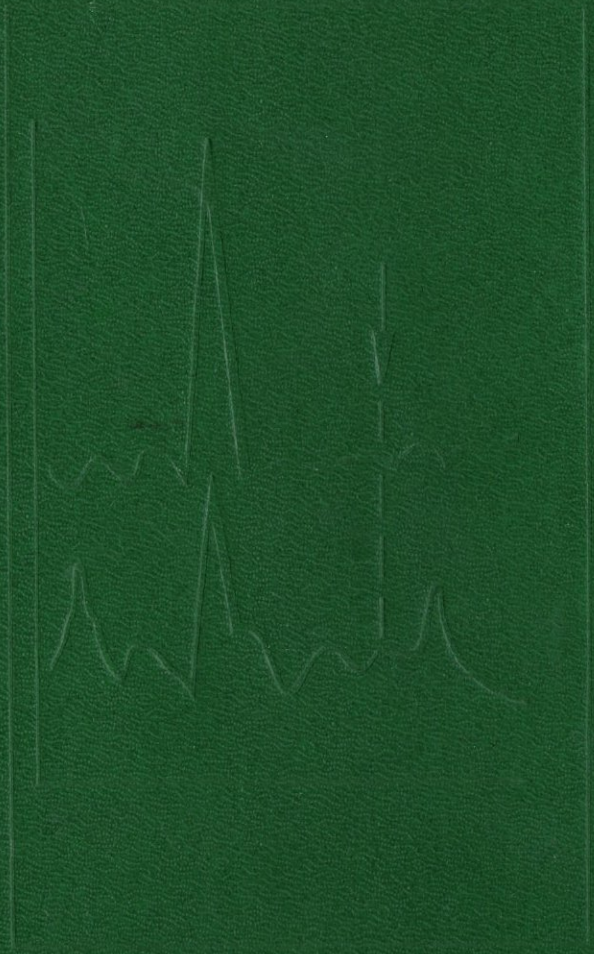
Гидрогеохимические предвестники землетрясений



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
им. В. И. ВЕРНАДСКОГО

Гидрогеохимические предвестники землетрясений

4340

Ответственный редактор
кандидат химических наук
Г. М. ВАРШАЛ

МОСКВА
«НАУКА»
1985

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР

Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В книге рассмотрены вопросы формирования гидрогеохимических аномалий перед землетрясением, вопросы организации наблюдений за геохимическими предвестниками, вопросы методического характера, автоматизации аппаратуры, методов обработки результатов, обсуждены гидрогеохимические исследования на прогностических полигонах в региональном плане.

Рецензенты:

И. Г. Киссин, В. Ф. Писаренко, Н. И. Хитаров

Г $\frac{1904020000\text{-}106}{042(02)\text{-}85}$ 122-85-I

© Издательство «Наука», 1985 г.

Раздел I

ВОПРОСЫ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В ПЕРИОД, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ

УДК 550.4

В. Л. Барсуков, Г. М. Варшал, А. В. Гаранин, Н. С. Замокина

ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Гидрогеохимические методы прогноза землетрясений основаны на появлении аномалий в химическом составе подземных вод в период, предшествующий землетрясениям. Формирование геохимических аномалий контролируется физическими процессами подготовки землетрясений, а именно развитием процесса трещинообразования с ростом тектонических напряжений. С позиций современных моделей подготовки землетрясений — дилатантно-диффузной (ДД) [30] и лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) [14, 27, 28] — для формирования гидрогеохимического предвестника имеют значения вторая и третья стадии процесса — неупругое увеличение объема пород и диффузия воды в дилатантную зону, постулируемые в гипотезе ДД; стадия лавинного взаимодействия трещин и последующего образования эшелона разрывов, рассмотренные в модели ЛНТ. Обе модели позволяют понять физические основы возникновения геохимических аномалий, в качестве которых рассматриваются такие изменения химических показателей или концентрации отдельных компонентов в подземных водах, которые не менее чем в три раза превышают вариации фоновых значений этих величин.

В основе рассматриваемого механизма возникновения аномалий в составе подземных вод в период, предшествующий землетрясениям, лежит представление о том, что в действующую водонапорную систему поступают за сравнительно короткое время в форме компактных зон воды иного состава, которые без существенного смешения с водами данного водоносного горизонта с током фазы-носителя подаются на поверхность. Эти воды отличного состава формируются в зоне подготовки землетрясений в процессе развития трещинообразования с ростом тектонических напряжений вследствие трех причин: смешения вод ранее изолированных водоносных горизонтов, усиления подтока глубинных флюидов, поступления в водоносный горизонт отжатых из пород поровых растворов, газов и паров [1]. Последний фактор вносит, по-видимому, существенный вклад в формирование гидрогеохимических аномалий. И это было подтверждено результатами крупномасштабного модельного эксперимента, проведенного ГЕОХИ АН

СССР совместно с ИФЗ АН СССР и другими институтами, в котором изучали процесс отделения от пород паров воды, ртути, гелия и радона при механических нагрузках. При нагружении образца базальта вплоть до разрушения из него выделилось 0,2 % от общего содержания воды и 0,003 % от общего содержания ртути в породе [7]. Обе физические модели подготовки землетрясений, по-разному объясняя процессы развития трещинообразования, в целом позволяют обосновать возможность появления гидрогеохимических и гидрогеодинамических аномалий. Однако с позиций гипотезы ДД трудно объяснить следующие стадии процесса формирования гидрогеохимического предвестника, а именно объединение масс поровых растворов и газовых смесей и их транспорт в форме компактных зон в действующий водоносный горизонт. В этой связи преимущества модели ЛНТ очевидны, так как слияние трещин на второй стадии подготовки землетрясения неизбежно должно приводить к слиянию поровых растворов, а последующее образование сравнительно небольшого числа трещин с длиной разрыва порядка первых километров [14] обеспечивает возможность сравнительно быстрого поступления в действующий водоносный горизонт масс отделенных от пород растворов и вод других, ранее изолированных водоносных горизонтов. Внедрение вод другого состава — процесс кратковременный, и соответственно проявление геохимических аномалий должно быть кратковременным.

Такие представления о механизме формирования геохимических предвестников позволяют выдвинуть ряд требований к выбору точек наблюдений и методологии режимных наблюдений [1, 2]. Для наблюдений за вариациями химического состава подземных вод наиболее удобны самоизливающие скважины, расположенные в зонах глубинных разломов. В целях локализации таких зон весьма полезна опережающая гелиевая съемка [3, 23]. Ввиду краткой длительности гидрогеохимических предвестников определение компонентов—предвестников в водах должно производиться не реже, чем один раз в сутки, и на исследовательском этапе включать широкий набор компонентов в целях выбора оптимальной группы предвестников для регионов с конкретными геологическими и гидрогеологическими условиями. Что касается информативности скважин, то она может быть выявлена лишь сопоставлением вариаций химического состава вод с конкретной сейсмической ситуацией в точках наблюдения. Одним из способов оптимизировать выбор скважины, по-видимому, является сейсмическое просвечивание с использованием взрывов, при которых изучается кратковременное изменение химического состава вод как последствие взрыва. Обнадеживающие результаты в этом направлении получены в экспериментах Института сейсмологии АН КазССР на Алма-Атинском полигоне.

При исследовании возможности гидрогеохимического метода в предсказании места, времени и силы землетрясения одним из главных вопросов является вопрос о дальнодействии предвестников и, таким образом, о количественной характеристике сейсмического режима в точках наблюдения. В качестве такой обобщающей характеристики сейсмической ситуации в наших работах рекомендована сумма максимальных амплитуд продольных и поперечных сейсмических волн: величина $A_p + A_s$ [1, 2]. Зная энергетический класс землетрясения (K) и расстояние от эпицентра до точки наблюдения за гидрогеохимическими предвестниками, можно легко, пользуясь номограммами Т. Г. Раутиан, определить величину

$A_p + A_s$ и ретроспективно проследить корреляцию между сейсмическим режимом в точке наблюдения и вариациями химического состава подземных вод.

Впервые проявление геохимических аномалий, связанное с процессом подготовки землетрясений, было открыто в СССР на примере радона при анализе материалов Ташкентского землетрясения 1966 г. [15, 16, 19]. Эту дату надо считать началом работ по гидрогеохимическим предвестникам в Узбекистане и вообще началом систематических исследований по этому разделу науки. В 1970—1972 гг. исследования были начаты в Казахстане, Таджикистане, Дагестане, в 1973—1974 гг. на Курильских островах, в Армении и Туркмении, в 1976 г. в Киргизии и Байкальской рифтовой зоне, 1978— 1979 гг. в Азербайджане и Грузии, в 1980 г. в Молдавии. В период с 1977 по 1980 гг. в целях создания методологических основ гидрогеохимического метода прогноза землетрясений на территории Таджикской, Армянской и Киргизской ССР были организованы три научно-исследовательские станции ГЕОХИ АН СССР.

Для работ, проводимых в сейсмоопасных районах СССР, характерен широкий комплексный подход изучения гидрогеохимических предвестников [1, 2, 11, 16]. Изучается большой круг показателей и компонентов химического состава подземных вод. Среди них общие физико-химические показатели (температура, суммарная соленость, *pH, Eh,* мутность), вариации концентраций растворенных макрокомпонентов минерального состава подземных вод: Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, HCO_3^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, растворенный сероводород в различных его формах, кремнекислота и ее сосуществующие формы.

Из растворенных микрокомпонентов показательны фторид- и иодид-ионы, бор (III), ртуть, уран и др.

Одной из перспективных групп предвестников являются газообразные компоненты подземных вод, в том числе газы радиогенной природы — гелий [3, 10, 23], аргон и радон [10, 11, 15, 16, 19, 22, 24, 25, 26], и обычные газовые компоненты N_2, H_2, CO_2, CH_4, H_2S [1, 2, 11, 16, 22]. Особенно показательными являются отношения концентраций газов, в частности гелий-аргоновое отношение [13].

В качестве пятой группы гидрогеохимических предвестников землетрясений рассматриваются вариации изотопных отношений $^3He/^4He$, $^{13}C/^{12}C$ в CO_2 и CH_4 подземных вод; $^4He/^{40}Ar$; $^{40}Ar/^{36}Ar$; $^{34}S/^{32}S$; D/H и др. [8—10, 16, 17]. Особенно показательно соотношение изотопов гелия, поскольку в глубинном флюидном потоке существенно увеличивается содержание ^3He, характерное для первичного гелия [10, 23].

К настоящему времени созданы и в значительной мере унифицированы методы режимных наблюдений, выбран рациональный комплекс аналитических приборов для лабораторного и полевого анализа, разрабатываются и внедряются автоматические системы для регистрации гидрогеохимических предвестников. Для режимных наблюдений за общими физико-химическими показателями на полигонах СССР широко используются автоматические станции контроля качества вод «Наяда» (Kovo, ЧССР), которые регистрируют в автоматическом режиме температуру, *pH, Eh,* мутность, электропроводность, *p*Cl и ряд других параметров.

Для определения главных компонентов минерального состава подземных вод нами разработан и внедрен в качестве унифицированного на прогности-

ческих полигонах СССР комплекс микротитриметрических [20], фотометрических [4] и ионометрических методов [5], обеспечивающих высокую воспроизводимость и правильность анализа. Относительное стандартное отклонение (S_r) при определении главных компонентов минерального состава, фторидов, сульфидов и различных форм кремнекислоты от 0,003 до 0,03.

Автоматизация режимных наблюдений за химическим составом подземных вод оптимальным образом осуществляется на основе применения ионоселективных электродов. Эти методы разрабатываются в совместных работах ГЕОХИ АН СССР и Исследовательской группы по технической аналитической химии Венгерской Академии наук [5]. Для раздельного определения сульфид- и галогенид-ионов в подземных водах предложен полуавтоматический хромато-ионометрический метод, предусматривающий разделение на сефадексах с последующей регистрацией сульфид-, хлорид-, бромид- и иодид-ионов с помощью сульфид-серебряного электрода. Применение этого же электрода в проточных и проточно-инъекционных аналитических системах позволило регистрировать с низким пределом обнаружения (10^{-5}—10^{-6} M) суммарный эффект изменения концентраций микрокомпонентов, в частности иодид- и сульфид-ионов, на фоне потоков растворов хлорида натрия с концентрацией 10^{-2}—10^{-1} M [5, 6]. По-видимому, мембранный потенциал сульфид-серебряного электрода или любого другого электрода на основе серебра и его соединений отражает изменение концентраций сульфид- и галогенид-ионов. Методы ионометрии широко используются на Душанбинском и Алма-Атинском полигонах для определения фторид- и сульфид-ионов [6], а также для определения ионов щелочных металлов.

Для определения микрокомпонентов при режимных наблюдениях за составом подземных вод в целях прогноза землетрясений на полигонах СССР используют следующие методы. Ртуть определяют после ее концентрирования на золотом сорбенте методом атомной абсорбции с помощью недисперсионного ртутного фотометра конструкции ГЕОХИ [18]. На Ташкентском полигоне для этих целей используют нейтронно-активационный метод. Для определения общей концентрации урана используют люминесцентные методы, а для определения изотопного отношения $^{234}U/^{238}U$ методы альфаспектрометрии [11, 16, 21]. Радий-226 определяют эманационным методом по радону-222 [11, 16].

Анализ вод на содержание газов обычно проводят после разделения фаз. Для этих целей предложены газоотделители различных оригинальных конструкций (ГЕОХИ АН СССР, ВНИИЯГГ МГ СССР, Институт геологии Дагфилиала АН СССР, Институт сейсмологии АН УзбССР, ИЗК СО АН СССР и др.). Для анализа трех- пятикомпонентных смесей газов используют методы газовой хроматографии. Автоматические системы для режимных наблюдений за составом газов подземных вод разработаны на основе промышленных хроматографов ХП-499 и ЛХ-72.

Для регистрации гелия в дискретном и автоматическом режиме используется диффузионный магниторазрядный газоанализатор «ИНГЕМ-1» [1—3, 23].

Для режимных наблюдений за содержанием радона в водах в советских и зарубежных исследованиях по гидрогеохимическим предвестникам используют альфа-радиометры различных конструкций [11, 16, 21, 22,

24—26] и пленочные нитроцеллюлозные материалы [24]. Перспективен метод, предусматривающий экстракцию радона из вод толуолом и последующее использование жидкостных сцинтилляционных счетчиков [29]. Автоматические установки для непрерывной регистрации радона разработаны в Лаборатории ядерных реакций ОИЯИ (г. Дубна). Эти установки используются для режимных наблюдений на Прикопетдагском полигоне. В Институте сейсмологии АН УзбССР разработана и внедрена на полигонах Узбекистана автоматическая система непрерывной регистрации радона «САНЕРР».

Наиболее перспективный путь организации режимных наблюдений в целях прогноза землетрясений — это создание комплексных автоматических систем. Как первый этап в решении этой проблемы в ГЕОХИ АН СССР создана установка «Прогноз-1», в которую введены газоотделитель, диффузионный магниторазрядный газоанализатор» «ИНГЕМ-1», альфарадиометр, недисперсионный атомно-абсорбционный фотометр, термистер и другие блоки. Установка эксплуатируется на Фрунзенском и Алма-Атинском полигонах [12].

Изотопные параметры подземных вод наблюдают методами масс-спектрометрии [8—10, 16, 17, 21].

Благодаря использованию такого комплекса методов для определения широкого круга компонентов подземных вод к настоящему моменту накоплен обширный материал, позволяющий выявить главные черты механизма проявления гидрогеохимических аномалий в период, предшествующий землетрясениям и оценить прогностические свойства отдельных групп предвестников. Рассмотрим связь вариаций химического состава вод самоизливающих скважин с сейсмическим режимом районов на примере данных, полученных нами при многолетних режимных наблюдениях на Душанбинском и Иссык-Кульском полигонах. Воды самоизливающих скважин различались как по суммарному солесодержанию — слабосоленые (Явроз, Долинка), соленые (Файзабад, Джойни-Куда-Пойон) и сильносоленые (Лучоб, Орджоникидзеабад, Хирманак), так и по химическому типу — хлоридно-натриевые (Явроз, Файзабад, Лучоб, Долинка), сульфатно-кальциево-магниевые (Джойни-Куда-Пойон), сульфатно-хлоридно-натриевые (Хирманак). В табл. 1 приведены данные по химическому составу изученных подземных вод, а в табл. 2 — вариации фоновых концентраций минеральных и газовых компонентов: $V = \frac{S_\Phi}{X_\Phi} \cdot 100\ \%$, где S_Φ — среднее квадратичное отклонение, а X_Φ — среднее значение фоновых концентраций, рассчитанное из многолетних данных. В круглых скобках указано число аномалий ($C > X_\Phi + 3S_\Phi$ и $C < X_\Phi - 3S_\Phi$) за период наблюдений около 9 месяцев. Статистическая обработка данных режимных наблюдений проводилась на ЭВМ «Мир-2» и ЕС-1010. Можно видеть, что четко выделяются две различные группы гидрогеохимических предвестников.

