенный подход увеличения расчетной интенсивности при превышении наклона поверхности участка более 15 градусов, совершенно не характерен для методологии сейсмического микрорайонирования.

Исследование проблемы интенсивности было и остается актуальным направлением инженерной сейсмологии [Назаров, Шебалин, 1975; Шумила, 1983; Заалишвили, 2000; Дарбинян, 2003 и др.].

Интенсивность землетрясения непосредственно связана с рассматриваемой площадкой. При этом концепция интенсивности предполагает определенный размер площадки, и он не может быть ни очень большим и ни очень малым. В основе величины сейсмического эффекта лежит установление степени повреждений или разрушений застройки. Впрочем, весьма важно и отсутствие любого вида повреждений. При рассмотрении больших территорий общие отличия могут замаскировать величину проявленной интенсивности, а при малых участках – тот же нежелательный эффект может произвести искажающее влияние малых деталей [Грюнталь, 1996]. В то же время, сильные различия, например, в грунтовых условиях на малых участках территории обусловят необходимость укрупнить масштаб исследований или сделать его более детальным. В целом не существует четких правил анализа данных и очень многое зависит от конкретных условий. Но, во всяком случае, интенсивность не может быть определена по повреждению (или не повреждению) отдельного здания или сооружения. Существует некоторое достаточно условное деление характеристики сейсмического эффекта (отдельные (здания), многие, большинство) в виде процента от общего числа застройки на выделенных участках. Но, самое главное, что формирование уровня интенсивности предполагает статистическое изучение данных макросейсмического обследования территории, подвергшейся сильному землетрясению. В качестве объекта исследований рассматриваются здания, формирующие существующую застройку на исследуемой территории. В связи с этим необходимо отметить, что результаты макросейсмического обследования, несмотря на достаточно заметную грубость оценок, даже у различных исследователей получается вполне достоверными. Макросейсмическое обследование, впрочем, может выполняться не только по результатам исследования степени повреждений зданий и сооружений, но и по данным опросного обследования населения [Заалишвили, 2000]. Если при сильных землетрясениях это позволяет уточнить отдельные детали проявления сейсмического воздействия, то при слабых воздействиях оно может стать чуть ли не единственной основой проявленной интенсивности [Гогмачадзе и др., 2002].

В таких исследованиях используют сейсмические шкалы, позволяющие дифференцировать проявления землетрясения, по описательным данным [MSK-64, Европейская макросейсмическая шкала, MSK-98 и т.д.]. Хотя многие признаки различной интенсивности вполне просты для использования, тем не менее, наиболее обоснованными результаты получаются при выполнении макросейсмического обследования комплексной группой из учёных различных специальностей: геологов, геофизиков, строителей – проектировщиков. Результаты работы, тем не менее, подлежат уточнению и представляют вполне достойный объект научных исследований не теряющий научной ценности со временем.

В то же время, выше рассмотренный показатель интенсивности (сейсмического эффекта) в виде балла, несмотря на его важность для оценки проявления того или иного землетрясения, явно не удовлетворяет его взаимосвязи с инструментальными показателями сейсмических воздействий, являющимися их единственной количественной характеристикой.

Традиционно инженеры – проектировщики при расчетах зданий и сооружений

на сейсмические воздействия используют величину ускорений [СНиП-7-81*, 2000].

Проявление сейсмического воздействия опять же традиционно оценивается исключительно на основе данных инженерного макросейсмического обследования последствий сильных и разрушительных землетрясений. Являясь объективной характеристикой выделенной сейсмической энергии, результаты макросейсмического обследования, тем не менее, быть ее количественной мерой не могут. Только использование инструментальных средств регистрации позволяет наиболее полноценно оценить, как сейсмическую энергию, так и особенности ее распространения.

В ранних исследованиях традиционно считалось, что применение ускорений есть простейший и лучший путь для характеристики опасности землетрясений. Особенно он был предпочтителен для специалистов сейсмостойкого строительства, т.к. позволял непосредственно определять силу воздействия. При этом, как правило, использовались горизонтальные значения, хотя величина вертикальных ускорений также может быть значительной [Ohtahi and Kobayashi, 1990]. Относительно связи диапазона вариаций максимумов (пиков) ускорений с разрушительным потенциалом можно рассмотреть следующий пример.

При Мексиканском землетрясении с $M = 8.1$ (1985 г.), максимальное ускорение в районах, где множество зданий было сильно повреждено и погибло тысячи людей, составило $0,17 \text{ g}$. Спустя 4 месяца, на северо-востоке штата Огайо (США) произошло землетрясение, которое произвело легкие повреждения (потолки и стекла). Грунтовое движение, записанное на грунтах - оснований АЭС в районе г. Перри, в 17 км от эпицентра составило, при этом, $0,18 \text{ g}$. Никаких повреждений и даже ощущения события здесь не было. Записи в Мехико-Сити состояли из преобладающего длиннопериодного движения, которое продолжалось более 2 минут, а в г. Перри была зарегистрирована короткопериодная запись длительностью в 1 с [Reiter, 1991].

Отсюда, в качестве разрушительного потенциала воздействия достаточно уверенно могло бы использоваться значение длительности движения грунта [Назаров, Шебалин, 1975; Barnhar and Robin, 1979; Kiremidjian and Shah, 1980], увеличение которой, при равных ускорениях, повышает сейсмическую опасность.

Отдельные авторы отмечают [Kiremidjian and Shah, 1980] независимость динамических коэффициентов усиления от пиковых ускорений грунта. Так, смещения и скорости частиц на рыхлых грунтах, как правило, превышают соответствующие показатели на скальных грунтах. В то же время ускорения на рыхлых грунтах нередко совпадают с ускорениями на скальных грунтах. Разрушительный потенциал ускорения не особенно надежен на самых различных уровнях [Fukushima and Tanaka, 1990]. Так, при ускорении $0,44 \text{ g}$ наблюдались весьма слабые повреждения [Evernden et al., 1973; Omote and Yoshimura, 1973; Trifunac, 1973].

Таблица 1

Ускорения грунтов в ближней зоне землетрясения

Землетрясение	Время события, год	Интенсивность землетрясения, I , балл	Эпицентральное расстояние, r , миля	Ускорение, a, g
Эль-Центро	1940	XI	4	0,33
Плотина Гувера	1948	VI	4	0,12
Холлистер	1951	VI	3	0,04
Хавтори	1952	V	5	0,03
Артвин	1953	V	1	0,06
Сузин Бэй	1955	VII	5	0,12
Плотина Хебгена	1958	IV	1	0,04
Холлистер	1960	VI	4	0,07
Лонг Бич	1961	IV	1	0,03
Мост Вилера	1963	VI	5	0,06

Таблица 2

Пиковые значения ускорения грунтов

Землетрясение	Время события, год	Пиковое ускорение грунтов a, g
---------------	--------------------	---

Неаполь	1857	0,3
Ахая	1862	0,37
Мино-Авари	1891	0,43
Ассам	1897	0,42
Сан-Франциско	1906	0,2
Мессина	1908	0,2
Танго	1927	0,47
Огасима	1934	0,73
Нанкан	1946	0,47
Итаичи	1949	0,95

По ряду соображений главную ответственность за повреждение зданий при низких частотах (ниже 2 Гц) несет именно ускорение [Шейдеггер, 1981].

К. Сюэхиро называл «чудовищным» ускорение равное $a = 0,3g$ [Сюэхиро, 1935]. Анализ показывает, что в сейсмической шкале ММ (модернизированной шкале Меркалли) с пятидесятых годов XX столетия величина пиков ускорений возросла, по крайней мере, в 5 раз и достигла для 7-9 баллов значений 0,1-0,55g, соответственно [Поляков, 1978].

Можно показать связь высоких ускорений с высокими значениями магнитуд землетрясений (табл. 3) [Хачиян, 2008].

Таблица 3

Ускорения грунтов в ближней зоне землетрясения

Землетрясение	Время события, год	Магнитуда землетрясения, M	Эпицентральное расстояние, r, миля	Ускорение, a, g
Юрика	1954	6,6	7	0,28
Сан Фернандо	1971	6,6	5	1,25
Табас	1978	7,4	3+5	0,91
Лома Приета	1989	7,1	7	0,64
Манджил	1990	7,7	5	0,65

Следует отметить, что Хаузнер [Ньюмарк и Розенблют, 1980], исходя из предположений о физико-механических свойствах горных пород, пришел к выводу, что максимально возможное ускорение грунта может достигать 0,5 g. В то же время, на основе теоретических расчетов Н. Амбрассейсом было показано, что возможны землетрясения с ускорением до 2g. Прошло, почти, 20 лет и расчеты Амбрассейса подтвердились самым драматическим образом по результатам анализа записей целого ряда сильных землетрясений.

Так, в Иране (1990) были зарегистрированы пики ускорений 0,5 g, тогда как в эпицентре ускорение должно было быть порядка 0.7 g [Moinfar and Naderzadeh, 1994]. В Японии, при Хоккайдском землетрясении (1993 г.), при главном толчке с магнитудой M = 7.8 ускорение достигало 0,4–0,9 g, и при сильнейшем афтершоке того же землетрясения с магнитудой M = 6.5 было зарегистрировано максимальное ускорение 1,6 g. В то же время, амплитуда колебаний ускорения второй горизонтальной составляющей была в 4 раза меньше и составляла 0,4 g [Kudo, 1995]. Это давало повод сомневаться в истинности полученных данных. Наконец, регистрация ускорения при Нортриджском землетрясении с величиной 1,82 g (США, 1994) окончательно подтвердила вывод об отсутствии резкой внешней границы в шкале ускорений [Finn Liam et al, 1994]. Это тем более справедливо, что при Нахайнском землетрясении (Канада, 23.12.1986) ускорение достигало 2,37 g [Петров, 1997].

В этой связи можно считать реальными, полученные по косвенным оценкам, величины максимального ускорения грунта в Спитаке по различным эмпирическим формулам и по расчетам по опрокидыванию надгробных памятников были даны различными специалистами. Они показали, что в Спитаке ускорения могли быть равными 0,8 g–1,0 g, а в Ленинакане – 0,4 g -0,5 g [Хачиян, 2008].

Регистрация ускорений, превышающих силу тяжести, делает применение указанного параметра в сейсмостойком строительстве, на первый взгляд, неопределенным

и нецелесообразным. При оценке сейсмической опасности нельзя надежно определять силу сейсмического воздействия в данном пункте одной постоянной величиной ускорения, зависящей от магнитуды и эпицентрального расстояния. В этой связи необходимо отметить, что повреждения застройки были незначительными на участке, где было зарегистрированное высокое ускорение 1,6g [Kudo, 1995]. Автор объясняет это нелинейностью движения грунта. Такое же явление наблюдалось и при Нотриджском землетрясении в районе с ускорением 1,82 g [Trifunac, Todorovska, 1998].

Анализом 250 записей было установлено, что наилучшая корреляция между началом повреждения и грунтовым движением может быть произведена с помощью т.н. интенсивности Ариаса [Arias, 1970]:

$$I = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a^2(t) dt \quad (1)$$

или с помощью кумулятивной абсолютной скорости:

$$U = \int_0^{t_0} \|a(t)\| dt, \quad (2)$$

где $\|a(t)\|$ - абсолютная величина ускорения, U - сумма приращения скорости.

Справедливости ради следует отметить, что и для приведенных величин совпадение результатов представляется, тем не менее, редкой удачей [Reiter, 1991].

Так легко можно привести примеры, когда интенсивность по Ариасу явно недостаточна для характеристики воздействия [Попова, Ткаченко, Уздин, 2000].

Площадь под спектром реакции рассматривалась Хаузнером [Housner, 1959], который ввел понятие спектральной интенсивности, равной площади спектра псевдоскорости при 5% демпфирования в диапазоне периодов $T=0,1-2,5$ с:

$$I_H = \int_{0.1}^{2.5} V(T) dT \quad (3)$$

В работе В.А. Петрова [Петров, 1999] предложена связь между кумулятивным квадратом ускорений

$$I_A = \int_0^{t\tau} a^2(t) dt = \frac{2g}{\pi} I_A' \quad (4)$$

и энергией колебаний осциллятора W:

$$W = 1/4mI_A T_d, \quad (5)$$

где m — масса осциллятора, T_d — преобладающий период сейсмического воздействия.

Анализ сильных землетрясений показывает, что повреждение есть комплексная функция амплитуды, частоты и продолжительности колебаний. В виде такого параметра выступает площадь подспектральной области или - площадь «реального» спектра [Заалишвили, 1985].

$$S = \sum \frac{A_i}{T_i} = \sum A_i f_i \quad (3)$$

Площадь реального спектра колебаний, – во-первых, надежный индикатор физического состояния среды и, во-вторых, характеризует ее деформируемость или степень отклонения ее поведения от линейно-упругого закона Гука. Таким образом, площадь реального спектра колебаний – важный показатель нелинейного поведения грунта при различных уровнях воздействия. В связи с этим отметим, что для системы SMART 1 значительная нелинейность проявляется, начиная с ускорения $a = 0,1g$ (рис. 1).

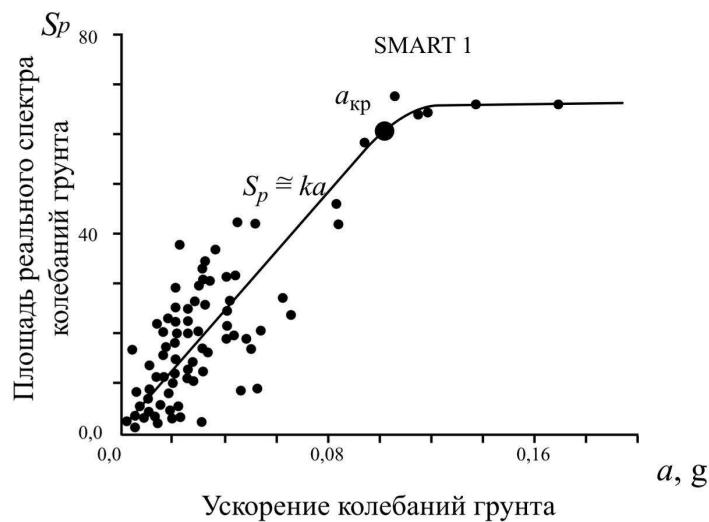


Рис. 1. Зависимость площади реального спектра колебаний от ускорения (SMART 1, Тайвань)

Анализ спектров ряда записей землетрясений показывает, что площади реальных спектров увеличиваются с магнитудой поразительно линейно при прочих равных условиях (рис. 2). Это свидетельствует о наличии очевидного излома около значения магнитуды $M = 3.9$. Другими словами, можно сделать вывод о переходе грунта из одного прочностного состояния в другое и соответствующей нелинейности в виде кусочно-линейной зависимости.

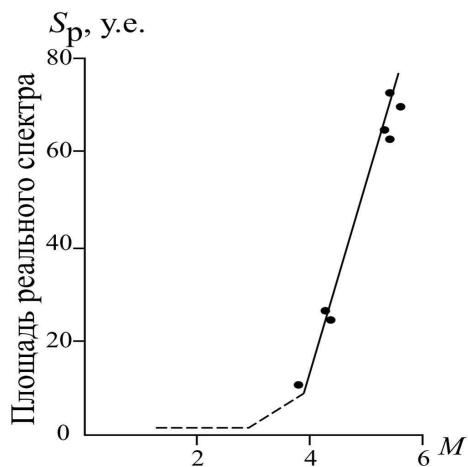


Рис. 2. Зависимость площадей реальных спектров от магнитуды (Эль Центро): прогнозируемые – пунктир; данные наблюдений – сплошная линия

Являясь объективной характеристикой выделенной сейсмической энергии, результаты макросейсмического обследования, тем не менее, быть ее количественной мерой могут быть достаточно условно. Только использование инструментальных средств регистрации позволяет наиболее полноценно оценить, как сейсмическую энергию, так и особенности ее распространения.

Грунтовое движение на отдельной площадке формируется под влиянием целого ряда факторов. Рассмотрим записи землетрясений в Эль Центро (Калифорния), где на одном и том же участке за 40 лет было зарегистрировано 15 землетрясений. Для изучения влияния механизма очага на формирование результирующего колебания из них были отобраны записи 3-х землетрясений, которые характеризовались одинаковыми эпицентрическим расстоянием ($r = 27$ км) и очагом с величинами магнитуд $M = 3.9, 4.3$, и 5.4 [Hudson and Udwadia, 1973].

Интересно отметить, что в этом «чистом» эксперименте (Эль-Центро), отношения площадей реальных спектров относятся совершенно идентично отношениям пиковых значений спектров (табл.4), что подтверждает физическую обоснованность и надежность

использования площадей реальных спектров в качестве показателей грунтового движения [Заалишвили, 2009]. Не менее важно заключение, что высокое ускорение всегда увеличивает интенсивность проявления землетрясения, т.е. повреждаемость сооружений, но уровень ее определяет – магнитуда или энергия [Заалишвили, 2000].

Таблица 4

Показатели грунтового движения

№ №	Станция и компонента	Отношение площадей спектров	Отношение пиков ускорений	Магнитуда, M
1	Эль-Центро (x)	3:9:27	3:9:27	3.9:4.3:5.4
2	Эль-Центро (y)	3:9:27	3:9:27	3.9:4.3:5.4
3	Эль-Центро (z)	3:9:27	3:9:27	3.9:4.3:5.4

Различия между движениями различных видов грунтов меняются при изменяющихся уровнях сейсмического воздействия. Для учета таких явлений предложена эмпирическая формула [Заалишвили, 2004].

Кроме инженерно-геологических и гидрогеологических условий на интенсивность влияет рельеф участка (геоморфологические условия). Ранее было установлено, что величина сейсмической интенсивности возрастает от основания горного сооружения к его вершине и может достигать приблизительно 1,8 балла [Пучков, Гарагозов, 1973] и была предложена эмпирическая формула для ее расчета.