Первая группа — главные минеральные компоненты вод (ионы натрия, кальция, бикарбонат- и сульфат-ионы и др.), содержание которых в сейсмически спокойный период отличается высокой стабильностью: вариации фоновых концентраций не превышают 2—7 %. В период, предшествующий землетрясениям, за 1—10 дней возможен резкий всплеск концентраций. Этот эффект наблюдается, как правило, в течение 1—3 дней и наиболее ярко проявляется в тех случаях, когда объект наблюдений расположен

Таблица 1

Химический состав вод самоизливающих скважин Душанбинского и Иссык-Кульского прогностических полигонов (средние многолетние значения, мг-экв/л)

Месторождение	Номер скважины	pH	Концентрация катионов, мг-экв/л			
			Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
Явроз	2-К	7,73	17,40	0,23	11,60	0,44
Файзабад	12-Ф	7,72	41,50	0,62	14,85	1,26
Джойни—Куда-Пойн	162	6,83	6,92	0,17	34,20	14,90
Хирманак	2-Х	7,97	(185,62)		21,03	6,13
Лучоб	3-Л	6,30	365,0	2,78	106,30	53,80
Орджоникидзе-абад	1—О	6,80	299,7	3,38	335,40	125,2
			Иссык-Кульский полигон			
Долинка			41,49	0,13	3,63	—

Таблица 2

Вариации фоновых концентраций минеральных и газовых компонентов $V = \frac{S_\Phi}{\overline{X}_\Phi} \cdot 100\%$ **и число проб вод с аномальной концентрацией компонентов** ($C > \overline{X}_\Phi + 3\,S_\Phi$ **или** $C < \overline{X}_\Phi - 3\,S_\Phi$), **выявленное за период с 17 января по 30 сентября 1977 г.**

Месторождение	pH	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	Cl	H_2S	He
Явроз	3 (2)*	7	6	2 (5)	44 (2)	8 (4)	2 (3)	15 (3)	29
Файзабад	2	3	8	4 (1)	33 (1)	2 (8)	4 (1)	21 (1)	19
Джойни—Куда-Пойон	1,5 (2)	7 (4)	14	2 (6)	6 (7)	3 (6)	7 (3)	21 (4)	39
Хирманак	3	—	—	3 (1)	11 (3)	4 (1)	7	37 (2)	—
Лучоб	2 (4)	4	6	3 (1)	7 (2)	1 (9)	6 (3)	23	41
Орджоникидзе-абад	6	5	7	2	14	3	6	29	33

* Число аномальных значений.

вблизи эпицентра готовящегося события (до 50 км). В этом случае минеральные компоненты могут быть предвестниками землетрясений даже невысокого энергетического класса вплоть до К 9. Информативность предвестника зависит от химического типа вод, геологических условий и характера готовящегося землетрясения. Данные режимных наблюдений за содержанием гидрокарбонат-иона в термальных водах месторождения Душанбинского полигона, полученные в ГЕОХИ АН СССР совместно с ТИССС АН ТаджССР, приведены на рис. 1. Местному коровому земле-

Сумма катионов, мг-экв/л	Концентрация анионов, мг-экв/л				Сумма анионов, мг-экв/л	Концентрация H_2S, ммоль/л
	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}		
29,67	Сл.	0,75	27,30	2,05	30,10	0,27
58,23	То же	1,02	61,80	Н. о.	62,82	0,48
56,19	»	5,21	4,48	41,20	50,89	0,38
(212,78)	0,17	2,21	76,00	134,40	212,78	0,04
528,58	Сл.	15,80	513,30	63,70	592,80	39,88
764,18	То же	2,96	763,10	23,90	789,96	3,06
			Иссык-Кульский полигон			
45,03	0,14	1,55	28,66	16,47	46,87	—

трясению 21 июля 1977 г. силой 4—5 баллов* с эпицентром в 10—15 км восточнее г. Душанбе предшествовал резкий всплеск концентрации гидрокарбонат-иона в водах скважин Явроз, Джойни-Куда-Пойон, Орджоникидзеабад, расположенных в радиусе не более 50 км друг от друга и от эпицентра, за 6—10 дней до события. В зависимости от характера готовящегося сейсмического события, глубины скважины и типа вод реакция вод может быть различной. Наряду с всплеском концентраций гидрокарбонат-иона в термальных водах перед местным коровым землетрясением 21 июня 1977 г. (рис. 1) наблюдали всплеск концентраций ионов кальция, генетически связанных с гидрокарбонат-ионами (скважина Джойни-Куда-Пойон, рис. 2). Перед глубокофокусным землетрясением 26 июля 1977 г. концентрация гидрокарбонат-иона и ионов кальция оставалась стабильной, но отмечен всплеск концентрации сероводорода (рис. 2) и ионов хлора и натрия в воде скважины Орджоникидзеабад (рис. 3). Хорошие реакции вод месторождений, расположенных вблизи эпицентральных зон готовящихся сейсмических событий, иллюстрируются данными режимных наблюдений за содержанием макрокомпонентов в слабосоленой воде скважины Долинка (Иссык-Кульский полигон), проведенных летом 1979 г. ГЕОХИ АН СССР совместно с ИС АН КиргССР (рис. 4). При общем стабильном фоне 21 июля наблюдался резкий всплеск ионов кальция, хлорид- и сульфат-ионов, а 27 июля произошло местное коровое землетрясение 9-го класса с эпицентром в селе Долинка. Интересно отметить, что весьма кратковременный всплеск концентраций в этом случае может быть неоднократным: достаточно резкий суточный ход концентраций макрокомпонентов был отмечен также 18—19 июля, т. е. за 8—9 дней до сейсмического события. Все эти данные позволяют предположить, что минеральные компоненты вод могут оказаться предвестниками места готовящегося события. В эпицентральных зонах всегда наблюдали предвестниковые вариации концентраций макрокомпонентов и общих показателей вод, даже если сейсмические события были достаточно невысокого энергетического класса К 7—9.

* Здесь и далее сила землетрясений в баллах дана по шкале Ч. Рихтера.

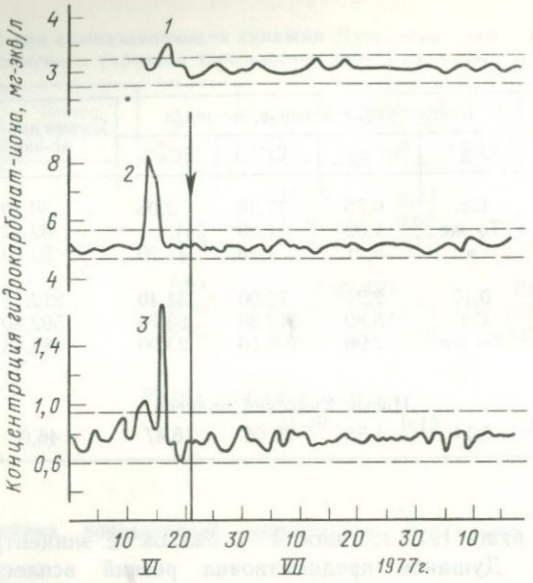


Рис. 1. Вариации концентраций гидрокарбонат-иона в термальных водах месторождений Душанбинского полигона в июне—июле 1977 г.

1 — Орджоникидзеабад; *2* — Джойни-Куда-Пойон; *3* — Явроз. Стрелкой обозначена дата местного корового землетрясения с эпицентром 10—15 км восточнее г. Душанбе; пунктирными линиями обозначен доверительный интервал среднего значения фоновых концентраций $\overline{X}_ф \pm 3S_ф$

Примером этого могут быть результаты режимных наблюдений за составом вод скважин Файзабад 3 и Файзабад 4 весной и летом 1981 г. В период с 15 апреля по 1 июня 1981 г. в этом районе произошло 10 землетрясений с К 7—9. Этим событиям соответствовала нестабильность в составе вод по главным макрокомпонентам, общим показателям и минеральным микрокомпонентам. Вообще данные наблюдений показывают, что по характеру проявления аномалий к макрокомпонентам близки общие физико-химические показатели вод, например *pH*, а также минеральные микрокомпоненты: фториды, ртуть и др. Проявление этих аномалий может носить импульсный характер, причем для температуры и *pH* аномалии могут быть как положительными, так и отрицательными.

В отличие от минеральных макрокомпонентов аномалии общих показателей и микрокомпонентов могут проявляться серией пиков или иметь бухтообразный вид. В 1979 г. такую серию пиков наблюдали для значений *pH* в скважинах Явроз горячий и Явроз холодный перед серией глубокофокусных и мелкофокусных землетрясений с максимальной амплитудой горизонтальных и вертикальных колебаний в районе Явроза: $A_p + A_s$ от 100 до 400. Султанабадскому землетрясению 17 декабря 1980 г. в районе Душанбе силой в 6—7 баллов предшествовала серия пиков фторид-ионов, которую наблюдали с начала декабря 1980 г. (рис. 5, *1*). Особенно показательным в плане предвестниковых свойств оказалось отношение концентрации хлорид- и фторид-ионов (рис. 5, *3*). До и после серии Султана-

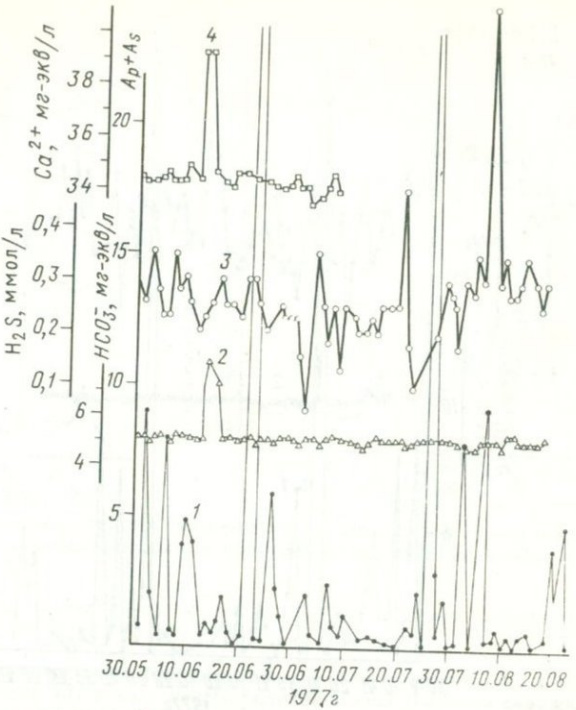


Рис. 2. Вариации концентраций компонентов минерального состава вод месторождения Джойни-Куда-Пойон в связи с вариациями сейсмологических полей в июне—июле 1977 г.

1 — сумма максимальных амплитуд продольных и поперечных сейсмических волн: A_p+A_s; *2* — концентрация гидрокарбонат-ионов, мг-экв/л; *3* — концентрация сероводорода, ммоль/л; *4* — концентрация ионов кальция, мг-экв/л

бадских землетрясений фоновые концентрации фторид- и хлорид-ионов были исключительно стабильны.

Предвестниковые аномалии ртути в серии Султанабадских и Назарбекских землетрясений 1980—1981 гг. наблюдали Ю. И. Стахеев и А. Н. Султанходжаев. На основе этих наблюдений Ю. И. Стахеев выполнил прогноз за 19 ч одного из Султанабадских землетрясений 29 сентября 1981 г., ощущавшегося в Душанбе силой в 3 балла. Резкие всплески концентраций ртути проявлялись дважды: за 29 и 19 ч до землетрясения; в последнем случае концентрация ртути в почвенном газе выросла в 90 раз. С этими данными коррелируются данные по закономерностям выделения ртути из пород в процессе их нагружения в модельных экспериментах: на кривой нагружения имеется два импульсных максимума, причем первый соответствует незначительным нагрузкам, а второй — главный — проявляется непосредственно перед разрушением пород [7].

Ко второй группе предвестников следует отнести газообразные и легколетучие компоненты вод: гелий, аргон, радон, углекислоту, сероводород, метан, а также в определенной сейсмической ситуации ртуть. Как видно

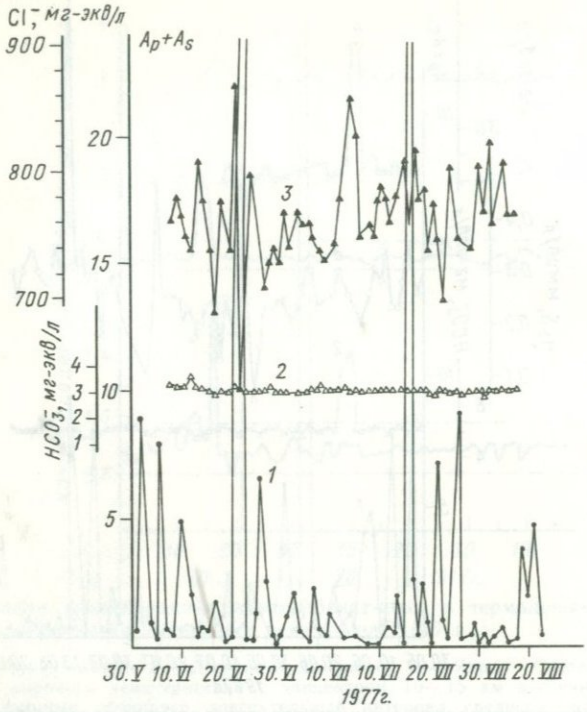


Рис. 3. Вариации концентраций компонентов минерального состава вод месторождения Орджоникидзеабад в связи с вариациями сейсмологических полей в июне—июле 1977 г.

1 — сумма максимальных амплитуд продольных и поперечных волн: A_p+A_s; *2* — концентрация гидрокарбонат-ионов, мг-экв/л; *3* — концентрация хлорид-ионов, мг-экв/л

из табл. 2, для них характерны существенные вариации фоновых концентраций и поведение их во времени носит пульсационный характер. Наиболее надежно подготовка землетрясений фиксируется аномалиями в содержании гелия. Максимумы гелия опережают максимумы сейсмичности, оцениваемой в величинах A_p+A_s, на 4—5 дней; максимум сейсмичности приходится на спад концентрации гелия. Наблюдения за вариациями в концентрации гелия позволяют выделить зону подготовки землетрясений в радиусе до 300 км и более. Эти положения иллюстрируются данными по вариациям концентраций гелия в воде скважины Явроз летом и осенью 1978 г. (рис. 6). Полученные после математической обработки колоколообразные аномалии в концентрации гелия с полной очевидностью предваряют сильные землетрясения, имевшие место в регионе за это время: Ошское 8 октября 1978 г., Афганское 24 октября 1978 г. и Алайское 2 ноября 1978 г. Данные, полученные к настоящему времени, свидетельствуют о том, что сила готовящегося землетрясения пропорциональна величине и длительности фиксации аномально высоких концентраций гелия в подземных водах, что создает принципиальную возможность разработки алгоритма предсказания времени и силы землетрясения с опережением прогноза на 1—3 дня [1, 2]. С исполь-

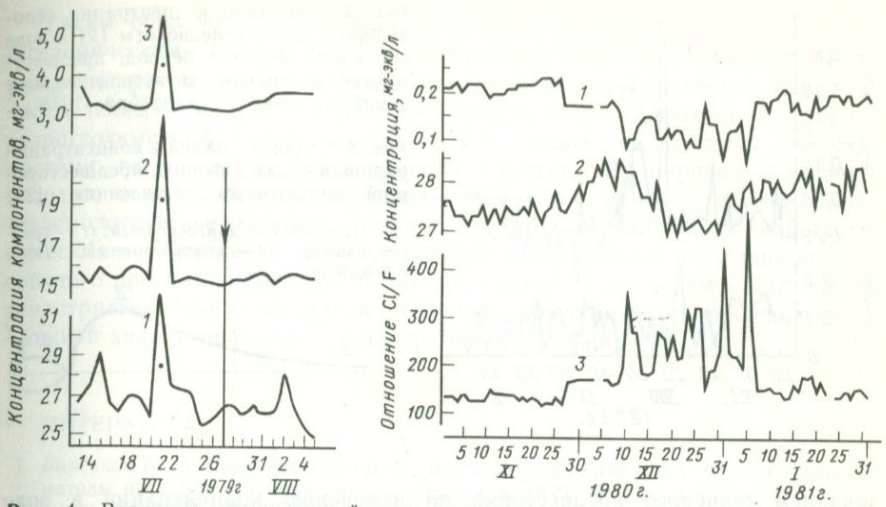


Рис. 4. Вариации концентраций минеральных компонентов в термальной воде скважины Долинка (Прииссыккульский полигон) перед местным коровым землетрясением 27 июля 1979 г.

1 — концентрация хлорид-ионов, мг-экв/л; *2* — концентрация сульфат-ионов, мг-экв/л; *3* — концентрация ионов кальция, мг-экв/л

Рис. 5. Вариация концентраций фторид-ионов (*1*), хлорид-ионов (*2*), а также отношение их концентраций (*3*) в воде месторождения Явроз (горячая скважина) перед серией Султанабадских землетрясений в декабре 1980 — январе 1981 г.

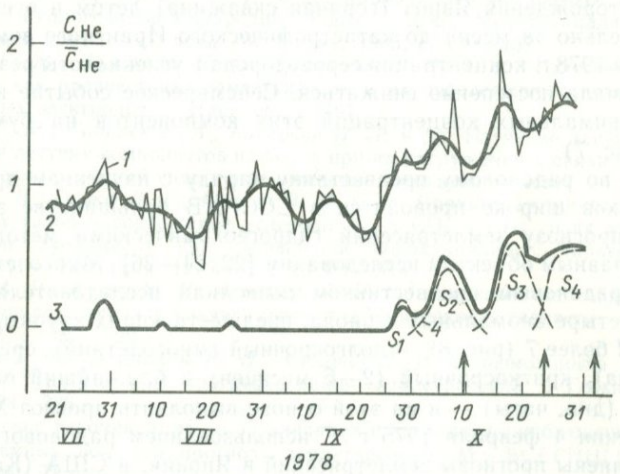


Рис. 6. Экспериментальные данные по вариациям гелия на месторождения Явроз в период, предшествующий Ошскому 8 октября 1978 г., Афганскому 24 октября 1978 г. и Алайскому 2 ноября 1978 г. землетрясениям. Данные использованы при разработке алгоритма прогноза землетрясений

1 — концентрации гелия, отнесенные к среднему значению; *2* — то же, осредненное по формуле Спенсера; *3* — вариации гелия с исключенным фоном; *4* — «купола» для оценки силы и времени землетрясения; S_1, S_2, S_3, S_4 — площади «колоколов», равные соответственно 0,37; 1,73; 2,25; 3,11. Формула оценки силы землетрясения $I_\delta = 2\sqrt{S}$

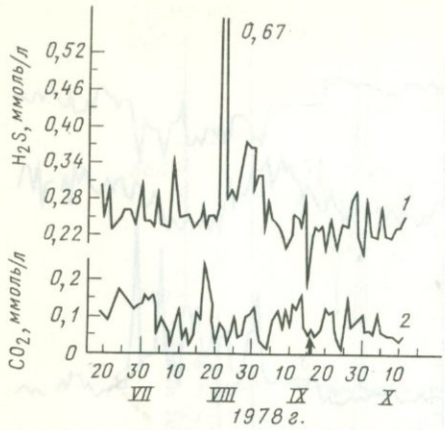
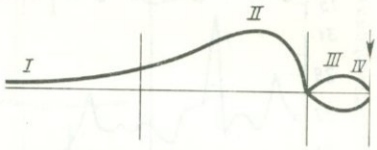


Рис. 7. Вариации концентрации сероводорода (*1*) и углекислоты (*2*) в воде скважины Явроз в период, предшествующий Иранскому катастрофическому землетрясению 16 сентября 1978 г.