Корреляционный анализ зависимости приращения сейсмической интенсивности от абсолютной высоты, крутизны склонов и расчлененности рельефа показал, что основными факторами, изменяющими величину сейсмической интенсивности, являются первые два показателя [Пучков, Гарагозов, 1973]. Это находится в хорошем соответствии с результатами исследований В.Б. Заалишвили, которым был введен новый параметр – коэффициент рельефности представляющего произведение угла наклона рельефа и высоты расположения участка [Заалишвили, Гогмачадзе, 1989]. Позже была предложена полуэмпирическая формула для расчета приращения интенсивности, обусловленной рельефом [Габеева, Заалишвили, 2006]. Анализ соответствующих экспериментальных данных показывает, что приращение интенсивности может меняться при этом, независимо от вида слагающих пород, от 0 до 1,5 балла.

Наличие современных баз сильных движений открывает новые перспективы для корреляционного анализа в целях установления взаимосвязей между макросейсмической интенсивностью и инструментальными показателями сейсмического движения. Это, в свою очередь, позволит установить механизмы формирования интенсивности и станет основой для численных расчетов движения грунта. Численные расчеты предполагают наличие или разработку соответствующих моделей грунтовых условий, что предполагает установление надежных критериев для прогноза поведения грунтов при изменяющихся уровнях сейсмического воздействия.

Выводы

- 1) Величина интенсивности землетрясения, обусловленная влиянием особенностей очага, величины магнитуды (энергии) землетрясения, эпицентрального расстояния, и, наконец, грунтовых условий застройки, является основой для численных расчетов движения грунта.
- 2) Влияние грунтовых условий, представляющих совокупность инженерно-геологических, гидрогеологических и геоморфологических условий, должны быть надежно дифференцировано от других факторов. В то же время наличие современных баз данных сильных движений позволяет детально изучить влияние каждого фактора и установить весовой вклад каждого из них в формирование интегральной интенсивности.
- 3) Для учета влияния грунтовых условий разработаны принципы выбора и формирования моделей различных сейсмических свойств грунтов, которые необходимо раз-

вивать путем анализа баз данных сильных движений.

- 4) Совокупность моделей грунтовых оснований позволяет проводить обоснованные оценки их поведения при изменяющемся уровне сейсмического воздействия на участках со сложным рельефом. Это, несомненно, значительно расширяет возможности прогноза движений грунта при землетрясениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габеева И.Л., Заалишвили В.Б. Анализ колебаний нелинейной поглощающей грунтовой среды по данным инструментального метода сейсмического микрорайонирования // Труды I Кавказской международной школы - семинара молодых ученых, Владикавказ, 19-23 октября 2005 г., Владикавказ, ВНЦ РАН и РСО-А, ЦГИ, 2006, С. 205- 211
2. Гомчадзе С.А., Заалишвили В.Б., Кипиани Д.Г., Одишария А.В. Апрельские землетрясения 2002г. в Тбилиси. // Теория сооружений и сейсмостойкость №4. - Тбилиси, 2004, С. 262-283
3. Грюнтал Г. Европейская макросейсмическая шкала 1992 (уточненный вариант). Люксембург, 1993, Перевод. СПб, 1996. 79 с.
4. Дарбиян С.С. Методы определения интенсивности землетрясений. Изд-во «Асогик», Ереван, 2003. 116с.
5. Заалишвили В.Б., Гомчадзе С.А. Влияние рельефа на волновые поля импульсного и вибрационного источника. - Исследование полей импульсных и вибрационных источников для целей сейсмического микрорайонирования // Отчет ИСМС АН ГССР, Машинопись, Тб., 1989, гос. рег. 019.00.016412, 1989, С. 25-40.
6. Заалишвили В.Б. Физические основы сейсмического микрорайонирования. – ОИФЗ РАН, М., 2000, 367с.
7. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование при изменяющемся уровне сейсмического воздействия // Труды V Всеукраинской конференции по сейсмостойкому строительству. Ялта, - Киев: НДІБК, Будівельні конструкції, вып.60, 2004. С.149-156
8. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и крупных строительных площадок. М.: Наука, 2009, 350с.
9. Назаров А.Г., Шебалин Н.В. (ред.) Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. Наука, М., 1975, 279с.
10. Ньюмарк Н., Розенблот Э. Основы сейсмостойкого строительства. М., Госстройиздат, 1980, 344 с.
11. Поляков С.В. Последствия сильных землетрясений. М., Стройиздат, 1978, 311 с
12. Петров А.А. Повышение сейсмостойкости вертикальных резервуаров с жидкостью // Труды II Национальной конференции по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию. М., РЭФИА, 1997, 49-50 с.
13. Попова Е. А., Ткаченко А. С., Уздин А. М. Некоторые проблемы применения энергетических методов для оценки сейсмостойкости сооружений//Сейсмостойкое строительство. 2000, М.: № 2, С.28-30.
14. Пучков С.В., Гарагозов Д. Исследование влияния холмистого рельефа местности на интенсивность сейсмических колебаний при землетрясениях//Вопросы инженерной сейсмологии, Выпуск 15. М.: Наука, 1973.
15. Сюэхиро К. Инженерная сейсмология, М., Эк. жизнь, 1935, с.167.
16. Уздин А.М., Дмитровская Л.Н., Тумель И.А. К вопросу о концепции оценки интенсивности сейсмического воздействия //Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – М.: ВНИИТПИ, №3 2008. С. 57 – 59.
17. Хачян Э.Е. Прикладная сейсмология. Ереван: Гитутюн НАН РА, 2008, 491с.
18. Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. М., Недра, 1981, 232с.
19. Шумила В.И. Статистические методы интерпретации и прогноза поля сейсмической интенсивности. «Штиинца». Кишинев, 1983, 103с. Ohtahi and Kobayashi,1990
20. Arias A.A. Measure of earthquake intensity. - Seismic Design of Nuclear Power Plants.MIT. PRESS. USA, 1970, pp. 438-483
21. Barnhar T.P., Robin K. Mc Guire. The usefulness of ground duration in predicting the severity of seismic shaking. Proc. 2 nd, V.S- National Conference on Earthquake Engineering, Stanford, Cal 1ifornia, 1979, Berkeley, pp. 713-722
22. Evernden I.F. and Thomson. Predicating seismic intensities evaluating earthquake hazards in the Los Angeles Region, USGS Prof. Paper No: 1360, USG, Washington, 1985, pp.151-202.
23. Finn Liam W.D., Iai S., Matsunava Y. Effect of site conditions of ground motions. Proc.10-th European Conference on Earthquake Engineering, Vienna, abstract,vol.2, 1994.
24. Fukushima I., Tanaka T. A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan. //Bull. of the Seismological Society of America, 1990, 80, N 4, pp. 757-783
25. Housner G. W. Behavior of structures during earthquakes. // J Eng Mech. Div. ASCEI, No.85, 1959, pp.109-129.
26. Петров А. А. Кумулятивный квадрат ускорений и энергетический критерий сейсмостойкости сооружений// Сейсмостойкое строительство. 1999, № 5, с.22-26.
27. Hudson D.E., Udwadia F.E. Local distribution of strong earthquake ground motion . Proceeding World Conf. Earthq . Eng., 5-th Rome, 1973, pp. 691-700
28. Kiremidjian A., Shah H.C. Probabilistic SIte-Dependent response spectra. Structural Division Proceedings of Society Civil Engineering, 1980, 106, No. 1, pp. 69-86.
29. Kudo K. Topics of Effects of surface geology on strong-ground motion from the recent earthquakes in Japan and the activity of Japans Working Group on effects on surface geology. Proc. 10-th European Conference on Earthquake Engineering, Vienna, vol.4, 1995, p.2635-2641.
30. Moinfar A.A., Nadersadeh A. Strong motion characteristics and acceleration distribution during the Manjil, IRAN Earthquake of 20 June 1990. Proc. 10-th European Conf. on Earthquake Engineering, Vienna, abstract, vol.1, 1994
31. Omote S., Yoshimura K. Considerations on earthquake force evaluation. //Proc. World Conf. Earthq. Eng., 5-th, Rome, 1973, pp. 1688-1691.
32. Reiter L. Earthquake hazard analysis. Columbia Univ. Press, New York, 1991, 245 p.
33. Trifunac M.D. Characterization of response spectra by parameters governing. The Cross Nature of Earthquake source Mechanisms. Proc. World Conf. Earth. Eng. 5-th, Rome, 1973, pp. 1688-1691.
34. Trifunac M.D., Todorovska M.I. Nonlinear soil response as natural passive isolation mechanism – the 1994 Northridge, California, earthquake. Soil Dynamics and Earthquake Engineering. Vol. 17, No 1, 1998. pp. 41-51

СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ Г.ВЛАДИКАВКАЗА

Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Кануков А.С.

Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и РСО-А

Город Владикавказ расположен в зоне повышенной сейсмической опасности. По последним данным южная часть территории города расположена в зоне с интенсивностью 8 баллов (при 5%-ой вероятности превышения в течение 50 лет). Указанная интенсивность соответствует средним грунтовым условиям территории. В зависимости от типа и мощности грунтов, слагающих толщу, геоморфологических и гидрогеологических условий, величина интенсивности может изменяться как в сторону увеличения, так и уменьшения. Адекватный учет влияния грунтовых условий на сейсмический эффект землетрясений необходим для управления сейсмическим риском и определяет соответствующий экономический эффект превентивных мер как при застройке новых территорий, так и сейсмоусилении существующих зданий и сооружений. Осуществление градостроительной политики территории невозможно без наличия карт сейсмического микрорайонирования территории, являющихся основой для сейсмостойкого строительства. Сейсмическое микрорайонирование осуществляется инструментальным, расчетным и, предложенным нами, инструментально-расчетным методами.

В соответствии с региональными строительными нормами способ сейсмических жесткостей обязателен для применения как основной на объектах сейсмического микрорайонирования всех классов [РСН 60-86]. Приращения интенсивности, обусловленные видом грунтов и уровнем грунтовых вод, определялись с помощью соответствующей формулы С.В.Медведева. Суммарное приращение интенсивности даже при весьма неблагоприятных условиях дает достаточно надежную дифференциацию типичных грунтов центральной части территории г. Владикавказа.

Способ регистрации землетрясений является одним из основных в комплексе сейсмологических методов, применяемых при сейсмическом микрорайонировании, и применяется для количественной оценки относительных изменений сейсмической интенсивности на участках с различными инженерно-геологическими условиями [РСН 60-86; РСН 65-87].

Из базы данных записей локальной городской сети сейсмологических наблюдений г. Владикавказа были отобраны записи событий, зарегистрированных одновременно всеми четырьмя станциями. Выборка событий производилась с помощью разработанного нами пакета программ. Общее число сейсмических событий зарегистрированных с использованием сейсмоприемников СК-1П составляет 99. Для группировки отобранных событий по признаку магнитуд и эпицентralных расстояний по сейсмологическим каталогам и бюллетеням были определены параметры соответствующих землетрясений. Для всех зарегистрированных землетрясений выполняется условие превышения расстояния между пунктами наблюдений $1/10$ гипоцентralного расстояния. Для близких землетрясений является важным анализ связи землетрясений с местными сейсмогенерирующими структурами. Была проанализирована принадлежность зарегистрированных землетрясений к различным зонам возможных очагов землетрясений.

Приращения интенсивности оценивались по максимальным и средним амплитудам, а также и средним по продолжительности. Была оценена нормальность распределения и среднеквадратические ошибки. Анализ полученных гистограмм показал, что чем более сложными в сейсмологическом отношении являются грунтовые условия, тем больше значение дисперсии распределения – наблюдается большой разброс значений. С увеличением амплитуд колебаний значения приращений становятся более обоснованными и приближаются к значениям, полученным нами по вероятностным оценкам.

Для учета влияния верхней части грунтовой толщи на приращения сейсмической интенсивности изучались типичные разрезы мощностью до 20 м с помощью расчетного метода СМР. Грунтовые условия центральной части г. Владикавказа могут быть пред-

ставлены в виде 2 – 3 х-слойной грунтовой толщи. С помощью способа МОВ были определены приращения сейсмической интенсивности для участков №1 и №2 – ΔI_1 и ΔI_2 относительно участка №3 со средними грунтовыми условиями, к которым отнесена исходная интенсивность по карте с 5% вероятностью (табл. 1).

Таблица 1

Приращения интенсивности по сильным землетрясениям

№ п/п	Записи сейсмических воздействий	Максимальные амплитуды для трех участков, g			Приращения интенсивности по отношению к участку №3	
		A_{max1}	A_{max2}	A_{max3}	ΔI_1	ΔI_2
1.	Синтетическая акселерограмма для Владикавказского разлома (FINSIM)	0,56	0,86	0,60	-0,08	0,52
2.	Реальная акселерограмма Racha earthquake, Georgia, 15.06.1991	0,10	0,20	0,15	-0,53	0,37
3.	Реальная акселерограмма Kocaeli, Turkey 17.08.1999	0,02	0,03	0,02	-0,47	0,51
4.	Реальная акселерограмма Cape Mendocino 25.04.1992	0,03	0,07	0,04	-0,40	0,79
5.	Синтетическая акселерограмма для Сунженской южной зоны ВОЗ(западная ветвь)	0,36	0,64	0,44	-0,30	0,54

По результатам моделирования и последующего расчета с помощью сильных землетрясений были построены кривые усиления колебаний рассматриваемой верхней толщины разреза по отношению к подстилающей толще плотных галечников.

Для прогноза поведения грунтов при интенсивных сейсмических нагрузках использовалась программа NERA, позволяющая учитывать нелинейные свойства грунтов. Расчеты проводились для трех выделенных участков. Внешнее сейсмическое воздействие задавалось в форме синтетической акселерограммы сильного землетрясения от Владикавказского разлома [Заалишвили, Мельков, Бурдзиева, 2010], расчет которой был выполнен помошью программы FINSIM [Beresnev , Atkinson, 1998a,b; Atkinson, Beresnev, 2002].

Несмотря на уменьшение «нелинейного» приращения величина приращения осталась в пределах одного балла.

Таким образом, учет нелинейных свойств грунтов на относительно плотных грунтах не изменяет величину приращения для конкретных условий. В то же время следует учитывать заметное изменение спектрального состава в нелинейном случае, которое обязательно будет иметь место при сильных воздействиях [Заалишвили, 2000].

Наконец мы использовали новый инструментально-расчетный метод СМР, разработанный нами сравнительно недавно [Заалишвили, 2006]. Предлагаемый способ состоит в выборе из базы данных грунтовых условий наиболее соответствующих реальным грунтовым условиям исследуемой площадки. Далее производится выбор записей землетрясений, с определенными параметрами или их интервалами (магнитуда, эпицентральное расстояние и глубина очага). По этой причине производится пересчет максимальных амплитуд колебаний на заданное эпицентральное расстояние. Коэффициент поглощения может быть вычислен по модели затухания для данного региона.

По результатам исследований на основе карт 5% (повторяемость сотрясений 1000 лет) и 2% (повторяемость сотрясений 2500 лет) вероятностью были составлены соответствующие вероятностные карты сейсмического микрорайонирования с 5% и 2% вероятностью. При этом исходные интенсивности равные 8 баллам и 9 баллам были отнесены к одним и тем же территориям со средними грунтовыми условиями. Далее определялись интенсивности для других видов грунтов. Были выделены зоны с интенсивностью 7 и 9 баллов для 5% карты и 8 и 9* для 2% карты. В последнем случае из-за физико-механических свойств глинистых грунтов текучей консистенции приращение интенсивности будет увеличиваться нелинейно, а ее абсолютная величина не достигнет

10 баллов. Нелинейность грунтов будет учитываться с помощью специальных формул [Заалишвили, 2000, 2009].

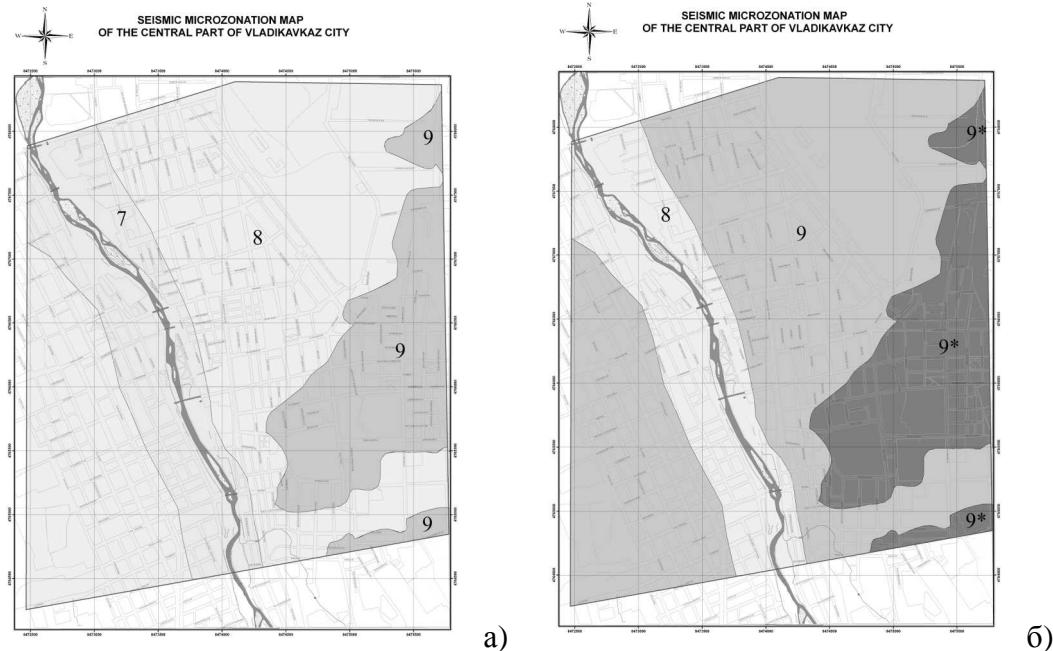


Рис. 4. Карты сейсмического микрорайонирования для вероятностей 5% (а) и 2% (б)

В настоящее время важнейшая задача установления адекватной сейсмичности исследуемой площадки (уровень СМР) может при желании быть сведенной к использованию карты ОСР в масштабе 1:8000000 или 1:2000000 и табл.1 в СНиП РФ [СНиП, 2000]. Что касается расчетов опасности по такой мелкомасштабной карте ОСР, то об абсурдности такого подхода в свете выше изложенного говорить, очевидно, излишне.

В связи с этим необходимо отметить, что в Строительных кодах Объединенной Европы – Еврокод-8 таблица подобная табл.1 нашего СНиПа может быть использована лишь для регионов с умеренной сейсмической опасностью и только для временных сооружений (ярмарки, коровники, различные временные сооружения и т.д.). Включение подобных таблиц для использования безо всяких ограничений, да еще для 10 метровой грунтовой толщи после, например, тяжелейших последствий Спитакского землетрясения (Армения, 1988) в Российские строительные нормы, является, очевидно, вынужденной мерой в условиях обширной территории. Тем не менее, хочется напомнить разработчикам о реалиях нашей жизни, например, о «неожиданной» гибели большинства населения г.Нефтеюганска (Сахалин, 1995) и т.д. Не говоря о социальных потерях, экономические потери при сильных землетрясениях всегда нереально высоки.

Безответственности в определенной мере способствует фактическая безнаказанность виновных, установление которых, практически, невозможно. Во всяком случае, должна быть, хоть какая-то реакция общества на очередные многочисленные жертвы, в случае не использования современных разработок (конечно, это надо отличать от имеющейся высокой неопределенности собственно реализации сейсмического события и ошибками обусловленных уровнем наших знаний). Как правило, в случае больших социальных потерь основное внимание властей традиционно уделяется исключительно ликвидации собственно последствий (Ашхабад, 1949; Ташкент, 1966; Спитак, 1988 и т.д.). Правда, как следствие таких событий меняется уровень знаний, меняется отношение властей к проблеме. Этот период, очевидно, самый важный. Именно тогда, при соответствующих усилиях ученых и специалистов в их воздействии на власть, решаются самые злободневные задачи снижения уязвимости населения. Потому, что все быстро забывается. До очередной беды. Справедливости ради нужно отметить, что положение, пусть и медленно, но все же меняется. К власти время от времени приходят люди образованные, понимающие, что создание на сегодняшнем уровне знаний условий для практического строительства максимально безопасных зданий и сооружений – важнейшая задача формирования будущего своего собственного народа.

Выводы

1. На основе современных разработок выполнена оценка сейсмической опасности территории г. Владикавказа.
2. Для каждой из вероятностных карт сейсмической опасности РСО-А разработаны карты сейсмического микрорайонирования центральной части города Владикавказа выделением зон различной прогнозируемой интенсивностью (7,8,9,9*). Аналогичные карты в единицах ускорений показывают сходственные результаты.
3. Разработаны синтетические акселерограммы для зон возможных очагов землетрясений исследуемой территории. Учитывая близость Владикавказского разлома расчет соответствующих акселерограмм при различном положении очага выполнен с помощью программы FINSIM.
4. Разработан новый способ расчета волновых полей в многослойных средах для целей сейсмического микрорайонирования (способ МОВ инструментального метода сейсмического микрорайонирования).
5. Впервые использован инструментально-расчетный метод сейсмического микрорайонирования в форме способа инструментальных аналогий.
6. Разработаны способы учета влияния рельефа на сейсмический эффект землетрясений.
7. Разработанный комплексный подход, основанный на самых современных достижениях инженерной сейсмологии, позволяет значительно повысить адекватность обоснованность оценок и снизить погрешности сейсмостойкого проектирования и строительства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заалишвили В.Б. Физические основы сейсмического микрорайонирования. – ОИФЗ РАН, М., 2000, 367с.
2. Заалишвили В.Б. Основы сейсмического микрорайонирования. – ВНЦ РАН и РСО-А, Владикавказ, 2006, 242 с.
3. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и крупных строительных площадок. Наука, М., 2009, 350 с.
4. Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Бурдзиева О.Г. Определение сейсмического воздействия на основе конкретной инженерно-сейсмологической ситуации района «Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений», 2010 г., №1, С.35-39
5. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. РСН 60-86, Госстрой РСФСР.
6. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. РСН 65-87, Госстрой РСФСР.
7. Atkinson, G.M., I.A. Beresnev (2002). Ground motions at Memphis and St. Louis from M 7.5-8.0 earthquakes in the New Madrid Seismic Zone, Bull. Seism. Soc. 92, 1015-1024.
8. Beresnev I.A., Atkinson G.M. (1998a). Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California earthquake. I. Validation on rock sites. Bull. Seism. Soc. Am.
9. Beresnev I.A., Atkinson G.M. (1998b). FINSIM – a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults. Seismological Research letters. Vol. 69. No. 1.

СОЗДАНИЕ УТОЧНЁННОГО КАТАЛОГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДАГЕСТАНА И АНАЛИЗ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧНОСТИ

Абдуллаева А.Р., Асманов О.А., Гамидова А.М., Мусалаева З.А., Павличенко И.Н., Сагателова Е.Ю.

Дагестанский филиал ГС РАН

При всех сейсмических исследованиях первоочередной задачей является определение величины сейсмической энергии, координат эпицентров (ϕ, λ) и глубины очага (h) землетрясений. Эти величины являются исходными для всех дальнейших оценок сейсмического события. Очевидно, что от надёжности определения, в значительной степени зависят последующие построения. В настоящей статье оцениваются параметры основных геометрических величин ϕ, λ, h по территории Дагестана, отражённых в каталогах.

Определение гипоцентров землетрясений в ежегодных каталогах в силу целого ряда объективных причин не внушали доверия. В различные периоды работы инструментальной сети сейсмических наблюдений Дагестана применялись: годограф Кавказа (1), годограф для Восточного Предкавказья (2), годограф Дагестанского клина (3), а

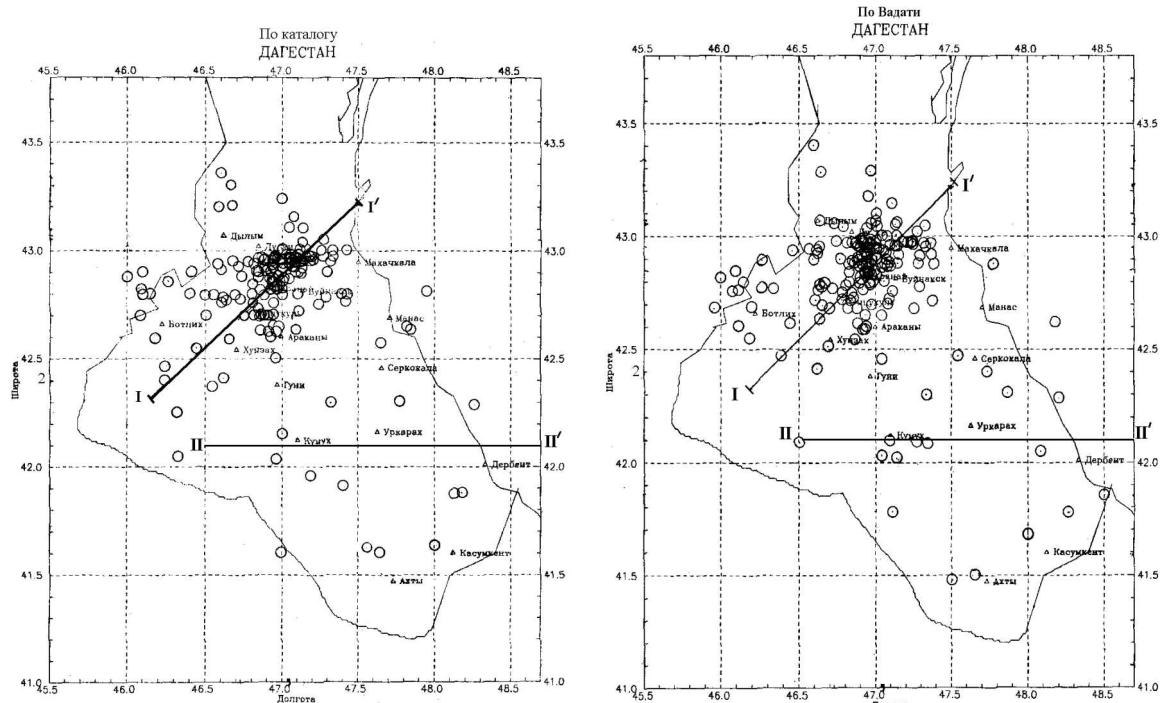
также изохроны эпицентральной экспедиции ИФЗ по изучению афтершоков Дагестанского землетрясения 1970 г. Каждый годограф несёт свои ошибки. В связи с этим для уточнения гипоцентров очагов землетрясений был выбран период наблюдений устойчивойся сети инструментальных наблюдений ДФ ГС РАН с 1989 по 1996 гг.

В этот период была достаточно плотная сеть экспериментальных наблюдений в зоне максимальной сейсмической активности на территории Дагестана (фронтальная часть Дагестанского клина рис. 1).

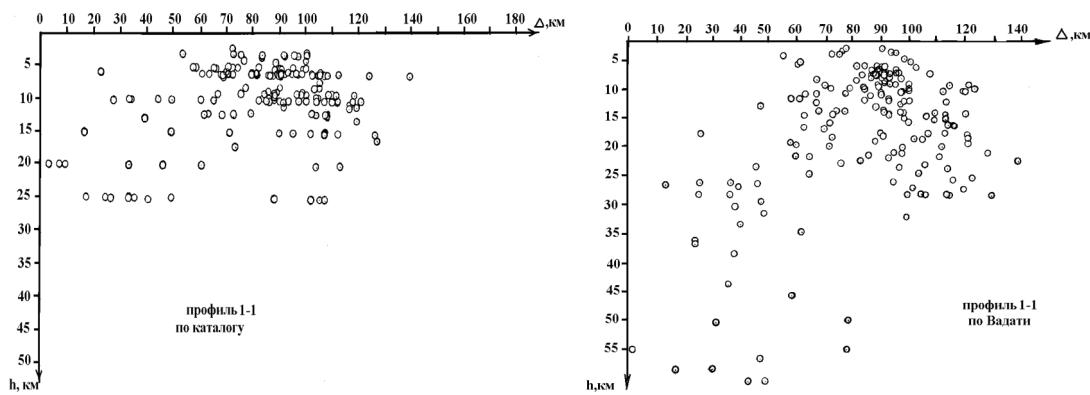
Часть сейсмостанций (Хасавбрт, Бавтугай, Какашура, Ансалта) работали только определённый отрезок рассматриваемого периода, но накопили определённый объём сейсмостатистики, использованной в настоящей работе.

Сеть станций была регулирована на регистрацию землетрясений, происходящих внутри рассматриваемой территории. Это обусловило индивидуальный подбор увеличений для каждой станции и возможность надёжной регистрации всех землетрясений с $K=6-7$. Для уточнения положения гипоцентров землетрясений был использован метод Вадати. Отзыв сейсмического материала происходил при не чётких вступлениях. Основная масса использованных записей землетрясений находится в интервале энергетических классов $K=7-12$. Отбирались для построения только события удовлетворяющие двум критериям: во-первых на четырёх станциях не лежащих на одной прямой, наблюдались прямые волны p , s ; во-вторых величина эпицентрального расстояния была соизмерима с глубиной очага.

Составлен уточнённый каталог землетрясений за период 1989-1996 гг., составлены параметры очагов по данным ежегодных отчётов и полученных по методу Вадати. На рис. 1 представлена карта эпицентров землетрясений, определённых по методу Вадати. На рис. 1 карта эпицентров тех же землетрясений по данным ежегодных отчётов. По линии I-I' на картах составлены глубинные разрезы очагов землетрясений. На линию разреза снесены все очаги землетрясений расстояний 40 км от линии профиля (рис. 2). На профиле линии II-II' снесены землетрясения, эпицентры которых расположены на расстоянии до 20 км от профиля (рис. 1).



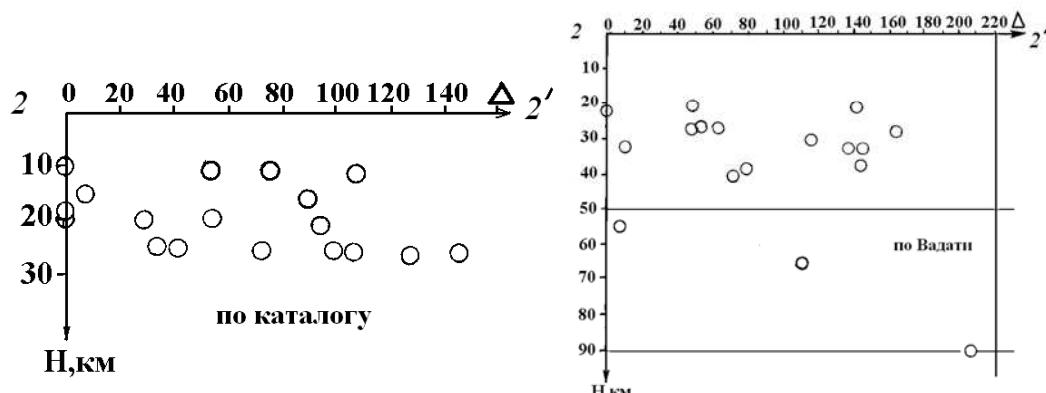
На обоих разрезах основная масса очагов расположена на глубинах 3-15 км. на профиле, построенном по данным ежегодных каталогов все очаги приурочены к глубинам не более 25 км. на профиле, построенном по методу Вадати очаги приурочены к большему интервалу глубин.



Очаги землетрясений с большей глубиной очага (до 65 км) приурочены к различным зонам территории Дагестана, но преобладают в горной и высокогорной её части. Наиболее глубокое землетрясение ($h=90$ км), определенное по методу Вадати, расположено в акватории Среднего Каспия.

Сопоставление двух каталогов (рис.2) иллюстрирует расположения эпицентров, определенных по данным ежегодных отчетов и по методу Вадати. Отчетливо виден разброс эпицентров, определенных по стандартному годографу и по методу Вадати.

Исходя из анализа выполненной работы, целесообразно продолжать уточнение каталога землетрясений Дагестана, начиная с момента эпицентральных наблюдений сильных землетрясений в 1074-1975гг. когда уже существовала сеть инструментальных наблюдений, полностью азимутально охватившую эпицентральные области землетрясений фронтальной части Дагестанского Клина.



Сопоставление координат очагов землетрясений по Вадати и по ежегодному каталогу показывают, что различия положения эпицентров землетрясения по широте составляет $0,45^{\circ}$ по долготе $1,0^{\circ}$, а по глубине очага до 48 км.

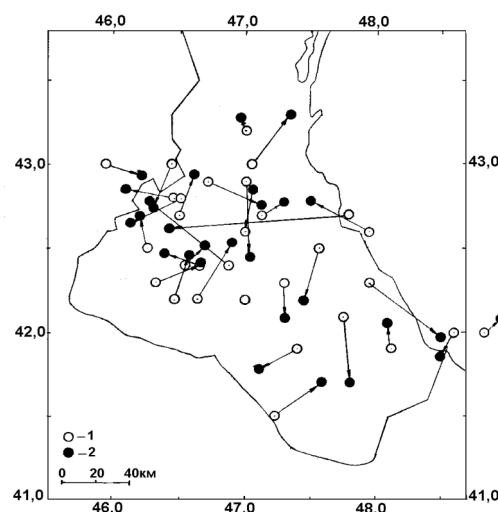


Рис.2. Положение эпицентров по данным ежегодного отчёта-1 , по методу «Вадати»-2.

Выводы

Получены новые данные по глубине сейсмогенерации на изучаемой территории, выявлена область генерации нижнекоровых и мантийных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левицкая А.Я., Лебедева В.М. Годограф сейсмических волн Кавказа. В сб. Квартальный сейсмический бюллетень. Тбилиси, 1953, 21.
2. Асманов О.А., Алисултанова Г.С., Гамидова А.М., Мусалаева З.А. Годограф сейсмических волн Восточного Предкавказья. В сб. Сейсмичность и гидрогеохимия территории Дагестана, ИГ Даг. ФАН СССР, №2 (17), 1978, С. 26-42.
3. Асманов О.А.. Годографы сейсмических волн для территории Дагестанского клина. В кн. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. М.: Наука, 1980, С. 17-22.

О МЕТОДИКЕ ОБРАБОТКИ И ИНТЕПРЕТАЦИИ ВРЕМЕННЫХ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИХ РЯДОВ, КАК ПРЕДВЕСТНИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ

Сайдов О.А., Сулейманов А.Б., Магомедов Б.А.

Дагестанский филиал Геофизической службы РАН, Институт геологии ДНЦ РАН

Как известно, отчетливая взаимосвязь между моментом и силой сейсмического события с одной стороны и вариациями гидrogазогеохимических параметров подземных водно-газовых систем с другой стороны однозначно не установлена, хотя по данной проблеме накоплен довольно обширный материал, как в экспериментальном, так и в теоретическом плане.

В ряде случаев перед сейсмическим событием отмечается классический «бухтообразный» ход геохимического параметра подземных водно-газовых систем, что является прогностическим признаком, тем не менее это не решает проблему. В связи с этим, имеющийся экспериментальный материал режимных наблюдений требует нового подхода и осмысливания, с учетом современных представлений об очаге землетрясения.