Рис. 8. Схема аномалий в концентрации радона в водах в период, предшествующий сильным землетрясениям [25]

Прозноз: *I* — долгосрочный; *II* — среднесрочный; *III* — краткосрочный; *IV* — ближайший



зованием гелиевого предвестника по изменению концентрации в воде скважины Явроз 6 ноября 1979 г. был дан прогноз на событие в ближайшие 3—4 дня в радиусе до 300 км от точки наблюдения. Землетрясение с M 4 произошло 9 ноября 1979 г.; расстояние эпицентра от точки наблюдения было порядка 150 км. Ряд удачных примеров прогноза в СССР по комплексу гидрогеохимических предвестников приведен в работе [16]. Как можно видеть, характерной чертой предвестников этой группы является их большое дальнодействие (реакция на событие в радиусе до 300 км и более). Интересно в этой связи изменение концентрации сероводорода и углекислоты в воде месторождения Явроз (горячая скважина) летом и осенью 1978 г. Приблизительно за месяц до катастрофического Иранского землетрясения 16 сентября 1978 г. концентрация сероводорода и углекислоты резко выросла, а затем начала постепенно снижаться. Сейсмическое событие имело место вблизи минимальных концентраций этих компонентов на бухтообразной кривой (рис. 7).

Работы по радоновому предвестнику наряду с изучением других групп предвестников широко проводятся в СССР. В большинстве зарубежных работ по прогнозу землетрясений гидрогеохимическими методами радон является главным объектом исследования [22, 24—26]. Многолетние наблюдения за радоновым предвестником позволили исследователям из КНР выделить четыре аномальных периода, предшествующих крупным землетрясениям с M более 7 (рис. 8) — долгосрочный (многолетний), среднесрочный (около года), краткосрочный (2—6 месяцев) и ближайший перед землетрясением (дни, часы) — и на этой основе выполнить прогноз Хайченского землетрясения 4 февраля 1975 г. С использованием радонового предвестника выполнены прогнозы землетрясений в Японии, в США (Калифорнии) и ряде других стран [22, 26]. Анализируя 91 случай проявления радоновых аномалий, зарегистрированных в период, предшествующий землетрясениям в различных тектонических районах мира, Е. Хауксон [26] показал, что дальнодействие радона как предвестника (реакция на событие, готовящееся в зоне до 100—500 км) является общей закономерностью. Причем время предвестника, длительность и величина аномалий зависят от магнитуды и эпицентрального расстояния.

Таким образом, связь вариаций химического состава подземных вод с сейсмическими полями очевидна. Различные типы термальных вод месторождений, расположенных в различных сейсмоактивных регионах, обладают определенным набором компонентов—предвестников. Характер проявления гидрогеохимических аномалий связан с природой предвестника и особенностями готовящегося сейсмического события. В широком комплексе методов, используемых в настоящее время для прогноза землетрясений (сейсмологические, гидрогеодинамические и др. методы), роль гидрогеохимических методов представляется наиболее эффективной на стадии краткосрочного прогноза. Именно эти методы, наряду с прогнозом места и силы землетрясения, могут оказаться более информативными при решении самой сложной задачи прогноза — времени землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—337.
2. *Барсуков В. Л., Варшал Г. М., Гаранин А. В., Серебренников В. С.* Гидрогеохимические предвестники землетрясений. — Доклад на Междунар. симпоз. по прогнозированию землетрясений: Препринты. ЮНЕСКО, Париж, 2—6 апреля 1979 г., SC-79 / Conf. 801, Col. 16, p. 1—19.
3. *Бородзич Э. В., Еремеев А. И., Яницкий И. Н.* Предварительные результаты исследования вариаций поля гелия в сейсмоактивных зонах. — Геохимия, 1979, № 3, с. 372—377.
4. *Варшал Г. М., Драчева Л. В., Замокина Н. С.* О формах кремнекислоты и методах их определения в природных водах. — В кн.: Химический анализ морских осадков. М.: Наука, 1980, с. 156—167.
5. *Варшал Г. М., Пунгор Э., Тот К.* и др. Хромато-ионометрическое определение сульфидов и галогенидов в природных водах. — В кн.: Методы анализа объектов окружающей среды: Тез. докл. М.: Наука, 1983, с. 136—137.
6. *Варшал Г. М., Замокина Н. С., Тимакова Е. П.* и др. Галогенид- и сульфид-ионы как предвестники землетрясений и их определение с помощью ионоселективных электродов. — Наст. сб., с. 197.
7. *Варшал Г. М., Соболев Г. А., Барсуков В. Л.* и др. Изучение закономерностей выделения летучих компонентов из пород при их нагружении в связи с проблемой прогноза землетрясений гидрогеохимическими методами. — Наст. сб., с. 49.
8. *Войтов Г. И., Осика Д. Г., Карпов В. П.* и др. Вариации химического состава природных газов и содержание углерода ^{13}S в CO_2 и CH_4 газах минеральных источников Зурамакент при заполнении водохранилища Чиркейской ГЭС (Дагестан). — Геохимия, 1979, № 3, с. 381—383.
9. *Кравцов А. И., Кучер М. И., Фридман А. И.* Об изменении изотопного состава углерода природных газов в зависимости от сейсмической активности. — Геохимия, 1979, № 3, с. 387—390.
10. *Мамырин Б. А., Толстихин И. Н., Хабарин Л. В.* О возможности применения отношения $^3He/^4He$ при прогнозировании землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 384—386.
11. Методические рекомендации по организации и проведению наблюдений за режимом подземных вод для прогноза землетрясений. М.: ВСЕГИНГЕО Мингео СССР, 1980. 94 с.
12. *Могилевский А. Н., Славный В. А., Субочев А. И.* и др. Автоматическая установка для регистрации геохимических предвестников землетрясений. — Наст. сб., с. 157.
13. *Сардаров С. С.* О поисках газовых предвестников землетрясений. — Тр. Ин-та геологии Даг. ФАН СССР, 1978, № 2 (17), с. 132—143.
14. *Соболев Г. А.* Физические процессы подготовки землетрясений. Эксперимент и теория. — В кн.: Докл. на Междунар. симпоз. по прогнозированию землетрясений: Препринты ЮНЕСКО, Париж, 2—6 апреля 1979, SC—79 / Conf. 801, Col. 7, p. 1—55.

15. *Султанходжаев А. Н., Тыминский В. Г., Трофимова И. Б.* Об источнике радиогенных газов в сейсмоактивных районах (на примере Приташкентского артезианского бассейна). — Узб. геол. ж., 1973, № 4, с. 28—31.
16. *Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г.* Методические рекомендации к гидрогеосейсмологическим исследованиям. Ташкент: Фан, 1980. 51 с.
17. *Султанходжаев А. Н., Сидиков С., Чернов И. Г.* Наблюдения на геодинамических полигонах за вариацией изотопного состава аргона в газах термальных вод в связи с сейсмичностью. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 184.
18. *Стахеев Ю. И., Фатыхов А. Х.* Недисперсионный атомно-абсорбционный ртутный фотометр и методика определения содержаний ртути в природных водах. — Наст. сб., с. 183.
19. *Уломов В. И., Мавашев Б. З.* О предвестнике сильного тектонического землетрясения. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 2, с. 319—321.
20. Унифицированные методы анализа вод СССР. Вып. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 144 с.
21. *Чалов И. И., Тузова Т. В., Алехина В. М.* Изотопные параметры вод разломов земной коры в сейсмически активной зоне. Фрунзе: Илим, 1980. 105 с.
22. *Цай Цзухуан, Ши Хуасинь.* Гидрогеохимические предвестники землетрясений. Дичжи Чубаньше, 1980. 206 с. На кит. яз.
23. *Яницкий И. Н.* Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.
24. *Chi-U-King.* Radon emanation on San Andreas fault. — Nature, 1978, vol. 271, N 9, p. 516—579.
25. *Chang Wei, Lin-Yi-Ya.* Preliminary study on the application, of hydrogeochemistry of earthquake prediction. — In: Contrib. Pap. Intern. Symp. on earthquake prediction, UNESCO. Paris, 2—6 Apr., 1979, SC-79 / Conf. 801, Col. 14/111-8. P., 1979, p. 1—14.
26. *Hauksson E.* Radon content of groundwater as an earthquake precursor: Evaluation of world-wide data and physical basis. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B10, p. 9397—9411.
27. *Miachkin V. I., Sobolev G. A., Dolbilkina N. A.* et al. The study of variation in geophysical fields near focal zones of Kamchatka. — Tectonophysics, 1972, vol. 14, p. 287—293.
28. *Miachkin V. I., Brave W. F., Sobolev G. A., Dieterich J. H.* Two models for earthquake forerunners. — Pure and Appl. Geophys., 1975, vol. 113, N 1/2, p. 169—181.
29. *Murakami Y., Horiuchi K.* Simultaneous determination method of Radon-222 and Radon-220 by a toluene extraction-liquid scintillation counter. — J. Radioanal. Chem., 1979, vol. 52, N 2, p. 275—283.
30. *Nur A.* Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of t_s/t_p travel times. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1972, vol. 62, p. 1217.

УДК 550.344.098

Г. А. Соболев

ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ МОДЕЛИ ЛАВИННО-НЕУСТОЙЧИВОГО ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЯ

Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) основана на применении механики разрушения твердых тел к задачам сейсмологии [4]. Прошло уже 12 лет после того, как модель ЛНТ была предложена для объяснения предвестников землетрясений [13]. Практика ее использования за это время показала, что, с одной стороны, не всегда принимаются во внимание ограничения модели ЛНТ, с другой — игнорируются некоторые из основных положений данной модели.

Применительно к задаче разработки гидродинамических и гидрогеохимических способов прогноза землетрясений нам кажется целесообразным остановиться еще раз на основных чертах модели ЛНТ, подчеркнув те вопросы, которые требуют своего разрешения для возможности количественного описания предвестников. Прежде всего, модель ЛНТ была и остается качественной моделью (качественной теорией), применимой к широкому классу (масштабу) явлений, но требующей для конкретного приложения к очагам землетрясений дополнительного сбора экспериментальных количественных данных. Количественные соотношения между величиной, длительностью действия предвестников и параметрами землетрясений нельзя вывести только на основе самой модели. Нужен целенаправленный эксперимент. Для его постановки в лабораторных, шахтных условиях или в сейсмоактивных районах полезно критически проанализировать современное состояние следующих главных положений, лежащих в основе ЛНТ [4, 12].

1. Разрушение статистически однородных материалов вызывается увеличением числа и размеров трещинообразных дефектов. Здесь требует расшифровки термин «статистически однородный материал». Применительно к ЛНТ это означает, что распределение влияющих на прочность материала (горной породы) трещин и структурных особенностей одинаково на уровне средних характеристик во всем рассматриваемом объеме. Таким образом, может быть найден представительный элемент объема (очаговой зоны), развитие процесса трещинообразования в котором аналогично развитию процесса во всем объеме. Ясно отсюда, что если в районе будущего землетрясения имеется особенность, например незалеченный разлом с резко пониженными по отношению к окружающей среде прочностными свойствами, то модель ЛНТ нельзя применять ко всему району. Следует рассматривать в таком случае развитие процесса трещинообразования в зоне разлома, поскольку оно определит разрушение всего объема пород. Модель ЛНТ в таком случае вырождается в двумерный вариант.

На практике перед исследователем стоит, таким образом, вопрос выделения статистически однородного объема горных пород, к которому могут быть применены положения ЛНТ.

2. Дефекты могут развиваться во времени под действием приблизительно постоянных напряжений и скорость их образования увеличивается с ростом напряжений. Данное положение ЛНТ ограничивает ее применение областью длительно действующих (непредельных) нагрузок. Это ограничение

4340

не является, по-видимому, очень сильным, поскольку прямые и косвенные (по сбросу напряжений во время землетрясений) измерения дают величины дифференциальных напряжений в земле порядка сотен бар, что значительно ниже прочности горных пород при кратковременных нагрузках.

Развитие дефектов идет двумя путями: посредством образования новых и удлинения существующих. При этом общая деформация материала может быть представлена суммой трех величин

$$\varepsilon = \varepsilon_м + \varepsilon_{тр} = \varepsilon_м + \varepsilon_N + \varepsilon_L, \tag{1}$$

где $\varepsilon_м$ — деформация материала, рассматриваемого как сплошной, упругий; $\varepsilon_{тр}$ — деформация, вызванная перемещением берегов трещин, в том числе за счет увеличения их числа N и их размера L. При мало меняющейся во времени величине механических напряжений $\varepsilon_м$ может рассматриваться как постоянная величина, так что прирост деформации осуществляется исключительно за счет трещинообразования.

Закон увеличения числа трещин со временем количественно изучен для некоторых технических материалов [9], главным образом в условиях растяжения и для трещин одного и того же размера, т. е. без учета их удлинения. В таком случае он приложим к области первичной стадии ползучести, где число трещин пропорционально логарифму времени

$$N \propto \lg t. \tag{2}$$

Длина трещин в свою очередь возрастает при постоянном напряжении по довольно сложной зависимости, одна из форм которой найдена в [11]

$$L = (L_0^m + m\dot{L}_0 L_0^{n/2} t)^{1/m}, \tag{3}$$

где L_0 — длина трещины и $\dot{L}_0$ — скорость ее развития в начале квазистатического роста, $m = \frac{n-2}{2}$, n — постоянная, указывающая скорость развития коррозии под напряжением и имеющая значения $n = 12 \div 20$ [10]. Заметим, что уравнение (3) выведено для одиночной трещины. Таким образом, (2) и (3) приложимы к процессу деформирования материала при постоянных нагрузках на этапах, где количество трещин в единице объема не столь велико, чтобы учитывать их взаимодействие.

Комбинация увеличения числа и размеров трещин приводит, по-видимому, к хорошо известному закону изменения деформации со временем на стадиях первичной и вторичной ползучести [14]:

$$\varepsilon_{тр} = \varepsilon_N + \varepsilon_L = A\,(a \lg t + bt). \tag{4}$$

Входящие в (4) постоянные плохо определены, а для горных пород в условиях сжатия практически не изучены. К этому следует добавить, что небольшие вариации уровня напряжений могут существенно ускорить или замедлить процесс трещинообразования.

Установлено [9], что скорость трещинообразования экспоненциально зависит от уровня приложенных напряжений:

$$\dot{N} = \dot{N}_0 \exp(\alpha\sigma - \beta/kT), \tag{5}$$

где N_0, α, β — постоянные, k — постоянная Больцмана и T — температура. Скорость удлинения трещины также экспоненциально зависит от коэффи-

циента интенсивности напряжений [11] K:

$$L \propto K^n \approx e^K, \tag{6}$$

который пропорционален приложенному напряжению [1].

Приведенный весьма поверхностный анализ показывает, что для дальнейшего развития ЛНТ—модели даже на стадии докритического накопления трещин требуется установить закономерности увеличения числа и размеров их для разных горных пород и при различных термодинамических условиях.

3. Образование магистрального разрыва есть результат лавинообразного роста трещин, возникающего при определенной критической их плотности. Отметим, что термин «лавина» применен здесь как синоним механической неустойчивости. Это означает, что небольшое внешнее воздействие на среду, находящуюся в предлавинном состоянии (в состоянии неустойчивого равновесия), приводит к неуправляемому развитию процесса разрушения. При этом деформация в очаге разрушения ε_0 стремится к бесконечности по отношению к приращению деформации внешней среды $\varepsilon_{вн}$:

$$\varepsilon_0/\varepsilon_{вн} \to \infty. \tag{7}$$

Знание критической плотности трещин представляет, таким образом, значительный интерес для прогнозирования землетрясений, хотя ее достижение еще не определяет время образования магистрального разрыва (землетрясения); для прогноза времени нужно знать время протекания лавинной стадии процесса трещинообразования. Отметим, что в этом смысле существует огромная разница между прогнозированием разрушения инженерных материалов и землетрясений. В большинстве инженерных задач лавинообразная стадия разрушения протекает в считанные мгновения, что делает достаточным для прогноза разрушения определение момента наступления стадии неустойчивого равновесия. Этим, в частности, можно объяснить относительно небольшое внимание, которое уделялось исследованию лавинообразной стадии.

Масштабам земной коры (и с учетом неоднородности горных пород) свойственна, по-видимому, значительная длительность лавинообразной стадии, хотя прямых измерений в очаговых зонах не имеется. Интерпретация результатов наблюдений за предвестниками землетрясений различных классов в сопоставлении с лабораторными и шахтными наблюдениями позволяет предположить [3], что время развития стадии лавинно-неустойчивого трещинообразования t увеличивается с ростом энергии E, высвобождающейся при землетрясении. Однако, поскольку связь долгосрочных предвестников с лавинообразной стадией процесса подготовки землетрясения не доказана, следует с осторожностью относиться к полученной в [3] зависимости

$$\lg \Delta t = \delta \lg E - \xi, \tag{8}$$

где Δt — время предвестника, год; E — энергия землетрясения, Дж; $\delta = 0{,}48$; $\xi = 7$. Для проверки данной зависимости необходимы одновременные наблюдения в очаговой зоне за полем деформаций, напряжений и сейсмическим режимом. Для установления количественных соотношений важно также моделирование процесса разрушения при контролируемых условиях эксперимента.

Несмотря на то что знание критической плотности трещин не является достаточным условием для прогноза времени землетрясения, оно выступает в качестве необходимого условия развития процесса ЛНТ. Недавно было показано [2], что значение критической плотности трещин $G_{кр}$ имеет одно и то же значение для масштаба лабораторных экспериментов с различными материалами. Среднюю плотность случайно распределенных дефектов можно охарактеризовать в первом приближении величиной отношения среднего расстояния между дефектами a (трещинами) к среднему размеру дефектов $\bar{l}$:

$$G = \frac{a}{\bar{l}} = \frac{N^{-\frac{1}{3}}}{\bar{l}}, \tag{9}$$

где N — число дефектов в единице объема. Оказалось, что величина $G_{кр}$ равна 3—5 для широкого класса полимеров, металлов и некоторых горных пород.

Следующим шагом была проверка данной закономерности для масштаба очаговых зон землетрясений [7]. Было выяснено, что перед землетрясениями величина G уменьшается до значений 6—8, т. е. имеет тот же порядок, что и для масштаба лабораторных образцов. Полученный результат может быть объяснен тем, что взаимодействие полей напряжений благоприятно ориентированных трещин начинает реально сказываться в том случае, когда расстояние между трещинами соизмеримо с их длиной. На больших расстояниях взаимодействие не приводит к ускорению процесса трещинообразования (к лавинообразной стадии) из-за естественных флуктуаций прочности пород и коэффициентов интенсивности напряжений у концов трещин.

4. При образовании магистрального разрыва уровень напряжений в окружающем объеме падает, в результате чего число активных трещин уменьшается. Образование разрыва наряду с общим небольшим падением уровня напряжений вследствие излучения энергии приводит к резкому уменьшению напряжений у берегов разрыва [5], в то время как у концов разрыва в небольших зонах уровень напряжений даже повышается. Таким образом, трещины меньшего масштаба, находящиеся в зоне разгрузки перестают быть активными. Это означает, что они не вносят более вклад в деформацию материала (см. уравнение 1) при изменении нагрузки. Заметим, что такая разгруженная трещина (пассивная) не искажает поле напряжений и не обнаруживается четко при зондировании материала звуком или электрическим полем, как показано в [15].

Высказанное положение существенно для модели ЛНТ, так как оно приводит к выводу о постепенном уменьшении числа активных трещин при одновременном увеличении их размера. Заметим, что закономерность преимущественного развития более длинных трещин при докритических и длительно действующих нагрузках следует также из известного положения механики разрушения [1], утверждающего, что коэффициент интенсивности напряжений увеличивается с ростом длины трещины

$$K = C\sigma\sqrt{L}. \tag{10}$$

5. Процесс трещинообразования не зависит существенно от масштаба. Данное положение позволяет считать, что качественно процесс подготовки протекает одинаково для землетрясений разной энергии. Образование магистрального разрыва происходит каждый раз в результате взаимодейст-

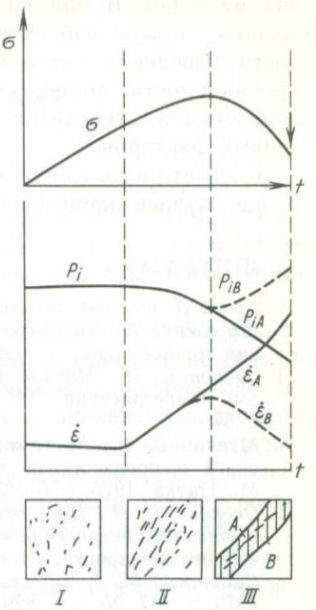


Рис. Схема развития процесса подготовки землетрясения согласно модели лавинно-неустойчивого трещинообразования

$\dot{\varepsilon}$ — скорость деформации, σ — механическое напряжение, P_i — внутрипоровое давление

вия и объединения трещин предыдущего (предыдущих) масштабного уровня (масштабных уровней). Однако вопрос о том, каково соотношение размеров трещин предыдущего и последующего уровня не выяснен. Проведенные недавно лабораторные эксперименты показали, что для некоторых полимеров наблюдается увеличение длины трещин предыдущего и последующего масштабного уровня в соотношении 1 : 3 [9], для горной породы — пирофиллита, в соотношении 1 : 5 [8]. Заметим, что пятикратное удлинение разрыва соответствует увеличению магнитуды землетрясения приблизительно на одну единицу. Вопрос о том, землетрясениями какой магнитуды готовится, скажем, землетрясение магнитуды 7 важен как для дальнейшего развития модели ЛНТ, так и для практического использования в прогнозе. Генетически иерархия трещин в горных породах, по-видимому, связана с иерархией и дискретностью структур, выявленной в последнее время [6].

Вышеперечисленные основные положения механики разрушения позволили сформулировать ход тектонического процесса при подготовке землетрясений в виде модели ЛНТ. Три стадии процесса подготовки схематически представлены на рисунке. Стадия I протекает при медленно возрастающем напряжении σ и характеризуется постепенным накоплением трещин при постоянной скорости деформации $\dot{\varepsilon}$. Стадия II начинается после достижения критической плотности трещин и характеризуется резким ускорением скорости деформации за счет взаимодействия и слияния трещин. Подчеркнем, что на стадии II преимущественно развиваются трещины, благоприятно ориентированные по отношению к существующему полю напряжений. В результате возникает анизотропия свойств породы.

Неустойчивая деформация всегда локализуется в одной или немногих зонах, ускорение деформации в этих зонах (*A* на рис.) сопровождается падением напряжений во всем прилегающем к зоне неустойчивой деформации объеме пород. Это приводит к разделению объема породы на две области: ускоряющейся и замедляющейся деформации (области *A* и *B* на рис.).

Бухтообразное изменение во времени скорости деформации приводит к соответствующему изменению физических свойств горных пород. Поскольку гидродинамические или гидрогеохимические предвестники, очевидно, связаны с изменением внутрипорового давления жидкости или газа, приведем гипотетическое изменение порового давления P_i, вытекающее из модели ЛНТ (см. рис.). Поровое давление должно интенсивно падать на стадии II лавинного трещинообразования. В зоне неустойчивой деформации *A* его падение ускорится в период формирования магистрального разрыва. В окружающем

объеме пород B при падении напряжения σ, закрытии ранее активных трещин, должно наблюдаться его увеличение. Количественные закономерности поведения порового давления могут меняться в зависимости от проницаемости пород, скорости протекания лавинообразного трещинообразования, степени насыщенности водой или газом и других мало изученных факторов.

Следует иметь в виду, что эффект изменения проницаемости пород может в ряде случаев значительно превышать эффект вариации порового давления.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Броек Д.* Основы механики разрушения. М.: Высш. шк., 1980. 244 с.
2. *Журков С. Н., Куксенко В. С., Петров В. А. и др.* О прогнозировании разрушения горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 6, с. 11—18.
3. *Зубков С. И., Мячкин В. И.* О длительной прочности горных масс очаговых зон землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 57—67.
4. *Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 6—29.
5. *Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю.* Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений и в окрестностях систем тектонических разрывов. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 187—206.
6. *Садовский М. А.* Естественная кусковатость горной породы. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 829—831.
7. *Соболев Г. А., Завьялов А. Д.* О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов. — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 1, с. 69—71.
8. *Соболев Г. А., Шпетцлер Х., Кольцов А. В., Сондергельц К.* Ультразвуковое излучение трещины в деформируемом образце горной породы. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 11, с. 32—44.
9. *Тамуж В. П., Куксенко В. С.* Микромеханика разрушения полимерных материалов. Рига: Зинатне, 1978. 294 с.
10. *Atkinson B. K.* A fracture mechanics study of subcritical tensile cracing of guartz in wet environments. — Pure and Appl. Geophys., 1979, vol. 117, p. 1011—1024.
11. *Das S., Scholz C. H.* Theory of time-dependent rupture in the Earth. N. Y.: Lamont-Doherty Observ., Columb. Univ., 1980.
12. *Miachkin V. I., Brace W. F., Sobolev G. A., Dieterich J. H.* Two models for earthquake forerunnners. — Pure and Appl. Geophys., 1975, vol. 113, p. 169—181.
13. *Miachkin V. I., Sobolev G. A., Dolbilkina N. A.* et al. The study of variations in geophysical fields near focal zones of Kamchatka. — Tectonophysics, 1972, vol. 14, N 3/4, p. 287—293.
14. *Sholz C. H.* Mechanism of creep in brittle rock. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 10, p. 3295—3302.
15. *Spetzler H. A., Sobolev G. A., Sondergeld C. H.* et al. Surface deformation, crack formation and acoustic velocity changes in pyrophyllite under polyaxial loading. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B2, p. 1070—1080.

УДК 550.4

И. Г. Киссин, Ю. И. Стклянин

О ФОРМИРОВАНИИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Трудности выявления и объективной оценки гидрогеохимических предвестников землетрясений обусловлены слабой изученностью химического режима подземных вод и недостаточным пониманием путей воздействия процессов подготовки землетрясений на ионно-солевой, газовый и изотопный составы подземных вод.

Чтобы выделить гидрогеохимические предвестники, необходимо исключить вариации различных показателей химического состава вод, не связанные с сейсмической активностью. Для этих целей можно, во-первых, определить фоновые вариации минеральных и газовых компонентов подземных вод. Аномалии, выходящие за пределы интервалов фоновых концентраций, сопоставляют с сейсмической активностью. Этот способ получил довольно широкое применение. Однако он не позволяет использовать для прогностических целей слабые аномалии, которые могут быть обусловлены подготовкой землетрясений. Не исключено также, что сильные аномалии невыясненной природы будут без достаточных оснований связываться с сейсмической активностью. Во-вторых — можно исследовать генетические особенности вариаций гидрогеохимических показателей. Такой путь, несомненно, более сложный и требует углубленного анализа гидрогеохимического режима и всех факторов, оказывающих влияние на этот режим.

Рассмотрим влияние основных естественных и искусственных факторов, не связанных с сейсмической активностью, на химический и газовый режим подземных вод в зонах с различной интенсивностью водообмена (табл.). На режим вод зоны активного водообмена существенно влияют почти все указанные факторы. Режим воды в зонах затрудненного и весьма затрудненного водообмена зависит от режима эксплуатации, земных приливов, изменений атмосферного давления и подземного захоронения стоков.

Вариации различных показателей состава подземных вод, обусловленные земными приливами, представляют особый интерес. Вариации эти связаны с упругими деформациями земной коры и могут рассматриваться как модель гидрогеохимических предвестников землетрясений. Известны близкие к суточным и более длительные периодические изменения ионно-солевого и газового составов подземных вод. Однако достоверные наблюдения, характеризующие гидрогеохимические эффекты приливных деформаций, весьма малочисленны.

При изучении химического режима карстовых вод Кунгурской ледяной пещеры была обнаружена суточная периодичность изменения минерализации и содержания отдельных компонентов [2]. Графики изменений общей минерализации и приливных наклонов сходны. Суточная периодичность выделения газа из воды наблюдалась по неглубокой скважине в Артемовске [1]. А. И. Тугаринов и С. С. Сардаров [6] отмечали полусуточную изменчивость выделения гелия и аргона в газовых пробах, отобранных из скважин в Дагестане.

Наблюдения за влиянием перепадов атмосферного давления на химической и газовый состав подземных вод почти полностью отсутствуют.

Влияние основных факторов на гидрогеохимический режим

Факторы	Водоносные горизонты или трещинные зоны в условиях	
	активного водообмена	затрудненного и весьма затрудненного водообмена
Естественные		
Инфильтрация осадков или талых вод	Снижение минерализации и газонасыщенности	—
Вариации атмосферного давления	Уменьшение давления способствует, а повышение препятствует выделению спонтанного газа	—
Уровень поверхностных вод и связанные с его изменением подпор или дренирование	Снижение концентрации глубинных компонентов при подпоре и повышение при дренировании	—
Испарение	Повышение минерализации за счет концентрирования или подтока вод снизу	
Морские приливы	Засоление в прибрежной зоне	
Земные приливы	Периодические изменения химического и газового составов	
Искусственные		
Эксплуатация подземных вод, нефти, газа	Изменение химического и газового составов за счет подтока из смежных горизонтов или зон, а также поступления связанной воды из глин; дегазация	
Подземное захоронение стоков	—	Изменение химического состава
Фильтрация поливных или сточных вод	Изменение химического состава	—
Уровень поверхностных вод и связанные с его изменением подпор или дренирование	Снижение концентрации глубинных компонентов при подпоре и повышение при дренировании	—

Это влияние должно сказываться прежде всего на растворенных газах. Снижение атмосферного давления способствует дегазации изливающейся воды, а его повышение сократит выделение газов. Влияние перепадов атмосферного давления на химический состав подземных вод может быть обусловлено изменением степени дегазации вод, например выделения углекислоты, что приведет к нарушению карбонатного равновесия.

Эксплуатация подземных вод (или нефте-, газоводоносных горизонтов) часто оказывает сильное влияние на химический и газовый состав вод. Недоучет этого фактора может привести к тому, что гидрогеохимический эффект длительной эксплуатации подземных вод будет принят за долгосрочный гидрогеохимический предвестник землетрясений, а кратковременные колебания состава вод, связанные с изменением режима эксплуатации, будут рассматриваться как краткосрочный предвестник.

Примером существенного изменения химического и газового состава подземных вод при их эксплуатации могут служить данные о режиме минеральных вод Мацесты [4]. На Старой Мацесте при изливе скв. 4 с дебитом 250—350 м^3/сут. в воде из скв. 2 снижалось содержание хлора на 0,3 г/л, а сульфидов на 4—5 мг/л. В результате длительной эксплуатации минеральных вод на Средней и Новой Мацесте снизилась общая минерализация

воды и содержание сульфидов. За период с 1951 по 1968 г. в скв. 7 уменьшилась общая минерализация с 62 до 5,3 г/л, а содержание сульфидов — с 107 до 92 мг/л.

Эксплуатация углекислых вод, приводящая к снижению их напоров, сопровождается интенсивной дегазацией этих вод. Содержание свободной углекислоты в минеральных водах достигает 10—12 г/л и более, причем соотношение растворенного и спонтанного газа зависит от давления, температуры и минерализации воды. Поэтому содержание CO_2 в различных водах изменяется в зависимости от режима эксплуатации минеральных вод. Соответственно изменяются величина *pH* и концентрации ионов гидрокарбоната и кальция, зависящие от карбонатного равновесия.

Мы подробно не рассматриваем влияние на гидрогеохимический режим вод в зоне активного водообмена ряда перечисленных в таблице факторов. При интенсивном воздействии этих факторов (особенно инфильтрации осадков, испарения, эксплуатации подземных вод и фильтрации поливных вод) изменения макрокомпонентного состава вод весьма значительны. Поэтому в большинстве случаев использование скважин и колодцев, дренирующих зону активного водообмена, допустимо только для поисков предвестников по вариациям некоторых специфических компонентов, таких, например, как гелий.

Перейдем к рассмотрению вероятной природы гидрогеохимических аномалий, обусловленных подготовкой землетрясений, т. е. гидрогеохимических предвестников. При этом нужно учитывать следующие предпосылки, вытекающие из опыта изучения гидрогеохимических предвестников:

1) предвестники эти могут быть кратко- и долгосрочными, т. е. они проявляются на разных стадиях подготовки землетрясений;

2) предвестники были обнаружены как вблизи будущего эпицентра, так и на значительном удалении (сотни километров) от него;

3) не существует единого для всех сейсмоактивных районов набора гидрогеохимических показателей—предвестников. Как предвестники изучаются компоненты глубинного происхождения (гелий, углекислота и др.) и обычные макрокомпоненты.

Формирование гидрогеохимических аномалий перед землетрясением обусловлено изменением напряженно-деформированного состояния среды, развитием процессов трещинообразования и вызванного ими излучения упругих волн на стадиях подготовки землетрясения, предшествующих главному разрыву. По-видимому, определенную роль могут играть и сопутствующие физико-химические процессы. В настоящей статье рассмотрена главным образом роль изменений напряженно-деформированного состояния среды — наиболее общего фактора, действующего как вблизи готовящегося очага землетрясений, так и в более удаленной зоне.

Массив горных пород, в котором формируются гидрогеохимические аномалии перед землетрясениями, неоднороден. Для нас представляет наибольший интерес неоднородность порово-трещинного пространства, заполненного жидкостью.

В качестве модели этой неоднородности обычно принимают гетерогенную систему с двойной пористостью, которая состоит из слабопроницаемых блоков, расчлененных более проницаемыми каналами (рис. 1). Такая схема применима как к скальным массивам с зонами тектонических трещин, так и к переслаиванию слабо- и высокопроницаемых гранулярных пород.

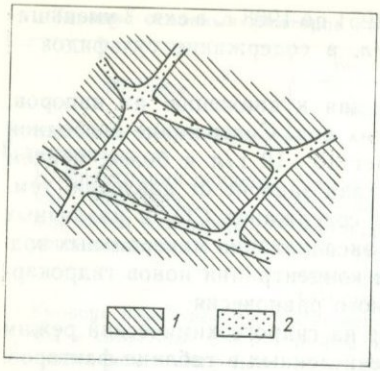


Рис. 1. Схема фильтрационной неоднородности горного массива

1 — слабопроницаемый блок; *2* — трещинная зона или пласт с повышенной проницаемостью

Различия в структуре порово-трещинного пространства влияют не только на количество флюидов, заключенных в разных блоках земной коры, но и на условия массообмена между флюидом и вмешающей породой. Поэтому неоднородности массива горных пород обычно отличаются и по составу насыщающих их флюидов. Хорошо известно, что за пределами зоны активного водообмена химический и газовый состав подземных вод неодинаков в разных водоносных горизонтах, в проницаемых и контактирующих с ними глинистых слоях, в макро- и микротрещинах и замкнутых порах.

Оценим влияние изменения напряжений в массиве пород, обусловленное подготовкой землетрясения или циклическим воздействием приливных сил на компонентный состав флюидов. Рассмотрим с этой целью массив горных пород, состоящий из двух видов сред — высокопроницаемых, трещинно-пористых и слабопроницаемых. Из высокопроницаемой среды производится установившийся отбор воды через скважину, дренирующую пласт или трещинную зону с депрессионной воронкой радиуса R. В этом случае в пласте установится квазистационарное распределение давлений.