Для объяснения вариаций параметров подземных водно-газовых систем связанные с сейсмическими событиями, исходим из представлений об очаге землетрясения, как неустойчивой, но в то же время упорядоченной геологической структуре далекой от равновесия (диссипативная структура). Согласно представлениям Садовского М.А.[1] сейсмическая энергия заключена в некотором объеме горной породы - блоке, теряющем устойчивость при энергомассообмене с окружающей средой и способной сохранять свою конфигурацию и функционировать в течение длительного (геологического) времени. Как нам представляется, элементы такого блока (фрагменты), по-видимому, объединены с учетом принципа минимума энтропии, т.е. как открытая термодинамическая система, очаг землетрясения постоянно питается энергией из окружающего пространства, тем самым поддерживают свою внутреннюю упорядоченность, локально уменьшая энтропию, способствуя при этом увеличению энтропии окружающего его объема. Такие структуры динамичны, меняют свое состояние во времени, тем не менее могут существовать долго, пока существуют энергетические потоки, которые поддерживают их. При прекращении питающие их энергетические потоки, или при изменении внешних по отношению к ним термодинамических условий (температура, давление и др. параметры) они теряют устойчивость и разрушаются с выделением сейсмической энергии т.е. очень чувствительны к внешним воздействиям и в то же время вновь могут восстанавливаться при возобновлении энергетических потоков (повторяемость землетрясений). Возникновение или зарождение диссипативной структуры ее эволюция и последующее разрушение, в связи с изменением внешних к ней условий, так и внутренних структурных связей,

по всей вероятности, определяет механизм очага землетрясения и соответственно гидродинамические и гидрогазогеохимические и другие изменения, связанные с сейсмическими событиями.

Как показал Федотов С.А. [2] заключительная стадия активизации сейсмичности, (процесс разрушения структуры) составляет примерно 10% периода повторения для сильных землетрясений. По мнению Барсукова В.Л., Беляева А.А. [3], очаг землетрясения в этот период представляет собой генератор импульсов возрастающей периодичности и частоты. При этом регистрирующая гидрогазогеохимическая система представляет с собой резонатор с ограниченным набором собственных частот. Появление предвестника отражает эффект резонанса на одной из собственных частот регистрирующей системы.

Такой подход к выявлению предвестников землетрясений налагает определенные условия на проведение режимных наблюдений и на их длительность и непрерывность.

1. Любая частота механических импульсов-колебаний не соответствует собственным частотам регистрирующей системы, т.е. любая скважина или термоманометральный источник не реагирует на сейсмические события.

2 В соответствии со стадией активизации сейсмичности данная модель предполагает многолетние непрерывные режимные наблюдения для выявления статистически надежных предвестников землетрясений. В частности, для выявления предвестника землетрясения средней силы ($M=4-5$) и слежения за его ходом во временном интервале, необходимы непрерывные наблюдения в течении 3-4 лет, с момента обнаружения предвестника до момента свершения сейсмического события.

В данной статье исходим из предположения, что приращения значений измеряемой величины геохимического временного ряда, его дисперсия приобретают определенную физическую сущность при изучении предвестников землетрясений. О значимости величины дисперсии и его прогнозной информативности, связанные с изменением в пространстве локальных характеристик распределения, в том числе и геохимических временных рядов, отмечается в работе[3]. Показано, что дисперсия при переходе от фоновых значений временного ряда к аномальным его величинам, дисперсия изменяется закономерным образом. В промежуточной зоне между аномалией и фоновым значением среднее значение компонента продолжает оставаться фоновым. При этом дисперсия принимает существенно аномальное значение по сравнению с фоном и согласуется с теорией случайных процессов т.е. динамика изменения дисперсии отражает изменение энергетического воздействия на систему.

В связи с этим данные временных геохимических рядов, в данном случае, данные вариаций водорода в приземной атмосфере за 2005-2007 г.г. на одном из пунктов наблюдений в области тектонической структуры Дагестанский клин (Северо-восточный Кавказ) подвергнуты к специальной поэтапной статистической обработке, суть которой заключается в следующем:

1. Вычислены средние величины вариаций водорода в приземной атмосфере с шириной окна 10 суток с интервалом скольжения 1 сутки (с целью соблюдения взаимосвязи между величинами измерений) для всего массива данных (2,5 года), после чего получена аппроксимирующая кривая (рис.1).

Как видно на рис.1, по величинам амплитуд, отмечается годичные периодические циклы в вариациях водорода, в частности, цикл-период за 2005 год начинается в середине января 2005 года и завершается в середине января 2006 года, а цикл периода за 2006 год начинается в середине января 2006 года и завершается в начале января 2007 года. Следующий за ним цикл – период за 2007 год начался в

январе текущего года. Периодические изменения в вариациях водорода, по всей вероятности, имеют космическую природу и обусловлены, по-видимому, периодическими прилив-

ными деформационными процессами в земной коре при орбитальном вращении Земли вокруг Солнца.

2. Строится кривая остатка (разброса или «чистые» вариации) в результате вычета значений аппроксимирующей кривой с абсолютных значений величин временного вариационного ряда (рис.2).

Рис.1 Вариации водорода в приземной атмосфере и аппроксимирующая кривая(ст.Дубки,2005-2007 год)

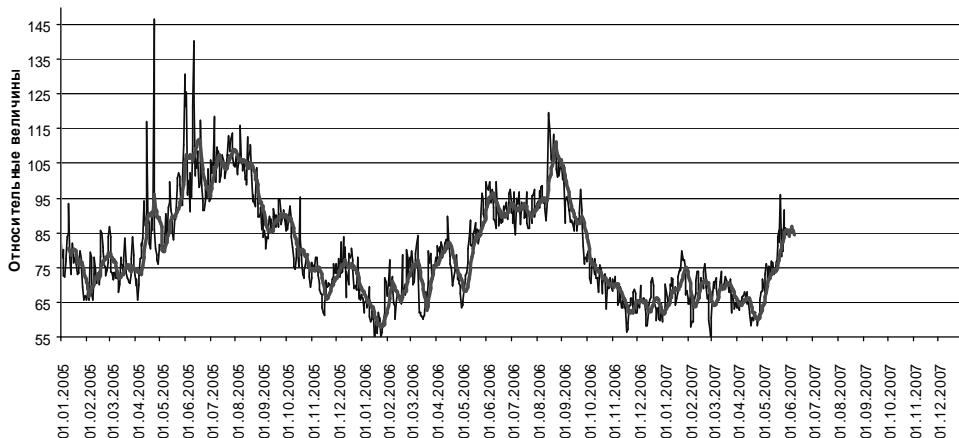
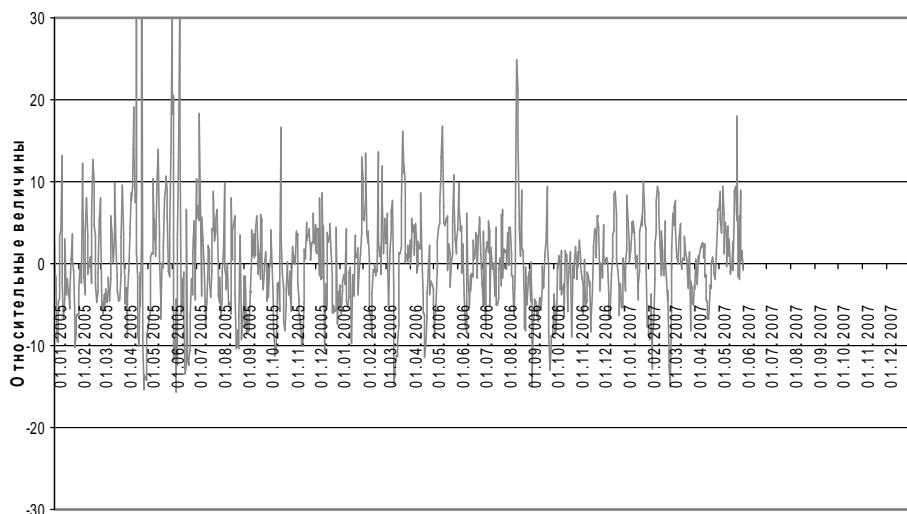


Рис.2 Вариации остатка(разброса) водорода в приземной атмосфере(ст.Дубки,2005-2007 г.)



Как видно на рис.2 четко отмечается изменение амплитуды и частоты вариаций водорода. Сам ход кривой представляет собой как бы «дрожание» системы во времени вокруг скользящей средней, где есть интервалы, как спокойного фонового периода, так и интервалы возмущенного периода. Возмущенные периоды, по всей вероятности, обусловлены геодинамическими процессами и связаны с появлением механических возбуждающих колебаний-импульсов в земной коре. Возникновение механических колебаний могут быть вызваны разными физико-механическими, физико-химическими и другими деформационными процессами в земной коре, которые воздействуют на параметры подземных водно-газовых систем, тем самым, повышая дегазацию водорода растворенного в подземных водах, а также водорода адсорбированного горными породами. Появление возбуждающих механических колебаний-импульсов в среде на заключительной стадии разрушения очага земле-

трясения предполагает авторы [3], которые допускают возникновение таких колебаний в обширной области окружающий очаг подготовки землетрясения, а распространение их происходит со мгновенной скоростью, значительно превышающей скорость миграции геохимических элементов.

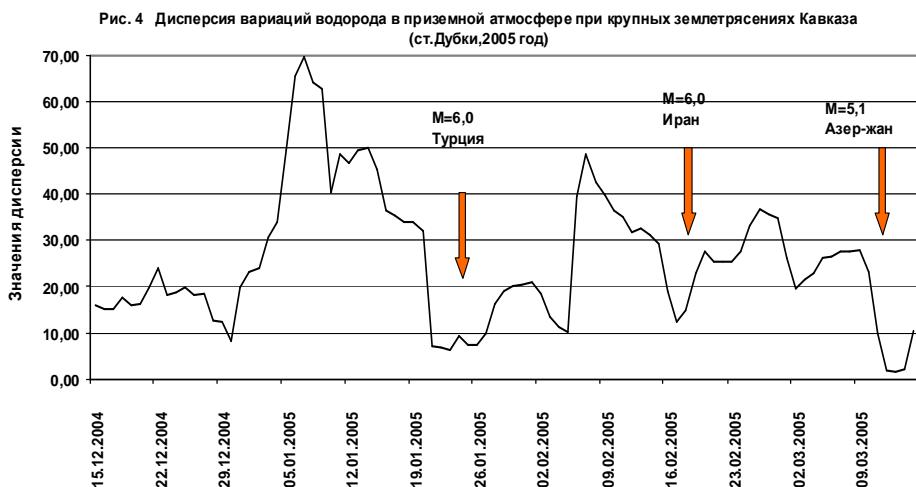
3. Вычисляются текущие значения дисперсии остатка (разброса) с идентичной шириной окна и с тем же скольжением, после чего строится кривая текущих зна-

чений дисперсии вариаций остатка (разброса) временного ряда с нанесением сейсмических событий региона и сопредельных территорий с указанием класса землетрясений и расстояния до наблюдательных пунктов (рис.3).

Как видно на рис.3, отмечается определенная закономерность, в частности, сейсмические события да происходят после соответствующего повышения значений дисперсии, на его спаде или соответствует минимальным значениям дисперсий.



Особенно это заметно перед некоторыми далекими от пункта наблюдений крупными землетрясениями Кавказского региона и сопредельных территорий, включая акваторий Каспия. На рисунках 4 более крупным планом представлены эти данные, куда нанесены сейсмические события с указанием магнитуды землетрясений и расстояния до пункта наблюдений или страны, где произошло сейсмическое событие.



Как видно, крупные сейсмические события Кавказа и сопредельных территорий происходят после значительного повышения значений дисперсии, на ее спаде или спустя некоторый промежуток времени и соответствует минимальным значениям дисперсий. Кроме того, форма проявления предвестника для всех крупных землетрясений одинакова, имеет два «горба», а в некоторых случаях один из них вы-

положивается (рис.4). Продолжительность аномалий перед сейсмическими событиями составляет от 19 до 23 суток, т.е. прогнозные сигналы различно удаленных очагов появляются в пункте наблюдений без заметного сдвига во времени. Дистанция прогноза для указанных сейсмических событий одинакова, что можно объяснить появлением в земной коре механических колебаний-импульсов с мгновенными скоростями из зоны очага землетрясения, на заключительной стадии его разрушения, что нами отмечалось выше.

Таким образом, проведенные исследования показывают перспективность данного метода обработки временных геохимических рядов, особенно его дисперсии, в связи с поисками предвестников землетрясений.

Литература

1. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Подобие в геофизике // Природа, 1991, №1, С.13-23.
2. Федотов С.А. О сейсмическом цикле. // Сейсмическое районирование СССР. М:Наука,1968, С.314-326.
3. Барсуков В.Л., Беляев А.А. Геохимические методы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1992, 213 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЧНОЙ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЫСОТЫ БЕТОНА СЖАТОЙ-ЗОНЫ ξ_R С УЧЕТОМ НИСХОДЯЩЕЙ ВЕТВИ ДИАГРАММЫ СЖАТОГО БЕТОНА (ДЛЯ СТРОИТЕЛЬСТВА В СЕЙСМОПАСНЫХ РАЙОНАХ)

Аюбов Г. А., Абдулаев А. Д., Антигулов К. А., Гаджимурадов М. М.
МФ МАДИ (ГТУ)

Согласно /1/, граничная высота бетона сжатой зоны ($\varepsilon_R = x_R / h_0$), при которой растягивающие напряжения в арматуре переармированного элемента начинают достигать предельных значений (физического или условного предела текучести) (случай 2) рекомендуется определять по эмпирической формуле

$$\zeta_R = \omega / \left[1 + \frac{\sigma_1}{\sigma_2} \left(1 - \frac{\omega}{1.1} \right) \right] \quad (1)$$

Хотя значения, полученные по формуле (1) вполне удовлетворяют проектировщикам, тем не менее нуждается в некотором уточнении.

Диаграмма « $\sigma_b - \varepsilon_b$ » сжатого бетона согласно /2/ описывается зависимостью

$$\sigma_b = E_0 \varepsilon_b (1 - \beta \gamma^{\alpha/B}) \quad (2)$$

и выглядит как на рис.1

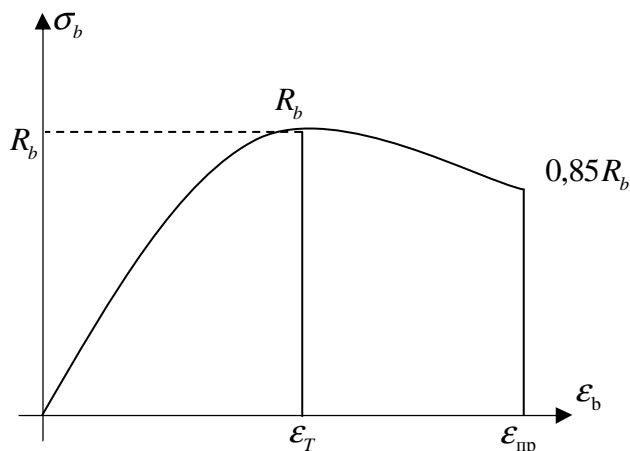


Рис.1. Диаграмма « $\sigma_b - \varepsilon_b$ » для сжатого бетона:

$$\text{где } \alpha = R_b / E_0 \varepsilon_T, \beta = 1 - \alpha, \gamma = \varepsilon_b / \varepsilon_T$$

ε_T - деформации, соответствующие $\sigma_b = R_b$

$$\varepsilon_{np} - \text{тоже } \sigma_b = 0,85R_b$$

По результатам многочисленных экспериментов установлено, что разрушение бетона сжатой зоны происходит при напряжениях $\sigma_b = 0,85R_b$ (с учетом нисходящей ветви). Эпюра деформации и напряжений в сечении элемента при $\sigma_b = 0,85R_b$ ($\varepsilon_b = \varepsilon_{np}$) показана на рис.2.