Флуктуации напряжения в горном массиве вызовут объемные деформации пород, под действием которых изменится давление воды в порах и трещинах. Такое приращение порово-трещинного давления зависит от коэффициентов объемной упругости каждой среды.

Внутри зоны дренирования и вне ее реакция водонасыщенных пород на изменение напряжения ($\Delta\sigma$) будет разной. Внутри зоны при повышении напряжения начнется вытеснение воды из обеих сред и ее удаление через скважину. Если напряжение стабилизируется, то через некоторое время вытеснение воды прекратится. Вне зоны дренирования перетоки воды между средами будут ограничены упругими запасами этих сред, и объем таких перетоков до достижения нового равновесия невелик.

Таким образом, наличие дренирующей скважины создает условия более интенсивной миграции воды между средами и связанного с этим формирования гидрогеохимических эффектов.

Флуктуации напряжений и их влияние на порово-трещинное давление имеют различный характер для земных приливов и подготовки землетрясений. Для случая приливов эти изменения давления будут гармоническими колебаниями. При подготовке землетрясений прирост давления Δp можно для расчетов принять скачкообразным. Фильтрацию будем считать подчиняющейся упругому режиму [7, 8]. Вариации давления в массиве,

дренированном скважиной, вызовут соответствующие изменения расхода [5].

Гармонические приливные колебания давления в каждой среде, слагающей массив, приведут к соответствующим вариациям перетоков между средами. Многократно повторяясь за геологическое время, они, безусловно, создали некоторую переходную зону в слабопроницаемой части массива, в которой состав воды близок к составу воды проницаемого пласта.

Начало эксплуатации скважины сдвинуло равновесие между средами. При этом усиливается водообмен между сильно- и слабо- проницаемыми частями массива и увеличивается циклический вынос воды из слабопроницаемых пород.

Выделяемая из слабопроницаемых пород вода попадает в проницаемый пласт на некотором расстоянии r от скважины (рис. 2). Время поступления этой порции воды в скважину (без учета конвективной диффузии)

$$t = \frac{\pi r^2 mh}{Q}, \tag{1}$$

где h и m — мощность и пористость высокопроницаемого пласта (зоны), Q — расход скважины. Например, при $Q = 0{,}2$ л/с для $r = 10r_c$, $100r_c$, $1000r_c$ (где $r_c = 0{,}1$ м — радиус скважины) соответствующие величины t будут составлять приближенно 3 мин. 4 ч. 15 сут. Значит, захваченная фильтрационным потоком порция вытесненной воды будет выходить из скважины постепенно. Подобным образом будет выноситься с водой из слабопроницаемой части массива дополнительное количество растворенных веществ. При длительной работе дренирующей скважины циклические изменения состава воды должны уменьшаться.

В период подготовки землетрясения порово-трещинное давление изменяется на определенную величину. В этом случае переток воды между средами можно оценить по нестационарному притоку жидкости в неограниченном пласте [7], что соответствует слабопроницаемой зоне большой мощности. На границе между средами расход составит:

$$Q = \frac{0{,}6k\Delta p\pi r^2}{\mu\sqrt{\varkappa t}}, \tag{2}$$

где k и $\varkappa$ — коэффициенты проницаемости и пьезопроводности слабопроницаемых пород, t — время с момента изменения давления, μ — вязкость воды.

Рассмотрим элементарное кольцевое пространство проницаемого пласта на расстоянии от скважины r с объемом заключенной в ней воды $Q\Delta t$ (см. рис. 2):

$$mh2\pi r\Delta r = Q\Delta t. \tag{3}$$

Если $S = 2\pi r\Delta r$, то $mhS = Q\Delta t$. Объем воды в этом кольцевом пространстве, согласно формуле (1), вытечет из скважины за время t. За это время через поверхность S попадет в кольцевое пространство из слабопроницаемых пород объем воды V, который определим из формулы (2) интегрированием по времени:

$$V = \frac{0{,}3k\Delta pS\sqrt{t}}{\mu\sqrt{\varkappa}}. \tag{4}$$

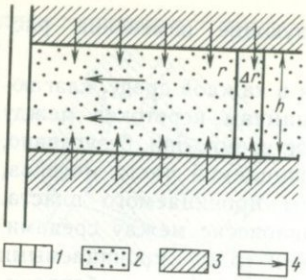


Рис. 2. Схема к расчету притока воды из слабопроницаемой зоны

1 — скважина; *2* — проницаемый пласт; *3* — слабопроницаемый пласт; *4* — направления фильтрации воды

Если вода в слабопроницаемой части массива имеет некоторую существенно отличную от проницаемых пород концентрацию C, то в воде, поступающей из скважины, будет происходить постепенное нарастание этой концентрации ΔC:

$$\Delta C = \frac{0{,}3k\Delta pC\sqrt{\frac{t}{\varkappa}}}{\mu mh}. \qquad (5)$$

Величина ΔC, таким образом, зависит от фильтрационных параметров массива.

Если, например, принять для трещиноватого пласта или зоны $m=0{,}1$; $kh/\mu = 10^4$ см^3/ат·с; $h=1$ м; $C=5$ г/л; $\varkappa = 10^5$ см^2/с; $\Delta p = 10^{-2}$ ат, получим увеличение концентрации к концу первых суток на 0,1 г/л.

В случае, когда мощности слабопроницаемых пород l невелики, переток закончится за некоторое предельное время t^*, равное времени релаксации скачка давления, которое (с погрешностью не более 10 %) можно принять [3] $t^* = l^2/\varkappa$.

При $\varkappa = 100$ см^2/с, $l=30$ м, получим $t^* \approx 1$ сут.

Таким образом, скачок напряжения может повлечь за собой гидрогеохимический эффект — заметное повышение содержания компонентов «застойных» вод в воде, изливающейся из скважины.

ВЫВОДЫ

1. Изменения концентрации компонентов ионно-солевого и газового составов подземных вод, вызванные влиянием различных естественных и особенно искусственных факторов, могут быть весьма значительными. Изучение природы фоновых (не связанных с сейсмичностью) изменений концентрации является необходимым условием для обоснованного выделения гидрогеохимических предвестников землетрясений.

2. Деформации, вызванные действием дополнительных напряжений на массив горных пород, неодинаковы в разных частях массива, отличающихся по структуре порово-трещинного пространства и упругим свойствам. С этим связано изменение градиентов флюидного давления и соответственно перетоков вод между разными частями массива, что приводит к изменению химического и газового состава вод. Проведенный анализ подтверждает, что такой механизм можно считать наиболее общим применительно к формированию гидрогеохимических аномалий перед землетрясениями и приливных вариаций гидрогеохимических показателей.

3. Образование гидрогеохимических предвестников землетрясений свя-

зано прежде всего с изменением динамики вод, обусловленным дополнительными напряжениями. Под действием напряжений должно происходить быстрое изменение давления вод по упругому режиму и последующий более медленный процесс релаксаций пространственных неоднородностей давления в разных зонах массива.

4. Применительно к данному механизму образования краткосрочных гидрогеохимических предвестников можно ожидать, что при возрастании напряжения в массиве произойдет увеличение содержания отдельных компонентов вод за счет притока более концентрированных вод из слабопроницаемых и застойных зон массива.

5. Оптимальные условия для формирования и обнаружения краткосрочных гидрогеохимических предвестников должны быть в массивах, сложенных породами различной проницаемости, неоднородных по упругим свойствам и контрастных по гидрогеохимическим показателям насыщающих их вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Александров И. М.* Сравнение интенсивности выделения газа из скважины в шахте № 1 рудоуправления «Артемсоль» с приливными наклонами. — В кн.: Вращение и приливные деформации Земли. Киев: Наук. думка, 1972, вып. 4, с. 90—93.
2. *Ежов Ю. А., Лукин А. В.* Новые данные о химическом режиме карстовых вод Кунгурской ледяной пещеры. — Пещеры, 1976, вып. 16, с. 35—40.
3. *Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.
4. *Крысенко А. М.* Режим сульфидных вод Сочинского месторождения за 20-летний период их эксплуатации (1950—1970 гг.). — Тр. Центр. науч.-исслед. ин-та курортологии и физиотерапии, 1971, т. 23, с. 91—101.
5. *Сардаров С. С.* Теоретические и экспериментальные исследования взаимодействия механических, фильтрационных и термических полей в земной коре: Автореф. дис...д-ра физ.-мат. наук. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1981. 28 с.
6. *Тугаринов А. И., Сардаров С. С.* Изменения в глубинных потоках радиогенных газов как следствие упругих деформаций земной коры. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 4, с. 856—860.
7. *Чарный И. А.* Подземная гидрогазодинамика. М.: Гостоптехиздат, 1963. 396 с.
8. *Щелкачев В. Н.* Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М.: Гостоптехиздат, 1959. 467 с.

УДК 550.343 : 550.4 : 546.02

В. Т. Дубинчук

КИНЕТИКА ВЫДЕЛЕНИЯ КОМПОНЕНТОВ ИЗ СКЕЛЕТА ПОРОДЫ В ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ПОД ДЕЙСТВИЕМ НАПРЯЖЕНИЯ

В последнее время проявляется большой интерес к поискам и использованию гидрогеохимических предвестников землетрясений — различных компонентов подземных вод (газов, растворенных веществ, изотопов) [2, 10—12]. Пока еще нет единой точки зрения на механизм изменения химического газового и изотопного состава подземных вод под воздействием условий, характерных для зоны подготовки землетрясения. Это в первую очередь объясняется многофакторностью формирования химического состава подземных вод не только в напряженном, но и нормальном, ненапряженном состоянии, все еще недостаточны экспериментальные данные и теоретические проработки как общего, так и методического плана. Необходимо разобраться, каким образом может измениться химический состав поровых вод, содержащихся в породе, под действием дополнительного механического напряжения.

Анализ имеющихся данных о характере проявления гидрогеохимических аномалий позволяет сделать лишь следующие выводы. Определяющими факторами, кроме общих термодинамических условий, является соотношение между временем пребывания воды в данной гидрогеологической системе, временем подготовки землетрясения и скоростью поступления компонента из скелета в поровой раствор (или выведения компонента из раствора в скелет). Именно соотношение этих величин определяет величину наблюдаемого гидрогеохимического сигнала. Любое изменение содержания любого компонента в системе вода—скелет породы происходит следующим образом. Молекула, ион, атом, комплекс, полимер, радикал, изотопная разновидность атома или молекулы должны либо перейти в раствор (раствориться, выщелочиться, десорбироваться, эманировать), либо перейти из раствора на поверхность минеральной фазы (осадиться, сорбироваться, вступить в реакцию). Все другие процессы, безусловно играющие определенную роль в формировании состава поровых вод, вторичны. Этот переход носит термофлуктуационный характер [8]. Из своего начального равновесного положения в скелете породы частица переходит в новое положение — в раствор, если ее энергия превысит энергетический барьер E_0, получивший название энергии активации данного процесса.

В нормальных ненапряженных условиях при заданной абсолютной температуре T устанавливается молекулярно-кинетическое равновесие между твердой фазой и раствором. Повышение напряжения эквивалентно накачке в минеральную матрицу породы дополнительной свободной энергии. Но любая физическая система стремится сбросить избыточную энергию. Частично этот процесс может быть реализован путем перехода компонентов в раствор, большей же частью запасенная энергия напряженного состояния высвобождается в процессе трещинообразования и разрушения [9].

Мы отмечали, что, помимо главного процесса — собственно перехода частиц из матрицы породы в раствор, определенное влияние могут оказать и такие процессы, как диффузия в твердой и жидкой фазе, формирование

новых активных поверхностей за счет трещинообразования и слияния трещин, что интенсифицирует гидравлический перенос. Учитывая термофлуктуационный характер этих процессов, их кинетику можно описать при помощи уравнений, характеризующих зависимость скорости реакции от температуры (типа уравнения Аррениуса). При этом скорость поступления компонента из скелета породы в раствор может быть описана следующим уравнением:

$$Q(t) = Q_0 \exp\left[-\left(E_0 - \Delta E(\sigma)\right) / kT\right] = Q_{\text{ОН}} \exp\left(\frac{\Delta E(\sigma)}{kT}\right), \qquad (1)$$

где Q_0, $Q_{\text{он}} = Q_0 \exp[-E_0/\kappa T]$ — константы, зависящие от вида и структуры среды и природы компонента, переходящего в раствор, k — константа Больцмана, E_0 — энергия активации процесса перехода данной частицы из скелета в раствор в ненапряженном состоянии.

Возникновение в массиве пород дополнительного напряжения приводит к изменению высоты потенциального барьера на величину $\Delta E = \Delta E(\sigma)$, зависящую от напряжения $G(t)$. Если при воздействии дополнительного механического нагружения гидрогеологическая система откликается изменением химического состава поровых вод линейно [1], то изменение концентрации компонента под действием этого напряжения или величина гидрогеохимического сигнала может быть описана соотношением вида [5]:

$$C(t) = \int_0^t G(t-\Theta)\, Q(\sigma(\Theta))\, d\Theta, \qquad (2)$$

где $C(t)$ — функция Грина системы, зависящая от среднего времени пребывания воды $\tau_п$ в системе, среднего времени жизни компонента в растворе $\tau_ж$ (если компонент нестабилен), среднего времени выведения его из раствора $\tau_в$. Например, для гидрогеологических систем полного перемешивания функция Грина имеет вид

$$G(t) = \frac{1}{\tau_п} \exp\left[-t\left(\frac{1}{\tau_п} + \frac{1}{\tau_ж} + \frac{1}{\tau_в}\right)\right] = \frac{1}{\tau_п} \exp\left[-t/\tau_\Sigma\right], \qquad (3)$$

где

$$\tau_\Sigma^{-1} = \tau_п^{-1} + \tau_ж^{-1} + \tau_в^{-1}. \qquad (4)$$

Функция Грина однозначно связана с функцией времени пребывания воды в системе

$$\Phi(t) = \frac{1}{\tau_п} \exp\left[-\frac{1}{\tau_п}\right] = G(t) \exp\left[-t(\tau_\Sigma^{-1} - \tau_п^{-1})\right], \qquad (5)$$

которая определяет гидродинамический аспект поведения данной гидрогеосистемы. Заметим, что среднее время пребывания воды $\tau_п = V/q$, где V — статические, q — динамические запасы воды. Подчеркиваем также, что $Q(\sigma)$ в уравнении (2) — это скорость выделения компонента в единице объема порового раствора, под действием дополнительного механического напряжения, возникающего в массиве пород.

Конечно, описываемая с помощью уравнений (2)—(5) модель полного смешения это лишь некоторое приближение. Можно было бы рассмотреть

---

[1] В принципе так считать не обязательно. Тем не менее, если учесть, что энергия, затрачиваемая на дополнительное выделение в раствор компонентов, неизмеримо мала́ по сравнению с общей энергией, запасаемой в очаге, то предположение о линейности имеет веское основание.

более точные и структурно более сложные модели, но для общей оценки кинетики изменения состава подземных вод на данном этапе это несущественно.

Для нас сейчас важно, что напряжение σ, возникающее в массиве, снижает потенциальный барьер, т. е. энергию активации, перехода компонента из скелета в поровой раствор на некоторую величину ΔE. Многочисленными теоретическими и экспериментальными работами показано [3, 8], что в твердых телах, когда происходит обрыв связей между частицами (атомами, молекулами) и матрицей (сублимация, растворение, разрушение) материала под действием напряжения, энергия активации уменьшается пропорционально напряжению:

$$E(t) = E_0 - \Delta E(t) = E_0 - \alpha' \sigma(t), \tag{6}$$

где E_0 — энергия активации в начальном ненапряженном состоянии, α' — некоторый коэффициент пропорциональности. Если напряжение — функция времени, то энергия активации и скорость перехода из скелета в раствор Q также являются функциями времени, что и отражено в формуле (1). Чтобы теперь получить в явном виде изменение величины гидрогеохимического «сигнала», возникающего под действием напряжения, необходимо задать напряжение как функцию времени $\sigma = \sigma(t)$ в явном виде.

В первом приближении:

$$\sigma = \alpha'' t, \tag{7}$$

где α'' коэффициент, зависящий от свойств среды (модуля сдвига μ и скорости накопленных деформаций $\dot{\varepsilon}$ [6]). Во всяком случае, соотношение (7) действительно для случая $\dot{\varepsilon} = \text{const}$. Следовательно, в условиях принятого приближения энергия активации процесса изменения химического состава подземных вод будет оцениваться величиной

$$E(t) = E_0 - \alpha' \alpha'' t = E_0 - \alpha t. \tag{8}$$

Обратим внимание на то, что величина ΔE в уравнении (6) характеризует уменьшение энергии активации процесса (растворения, диффузии, трещинообразования и т. п.), приходящееся на одну частицу (атом, молекулу и т. п.), а коэффициент α' определяет эффективность воздействия напряженного состояния на этот процесс. Он зависит от свойств твердого тела, от его минералогии, микро- и макроструктуры и др., а E_0 в зависимости от конкретного процесса представляет энергию активации процесса растворения, диффузии или разрушения.

Параметр α'' описывает кинетику изменения механических напряжений в массиве, поэтому он зависит как от механических свойств породы, так и от скорости изменения сил, вызывающих напряженное состояние, т. е. от кинетики подготовки землетрясения. Величины E_0, α', α'' и α в принципе поддаются прямому экспериментальному определению путем лабораторных или натурных наблюдений. В дальнейшем нам удобнее будет пользоваться величиной $\tau_з = kT/\alpha$.

Параметр $\tau_з$ — имеет размерность времени и характеризует среднее время подготовки землетрясения.