Из эпюр деформаций (рис.2б) имеем

$$\varepsilon_s = \varepsilon_{np} \left(\frac{h_0}{x_0} - 1 \right) \quad (3)$$

При замене криволинейной эпюры на прямоугольную (при $\sigma_b = 0,85R_b$)

$$x = \omega_{np} x_0 \quad (4)$$

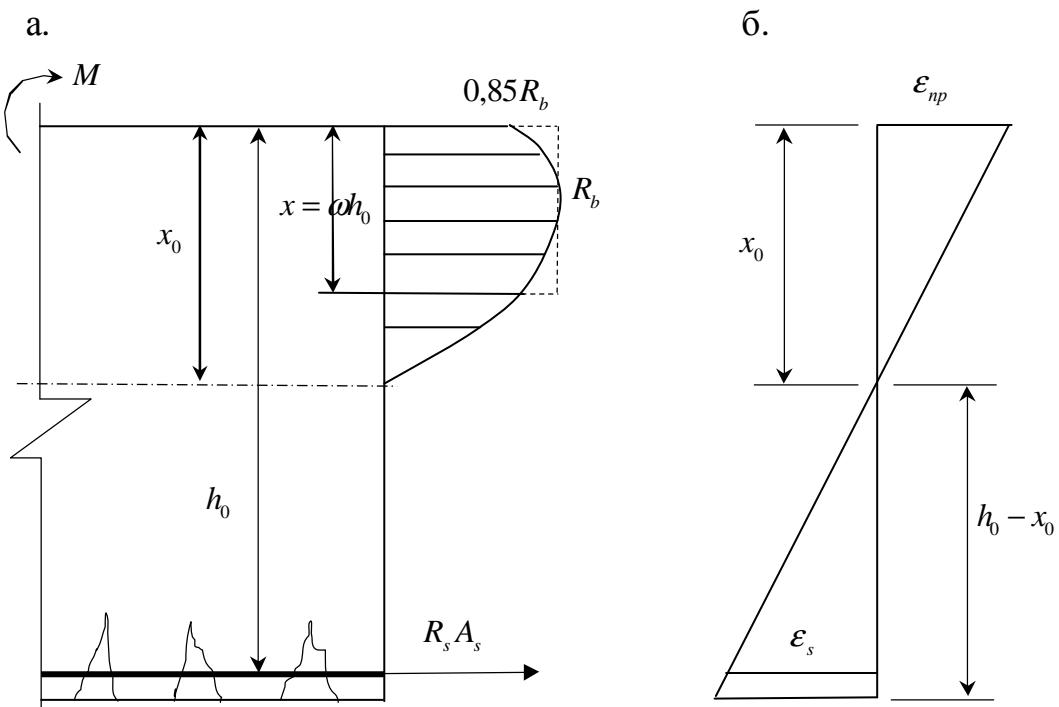


Рис.2. Эпюра напряжений и деформаций в сечении железобетонного элемента при $\sigma_b = 0,85R_b$

Подставив в (3) вместо $x_0 = \frac{x}{\omega_{np}}$ из (4) и, разрешив уравнение (3) относительно

$$\zeta_R = x_R / h_0, \text{ получим}$$

$$\zeta_R = \frac{\omega_{np}}{1 + \frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_{np}}} \quad (5)$$

$$\text{Согласно /2/ } \omega_{np} \text{ определяется } \omega_{np} = \frac{0,5 - \frac{\beta}{1+\beta} \left(\frac{\varepsilon_{np}}{\varepsilon_t} \right)^{\alpha/B}}{1 - \beta \left(\frac{\varepsilon_{np}}{\varepsilon_t} \right)^{\alpha/B}} \quad (6)$$

Максимальные относительные деформации ε_{np} определяем из (2) при $\sigma_b = 0,85R_b$

$$0,85R_b = E_0 \varepsilon_{np} \left[1 - \beta \left(\frac{\varepsilon_{np}}{\varepsilon_t} \right)^{\alpha/B} \right] \quad (7)$$

Согласно /2/ ε_t для классов тяжелого бетона ($B - 12.5 \div B - 60$) определяется

$$\varepsilon_t = 2.45 \cdot 10^{-3} - \frac{\gamma_{b_2} R_{btser} - 8.7}{2.5E_0} \quad (8)$$

где γ_{b_2} - коэффициент условия работы бетона (0,85; 0,9; 1; 1,1)

Значения $\varepsilon_{np}, \varepsilon_t, \omega, \omega_{np}$ для разных классов тяжелого бетона при $\gamma_{b_2} = 1$ приведены в таблице 1. Относительные деформации в арматуре ε_s в формуле (5) определяем:

$$\text{для арматуры с физическим пределом текучести } \varepsilon_s = \frac{R_s}{E_s} - \frac{\sigma_{sp}}{E_s} \quad (9)$$

$$\text{для арматуры с условным пределом текучести } \varepsilon_s = \frac{R_s}{E_s} + \varepsilon_{0_2} - \frac{\sigma_{sp}}{E_s} \quad (10)$$

Таблица 1

Класс бетона	R_b	$\alpha = R_b/E_0 \varepsilon_t$	ε_t 10^{-3}	ε_{np} 10^{-3}	ω $\sigma_b = R_b$	ω_{np} $\sigma_b = 0,85R_b$	ε_R		
							A-III $\varnothing 10-40$	A-II $\varnothing 10-40$	A-I $\varnothing 10-40$
B-12.5	7.5	0.147	2.435	3.76	0.73	0.952	0.647 (0.641)	0.703	0.74
B-15	8.5	0.153	2.41	3.69	0.729	0.945	0.683 (0.632)	0.694	0.732
B-20	11.5	0.181	2.357	3.6	0.725	0.94	0.630 (0.624)	0.686	0.724
B-25	14.5	0.208	2.32	3.5	0.721	0.936	0.621 (0.615)	0.678	0.716
B-30	17	0.229	2.286	3.45	0.718	0.933	0.616 (0.61)	0.673	0.712
B-35	19.5	0.251	2.255	3.38	0.714	0.9327	0.612 (0.606)	0.669	0.708
B-40	22	0.275	2.224	3.31	0.710	0.928	0.604 (0.598)	0.661	0.701
B-45	25	0.303	2.201	3.25	0.705	0.924	0.598 (0.592)	0.655	0.695
B-50	27.5	0.325	2.17	3.18	0.702	0.919	0.59 (0.584)	0.648	0.688
B-55	30	0.355	2.138	3.11	0.696	0.913	0.581 (0.575)	0.639	0.679
B-60	33	0.392	2.107	3.03	0.689	0.905	0.571 (0.565)	0.628	0.668

Граничная высота бетона сжатой зоны ζ_R для разных классов арматуры (без пред. напряжения), определенные по (5) приведены в таблице 1.

Согласно /1/ расчетные сопротивления сжатию тяжелого бетона классов B-50, B-55, B-60 умножают на коэффициенты, учитывающие особенность механических свойств высокопрочного бетона, соответственно равные $\gamma = 0,95; \gamma = 0,925; \gamma = 0,9$.

В связи с этим такие параметры как $\omega(\sigma_e = R_b), \omega_{np}(\sigma_e = 0,85R_b)$, ζ_R изменяются. Продемонстрируем это на диаграмме « $\sigma_e - \varepsilon_e$ » для каждого класса бетона в отдельности.

Класс бетона В-50

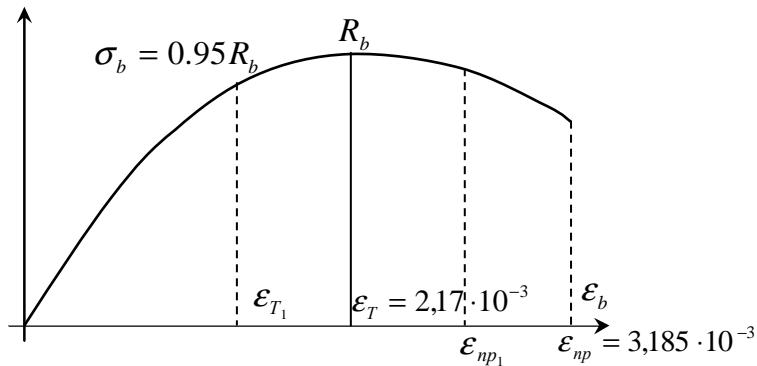


Рис.2. Диаграмма « $\sigma_e - \varepsilon_e$ » для бетона класса В-50

По диаграмме « $\sigma_e - \varepsilon_e$ », построенной без учета понижающих коэффициентов, определим точку ε_{T_1} , соответствующую $\sigma_e = 0,95R_b$. Далее определим ε_{np_1} , соответствующая $\sigma_e = 0,95 \cdot 0,85R_b$. Новая точка ε_{np_1} будет отстоять от ε_{np} на величину, равную $\varepsilon_T - \varepsilon_{T_1}$, т.е.

$$\varepsilon_{np_1} = \varepsilon_{np} - (\varepsilon_T - \varepsilon_{T_1}) \quad (11)$$

Аналогично определяем и для классов В-55, В-60 по новым значениям относительных деформаций $\varepsilon_T, \varepsilon_{np}$, определяем измененные параметры $\omega, \omega_{np}, \zeta_R$

Таблица 2

Класс бетона	R_b (МПа)		ε_{T_1} (10^{-3})	ε_{np_1} (10^{-3})	ω при $\sigma_b = 0,85R_b$	ω_{np} при $\sigma_b = 0,85R_b$ $0,75R_b$	ε_R		
	γR_b	R_b					A-III $\varnothing 6-8$ ($\varnothing 10-40$)	A-II	A-I
B-50	$0,95 \cdot 27,5$	26,125	1,62	2,635	0,638	0,78	0,464 (0,461)	0,518	0,554
B-55	$0,95 \cdot 30$	28,5	1,49	2,462	0,621	0,75	0,435 (0,431)	0,486	0,523
B-60	$0,95 \cdot 33$	31,35	1,39	2,313	0,606	0,723	0,409 (0,404)	0,4586	0,494

Изменение напряжений в высокопрочной пред. напряженной арматуре (σ_s) классов A-VI, A-V, A-VI, B-II, B_p-II, K-7, а также классов A₁-IV, A₁-V, A₂-VI согласно /5/ рекомендуется определить по формуле

$$\sigma_s = \frac{E_s \varepsilon_s}{A_1 + A_2 \varepsilon_s} \quad (12)$$

где A_1, A_2 – коэффициенты для разных классов арматуры, приведены в таблице 3.

Таблица 3

Класс арматуры	A_1	A_2	E_s (МПа)	σ_s из (12)	ε_s из (12)
A-IV	0,607	243,1	$1,9 \cdot 10^5$	$\sigma_s = \frac{190000 \varepsilon_s}{0.607 - 243.1 \varepsilon_s}$	$\varepsilon_s = \frac{0.607 \sigma_s}{190000 - 243.1 \sigma_s}$
A-V	0,373	212,5	$1,9 \cdot 10^5$	$\sigma_s = \frac{190000 \varepsilon_s}{0.373 + 212.5 \varepsilon_s}$	$\varepsilon_s = \frac{0.373 \sigma_s}{190000 - 212.5 \sigma_s}$
A-VI	0,288	187,45	$1,9 \cdot 10^5$	$\sigma_s = \frac{190000 \varepsilon_s}{0.288 + 187.45 \varepsilon_s}$	$\varepsilon_s = \frac{0.288 \sigma_s}{190000 - 187.45 \sigma_s}$
B-II($\emptyset 6$)	0,38	138,02	$2 \cdot 10^5$	$\sigma_s = \frac{200000 \varepsilon_s}{0.38 + 138 \varepsilon_s}$	$\varepsilon_s = \frac{0.288 \sigma_s}{200000 - 138 \sigma_s}$
B _p -II($\emptyset 6$)	0,364	144	$2 \cdot 10^5$	$\sigma_s = \frac{200000 \varepsilon_s}{0.364 + 144 \varepsilon_s}$	$\varepsilon_s = \frac{0.364 \sigma_s}{200000 - 144 \sigma_s}$
K-7($\emptyset 12$)	0,354	120,07	$1,8 \cdot 10^5$	$\sigma_s = \frac{180000 \varepsilon_s}{0.354 + 120 \varepsilon_s}$	$\varepsilon_s = \frac{0.354 \sigma_s}{180000 - 120.1 \sigma_s}$

Коэффициенты A_1, A_2 для построения диаграммы $\sigma_s - \varepsilon_s$ для высокопрочной арматуры. Определим относительные деформации в арматуре (ε_s), соответствующих уровню напряжений $\sigma_s = \sigma_{02} = R_s$, и результаты сведем в таблицу 4.

Относительные деформации в арматуре ε_{so_2} и рекомендованные СНиПом классы бетонов для совместного использования.

Таблица 4

Класс напрягаемой арматуры	$\sigma_{02} = R_s$ (МПа)	$E_s \cdot 10^5$ (МПа)	$\varepsilon_{s02} (10^{-3})$	Рекомендованный по СНиП класс бетона
A-IV($\emptyset 10-18$)	510	1,9	4,69	B-15
A-IV($\emptyset 20$ и более)	510	1,9	4,69	B-20
A-V($\emptyset 10-18$)	680	1,9	5,57	B-20
A-V($\emptyset 20$ и более)	680	1,9	5,57	B-30
A-VI($\emptyset 10-18$)	815	1,9	6,305	B-25
A-IV($\emptyset 20$ и более)	815	1,9	6,305	B-30
B-II($\emptyset 6$)	1050	2	8,85	B-30
B _p -II($\emptyset 6$)	980	2	6,1	B-30
K-7($\emptyset 12$)	1100	1,8	8,1	B-30

Относительные деформации в арматуре ε_{so_2} и рекомендованные СНиПом классы бетонов для совместного использования.

Выражение (5) для определения граничной относительной высоты ξ_R для элементов с пред. напряженной арматурой будет иметь вид

$$\xi_R = \frac{\omega_{np}}{1 + \frac{\varepsilon_{so_2} - \varepsilon_{sp}}{\varepsilon_{np}}} \quad (13)$$

Относительные деформации в пред. напряженной арматуре ε_{sp} (соответствующие ос- таточным пред. напряжениям σ_{sp}) определяем по той же формуле, что и обычные относительные деформации ε_s

$$\varepsilon_{sp} = \frac{A_1 \sigma_{sp}}{E_s - A_2 \sigma_{sp}} \quad (14)$$

Определим для каждого класса арматуры выражение $\varepsilon_{so_2} = \varepsilon_{sp}$ и сводим их в таблицу 5.

Таблица 5

Класс напрягаемой арматуры	$\varepsilon_{so_2} \cdot 10^{-3}$	$\Delta \varepsilon_s = \varepsilon_{so_2} - \varepsilon_{sp}$
1	2	3
A-IV	4,69	$\Delta \varepsilon_s = \frac{1 - 0,00196 \sigma_{sp}}{213.22 - 0.273 \sigma_{sp}}$
A-V	5,57	$\Delta \varepsilon_s = \frac{1 - 0,00147 \sigma_{sp}}{179.53 - 0.201 \sigma_{sp}}$
A-VI	6,305	$\Delta \varepsilon_s = \frac{1 - 0,00123 \sigma_{sp}}{158.6 - 0.156 \sigma_{sp}}$
B-II	8,85	$\Delta \varepsilon_s = \frac{1 - 0,000905 \sigma_{sp}}{113 - 0.078 \sigma_{sp}}$
B _p -II	6,1	$\Delta \varepsilon_s = \frac{1 - 0,00102 \sigma_{sp}}{163.93 - 0.118 \sigma_{sp}}$
K-7	8,1	$\Delta \varepsilon_s = \frac{1 - 0,00091 \sigma_{sp}}{123.46 - 0.082 \sigma_{sp}}$

Из (13) определим значения граничной высоты бетона сжатой зоны ζ_R с учетом $\Delta \varepsilon$ из таблицы 5.

Таблица 6

Класс напрягаемой арматуры	Соответ. класс бетона по СНиП	ω_{np}	$\varepsilon_{np} \cdot 10^{-3}$	Граничная относительная высота $\zeta_R = \frac{\omega_{np}}{1 + \frac{\Delta \varepsilon_s}{\varepsilon_{np}}}$
A-IV($\emptyset 10-18$)	B-15	0,945	3,69	$\zeta_R = \frac{1 - 0,00128 \sigma_{sp}}{2.4 - 0.004 \sigma_{sp}}$
A-IV($\emptyset 20$ и более)	B-20	0,94	3,6	$\zeta_R = \frac{1 - 0,00128 \sigma_{sp}}{2.45 - 0.00408 \sigma_{sp}}$
A-V($\emptyset 10-18$)	B-20	0,94	3,6	$\zeta_R = \frac{1 - 0,00112 \sigma_{sp}}{2.71 - 0.0036 \sigma_{sp}}$
A-V($\emptyset 20$ и более)	B-30	0,933	3,45	$\zeta_R = \frac{1 - 0,00112 \sigma_{sp}}{2.8 - 0.00374 \sigma_{sp}}$
A-VI($\emptyset 10-18$)	B-25	0,936	3,5	$\zeta_R = \frac{1 - 0,00983 \sigma_{sp}}{3 - 0.0034 \sigma_{sp}}$

A-IV($\emptyset 20$ и более)	B-30	0,933	3,45	$\zeta_R = \frac{1 - 0,00098 \sigma_{sp}}{3 - 0,0035 \sigma_{sp}}$
B-II($\emptyset 6$)	B-30	0,933	3,45	$\zeta_R = \frac{1 - 0,00069 \sigma_{sp}}{3,82 - 0,0033 \sigma_{sp}}$
B _p -II($\emptyset 6$)	B-30	0,933	3,45	$\zeta_R = \frac{1 - 0,00072 \sigma_{sp}}{2,97 - 0,0027 \sigma_{sp}}$
K-7($\emptyset 12$)	B-30	0,933	3,45	$\zeta_R = \frac{1 - 0,000665 \sigma_{sp}}{3,6 - 0,003 \sigma_{sp}}$

Значения граничной относительной высоты ζ_R для пред. напряженных элементов.

Выводы

1. Полученные аналитические зависимости могут служить исходной предпосылкой для их теоретического определения.

ЛИТЕРАТУРА

1. СНиП. Бетонные и железобетонные конструкции. 1995 г.
2. Аюбов Г.А.. Аналитическая зависимость $\sigma_e = \gamma(\varepsilon_e)$ для сжатого бетона по системе нормируемых показателей. ЦНТИ (информационный листок №3). Махачкала, 1981 г.
3. Аюбов Г.А.. Определение коэффициента полноты эпюры напряжений бетона сжатой зоны. ЦНТИ (информационный листок №6). Махачкала, 1991 г.
4. Байков В.Н., Горбатов С.В., Димитров З.А.. Построение зависимостей между напряжениями и деформациями сжатого бетона по системе нормируемых показателей – изв. вузов «Строительство и архитектура». 1977 г., №6.
5. Аюбов Г.А.. Диаграмма растяжения высокопрочной арматурной стали при кратковременном растяжении. ЦНТИ (Информационный листок №12). Махачкала, 1991 г.

РАСЧЕТ ЖЕЛЕЗОБЕТОННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА СЕЙСМИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ С УЧЕТОМ НИСХОДЯЩЕЙ ВЕТВИ (ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛЕЧА ВНУТРЕННЕЙ ПАРЫ z_1 ДЛЯ ИЗГИБАЕМЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЛЮБОЙ ФОРМЫ СЕЧЕНИЯ

Аюбов Г. А., Абдулаев А. Д., Антигулов К. А., Гаджимурадов М. М.
МФ МАДИ (ГТУ)

Согласно /1/ плечо внутренней пары z_b (расстояние между равнодействующими усилий в сжатом бетоне и растянутой арматуре) определяют из отношения статического момента площади приведенного сечения сжатой зоны S_{red} , относительно оси, проходящей через центр тяжести растянутой арматуры к площади приведенного сечения A_{red}

$$Z_b = S_{red} / A_{red} = \frac{S_b + \frac{\alpha}{y} A'_{red} (h_0 - a')} {(\gamma' + \xi) b h_0} \quad (1)$$

Обозначения соответствуют /1/. Основным недостатком при определении z_b по /1/ является неучет формы эпюры напряжений бетона сжатой зоны из-за чего результаты формулы (1) значительно расходятся с экспериментом. В данной работе получены зависимости для определения z_b с учетом криволинейной эпюры напряжений бетона сжатой зоны.