Введем также понятие о нормированном гидрогеохимическом сигнале:

$$y(t) = \frac{C(t) - C_н}{C_н}, \tag{9}$$

где $C(t)$ — текущее значение концентрации компонента, а $C_н$ — концентрация компонента в ненапряженном состоянии. Тогда величина y равна нулю при $t<0$, где в качестве начала временного отсчета $t=0$ принят момент начала подготовки землетрясения. Из (2), (3), (8) и (9) следует, что на стадии подготовки землетрясения сигнал

$$y_п(t)=\frac{\tau_\Sigma}{\tau_п}\left(e^{\frac{t}{\tau_з}}-e^{-\frac{t}{\tau_\Sigma}}\right),\ 0\leqslant t\leqslant t_з, \tag{10}$$

$$\frac{1}{\tau_\Sigma}=\frac{1}{\tau_\Sigma}-\frac{1}{\tau_з} \tag{11}$$

Соотношения (10) и (11) описывают изменение гидрогеохимического сигнала под действием напряжения в предположении, что (1) в системе имеется полное смешение, 2) напряжение нарастает на стадии подготовки землетрясения линейно, 3) энергия активации процесса, контролирующего переход компонента из скелета в поровой раствор, изменяется пропорционально напряжению.

Предполагаемый подход позволяет рассмотреть случай, когда напряжение является произвольной функцией времени.

Рассмотрим в рамках принятой модели стадию снятия напряжения после главного толчка в момент $t=t_з$. Релаксация сигнала при $t>t_з$, когда $\sigma=0$, будет определяться величиной

$$y=y_п(t_з)\exp\left[-\frac{t-t_з}{\tau_\Sigma}\right],\ t_з\leqslant t, \tag{12}$$

где $y_п(t_з)$ — максимальное значение «сигнала» при $t_з=t$. В этом случае изменение сигнала зависит только от параметров гидрогеосистемы. Мы рассмотрели одну из возможных, наиболее простых моделей, преследуя цель показать принципиальный подход к теоретическому анализу кинетики изменения состава подземных вод в сейсмических зонах.

Главное в таком подходе — сочетание представлений молекулярно-кинетической теории твердого и жидкого состояния с общей теорией гидрогеологических систем [4, 5, 7]. В дальнейшем следует проанализировать аналитически и численно более широкий класс моделей гидрогеологических систем и процессов, контролирующих изменения состава подземных вод, с учетом специфики поведения конкретных компонентов и структурной сложности реальных гидрогеологических систем. Для подтверждения такого рода теоретических моделей необходимы целенаправленные, экспериментальные, натурные и лабораторные исследования параметров моделей. Большую услугу могут оказать методы, основанные на изучении изотопного состава подземных вод, так как они обеспечивают получение данных о функциях Грина и распределения времени пребывания воды и содержащихся в ней компонентов, т. е. таких параметров, как $\tau_п$, $\tau_ж$, $\tau_в$, необходимых для оценки знака и величины ожидаемых изменений химического, газового и изотопного состава подземных вод под действием напряжений в сейсмических зонах [4, 5].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бутковский А. Г.* Структурная теория распределенных систем. М.: Наука, 1977. 320 с.
2. *Горбушина Л. В., Тыминский В. Г., Спиридонов А. И.* Радиоактивные и стабильные изотопы в геологии и гидрогеологии. М.: Атомиздат, 1974. 104 с.
3. *Гуревич Г. И.* Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 484 с.
4. *Дубинчук В. Т.* Механизм изменения содержания радона и других компонентов подземных вод при землетрясениях. — В кн.: Ядерные и изотопные методы исследования природных вод. М.: ИВП АН СССР, 1979, с. 50—51.
5. *Дубинчук В. Т.* Физика изменения содержания радона и других компонентов подземных вод при землетрясениях. — В кн.: Изотопы в гидросфере. М.: Наука, 1981, с. 29—31.
6. *Магницкий В. А.* Модели Земли. М.: Знание, 1978. 64 с.
7. Радиоизотопные методы в инженерной геологии и гидрогеологии. М.: Атомиздат, 1977. 304 с.
8. *Регель В. Р., Слуцкер А. И., Томашевский Э. Е.* Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука, 1976. 560 с.
9. *Соболев Г. А.* Вопросы развития модели лавинно-неустойчивого трещинообразования. — Наст. сб., с. 17.
10. Ташкентское землетрясение 22 апреля 1966 г. Ташкент: Фан, 1971. 672 с.
11. *Уломов В. И., Мавашев Б. З.* О предвестнике сильного тектонического землетрясения. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 2, с. 319—329.
12. Явление изменения химического состава подземных вод при землетрясениях. Открытия в СССР. М.: ЦНИИПИ, 1974, с. 24—27.

УДК 550.4

Э. В. Бородзич, А. М. Галинский, И. Н. Яницкий

ГЕЛИЕМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КОМПЛЕКСЕ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Выполненные в различных районах Советского Союза и за рубежом гелиеметрические исследования позволили уточнить важные элементы гидродинамики и газового режима Земли. Подтверждена связь гидродинамики с геодинамикой. Изучено несколько факторов, влияющих на интенсивность и стабильность флюидного режима литосферы, имеющих как экзогенную, так и эндогенную природу [1]. Установлен сложный ход вариаций исследуемых во времени параметров, в числе которых можно выделять составляющие разного периода и интенсивности.

Уточнены общие условия наблюдения вариаций. Оказалось, что информативность гелия на разных глубинах и в разных регионах существенно отличаются. Так, глубокие, расположенные во внутренних частях тектонических (гидрогеологических) блоков скважины несут малую часть информации, характерную для родников и мелких скважин, дренирующих воды зоны активного обмена, связанные с сейсмогенными межблочными разломами.

Концепция ультразвуковой природы газо-гидрохимических предвестников землетрясений теоретически и экспериментально не подтвердилась, что можно объяснить явно недостаточной энергией ультразвукового воздействия [1].

[1] Под флюидом в общем случае понимается вода с растворенными в ней газами и минеральными солями при температурах, ниже критической.

Первостепенное значение (в связи с отмечавшимся ранее большим уровнем методических погрешностей [1]) приобретает точность эксперимента. Установлено, что многие неверные суждения о предвестниках землетрясений, так же как необоснованные прогнозы землетрясений (в том числе за рубежом), определялись с низкой точностью измерений.

Рассмотрим основные теоретические и экспериментальные аспекты поиска газо-гидрохимических и гидродинамических предвестников землетрясений.

О СТРУКТУРЕ ФОНОВОГО ПОЛЯ ФЛЮИДОДИНАМИКИ ЗЕМЛИ

Установленное повсеместно гелиеметрией наличие в зонах повышенной проницаемости вертикальных градиентов избыточного давления флюида [4] позволяет характеризовать его нормальное состояние как напряженное, приближающееся на глубинах нескольких километров к значениям литостатического давления. Механизм передачи давления флюиду определен положениями кинетической теории прочности [2]. Глубина формирования избыточного давления в флюидосистеме литосферы зависит как от региональной геодинамики, так и от наличия экранирующих слоев, ограничивающих постоянную разгрузку флюида до значений гидростатического давления. Например, в Днепрово-Донецкой впадине параметры литостатического давления появляются под первым же надежным экраном на глубине 1300—1700 м, а в Усть-Урте и Кызылкумах — на глубине уже первых сотен метров. В результате формируются зоны аномально высокого пластового давления (АВПД) (или зоны «геодавления», «геопрессирования»).

Разумеется, что скопившийся под избыточным давлением флюид постоянно стремится к рассеянию (растеканию). Однако факты показывают, что такое рассеяние происходит не постоянно и не равномерно — имеет место сложный, пульсирующий характер разгрузки, воспринимаемый в приповерхностных условиях (за счет увеличения емкости коллектора, смешивания и осреднения) как квазистационарный. При этом локальные концентрации компонентов флюида на глубинах (в зонах их интенсивной генерации) могут не соответствовать равновесным для данных глубин. Возникновение таких зон «сверхдавления» приводит к потере устойчивости в отдельных участках литосферы. Тогда разломы, ограничивающие отдельные консолидированные жесткие блоки и имеющие унаследованный характер длительного развития, вскрываются, происходит сброс излишнего флюида в верхнюю часть разреза и система временно приходит к устойчивому состоянию.

В общем случае внедрение флюида в верхнюю зону активного водогазообмена правильнее относить к гидровулканизму [2], распространенному шире, чем это представляли до сих пор. Крайние примеры выброса глубинного флюида представляют формы фреатического и грязевого вулканизма [2].

В свете отмеченного выше механизма формирования избыточного давления в недрах становится понятной природа гелий-гидрохимических и тепловых аномалий в приповерхностной зоне не только в предгорных районах, но и на платформах и щитах (Западно-Сибирская, Русская платформы, Украинский щит, Воронежский, Кокчетавский массивы и др.). Следует подчеркнуть, что режим избыточного давления в недрах распространен повсеместно и в подавляющей части не связан с сейсмоактивными зонами. Очевидно, что механизм его формирования определяется более общими (чем механизм землетрясений) геодинамическими процессами.

В свете изложенного в задачу поиска гидрохимических и гидродинамических предвестников землетрясений входит: а) изучение как в сейсмогенных, так и в асейсмичных районах характера всех вариаций; б) выделение среди них вариаций, связанных только с предстоящими сейсмособытиями.

ВЫБОР УЧАСТКОВ ДЛЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ИНДИКАТОРОВ ГЕЛИЯ

Отмеченные ранее условия выявления вариаций исследуемых параметров требуют размещения индикаторов в наиболее информативных точках контролируемой геологической среды. Очевидно, что вариации любых параметров будут максимальны в областях максимальных градиентов этих параметров. В частности, по гелию оказалось, что такие условия реализуются, как правило, при наблюдениях на мелких скважинах и нисходящих родниках. Более низкая информативность при наблюдении за гелием была отмечена для глубоких скважин.

Причина такого различия подробнее была рассмотрена в работе [8].

Таким образом, наиболее контрастные вариации наблюдаются в зонах концентрационных фронтов нисходящих и восходящих вод. Поскольку такие фронты формируются в тектонически активных зонах (на границах гидрогеологических блоков), надежно выделяемых гелиевыми аномалиями, то использование опережающих гелиеметрических исследований позволяет разместить прогностические комплексы в заведомо наиболее информативных условиях. Как следует из рис. 1, наиболее информативными являются данные наблюдений за параметрами вод мелких скважин, дренирующих область с максимальными вертикальными градиентами (см. *II*). В более глубоких участках зоны того же куста информативность уменьшается (см. *III*, *IV*). В напорных глубинных водах вариации минимальны (см. *I*). Наконец, такие участки являются наилучшими для размещения не только гидрохимических и гидродинамических, но и геофизических индикаторов.

Предварительное обследование территории и последующий выбор участка в контуре обнаруженных гелиевых аномалий осуществляется по методике региональных гелиеметрических исследований [8] с учетом положений, изложенных в [1].

ПОДГОТОВКА ПОЛИГОНА К ЭКСПЛУАТАЦИИ

Предусматривается несколько этапов освоения выбранного участка, исследуемые водопункты которого обычно представлены родниками. Поскольку гелиеносная площадь, как правило, связана с тектоническим узлом, то в общем случае имеется несколько (часто десятки) родников, дренирующих воды зоны смешивания инфильтрагенных и восходящих глубинных подземных вод. Концентрация гелия в каждом из них обычно различна и определяется соотношением поверхностных и глубинных вод. Поэтому в задачу первого этапа входит опробование всех родников намеченного участка и организация дискретных наблюдений (с отбором проб в бутылки и последующим их анализом в базовой лаборатории) по наиболее информативным точкам.

На втором этапе дискретные наблюдения проводятся в период от нескольких месяцев до 1—2 лет и это позволяет выбрать 3—5 наиболее

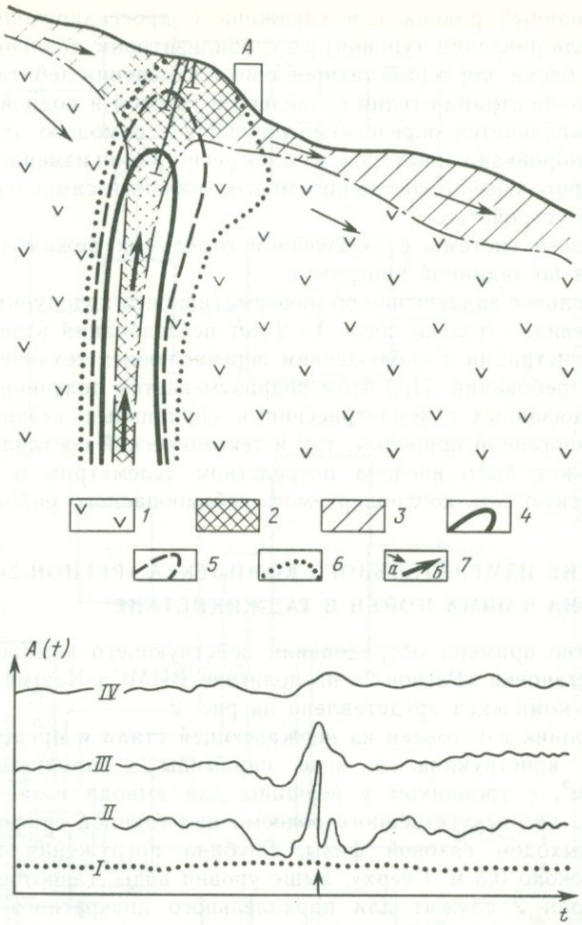


Рис. 1. Характер вариаций исследуемых во времени гидрохимических параметров в различных зонах контакта инфильтрационных поверхностных и восходящих глубинных вод (внизу). Геологическая ситуация в разрезе (сверху).

1 — непроницаемые породы; *2* — активный разлом; *3* — трещиноватость пород в зоне выветривания; *4* — область выхода напорных глубинных вод; *5* — граница зоны частичного смешивания глубинных и поверхностных вод; *6* — граница зоны полного рассеяния компонентов глубинных вод; *7* — потоки вод: *а*) инфильтрационных поверхностных; *б*) восходящих глубинных. *А* — наблюдательный комплекс в области разлома, где скважины разной глубины вскрывают зону смешения. Вариации гидрогеохимических параметров: I — в нисходящих поверхностных водах; II — в воде мелкой скважины, дренирующей область с максимальными вертикальными градиентами концентрации компонентов; III, IV — в водах более глубоких скважин в зоне наблюдательного комплекса

перспективных водопунктов. Далее подготавливается база для стационарных непрерывных наблюдений: каптируются родники, проходятся кусты неглубоких скважин (от нескольких метров до первых десятков метров), оборудуются бункеры для установки постоянного измерительного комплекса.

На третьем этапе выполняются пуско-наладочные работы комплекса непрерывной регистрации сигнала. В общем случае в этот комплекс входят:

а) каптированный родник или скважина с дросселирующей заслонкой; б) измеритель давления (уровня) со стабилизатором давления и газоотделителем; в) блоки для термостатирования и измерения дебита газа; г) блок измерения концентрации гелия раздельно в газовой и водной фазах (одновременно выполняется определение радона и с помощью эталонов производится калибровка индикаторов; д) блок регистрации измеряемых сигналов, основу которого обычно составляет многоканальный самописец или цифропечатающее устройство.

Работа всей системы с включением отдельных режимов должна осуществляться по заданной программе.

Окончательное заключение об информативности водопункта может быть сделано, очевидно, только после 1—2 лет исследований в режиме автоматической регистрации с соблюдением перечисленных технических и метрологических требований. При этом подразумевается получение как спектра помех, не связанных с землетрясениями (приливных, сезонных и прочих вариаций экзогенной природы), так и тектонической составляющей. Затем станция может быть введена посредством телеметрии в действующую прогностическую сеть контролируемого сейсмоопасного района.

ОПИСАНИЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА «РЕГИОН-2» ПОЛИГОНА ЧАШМА ПОЙЕН В ТАДЖИКИСТАНЕ

В качестве примера оборудования действующего комплекса приведем описание установки «Регион-2» на полигоне ВИМСа Чашма Пойен. Блок-схема этого комплекса представлена на рис. 2.

Газоотборник изготовлен из нержавеющей стали и представляет собой коробчатую конструкцию в виде пирамиды с площадью основания $(1{,}8\times0{,}9)$ м^2, с тройником у вершины для вывода газа. Газоотборник погружен на дно искусственного водоема над группой грифонов со спорадическим выходом газовой фазы. Глубина погружения газоотборника составляет около 0,3 м. Сверху, выше уровня воды, газоотборник засыпан грунтом. Кран *2* служит для параллельного дискретного отбора проб. Выделяющийся газ создает напор с избыточным давлением около 2 см водного столба. Газовая магистраль длиной 16 м состоит из водопроводной трубы, находящейся в асбестоцементной изолирующей трубе диаметром 100 мм, проложенной в траншее и засыпанной грунтом. Из газовой магистрали газ проходит через теплообменник, где, приобретая заданную температуру, попадает в расходомер. Конструктивно теплообменник представляет собой медную трубку диаметром 8 мм, длиной 2 м.

Измерение содержания гелия в газовой фазе проводили по заданной программе. Каждый цикл измерения содержания гелия в газе делится на три этапа.

Первый этап — продувка. Каждые два часа сигнал, поступающий из блока управления, на 3 мин открывает клапан *7* и включает компрессор, который через открытый клапан подает атмосферный воздух. Проходя через калиброванное отверстие, воздух уравнивает давление газа, подаваемого в ИНГЕМ-1. Электрический сигнал, пропорциональный концентрации гелия в атмосферном воздухе, увеличенный согласующим усилителем, подается на вход самописца КСП-4, который в течение 3 мин производит запись фонового уровня.