Определим M_b и N_b для таврового сечения с арматурой в сжатой зоне.
 M - изгибающий момент бетона сжатой зоны относительно нейтральной оси.
 N_b - равнодействующая усилий в бетоне сжатой зоны на высоте x .

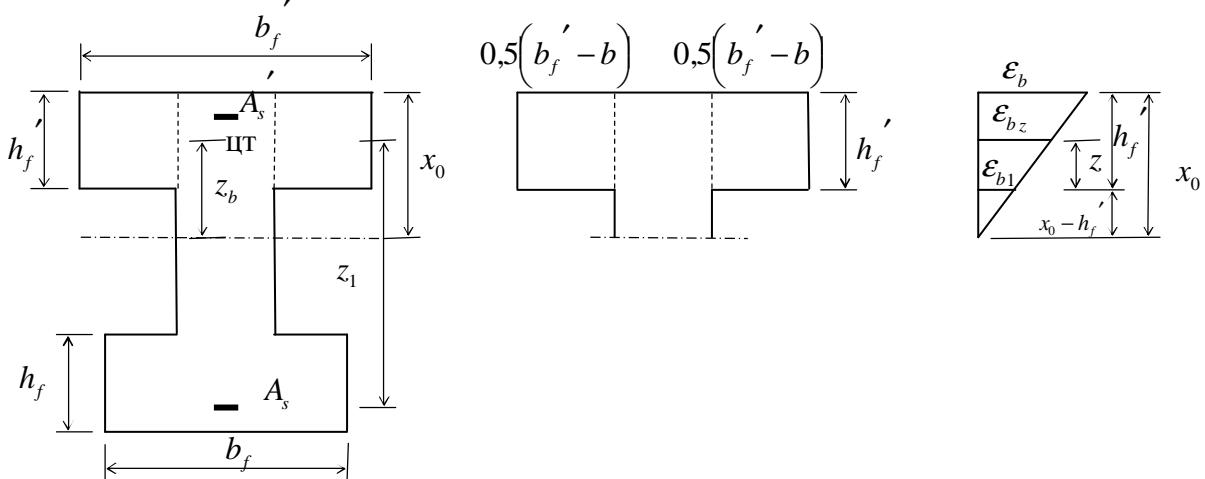


Рис.1 К определению M_b и N_b

Из рис.1 имеем

$$x = x_0 \frac{\varepsilon_{b_i}}{\varepsilon_b}; \quad dx = x_0 \frac{d\varepsilon_{b_i}}{\varepsilon_b} \quad (2)$$

$$\frac{\varepsilon_{b_i}}{\varepsilon_b} = \frac{x_0 - h_f'}{x_0}; \quad \varepsilon_{b_i} = \varepsilon_b \left(1 - \frac{h_f'}{x_0}\right)$$

$$z = h_f' \frac{\varepsilon_{b_z}}{\varepsilon_b}; \quad dz = h_f' \frac{d\varepsilon_{b_z}}{\varepsilon_b} \quad (3)$$

Изгибающий момент для бетона сжатой зоны на высоте x_0 будет иметь вид

$$M = b \int_0^{x_0} \sigma_b x dx + (b_f' - b) \int_0^{h_f'} \sigma_i z dz + (\sigma_{sc} - \sigma_b) A_s' (x - a') \quad (4)$$

Согласно /2/ σ_b описывается зависимостью

$$\sigma_b = E_0 \varepsilon_b (1 - \beta \gamma^{\alpha/\beta}) \quad (5)$$

где $\alpha = R_b / E_0 \varepsilon_T$; $\beta = 1 - \alpha$; $\gamma = \varepsilon_b / \varepsilon_T$;

ε_T - деформации в сжатом бетоне, соответствующие $\sigma_b = R_b$

ε_{np} - то же при $\sigma_b = 0.85 R_b$

Подставив в (4) выражение σ_b, x, d_x, z, dz из (2, 3, 5), и поменяв пределы интегрирования, получим:

$$M = \frac{1}{3} E_0 b x_0^2 \varepsilon_b \left(1 - \frac{3\beta^2 \gamma^{\alpha/\beta}}{2\beta+1}\right) + \frac{1}{3} E_0 (b_f' - b) h_f'^2 \varepsilon_b \left[1 - \left(1 - \frac{h_f'}{x_0}\right)^3 - \frac{3\beta^2 \gamma^{\alpha/\beta}}{2\beta+1} + 3\beta^2 \gamma^{\alpha/\beta} \left(1 - \frac{h_f'}{x_0}\right)^{3+\alpha/\beta}\right] + E_0 \varepsilon_b A_s' (x - a') \left[1 - \beta \gamma^{\alpha/\beta} \left(\frac{n}{y_b} \left(1 - \frac{a'}{x_0}\right)\right)\right] \quad (6)$$

Аналогично определяем N_b

$$\begin{aligned}
N_b = & b \int_0^{x_0} \sigma_b dx + \left(b_f' - b \right) \int_0^{h_f'} \sigma_b dz + (\sigma_{sc} - \sigma_b) A_s' (x - a') = 0.5 E_0 b x \epsilon_b + \\
& + 0.5 E_0 b x \epsilon_b \left(\frac{b_f'}{b} - 1 \right) \frac{h_f'}{x_0} \left(2 - \frac{h_f'}{x_0} \right) - E_0 b x_0 \epsilon_b \frac{\beta^2 \gamma^{\alpha/\beta}}{\beta + 1} \left[1 + \left(\frac{b_f'}{b} - 1 \right) \frac{2 - \frac{h_f'}{x_0}}{2 + \frac{h_f'}{x_0}} \right] + \quad (7) \\
& + E_0 \epsilon_b A_s' \left(1 - \beta \gamma^{\alpha/\beta} \right) \left[\frac{n}{y_b} \left(1 - \frac{a'}{x_0} \right) - 1 \right]
\end{aligned}$$

Расстояние от точки приложения N_b до нейтральной оси z_b равно

$$z_b = \frac{M_b}{N_b} = \frac{x_0}{3} \frac{1 + A_1 - A_1 A_2^3 - \frac{3\beta}{2\beta+1} \lambda_b (1 + A_1 - A_1 A_2)^{3+\alpha/\beta} + \frac{3A_s'}{bx_0} A_3 \left[n^b \left(1 - \frac{a'}{x_0} \right) - y_b \right]}{0.5 + 0.5 \frac{h_f'}{x_0} A_4 - \frac{\beta}{\beta+1} \lambda_b \left[1 + A_4 \frac{1 - \left(1 - \frac{h_f'}{x_0} \right)^{2+\alpha/\beta}}{2 + \frac{h_f'}{x_0}} \right] + \frac{A_{sc}}{bx_0} \left[n \left(1 - \frac{a'}{x_0} \right) - y_b \right]} \quad (8)$$

$$\text{где } A_1 = \frac{h_f'^2}{x_0^2} \left(\frac{b_f'}{b} - 1 \right); \quad A_2 = 1 - \frac{h_f'}{x_0}; \quad A_3 = 1 - \frac{a'}{x_0}; \quad A_4 = \left(\frac{b_f'}{b} - 1 \right) \left(2 - \frac{h_f'}{x_0} \right)$$

$$z_b = \frac{2}{3} x_0 \frac{1 + A_1 - A_1 A_2^3 - \frac{3\beta}{2\beta+1} \lambda_b (1 + A_1 - A_1 A_2)^{3+\alpha/\beta} + \frac{3\mu'}{\xi} A_3 (n A_3 - y_b)}{1 + A_4 \frac{h_f'}{x_0} - \frac{2\beta}{\beta+1} \lambda_b \left[1 + A_4 \frac{1 - \left(1 - \frac{h_f'}{x_0} \right)^{2+\alpha/\beta}}{2 + \frac{h_f'}{x_0}} \right] + \frac{2\mu'}{\xi} (n A_3 - y_b)} \quad (8^a)$$

или

$$z_b = \frac{2}{3} x_0 L \quad (8^b)$$

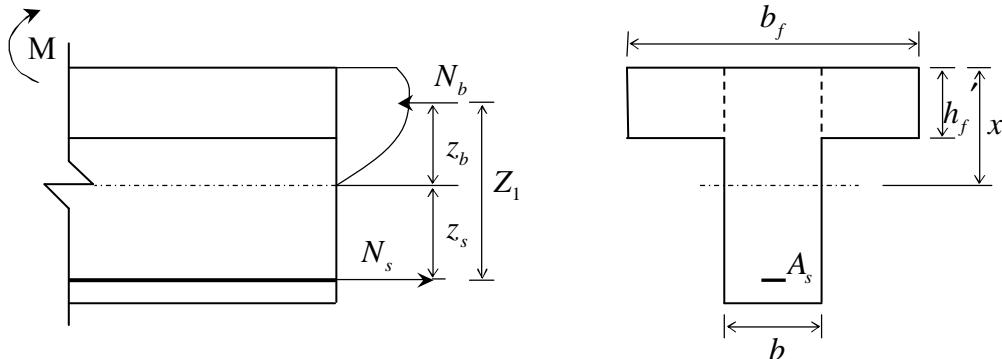
$$\text{где } L = \frac{1 + A_1 - A_1 A_2^3 - \frac{3\beta}{2\beta+2} \lambda_b (1 + A_1 - A_1 A_2)^{3+\alpha/\beta} + \frac{3\mu'}{\xi} A_3 (n A_3 - y_b)}{1 + A_4 \frac{h_f'}{x_0} - \frac{2\beta}{\beta+1} \lambda_b \left[1 + A_4 \frac{1 - \left(1 - \frac{h_f'}{x_0} \right)^{2+\alpha/\beta}}{2 + \frac{h_f'}{x_0}} \right] + \frac{2\mu'}{\xi} (n A_3 - y_b)}$$

Для разных форм сечения L определяется путем исключения соответствующих членов.

Для прямоугольного сечения (без арматуры в сжатой зоне): $A_1 = 0$; $A_2 = 1$; $A_3 = 1$; $A_4 = 0$

$$L = \frac{1 - \frac{3\beta}{2\beta+1} \lambda_b}{1 - \frac{2\beta}{\beta+1} \lambda_b}$$

Определение плеча внутренней пары z_1



После постановки в (8⁶) A_1, A_2, A_3, A_4 , и, соответствующих преобразований и упрощенной

для z_b , получим:

$$z_b = \frac{x_0}{3} (2.5 - \omega) \quad (9)$$

где $\omega = \frac{0.5 - \frac{\beta^2}{1-\beta} \gamma^{\alpha/\beta}}{1 - \beta \gamma^{\alpha/\beta}}$ - для прямоугольного сечения

$$\omega_T = \frac{1}{1 + \delta_1} \left\{ \omega + \delta_1 (2 - a_1) \left[\omega + (1 - a_1)^{\alpha/\beta} \left(\frac{0.5}{y_b} - \omega \right) \right] \right\} - \text{для таврового сечения}$$

$$z_1 = h_0 - x_0 + z_b \quad (10)$$

Поставив в (10) z_b из (9) получим

$$z_1 = h_0 - x_0 + \frac{x_0}{3} (2.5 - \omega) = h_0 [1 - 0.17 \xi (1 + 2\omega)] \quad (11)$$

Выводы

1. Предлагаемая методика позволяет анализировать работу конструкции под нагрузкой начиная с момента загружения до разрушения.
2. Использование нисходящей ветви диаграммы сжатого бетона уменьшает расход арматуры и бетона для конструкций, работающих в сейсмических районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. СНиП. 2.03.01 – 95. Бетонные и ж/бетонные конструкции, Москва, 1995г.
2. Аналитическая зависимость $\sigma_b = f(\varepsilon_b)$ для сжатого бетона по системе нормируемых показателей, ЦНТИ, г. Махачкала, 1991 г.
3. Аюбов Г.А. Определение высоты сжатой зоны железобетонных конструкций, г. Махачкала, ЦНТИ, 1986 г. (информационный листок №75-86)

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ РАЗРУШЕНИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ (МОДЕЛЬ СИТУАЦИИ) И РАСЧЕТ СИЛ И СРЕДСТВ ДЛЯ ЛИКВИДАЦИИ ЕГО ПОСЛЕДСТВИЙ

*Котенко М. Е., Гусейнова Б.М.
Дагестанский государственный технический университет*

Ежегодно в России происходит 230-250 природных катастроф и чрезвычайных ситуаций. За последние 15 лет от опасных природных явлений в России погибло 3,5 тыс. человек, пострадали свыше 270 тыс. Общий ущерб при этом составил 6-7% от валового национального продукта.

Среди природных катастроф землетрясения являются одним из наиболее страшных природных бедствий. Они вызывают опустошающие разрушения на огромных пространствах, при этом нарушается целостность грунта, разрушаются различные сооружения, выводятся из строя коммунально-энергетические сети.

Около 20% территории России подвержено воздействию землетрясений интенсивностью более 7 баллов; более 5% 8, 9- балльные зоны. Самая высокая сейсмичность наблюдается в европейской части России, в частности на Северном Кавказе. В последние 50 лет здесь зарегистрировано несколько десятков землетрясений силой 7 баллов, более сорока 8, 9-балльных. Наиболее активна восточная часть Северного Кавказа - территории Дагестана, Чечни, Ингушетии и Северной Осетии. Из крупных сейсмических событий в Дагестане известны землетрясения 1830 г. ($M=6.3$, $I_0=8-9$ баллов) и 1971 г. ($M=6.6$, $I_0=8-9$ баллов); на территории Чечни - землетрясение 1976 г. ($M=6.2$, $I_0=8-9$ баллов) [1].

Возникновение разрушительных землетрясений на территории России в течение ближайших 10 лет ожидается в трех сейсмоопасных регионах: Камчатка – Курильские острова, Прибайкалье и Северный Кавказ. В течение 2010-2020 годов в каждом из указанных регионов может произойти одно разрушительное землетрясение. Не исключены также сильные землетрясения на Сахалине, на востоке Сибири, в Алтайском крае [2].

Правительство Республики Дагестан приняло Постановление № 112 «О республиканской целевой программе «Сейсмобезопасность РД»(2003-2010 годы)». В ней, в частности, говорится, что более 90% территории Дагестана с населением более 2 млн. человек подвержено влиянию землетрясений до 7-9 баллов. Причем высокая сейсмичность характерна для густонаселенных территорий. Сегодня на сейсмоопасных территориях расположено более 350 тысяч жилых домов, в том числе 1430 высотой 5 и более этажей, более 2 тысяч школ, дошкольных учреждений, больниц и десятки объектов с опасностью проявления вторичных процессов в виде пожаров, взрывов, утечки вредных и опасных веществ. Наиболее сейсмически неустойчивыми районами республики являются Буйнакский, Кизилуртовский и Кумторкалинский.

Ученые различных стран прилагают большие усилия в изучении природы землетрясений и их прогноза. К сожалению, предсказать место и время землетрясения, за исключением нескольких случаев, до сих пор еще не удается, а проблема защиты от землетрясений стоит очень остро. Поэтому большое значение имеет проведение предупредительных и профилактических мероприятий, осуществляемых заблаговременно до возможного землетрясения, а также прогнозирование обстановки, которая может сложиться в очаге ЧС.

Принимая во внимание выше сказанное, мы на примере модельной ситуации возможного землетрясения в районе жилого квартала города Кизилурта, решили определить количество зданий, способных получить различную степень разрушения, рассчитать площади разру-

шенной части и объемы завалов, а также определить количество сил и средств для формирования

аварийно-спасательных подразделений по ликвидации последствий предполагаемого землетрясения.

Модельная ситуация: в 11 часов утра произошло землетрясение интенсивностью 8 баллов, эпицентр которого находился на расстоянии 50 км от центра г. Кизилюрта. Глубина очага составила 70 км. Город Кизилюрт расположен в центральной части Республики Дагестан в среднем течении реки Сулак в 53 км к северо-западу от столицы Дагестана г. Махачкалы. Численность населения города Кизилюрта, и входящих в его состав административных образований - поселки Н-Сулак, Бавтугай и селение Бавтугай, составляет 60 тыс. человек. Необходимо оценить чрезвычайную обстановку, если интенсивность землетрясения в г. Кизилюрте составила 7 баллов. Общее количество домов в районе землетрясения составляет примерно 408, плотность застройки - 17 зд/км², средняя высота зданий - 5м.

Количество домов типа А, Б, В, С₇, С₈ и С₉ и численность населения, проживающего в них составляли, соответственно 35, 25, 15, 15, 5 и 5 % от общего количества домов и численности населения. Состав и действия сил реагирования определялись характером и объемом возникших разрушений. Разведка установила характер разрушений зданий и сооружений, а именно количество зданий, получивших обвалы, частичные разрушения, тяжелые повреждения, а также умеренные и легкие. Площадь разрушенной части района составляла 5,2 км², объем завалов 10 м³ (табл. 1). Степень повреждения коммунально-энергетических сетей по данным разведки оказалась высокой - 42 ед.

Таблица 1.

Показатели разрушительной силы землетрясения

Площадь разрушенной части S _{разр} , км ²	5,2
Общий объем завалов W, м ³	10
Протяженность заваленных проездов L _{зав} , км	3,12
Количество участков, требующих укрепления	22
Количество аварий на КЭС K _{кэс} , шт	42
Число людей, оказавшихся без крова, чел.	13147
Число людей, оказавшихся в завалах, чел	1714
Количество людей, в вышедших из строя зданиях, чел	3753

Известно, что к показателям, влияющим на объемы аварийно-спасательных работ и решения задач жизнеобеспечения населения в зонах разрушительных землетрясений, относят: число людей, оказавшихся под завалами, а также число общих безвозвратных и санитарных потерь людей.

В рассматриваемом нами случае, под завалами домов, вызванными землетрясением оказалось 1714 чел, число погибших составило 1200, количество санитарных потерь равнялось 2190 (табл.1).

Учитывая полученные выше данные, определялось количество сил и средств для формирования аварийно-спасательных подразделений по ликвидации последствий, возможного землетрясения модельной ситуации. Тактика действий спасательных отрядов основывалась на учете особенностей разрушенного района, параметров и масштаба разрушений, а также факторах, осложняющих обстановку.

При ликвидации последствий землетрясения, в рассматриваемой ситуации, следует задействовать спасательные звенья ручной разборки и механизированные группы. При этом количество спасательных механизированных групп составляло - 11, число спасательных звеньев (n_{р.з}) ручной разборки равнялось 75. Численность формирований,

участвующих в ликвидации аварий на коммунально-энергетических сетях (КЭС) составляла 117 чел. Расчистка подъездных путей обеспечивалась б формированиями.

Таким образом, полученные нами данные, отражающие объем возможных разрушений модельной ситуации 7-балльного землетрясения в г.Кизилюрте, позволили определить количество и состав сил и средств, необходимых для формирования аварийно-спасательных групп по его ликвидации, что дает возможность с максимальной оперативностью и эффективностью проводить аварийно-спасательные операции в случае возникновения подобной ЧС природного характера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шойгу С.К., Воробьев Ю.Л., Владимиров В.А.. Катастрофы и государство. – М.: Энергоатомиздат, 1997.
2. Гриценко В.С. Безопасность жизнедеятельности: Учебное пособие. /Московский государственный университет экономики, статистики и информатики. – М.: 2004. – 244 с.

АНАЛИЗ ОПЫТА ЛИКВИДАЦИИ ПОСЛЕДСТВИЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В НЕФТЕГОРСКЕ 1995 ГОДА

Магомаева Э.В.

Дагестанский государственный технический университет

Нефтегорское землетрясение 1995 г. на острове Сахалин относится к числу наиболее разрушительных в России в двадцатом столетии.

Оно повлекло за собой гибель 1841 человека и исчезновение с лица Земли целиком населенного пункта - пос. Нефтегорска. В результате землетрясения рухнуло 17 панельных 5-этажных 80-квартирных домов, здания и сооружения социально-бытового и культурного назначения [1].

Беда пришла к жителям поселка ночью, 27 мая по московскому времени в 17 час. 03 мин. (местное время – плюс 8 часов).

В оперативную службу МЧС первичная информация поступила от Минобороны России в 17.46 (обработка объективных показаний средств регистрации землетрясений в соответствующих учреждениях Минобороны России занимает 30-40 мин.). В 17.51 о факте землетрясения доложили оперативные дежурные Дальневосточного регионального центра по делам гражданской обороны, чрезвычайным ситуациям и ликвидации последствий стихийных бедствий (ДВРЦ) и штаба по делам гражданской обороны и чрезвычайным ситуациям (ГОЧС) Сахалинской области. Связь с Нефтегорском была прервана в результате землетрясения и оказалась невозможным оперативное получение данных о масштабах стихийного бедствия, что явилось причиной задержки в развертывании аварийно-спасательных работ в зоне возникшей чрезвычайной ситуации.

Только к 19ч. 25мин. из разрозненных данных, полученных оперативной службой МЧС России по всем имеющимся в ее распоряжении каналам, удалось уяснить всю серьезность сложившейся обстановки.

Началась активная работа по подготовке всех подразделений Министерства к ликвидации последствий землетрясения: оценка обстановки и ее уточнение, расчеты и прогноз ожидаемых последствий стихийного бедствия, выработка предложений для принятия решения Министерством на ликвидацию последствий землетрясения.

Нельзя считать нормальным, что активные аварийно-спасательные работы начались в Нефтегорске практически только через 17 часов после основного толчка, что обусловлено, увеличило число жертв. Основная причина этого – неточное определение координат точек с наибольшей силой ударов стихии, а, следовательно, и неточные предварительные оценки специалистов о возможных воздействиях землетрясения на населенные пункты северной части Сахалина.

В Сахалинской области в 1980 году построена и принятая в эксплуатацию территориальная система оповещения населения. Но из-за отсутствия предварительных прогнозов землетрясения, внезапности и скоротечности развития событий территориальная система оповещения не действовала.

Аварийно-спасательные работы в Нефтеюганске начались сразу же после землетрясения. Их вели жители поселка, оставшиеся в живых, а так же жители соседних поселков, пробывшие на помощь. Однако эффективность этих работ была низкой. Это было обусловлено отсутствием опыта в проведении таких работ, в их организации, недостаточным количеством технических средств.

В организационном порядке аварийно-спасательные работы в Нефтеюганске начались в 12 часов 28 мая с прибытием Оперативной группы Дальневосточного регионального центра МЧС России. Позже к ним присоединились пребывающие спасатели Центроспаса МЧС России.

Принимаемые МВК решительные меры в этом направлении позволили за сутки 28-29 мая увеличить группировку сил более чем в 4 раза, а количество техники – в 2 раза.

Для проведения спасательных работ было привлечено 190 ед. техники.

В проведении аварийно-спасательных работ силами местных организаций, жителей поселка и спасателей ДВРЦ под руководством региональной оперативной группы Дальневосточного регионального центра можно выделить два этапа:

первый этап – спасение людей силами и средствами МЧС России, других министерств и ведомств, местных организаций и жителей под руководством оперативной группы МЧС России;

второй этап – постепенная передача функций управления спасательными работами от МЧС России местной администрации, вывод группировки сил МЧС России, начало работ по рекультивации территории.

Анализируя организацию и ход аварийно-спасательных работ в очаге поражения, необходимо отменить особую значимость начального и первого этапа работ, так как именно в это время возможно спасение людей, оставшихся в живых. В данном же случае из-за несвоевременного получения органами управления информации о масштабах бедствия активные поисково-спасательные работы начались со значительным опозданием.

Деблокирование пострадавших осуществлялось способом частичной разборки завала сверху или в направлении обнаруженного пострадавшего.

Важным элементом проведения работ было обеспечение сохранения устойчивости элементов завала и недопустимости их смещения относительно друг друга.

Наращивание сил и средств в районе бедствия, координация их действительности оперативной группой МЧС России, способствовали интенсификации и повышению эффективности поисково-спасательных работ. Если 28 мая из завалов удалось извлечь всего 150 пострадавших, то уже на следующий день в 1,3 раза больше, а еще через сутки – вдвое больше этой цифры, причем свыше половины – живыми. К сожалению, в дальнейшем фактор времени работал против спасателей, и уже после 4 июня из руин извлекались только погибшие. Всего из завалов было извлечено 2247 человек (в том числе 308 детей) из них:

- живых 406 человек, в том числе 40 детей;
- погибших 1841 человек, в том числе 268 детей.

Уроки и выводы Нефтеюганского землетрясения:

-главный итог ликвидации последствий разрушительного землетрясения состоит в том, что благодаря оперативным действиям МЧС России, непосредственному руководству аварийно - спасательными работами оперативной

группой Министерства, умелым, слаженным и скоординированным действиям профессиональных спасателей и других, привлекаемых к работам сил, удалось спасти свыше 400 человек; однако нельзя считать нормальным, что активные поисково-спасательные работы начались в районе бедствия только через 17 часов после основного толчка, что, вне всякого сомнения, увеличило число жертв. Опыт ликвидации чрезвычайной ситуации показал, что аварийно-спасательные работы наиболее эффективны в первые трое суток;

-трагические последствия землетрясения во многом обусловлены недостаточным вниманием к комплексному решению таких взаимосвязанных сложных научно-технических и организационных проблем, как микросейсмическое районирование сейсмоопасных территорий, оценка уровня сейсмического риска, обеспечение необходимой сейсмостойкости зданий и сооружений, создание комплексной системы геофизических наблюдений для среднесрочного и краткосрочного прогноза землетрясений;

-уровень оснащения спасательных подразделений в определенной степени отстает от мирового. Недостаточным является обеспечение современными средствами проведения аварийно-спасательных работ, предметами экипировки спасателей, техническими средствами оповещения, связи и информации, модульными комплектами медицинского снаряжения и автономного жизнеобеспечения.

Сейсмически опасными регионами России считаются Дальний Восток, Прибайкалье, Северный Кавказ. В этих регионах возможно возникновение землетрясений с интенсивностью более 9 баллов по шкале Рихтера [2].

Анализ опыта спасательных работ при землетрясениях показывает, что разборка завалов и извлечение пострадавших стихийно начинается сразу после разрушения зданий силами местного населения. В основном эти действия завершаются извлечением пострадавших, расположенных на поверхности или на небольшой глубине от поверхности завалов. Поэтому, началом спасательных работ считается время прибытия в очаг поражения специальных спасательных подразделений.

Спасательные работы продолжаются от нескольких часов до 5-10 суток и больше, в зависимости от характера и объемов разрушений, климатических условий и других факторов [3]. Наибольшая эффективность работ спасательных подразделений достигается в течение первых 2-3 суток, когда более 50% пострадавших, оказавшихся в завалах, могут остаться живыми [4].

Спасательные работы целесообразно выполнять силами спасательных отрядов численностью 15-35 человек. Структурно такой отряд может состоять из спасательных звеньев по 4-12 человек, которые при спасении пострадавших обычно действуют самостоятельно.

В ходе спасательных операций последних лет, связанных с разборкой завалов, спасателями применялись самые разнообразные технические средства, которые условно можно разделить на две группы:

- тяжелые механизмы (бульдозеры, тягачи, экскаваторы, подъемные краны и т.д.);
- ручной инструмент (механизированный инструмент, гидро-, электро-, пневмо-приводной инструмент, шанцевый инструмент).

Причем применение первых оказывается не эффективным из-за недостаточной мобильности, а ручной инструмент больше приспособлен для облегчения разборки завалов и спасения пострадавших.

Статистика травм и ранений, полученных пострадавшими, показывает, что независимо от степени повреждения зданий, основную угрозу для людей представляют обломки строительных конструкций. При этом не погибшие пострадавшие часто оказываются заблокированными в завале. Этим обуславливается то, что основной объем спа-

сательных работ заключается в разборке завала и извлечении живых пострадавших из-под обломков (деблокированию пострадавших).

Опыт выполнения спасательных работ при ликвидации последствий землетрясений вскрыл целый ряд недостатков в вопросах организации и технологии ведения АСДНР:

- развертывание основных сил спасательных формирований в ряде случаев происходил через сутки и более после землетрясения;
- командиры спасательных подразделений не имели точных данных о масштабах, характере и количестве завалов, возможном количестве и состоянии пострадавших в завалах;
- привлечение сил и средств для ликвидации последствий землетрясения осуществлялись в ряде случаев без предварительного расчета численности, структуры, номенклатуры формирований и их оснащения, а исходя из их наличия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Положение о войсках Гражданской обороны РФ
2. Правила разработки и оформления документов в органах управления по делам ГО и ЧС, соединениях и частях гражданской обороны. Новогорск, АГЗ МЧС России, 1999.
3. Защита населения и территорий в ЧС. ГУП «Облиздат» г. Калуга 2001.
4. Временная методика прогнозирования параметров и процессов выполнения АСР при ликвидации чрезвычайных ситуаций связанных с разрушением зданий. – М.: ВНИИ ГОЧС, 1998.

АНАЛИЗ ПОСЛЕДСТВИЙ СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 ГОДА

Магомаева Э.В.

Дагестанский государственный технический университет

Спитакское землетрясение 1988 года по количеству жертв и масштабам причиненного ущерба носит исключительно тяжелый, катастрофический характер. Чрезвычайная ситуация, вызванная произошедшим в 10 часов 41 мин. (время московское) 7 декабря 1988 года мощным Спитакским землетрясением, охватила обширную область на северо-западе Армении(1). Нормальные условия жизнедеятельности населения были нарушены примерно на 40% территории республики. В зоне бедствия оказалось 965 тыс. человек, проживавших в Ленинакане, Спитаке, Кировакане, Степановане и в 365 сельских населенных пунктах. Под обломками зданий и сооружений погибло около 25 тыс. человек, пострадало 550 тыс. человек. Медицинская помощь была оказана почти 17 тыс. человек, из них были госпитализированы около 12 тыс. человек.

Второй по численности населения город Армении Ленинакан (232 тыс. жителей) был разрушен почти на 80 % , город Спитак (18,5 тыс. жителей) полностью стерт с лица земли. Серьезно пострадали города Кировакан и Степанаван. Всего в Армении пострадало 194 населенных пункта, полностью разрушено 60.

Степень разрушения городов, оказавшихся в зоне землетрясения, во многом была обусловлена тем, что их градостроительные системы оказались неспособными противостоять разрушительным ударам стихии. Ошибки в проектировании, просчеты в формировании градостроительных структур, низкое качество строительства, недостаточная защищенность и эксплуатационная надежность систем жизнеобеспечения городов привели к тому, что живучесть селитебной и производительной застройки городов в условиях воздействия сильных землетрясений оказалось существенно сниженной. Мероприятия по инженерной подготовке и инженерной защите территорий городов, направленные на снижение возможного ущерба и обеспечение устойчивого функционирования населенных пунктов в экстремальных условиях, в том числе и по линии гражданской обороны, в полном объеме не проводились, а их эффективность в реаль-

ных условиях оказалась низкой. Это не могло не привести к трагическим последствиям. Особенно показательны эти последствия для Ленинакана.

Ленинакан оказался в 10-балльной зоне землетрясения, что привело к его сильно-му разрушению. Под руинами погибли почти 10 тыс. жителей, получили ранения 4,43 тыс. человек, остались без крова 180 тыс. пострадавших, различную степень поврежде-ний получили 120 объектов экономики и инфраструктуры.

Серьезно пострадал жилой фонд города. Подлежало сносу 70 % жилищного государственного фонда и 18,7 % частных домов. Особенно пострадала высотная постройка города, полностью было разрушено 90 % двенадцатиэтажных и девятиэтажных, 10 % пятиэтажных зданий.

В Спитаке селитебная и промышленная постройки практически были полностью разрушены. Под руинами погибли около 50 % его жителей (9732 человека), ранено 1280 человек, остались без крова 8,7 тыс. жителей. Из 433 жилых домов полностью было разрушено 274, остальные, хотя и под-лежали восстановлению, но имели сильные повреждения.

Кировакан – третий по значению и численности населения город Армении оказался в 9-балльной зоне землетрясения. В нем особенно пострадала задняя часть, расположенная на склоне долины реки Памбак. В результате землетрясения погибло 240 и ранено 1090 человек, остались без крова 8,5 тыс. жи-телей, что составило 50 % общей численности населения города. Из 7162 жилых домов полностью было разрушено 195, подлежало восстановлению и ремонту 2138.

Степанаван подвергся воздействию 9-балльного землетрясения и получил сильные разрушения, погибли 48 человек, 256 получили ранения. Остались без крова 16 тыс. жителей, что составило почти 80 % от общей численности населения города. Практически весь жилищный фонд был выведен из строя, полностью разрушены 778 жилых зданий, остальные получили различной степени повреждения.

Сельские районы в зоне сильного землетрясения оказались в крайне тяжелом положении.

Наибольшие потери и объемы разрушений характерны для Спитакского, Степанаванского, Аху-рянского, Амасийского, Гукасянского, Гугаркского, Апаранского и Арагацкого сельских районов. В этих районах в общей сложности погибли 4443 человека, были ранены 4829 человек, остались без крова 87280 человек, было разрушено и повреждено около 37 тыс. жилых домов.

Таким образом, анализ последствий Спитакского землетрясения свидетельствует, что в его ре-зультате в Армении сложилась чрезвычайная крупномасштабная ситуация. Наиболее характерными чер-тами этой ситуации являлись: массовые жертвы среди населения; большое число пострадавших, утра-тивших трудоспособность, средства к существованию и кровь; тотальное потрясение исторически сло-жившегося образа жизни в масштабах целого региона республики; расстройство важнейших систем жиз-необеспечения населения в городах и сельских районах; потеря управления местными органами власти во всех сферах жизнедеятельности.

Процесс ликвидации последствий Спитакского землетрясения разделяется на несколько стадий:

начальная стадия ликвидации последствий землетрясения была связана с принятием экстрен-ных мер - в этот период главная цель принимаемых мер состояла в том, чтобы в кратчайшие сроки за-действовать механизм чрезвычайного управления в республике и организовать оперативное реагирова-ние на сам факт землетрясения и его катастрофические последствия. Содействие местным органам в ор-ганизации аварийно-спасательных работ и локализации зоны бедствия собственными силами, а также информирование вышестоящих органов управления и населения;

стадия организации управления процессом ликвидации последствий землетрясения означала переход к чрезвычайному управлению не только в зоне бедствия, но и в республике в целом. Землетря-сение вызвало многочисленные, зачастую тотальные разрушения, вывело из строя всю систему обществен-ного и хозяйственного управления в обширной зоне бедствия. Погибли многие руководители и спе-циалисты, отвечавшие за те или иные сферы жизнедеятельности населения, а оставшиеся в живых утра-тили управление в силу психологического стресса. Города, районные центры и сельские населенные пункты остались без связи. Поэтому главная цель в этот период состояла в том, чтобы овладеть ситуаци-ей, запустить механизм чрезвычайного управления, спланировать проведение крупномасштабной спаса-тельной операции. Главные задачи на этой стадии состояли в том, чтобы на основе сбора и обобщения данных и детальной оценки обстановки в пострадавших городах и районах разработать и срочно принять обоснованные решения, уточнить план ликвидации последствий землетрясения, определить необходи-мые потребности в силах, средствах и ресурсах для проведения всего комплекса работ в зоне бедствия, организовать четкое взаимодействие всех привлекаемых органов управления и сил;

стадия спасения и жизнеобеспечения пострадавших была основной и определяющей для все-го комплекса работ по ликвидации последствий землетрясения. В этот период главная цель всех прини-маемых мер состояла в том, чтобы уменьшить число жертв, прийти на помощь тем, кто оказался живым под руинами зданий и сооружений, облегчить страдания тем, кто нуждался в помощи и поддержке. Важ-нейшей задачей было развертывание в кратчайшие сроки широкомасштабных аварийно-спасательных работ на всех объектах зоны бедствия, оказание помощи пострадавшим, поддержание их жизнеспособ-ности в экстремальных условиях постигшей катастрофы.