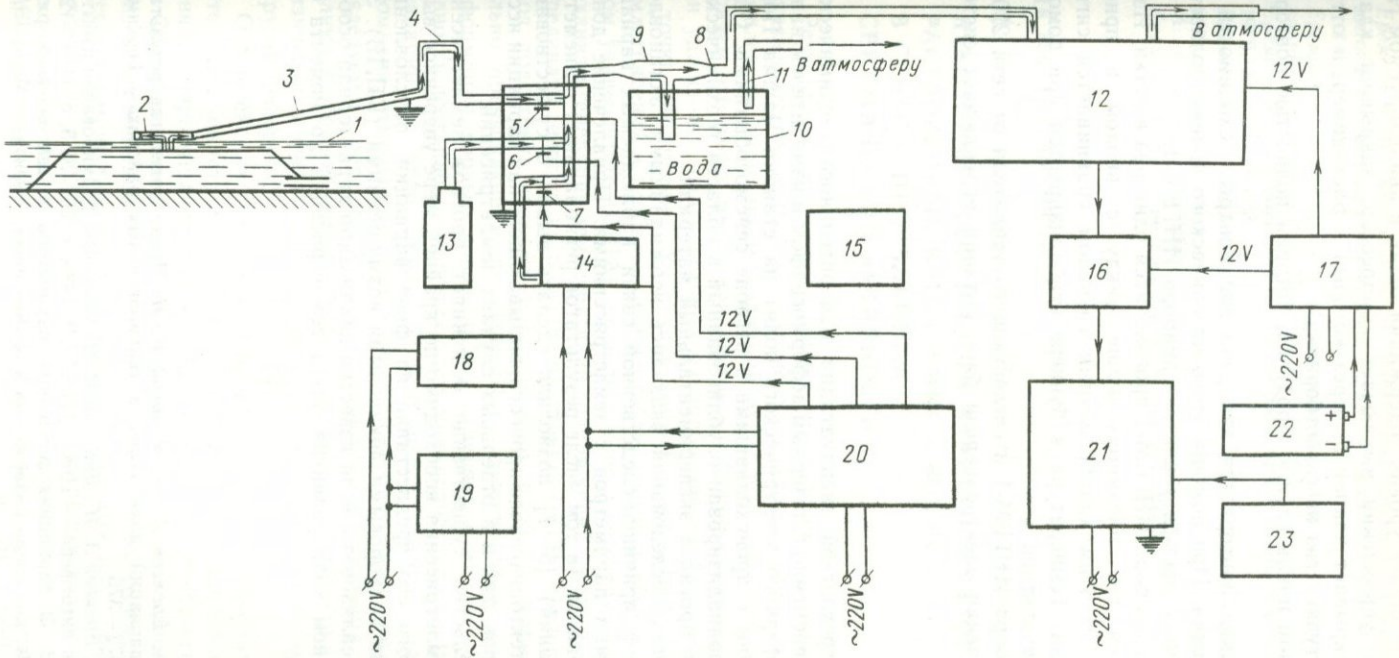


Рис. 2. Комплекс измерительной аппаратуры «Регион-2»

1 — газоотборник; *2* — кран для отбора проб; *3* — газопровод; *4* — теплообменник; *5* — клапан для подачи газа; *6* — клапан для подачи эталонного газа; *7* — клапан продувки; *8* — жиклер; *9* — тройник расходомера; *10* — емкость с водой; *11* — выход в атмосферу; *12* — прибор «ИНГЕМ-1»; *13* — баллон с эталонным газом; *14* — компрессор; *15* — термограф; *16* — согласующий усилитель; *17* — блок питания; *18* — нагреватель; *19* — терморегулятор; *20* — блок управления; *21* — самописец КСП-4; *22* — аккумулятор; *23* — часы

Второй этап — запись уровня содержания гелия в анализируемом газе. Сигнал с блока управления выключает компрессор, закрывает клапан *7* и на 3 мин открывает клапан *5*, через который в расходомер, а оттуда в ИНГЕМ-1 поступает газ из газоотборника.

Третьим этапом цикла служит продувка, которая полностью повторяет первый этап.

Описанный цикл повторяется два раза для контроля сходимости результатов измерения. При помощи этого методического приема полностью устраняется влияние дрейфа усилителя прибора ИНГЕМ-1.

Эталонировка прибора ИНГЕМ-1 производится один раз в сутки. Измерения проводятся по описанному выше циклу с вводом в прибор эталонного газа. С этим калибровочным сигналом сравнивается сигнал исследуемого газа. Температура в бункере стабилизируется при помощи типового терморегулятора.

Питание прибора ИНГЕМ-1 и согласующего усилителя от сети 220 В. В случае отключения электроэнергии блок питания переключает систему на аккумулятор.

ВЫВОДЫ

Результаты трехлетней эксплуатации измерительного геохимического комплекса (одновременно с лазерным деформографом и измерителем напряженности атмосферного электрического поля) на станции Чашма Пойен были сопоставлены с происходившими в регионе сейсмособытиями. Одновременно был проанализирован опубликованный в области геохимического и геофизического прогноза экспериментальный материал.

Выводы из этих исследований оказались неожиданными. Установлено отсутствие прямой причинно-следственной связи наблюдаемых вариаций любых исследуемых параметров с землетрясениями. Привлечение дополнительных материалов (в том числе результатов региональных гелиеметрических исследований) [5—7] позволило сделать вывод о существовании неизвестного геотектонического процесса, вызывающего как вариации исследуемых параметров, так и в отдельных случаях землетрясений.

Это обстоятельство существенно осложняет прогноз землетрясений. Для прогноза землетрясения необходимо по крайней мере уверенное выделение собственного его предвестника на фоне вариации, обусловленной короткоживущими подкоровыми локальными возмущениями (КПЛВ). Это условие можно реализовать, если известна какая-либо характерная особенность во временном ходе развития очага землетрясения до момента его вспарывания [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бородзич Э. В., Еремеев А. Н., Яницкий И. Н.* Предварительные результаты исследований вариаций поля гелия в сейсмоактивных районах. — Геохимия, 1979, № 3, с. 372—376.
2. *Бородзич Э. В., Еремеев А. Н., Яницкий И. Н.* Механизм формирования избыточного давления в литосфере. — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 5, с. 1199—1202.
3. *Бородзич Э. В.* О вариациях различных параметров в сейсмических районах. — В кн.: Региональная разведочная и промысловая геофизика. М.: ВИЭМС Мингео СССР, 1982, с. 10—16.

4. *Еремеев А. Н., Яницкий И. Н.* Избыточное давление флюида в верхней части литосферы, фиксируемое в поле гелия. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 6, с. 1485—1489.
5. *Еремеев А. Н., Яницкий И. Н.* Перспективы развития гелиеметрических исследований. — Сов. геология, 1980, № 3, с. 18—28.
6. *Еремеев А. Н., Яницкий И. Н.* Гелий раскрывает тайны земных недр. — Природа, 1975, № 1, с. 23—33.
7. *Еремеев А. Н., Башорин В. Н., Осипов Ю. Г.* Закономерность распределения концентрации гелия в земной коре. — В кн.: Открытия в СССР, 1968—1969 гг. М.: Моск. рабочий, 1970, с. 14—15.
8. *Яницкий И. Н.* Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.

УДК 556.314.2 : 550.348.098.64

А. Н. Султанходжаев, Ф. Г. Зиган, Н. Г. Умарходжаева

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ ГАЗОВ, РАСТВОРЕННЫХ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ, В СВЯЗИ С ПРОЯВЛЕНИЕМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Результаты обработки данных многолетних режимных наблюдений показывают, что подготовка сильного землетрясения характеризуется целым комплексом аномальных вариаций отдельных параметров подземных вод. Причем это имеет место при местных и близких землетрясениях, а также при удаленных, очаги которых расположены на расстояниях 200—500 км от точки наблюдения. Участники конференции «Прогресс в предсказании землетрясений в глобальном масштабе», состоявшейся в 1976 г. в Денверском университете (США), пришли к выводу, что «существует глобальный механизм генерации землетрясений (напряжений), который способен быстро передавать энергию на большие расстояния» [13]. Очевидно поэтому в период подготовки сильных землетрясений, в объеме горных пород, значительно превышающем размеры очага готовящегося толчка, происходит деформация горных пород, резко изменяется их проницаемость, интенсивность поступления поровых растворов водосодержащих пород и газовых эманаций из недр Земли. Можно предположить, что газохимические аномалии, отмечаемые нами в связи с сейсмическими событиями в пределах исследуемого региона, а также с сильными удаленными землетрясениями, являются отражением некоторого интегрального эффекта различных механофизических и физико-химических процессов в объеме пород, испытывающих упругие деформации [1—6, 10—14].

Отбор сейсмических событий проводился нами с использованием представительных землетрясений, происшедших на расстояниях от пункта наблюдений, не превышающих 10-кратный размер сейсмического очага (табл. 1).

Систематические наблюдения за изменением газовых компонентов подземных вод Ташкентского геодинамического полигона проводятся на базе пресных самоизливающихся термоминеральных вод, приуроченных к Чанакской свите верхнего мела. Глубина вскрытия горизонта 1300—2400 м. Несмотря на значительную глубину, ташкентские термоминеральные воды относятся к зоне развития окислительной геохимической обстановки и представляют собой пресные воды гидрокарбонатно-натриевого типа. Это объяс-

Таблица 1

Параметры землетрясений Среднеазиатского региона за период 1974—1980 гг.

Дата	Время в очаге по Гринвичу	Эпицентр землетрясения	Глубина очага, км	Магнитуда землетрясения	Расстояние до точки наблюдения, км	Сила землетрясения в точке наблюдения, баллы
30.VII 1974	05 12′ 41″	Афганистан	210	6,4	550	5
11.VIII 1974	01 13′ 59″	Заалайский хребет	60	6,4—6,9	435	4
16.I 1976	10 44′ 52″	Таджикская ССР	12	4,8	125	3
8.IV 1976	02 40′ 23″	Газли	17	7,0	465	4
17.V 1976	02 58′ 38″	Газли	17	7,3	485	5
10.VII 1976	07 49′ 0″	Южный Тянь-Шань		5,3	230	3
31.I 1977	14 26′ 11″	Исфара	16	6,3	210	6
13.II 1977	15 33′ 16″	Чарвак	10	3,9	100	2—3
6.XII 1977	10 52′ 33″	Западный Тянь-Шань, Таваксай	13,5	5,3	44	6
4.VI 1978	19 31′ 0″	Кызыл-Кумы	15	5,8—6,4	485	3
1.XI 1978	19 48′ 24″	Северный Памир (Алтай)	16	6,8	350	5—6
11.XII 1980	14 35′ 26″	Приташкентский район (Назарбек)	10—20	5,2	25—30	6

няется наличием близко расположенных областей питания (Приташкентские Чули, где породы верхнего мела выходят на поверхность) и литолого-минералогическим составом водовмещающих пород (песчано-гравийные образования), хорошо промытых за истекший со времени их образования геологический отрезок времени за счет значительного гидравлического уклона от областей питания к области разгрузки (Аральское море). По газовому составу исследуемые воды представляют собой азотные термы: N_2 — 65—95 %, O_2 — 0,1—20 %, CO_2 — 1—30 %, He—0,2—2 %, Ar—1—2 %. В данной работе мы остановимся на некоторых результатах гидрогеосейсмологических исследований газовых компонентов, определяемых в лаборатории методами газовой хроматографии. Хроматографический анализ газовых смесей отличается высокой чувствительностью, экспрессностью, относительной простотой аппаратуры и большим объемом информации, получаемой при анализе одной пробы. Для анализа использовали отечественные хроматографы марки ХЛ-4 и ХЛ-69. Результаты анализа проб растворенного газа указывают на значительные флуктуации его состава в многолетнем разрезе. По результатам исследований удалось установить долговременные фоновые значения отдельных наблюдаемых параметров. Наблюдения за поведением гелия, охватывающие более длительный период с 1963 г., свидетельствуют о значительном увеличении на один и даже два порядка его концентрации за истекший период (табл. 2). Анализ проб растворенного газа, отобранного за период с 1963 по 1965 г., показал, что содержание гелия измерялось величинами порядка сотых долей процента.

Накануне Ташкентского землетрясения 1966 г. содержание гелия в подземных водах скважин, расположенных близко к эпицентру и особенно

Таблица 2

Среднегодовые значения концентраций гелия в термальных водах Ташкентского полигона

Местоположение скважин	Концентрация гелия, об.%							
	1963—1965 гг.	1966—1972 гг.	1972—1975 гг.	1976 г.	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.
Парк Победы	0,034	0,13	0,15	0,14	0,15	0,18	0,18	0,19
Дворец водного спорта	0,041	0,065	0,26	0,31	0,31	0,34	0,34	0,36
Пос. Луначарское	0,014	0,17	0,60	0,68	0,65	0,70	0,70	0,69
Пос. Улугбек	0,025	0,28	1,28	1,56	1,67	1,87	1,93	2,05

в зонах разломов (Парк Победы, пос. Улугбек), увеличилось в 10 раз. В последующие периоды изменения не носят столь резкого характера, однако отчетливо прослеживаются тенденции к постепенному увеличению содержания гелия по всем наблюдаемым скважинам Ташкентского полигона с конца 1977 г., т. е. после очередного сильного землетрясения в пределах полигона (Таваксай).

В целом по полигону самые низкие содержания гелия с 1972 г. были зафиксированы во второй половине 1975 г. и в середине 1977 г. и составляли иногда сотые доли процента, максимальные значения зафиксированы в декабре 1979 — январе 1980 г. и второй половине 1980 г. Математическая обработка данных ежедневных наблюдений за изменением содержания гелия в подземных водах за период с 1972 по 1980 г. выявила достаточно надежные (0,6—0,8) корреляционные связи поведения этого параметра по результатам исследований на скважинах ДВС, в пос. Луначарского, Улугбек, хотя абсолютное содержание гелия в них отличается и составляет соответственно 0,3; 0,64 и 1,6 об. %. Среднеквадратичные отклонения в процессе многолетних флуктуаций гелия обычно не превышают 7—10 %. Характер изменения содержания гелия на полигоне в многолетнем разрезе иллюстрируется на рис. 1. В связи с неравнозначными абсолютными значениями гелия по разным скважинам нами произведена предварительная нормировка значений по полигону, а затем подсчет среднемесячных величин. Если сопоставить эти данные с сейсмическим режимом на территории Средней Азии (см. табл. 1), то становится очевидным, что периоды, когда отмечались высокие содержания гелия, соответствуют всем крупным сейсмическим событиям. Причем амплитуда и длительность периодов снижения концентрации гелия, предваряющих сейсмические события, а также сам характер аномальных вариаций, зависят от силы землетрясения и эпицентрального расстояния до точки наблюдения.

Не менее интересные данные получены и по другому газовому компоненту — двуокиси углерода. Ее содержание также испытывало определенные вариации во времени (табл. 3).

Наблюдения за изменением содержания углекислого газа во времени показали, что в целом по полигону за период наблюдения минимальные его значения зафиксированы в 1975 г., а максимальные в конце 1973—начале 1974 г., а также со второй половины 1979 до середины 1980 г. Среднеквадратичные отклонения в изменении содержания углекислого газа в подземных водах не превышают 20 %. Согласно статистической обработке

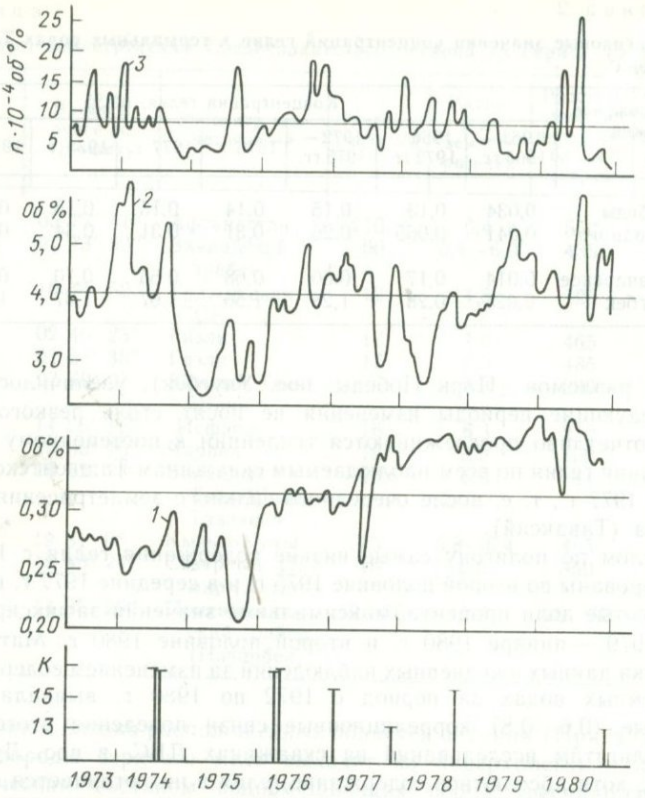


Рис. 1. Изменение содержания гелия (*1*), углекислого газа (*2*) и водорода (*3*) в термальных водах Ташкентского геодинамического полигона за период с 1972 по 1980 г. (К — энергетический класс землетрясений)

многолетних данных отмечается корреляционная связь между изменением содержания углекислого газа и азота в подземных водах ($K_{кор} = -0{,}50 \div -0{,}70$).

Как видно из рис. 1, крупным сейсмическим событиям предшествовали периоды низких содержаний углекислого газа в подземных водах. Амплитуда снижения находится в прямой зависимости от силы землетрясения, расстояния от очага и количества сильных землетрясений.

Основная закономерность — возрастание времени проявления предвестников с ростом энергии землетрясений и снижения $\Delta t_{ан}$ с увеличением эпицентрального расстояния — была подтверждена целой совокупностью предвестников. При этом длительность аномалии связывается с характером поля напряжений, временным ходом развития отдельных трещин и их совокупностей [5]. При подготовке близкого к пункту наблюдения землетрясения в Таваксае отмечался очень резкий спад и быстрое восстановление значений углекислого газа по сравнению с более сильными, но далекими землетрясениями.

Очень своеобразен характер изменения во времени содержания такого газового компонента подземных вод, как молекулярный водород. В целом

Таблица 3

Среднегодовое значение концентраций двуокиси углерода в термальных водах Ташкентского полигона

Местоположение скважины	Концентрация CO_2, об.%							
	1973 г.	1974 г.	1975 г.	1976 г.	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.
Парк Победы	1,44	1,87	1,02	1,88	2,16	2,29	2,39	2,39
Дворец водного спорта	5,24	4,88	3,43	4,02	4,69	3,99	5,16	5,07
Пос. Луначарское	15,44	14,23	11,7	15,52	14,91	9,62	15,80	16,84
Пос. Улугбек	—	—	—	7,36	5,45	4,59	5,13	6,23

Таблица 4

Среднегодовое значение концентраций молекулярного водорода в термальных водах Ташкентского полигона

Местоположение скважины	Концентрация H_2, $n \cdot 10^{-4}$ об.%							
	1973 г.	1974 г.	1975 г.	1976 г.	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.
Парк Победы	21	12	5	12	4	Сл.	Сл.	4
Дворец водного спорта	10	12	7	5	8	То же	Нет	4
Пос. Луначарского	Сл.	3	6	7	4	4	3	12
Пос. Улугбек	Нет	4	Нет	20	10	29	15	24

для бассейна характерны довольно низкие его содержания вплоть до полного отсутствия в течение довольно длительного периода. На фоне таких низких содержаний отмечаются отдельные резкие выбросы больших количеств молекулярного водорода, на 1—2 порядка превышающих среднемноголетние значения (табл. 4).