Аварийно-спасательные работы при ликвидации последствий Спитакского землетрясения по размаху проводимых мероприятий не имеют себе равных. Начальный период аварийно-спасательных работ соответствовал по времени стадии принятия экстренных мер. Он характеризовался спонтанным ведением работ, отсутствием единого координационного центра по организации и управлению работами. Аварийно-спасательные работы проводились, в основном, собственными силами пострадавшего населения, в основе действий – самоспасение и взаимопомощь. Объектами работ, как правило, служили места

проживания или работы самих пострадавших, их родственников и близких. Технические средства использовались из числа тех, что оказывались под рукой. Основной период аварийно-спасательных работ охватывал не только стадию организации управления процессом ликвидации последствий землетрясения, но и большую часть стадии спасения и жизнеобеспечения населения. Главные усилия в этот период были направлены, прежде всего, на расширение фонда аварийно-спасательных работ, наращивание сил и средств в очагах поражения.

Ощущался определенный недостаток аварийно-спасательных сил и технических средств для того, чтобы охватить все пострадавшие объекты. Маневр силами и средствами с объекта на объект был, как правило, затруднен и связан с неизбежными потерями времени и темпа работ.

Существенно осложняло ведение аварийно-спасательных работ отсутствие необходимой информации о самих объектах, возможных местонахождениях людей. Работы велись на удачу и часто в слепую.

Завершающий период аварийно-спасательных работ характеризовался их максимальной интенсивностью. Особое внимание уделялось усилению темпа проведения аварийно-восстановительных мероприятий. Были приняты необходимые меры по всестороннему обеспечению работ и жизнеобеспечению пострадавшего населения. Осуществлялось обрушение зданий, где аварийно-спасательные работы были закончены. Итак, подведем итоги землетрясения в Спитаке (1988г.): по масштабам социально-экономических последствий и их пространственному распространению Спитакское землетрясение не имеет себе равных в новейшей истории Кавказского региона. Стало наглядно видно, что процесс преодоления катастрофической ситуации подобного масштаба является чрезвычайно сложным и многоплановым, требующим, в зависимости от масштабов прогнозируемых бедствий, серьезной заблаговременной подготовки; анализ причин катастрофических последствий землетрясения, состояния городов, систем их жизнеобеспечения, учет прямого ущерба показывает, что во многом эти последствия обусловлены субъективными факторами – ошибками в проектировании, просчетами в формировании градостроительных структур, низким качеством строительства, недостаточной защищенностью и эксплуатационной надежностью систем жизнеобеспечения городов, ошибочностью прогноза, слабой подготовкой руководящего состава к действиям в чрезвычайных ситуациях и другими; при ликвидации последствий землетрясения, привлечение сил и средств осуществлялось без предварительных расчетов численности, номенклатуры и оснащения формирований, а исходя из их наличия и возможностей по их привлечению; практические рекомендации и опыт проведения аварийно-спасательных и аварийно организаций чрезвычайного управления и выполнении комплекса мероприятий по ликвидации последствий землетрясения, несомненно, представляют интерес для органов управления, осуществляющих координацию и взаимодействие аварийно-спасательных служб, для совершенствования подготовки сил и органов управления, входящих в единую государственную систему предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Положение о войсках Гражданской обороны РФ.

ОЦЕНКА ПОСЛЕДСТВИЙ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ г. МАХАЧКАЛЫ

*Магомедов Х.Д., Батырбиеев Т.Б., Нигметов Г.М.
Дагестанский филиал Геофизической службы РАН, ГУ «Центр ГО и ЧС»,
Всероссийский НИИ по проблемам ГО ЧС МЧС России.*

Одним из наиболее актуальных глобальных проблем человечества в современных условиях являются природные и техногенные катастрофы.

К числу наиболее опасных стихийных бедствий относятся землетрясения. Для мира в целом ущерб от землетрясений превышает ущерб от всех остальных природных катастроф вместе взятых.

К сожалению, в настоящее время уровень развития науки не позволяет полностью решить проблему краткосрочного и оперативного прогноза землетрясений, хотя

работы в этом направлении ведутся. Возможность краткосрочного прогноза позволила бы свести к нулю человеческие жертвы.

Дагестан является одним из уникальных субъектов Российской Федерации. Республика занимает площадь 50,3 тыс.кв. км, численность населения составляет 2150 тыс. человек, в том числе городского – 870 тыс. человек. Особенностью региона является наличие горных, предгорных низменных районов и морского побережья.

Географическое положение, геологическое строение, инженерно-хозяйственная деятельность в республике обуславливает развитие на ее территории практически всех видов стихийных явлений, наибольшую опасность из которых представляют землетрясения.

Дагестан является одним из самых сейсмоопасных регионов России. По степени сейсмического риска, определенного по результатам экспертной оценки сейсмической опасности и сейсмического риска, Дагестан занимает 4-ю позицию среди 29 сейсмоопасных субъектов РФ, после Краснодарского края, Камчатской и Сахалинской областей, а по сейсмической активности республика занимает вторую позицию после Камчатки.

По данным исторических каталогов и Дагестанской сети сейсмологических наблюдений, на территории Дагестана, начиная с 915 года, произошло более 70000 землетрясений.

В зоне особого сейсмического риска в Дагестане находятся города: Махачкала, Буйнакск, Хасавюрт, Кизилурт, Каспийск, Избербаш, Дагестанские Огни и Дербент.

Хотя площадь 9-ти балльных сотрясений в республике составляет 12% от общей площади, но проживает на этой территории около 50% населения.

Наиболее уязвимыми являются жилые дома старой застройки (до 1972 г.), а также объекты образования, здравоохранения, культуры, спорта и жизнеобеспечения, относящиеся к категории повышенной ответственности.

В рамках целевой программы «Сейсмобезопасность Республики Дагестан», путем выборочного экспресс обследования и составления карточек-паспортов была оценена дефицит сейсмостойкости, риск для жизни, риск для жизни и здоровья и возможный материальный ущерб при землетрясении по 790 объектам застройки, существующим на территории республики.

По результатам обследования 220 школ выявлено:

67 школ имеет дефицит сейсмостойкости - 3 и более балла, 101 школа - 2 балла; 49 школ — 1 балл; 1 школа - 0 баллов.

При этом риску для жизни подвергаются 45650 человек.

Риску для жизни и здоровья - 85300 человек.

Возможный материальный ущерб от землетрясений составляет 800 млн. рублей в ценах 2001 года.

Из 410 обследованных многоэтажных жилых домов старой массовой застройки дефицит сейсмостойкости 3 балла имеют 2 дома; 2 балла - 234 дома, 1 балл - 174 дома.

При этом риску для жизни подвержены 1660 человек, для жизни и здоровья - 3730 человек.

Сейсмический риск с каждым годом не уменьшается, а растет в прямой связи с увеличением населения, износом существующей настройки, хозяйственным освоением сейсмоактивных территорий и воздействием человека на литосферную оболочку Земли, т.е. строительством крупных гидротехнических сооружений, добычей полезных ископаемых.

Известно, что с построением Чиркейской ГЭС во многом возросла сейсмическая активность этой зоны. По нашим расчетам при прорыве плотины Чиркейской ГЭС в зону катастрофического заполнения попадают 1650 кв. км, площади с 68 тыс. проживающим там населением, в том числе и г. Кизилурта.

При этом прямой экономический ущерб прогнозируется в пределах 27 млрд. рублей. Полный экономический ущерб, с учетом косвенного ущерба может превысить 32 млрд. рублей.

Повышает сейсмический риск неправильная планировка городов, их застройка с нарушением генпланов, строительство зданий и сооружений рядом с магистральными нефте- и газопроводами, наружная проводка газовых труб в населенных пунктах, наличие большого количества бензозаправочных станций вблизи жилых кварталов городов.

В республике не отвечает требованиям сейсмической безопасности целый ряд очистных сооружений, нефтехранилищ, химически опасных объектов с хлором и аммиаком, разрушение которых может вызвать сброс, в том числе: и в Каспийском море, токсичных отходов, ядов и других вредных веществ.

Большая часть Дагестана является горной, с большой опасностью развития при сильных землетрясениях вторичных процессов: оползней, обвалов, селевых потоков. Данным явлениям подвержены 28 районов и 4 города.

Задача населения и территории для нас, в этих условиях, является最难的, решить.

Одним из способов такой защиты, на мой взгляд, является прогнозирование сценариев развития ситуации в конкретном населенном пункте при реализации сейсмического события того или иного класса. Расчеты возможных последствий при землетрясении можно сделать с помощью географической информационной системы, создание которой было предусмотрено. Оперативный прогноз обстановки в зоне реализации сейсмического события способствуют своевременному принятию оптимальных решений на проведение спасательных операций, не дожидаясь результатов разведки из зон бедствия. Это позволяет своевременно начать спасательные работы, следовательно, снизить количество погибших до 50%.

В методике расчета определения потерь населения и объемов разрушений применяется вероятностный подход.

Это обусловлено тем, что условия, в которых могут оказаться люди, носят ярко выраженный случайный характер. Кроме того, даже при воздействии одинаковых сейсмических нагрузок на однотипные здания, будет существовать некоторая вероятность их разрушения.

Основу предлагаемого программного средства составляют наращиваемые массивы баз данных о структуре и характере застройки, численности и плотности населения, цифровые тематические карты и таблицы, карты разломов земной коры и т.д. В целом программные средства для оценки последствий разрушительных землетрясений включают операционную среду и программы для расчета последствий землетрясений.

Структура программы для оценки последствий сильных землетрясений представлена на рис. 1. (Слайд 2).

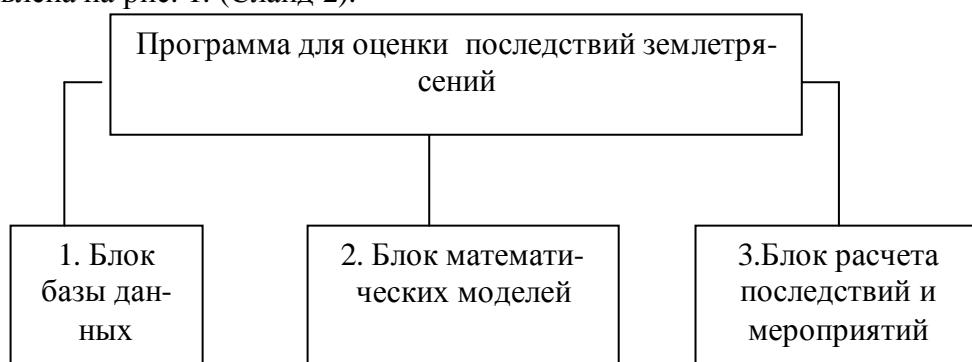


Рис. 1. Структура программы для оценки последствий сильных землетрясений

Первая группа массивов включает цифровые топографические данные, точность и полнота которых соответствует российским стандартам, карты разломов и инженерно-геологических условий.

Вторая группа предназначена для описания уровня сейсмической опасности территорий.

Третья группа информации позволяет описать различные объекты сейсмического воздействия (объекты риска). Это население, существующие здания и сооружения, инфраструктура.

Структура блока данных представлена на рис. 2.

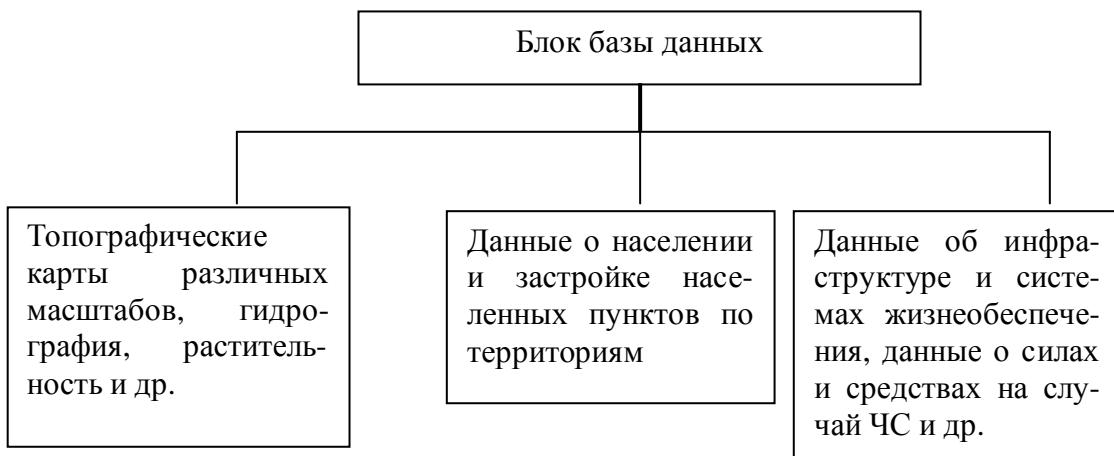


Рис. 2. Структура блока базы данных программы

Блок математических моделей представляют собой модели сейсмических и вторичных воздействий, математические (вероятностные) законы разрушения зданий и сооружений, законы (модели) поражения людей, оптимизационные модели реагирования.

С помощью данной программы возможно проведение расчетов последствий для региона в целом, города, другого населенного пункта. При этом рассчитывается доля экономического ущерба и социальный ущерб. Наиболее важной информацией, существенно влияющей на точность оценки последствий разрушительных землетрясений, является характеристика зданий и численность людей в населенных пунктах. Исходная информация унифицируется, реструктурируется и размещается в таблицах баз данных.

Нами был разработан такой массив данных для г. Махачкалы, с минимальной погрешностью значений характеристик зданий, сооружений и населения, обобщенный вид которого представлен таблице 1. (Слайд 3).

Таблица 1

Город	Население	Доля зданий определенного типа (от общего числа)					
		A	Б	В	C7	C8	C9
Махачкала	430	-	0,03	0,1	0,63	0,13	0,11

Результаты расчета даны в таблице 2. (Слайды 4-9).

Таблица 2.

Сентябрь 5, 2007	Результаты
Наименование	Значение
ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ	
РЕГИОН	Дагестан, Махачкала
Дата	08.09.2006
Долгота	47.497119
Широта	42.981762
Интенсивность	8.03
РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА	
Общие потери чел.	60880 - 136660
Безвозвратные потери чел.	19570 - 41980

Санитарные потери чел.	41310 - 94680
в т.ч. кр. тяж. чел.	6420 - 24210
тяжелые чел.	7660 - 25450
легкие чел.	27230 - 45020
Доля зданий получивших повреждения	0.95635
в т.ч. легкие	0.18169
умеренные	0.24115
тяжелые	0.22006
разрушения	0.17535
обвалы	0.1381
Количество пожаров ед.	190 - 410
Количество аварий на КЭС ед.	1130 - 2460
Относительный материальный ущерб	0.44
Спасательные механизир. группы чел.	7420 - 21410
Звенья ручной разборки завалов чел.	24750 - 71380
Санитарные дружины чел.	3130 - 7560
Медицинская помощь чел.	3250 - 10900
в т.ч. врачей чел.	1090 - 3930
Пожарные чел.	2270 - 4920
Аварийно-технические команды чел.	2950 - 6400
Обеспечение общественного порядка чел.	2990 - 8300
Общая численность личн. состава чел.	45760 - 126940
Тяжелая инженерная техника ед.	970 - 2790
Автосамосвалы ед.	650 - 1860
Пожарные автомобили ед.	760 - 1640
Компрес. станции ед.	320 - 930
Передвижные электростанции ед.	360 - 1040
Комплекты малой механизации ед.	1770 - 5100

Для сравнения результатов расчета можно сопоставить фактические показатели, какого ни будь сильного землетрясения и расчетные. В качестве примера было взято Нефтеюганское землетрясение 1995 г. и произведен расчет с помощью данной программы. Результаты расчета приведены в таблице 3. (Слайд 10).

Таблица 3.

Характеристики	Показатели		Отношение реальных показателей к фактическим
	Расчетные	Фактические	
Население, чел.		3197	
Общие потери, чел.	2707	2760	1,02
Безвозвратные, чел.	1588	1958	1,23
Санитарные, чел.	1119	802	0,72
Доля зданий, получивших повреждения 4,5 степени	0,94	0,95	1,01

Анализ таблицы 3 показывает, что максимальные отклонения фактических данных от расчетных значений не превышают 30%, т.е. данная программа расчета последствий землетрясений достаточно эффективна.

При расчете последствий на региональном уровне можно получить общую картину последствий с количеством и названиями населенных пунктов со степенью разрушения. На основе этих данных решается задача по эффективному распределению сил и средств среди населенных пунктов пострадавшей территории, вопросы гуманитарной помощи и т.д.

Литература

- Рагозин А.Л. Основные положения методики оценки риска от землетрясений и других процессов. Сейсмический риск и сейсмическое микрорайонирование. - Иркутск, 1994 г.
- Снижение рисков чрезвычайных ситуаций // Информационный бюллетень МЧС России № 3-4, 2001.

3. Шахраманьян М.А, Ларионов В.И., Нигметов Г.М. и др. Комплексная оценка риска от чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера // Безопасность жизнедеятельности. - М.: Новые технологии, 2001. - № 12.
4. Шахраманьян М.А. Новые информационные технологии в задачах обеспечения национальной безопасности России. - М., 2003 г.

Труды Института геологии ДНЦ РАН
Выпуск № 56

**МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ
КАТАСТРОФ**

к 40-летию Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года.

Материалы научно-практической конференции
(15-17 июня 2010 г.)

Сборник набран, сверстан и отредактирован на компьютерной базе Гис-центра
Института геологии ДНЦ РАН.

Дизайн - В.И. Черкашин. Верстка - С.А. Мамаев, Р.А. Магомедов, Ж.Г. Ибаев
Набор – Н.А. Давудова, З.И. Хазимова, А.Ш. Гусейнова, Н.М. Магомедова

ISSN 978-5-91446-002-7

На первой обложке показана фотография горы Плабаку (3998 м.), откуда берет начало р. Кази-Кумухское Койсу. (Фото А.Р. Юсупова, С.А. Мамаева).