Высокие значения концентрации молекулярного водорода в подземных водах Ташкентского геодинамического полигона отмечены в 1973—1974 гг. Следующий всплеск повышенных значений характеризует период 1976—1977 гг. и середину 1978 г. В первой половине 1980 г. по всем наблюдаемым скважинам содержание молекулярного водорода резко возросло, что в общем согласуется с активизацией тектонических процессов. Можно предположить, что появление молекулярного водорода в больших количествах характерно для периодов подготовки местных и близких землетрясений.

В данной статье во избежание повторения мы не будем останавливаться на характеристике аномальных вариаций газового состава накануне таких сильных землетрясений, как Газлийские 1976 г., Исфара-Баткенское и Таваксайское 1977 г., так как этому вопросу были посвящены отдельные публикации [7, 8]. Характер аномалий газовых компонентов вод, общих физико-химических показателей и длительность их проявления накануне и в период сильных землетрясений 1978—1980 гг. представлен на рис. 2 и 3. Отметим только, что систематические режимные наблюдения за вариациями этих параметров позволили установить связь выявленных аномалий с энергией возникших землетрясений, а также обнаружить тесную зависимость времени t их проявления от эпицентрального расстояния R [9]. Установленная линейная зависимость, выраженная формулой $\lg Rt = 0{,}63M + 0{,}15$ с коэф-

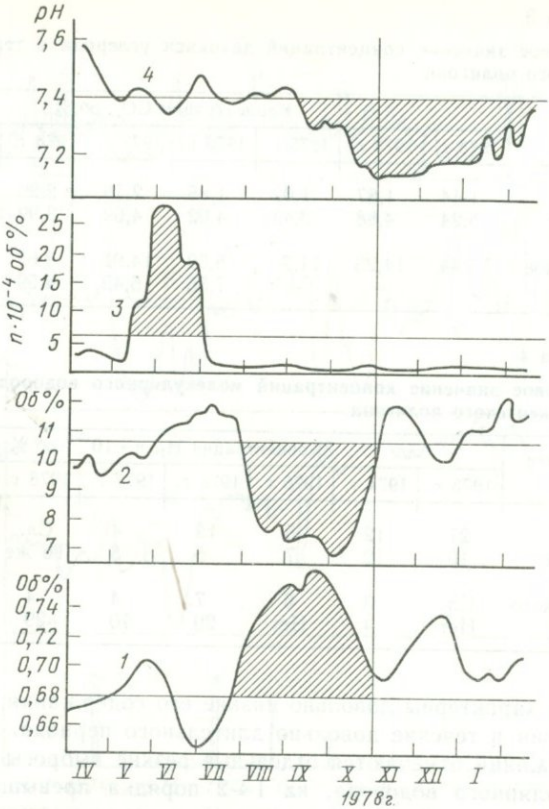


Рис. 2. Вариации концентраций газовых компонентов гелия (*1*), углекислого газа (*2*) и водорода (*3*) и значений *pH* (*4*) в подземных водах Ташкентского геодинамического полигона в период Алайского землетрясения 1978 г. (на примере скважины в пос. Луначарского)

фициентом корреляции 0,97, свидетельствует о том, что наблюдаемые аномалии тесно связаны с процессами подготовки землетрясений и могут быть использованы для прогноза землетрясений.

По результатам наблюдений нескольких скважин в различных регионах, сопоставляя данные по аномалиям газовых компонентов вод, изменению изотопного состава, изменению концентраций хлорид- и фторид-ионов, бора (III), кремнекислоты и др., а также изменению давления, расходов и температур, учитывая характер вариаций, можно высказать некоторые суждения о дальности эпицентра и определить время будущего толчка.

В Институте сейсмологии АН УзССР в настоящее время проводится комплекс работ по поиску предвестников землетрясений, включающий, помимо гидрогеохимических исследований, наблюдения за сейсмическим режимом, наклонометрические и деформометрические исследования, наблюдения за изменением напряженности магнитного поля и естественных электромагнитных импульсов и др. Результаты наблюдений еженедельно обсуждаются на заседаниях Прогнозной комиссии института. Проявление аномалий, выявленных тем или иным методом, тщательно проверяется,

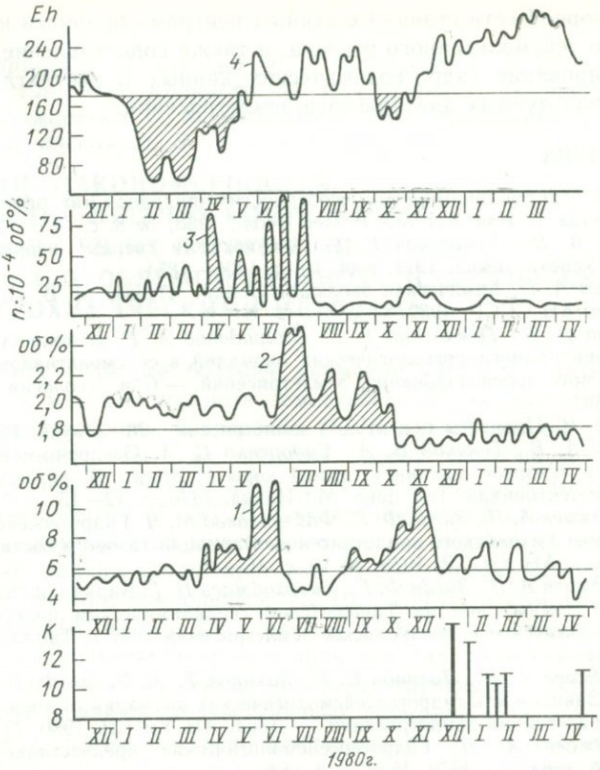


Рис. 3. Вариации концентраций газовых компонентов углекислого газа (*1*), гелия (*2*) и водорода (*3*) и значений *Eh* (*4*) в подземных водах скважины Улугбек в связи с Назарбекским землетрясением 1980 г. и его афтершоками

анализируется, сопоставляется с данными других методов. Такой комплексный оперативный подход к проблеме дает возможность свести к минимуму ложные тревоги, а при сопоставлении данных по разным геодинамическим полигонам конкретизировать место, время и силу землетрясений.

Выявленные гидродинамические, гидрогеохимические аномалии в пределах Андижанского и Ташкентского геодинамического полигонов накануне Алайского землетрясения с магнитудой 7 (1.XI. 1978 г.), подтвержденные аномалиями в магнитном и импульсном электромагнитном полях, дали возможность Институту сейсмологии АН УзССР сделать удачный прогноз. За 6 ч до толчка в Институт физики Земли было послано сообщение о возможности сильного землетрясения в течение суток в районе Алайской долины.

Безусловно, гидрогеохимические исследования пока находятся в стадии разработки и по данным наблюдений разрозненных станций говорить конкретно о точном прогнозе как таковом еще трудно.

Для развития исследований по прогнозу землетрясений с помощью гидрогеохимических методов необходима организация службы, базирую-

щейся на опорной сети станций с единым центром обработки и оповещения для каждого сейсмоактивного региона, а также сопоставление, корреляция и комплексирование гидрогеохимических данных с результатами других методов, используемых для прогноза землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Блох А. М.* О термодинамических особенностях природной макропористой системы порода—вода. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 115—123.
2. *Болдырев В. В., Аввакумов Е. Г.* Механохимия твердых неорганических веществ. — Успехи химии, 1971, вып. 10, с. 1835—1854.
3. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли: Чтения им. В. И. Вернадского, М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
4. *Горбушина Л. В., Тыминский В. Г., Спиридонов А. И.* К вопросу о механизме образования радиогидрогеологических аномалий в сейсмоактивном районе и их значение при прогнозировании землетрясений. — Сов. геология, 1972, № 1, с. 153—156.
5. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978, с. 47—68.
6. *Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко С. А.* Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры. — В кн.: IV симпоз. «Дегазация земли и геотектоника»: Тез. докл. М.: Наука, 1976, с. 12—15.
7. *Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г., Файзуллаева М. Н.* Гидрогеосейсмологические предвестники Газлийского землетрясения. Вариации газового состава подземных вод. — Докл. АН УзССР, 1976, № 10, с. 45—48.
8. *Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г., Умарходжаев Н. Г.* Вариации газохимического состава подземных вод на Ташкентском геодинамическом полигоне. — В кн.: Исфара-Баткентское и Таваксайское землетрясения 1977 г. Ташкент: Фан, 1981, с. 134—141.
9. *Султанходжаев А. Н., Латипов С. У., Закиров Т. З., Зиган Ф. Г., Ташмухамедов М. Г.* Зависимость гидрогеосейсмологических аномалий от энергии и эпицентрального расстояния землетрясений. — Докл. АН УзССР, 1980, № 5, с. 57—59.
10. *Султанходжаев А. Н.* Гидрогеосейсмологические предвестники землетрясений. — Узб. геол. ж., 1979, № 2, с. 3—13.
11. *Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Лебедев В. С.* О геохимических предвестниках землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 168—169.
12. *Штенгелов Е. С.* Зональность современного напряженного состояния земной коры и сейсмичность. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2, с. 444—448.
13. Conference report: Toward earthquake prediction on the global scale. — EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, vol. 59, N 1, p. 25.
14. *Hiroshi W.* Geochemistry as a tool for earthquake prediction. — J. Phys. Earth., 1977, vol. 25, suppl., p. 175—183.

УДК 550.4

Г. М. Варшал, Г. А. Соболев, В. Л. Барсуков, А. В. Кольцов, Б. И. Костин, Т. Ф. Кудинова, Ю. И. Стахеев, С. П. Третьякова, В. А. Пономаренко, О. М. Калинкина, И. В. Кубракова, А. Х. Галузинская, В. В. Мячкин

ИЗУЧЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ВЫДЕЛЕНИЯ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ ИЗ ПОРОД ПРИ ИХ НАГРУЖЕНИИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

В последние годы все большее внимание уделяется развитию гидрогеохимических методов прогноза землетрясений как достаточно перспективных для краткосрочного прогноза [1, 10, 12]. Аномалии в химическом составе подземных вод, как правило, имеют небольшую длительность (1—3 дня) и проявляются в период от 1 до 10 дней до предстоящего сейсмического события [1, 14]. В качестве предвестников рассматривается широкий круг компонентов химического состава подземных вод [1, 12, 14], однако более удачны были прогнозы, выполненные на основе данных о вариациях летучих компонентов [1, 10, 12, 14], в том числе инертных газов: радона [10, 12, 16, 19], гелия [1, 13, 14], а также паров ртути.

Дальнейшее развитие теории и практики гидрогеохимического метода связано прежде всего с решением проблемы, касающейся источников вещества при формировании предвестниковых аномалий.

В процессе развития трещинообразования с ростом тектонических напряжений временное изменение химического состава подземных вод может происходить вследствие трех причин: смешения вод ранее изолированных водоносных горизонтов, усиления подтока глубинных флюидов, поступления в водоносный горизонт отжатых из пород поровых растворов, газов и паров. Значимость последнего фактора можно было оценить в модельных экспериментах при количественном изучении процессов отделения летучих компонентов от пород при механических нагрузках. Для этих целей сотрудниками ИФЗ АН СССР и ГЕОХИ АН СССР с участием ряда институтов АН СССР был подготовлен и проведен в августе 1981 г. крупномасштабный эксперимент на 50 000-тонном прессе ИФВД АН СССР. Исследовали процессы подготовки разрушения образцов базальта и гранита при циклически возрастающем одноосном давлении вплоть до разрушения: 75 и 180 МПа соответственно для базальта и гранита. Наряду с изменением физических полей впервые в практике подобных экспериментов изучали химический состав летучих компонентов, выделяющихся при механических нагрузках, имея в виду один из возможных механизмов поступления вещества при формировании гидрогеохимических предвестников землетрясений.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ БАЗАЛЬТА И ГРАНИТА

Образец базальта для экспериментов был получен из Грузии, а гранита с Янцевского месторождения.

По данным петрографического исследования и химического анализа базальт представлял собой типичный оливиновый долерит со следующим

Таблица 1

Данные химического анализа исходного образца базальта (аналитик О. М. Калинкина)

Компоненты	Содержание, %		Компоненты	Содержание, %	
	Образец растерт до 200 меш	Образец раздроблен, но не растерт		Образец растерт до 200 меш	Образец раздроблен, но не растерт
SiO_2	49,48	—	Na_2O	3,58	—
TiO_2	1,46	—	K_2O	0,72	—
Al_2O_3	16,52	—	H_2O^+	0,09	0,23
Fe_2O_3	4,19	—	CO_2	0,18	
FeO	5,63	—	Сумма	99,32	
MnO	0,16	—	H_2O^-	0,14	0,11
MgO	7,66	—	$C_{общ}$	0,04	0,07
CaO	9,65	—			

минералогическим составом: плагиоклаз № 40—60 %, оливин — 20 %, моноклинный пироксен — 10 %, авгит, диопсид, ильменит и магнетит составляли в сумме около 10 %. В качестве акцессорного минерала в базальте присутствовал апатит. Результаты полного химического анализа базальта приведены в табл. 1. Главные породообразующие элементы определены ускоренным фотометрическим методом [5], а также методами атомной абсорбции и фотометрии пламени [7]; летучие компоненты — углекислота, вода, органический углерод были определены с помощью CHN — анализатора (ЧССР).

Образец лейкократового гранита по данным петрографических исследований характеризовался следующим соотношением минеральных фаз: кварц — 45 %, микроклин — 45 %, биотит + мусковит — 5—7 %, кислый плагиоклаз до 1,5 %. Возможно присутствие цоизита и везувиана.

Образцы в форме прямоугольных параллелепипедов были обработаны алмазной шарошкой на шлифовальном станке. Размеры образцов: базальт — высота 91,5 см, размеры основания 58×57,5 см; гранит — высота 70 см, размеры основания 70×69 см.

ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ ПОРОД И МЕТОДЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Выбор компонентов, подлежащих изучению в модельном эксперименте, был обусловлен рядом причин. Среди них главные — реальный химический состав образцов, возможность использования современных методов определения, обеспечивающих низкий предел обнаружения для каждого из компонентов, статистическая оценка прогностических свойств каждого из компонентов на основе данных о вариациях в их концентрации в природных водах в период, предшествующий землетрясениям.

Уже простое сопоставление данных по содержанию кристаллизационной воды и общего углерода в образце базальта до и после механического воздействия (процесс растирания) (см. табл. 1) показывает перспективность определения в газовой фазе паров воды, летучих соединений углерода, в частности углекислого газа. Концентрации ртути, гелия и радона в породах

земной коры достаточно малы, но эти элементы присутствуют во всех типах изверженных пород в количествах, достаточных для их определения современными высокочувствительными методами: среднее содержание ртути в базальтах $9 \cdot 10^{-6}$ %, в гранитах $8 \cdot 10^{-6}$ % [2]. Содержание гелия в изверженных породах находится в интервале концентраций $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-7}$ см^3/г [2, 13]. Содержание радона в породах земной коры исключительно мало и, в частности, для базальтов может быть оценено на уровне концентраций от 10^{-12} до 10^{-13} см^3/г. Будучи продуктом радиоактивного распада радия-226, радон-222 присутствует практически во всех типах пород земной коры и в природных водах [11]. Содержание радона с высокой чувствительностью регистрируется по его α-активности с помощью детекторов α-частиц различных конструкций. С обнаружения аномалий в концентрации радона в подземных водах началась история гидрогеохимического метода прогноза землетрясений [10]. Работы по радоновому предвестнику широко проводятся в СССР [10, 16], Японии [16, 19], в США [16] и Китае [12, 16]. В частности, в 1981 г. китайскими учеными были доложены результаты исследования поведения радона в модельных экспериментах при двухосном сжатии образцов пород [17].

Анализ всех перечисленных выше факторов позволил сформулировать задачу при проведении крупномасштабного модельного эксперимента с образцами базальта и гранита — количественное определение паров воды, ртути, радона, гелия и углекислого газа в газовой фазе, отбираемой с поверхности нагружаемых образцов. В перечень элементов был включен также и кислород — компонент, позволяющий оценить связи изолированной системы отбора с атмосферным воздухом через поры испытуемого образца.

Специально сконструированная система для отбора летучих компонентов была основана на циркуляционном принципе: выделяющиеся в процессе нагружения образцов летучие компоненты, диффундируя с поверхности образца, поступали в приемные сосуды, промываемые потоком газа-носителя, транспортирующего исследуемые компоненты к выносной системе датчиков. В качестве газа-носителя использовали азот высокой чистоты. Принципиальная схема установки приведена на рис. 1. Система работает в двух режимах: в режиме промывки током азота (перед каждым нагружением) и в рабочем режиме по замкнутому циклу. При промывке системы ток азота-носителя поступает из баллона *1* через четырехходовой кран *2* и микрокомпрессор *3* в приемные сосуды *4*, укрепленные на одной из граней испытуемого образца; оттуда смесь газов поступает в приемную систему с серией блоков для адсорбции паров ртути *5*, регистрации радона по трекам α-частиц, вымораживания воды *7*. Далее в систему включены три последовательно соединенные U-образные трубки для отбора проб газов для хроматографического анализа (*8, 9, 10*). Расход газа в системе измеряли ротаметром *11*, градуированным с помощью реометра, и регулировали на стадии промывки с помощью редуктора, а при работе в циркуляционном режиме с помощью микрокомпрессора. При промывке системы ток газа поступал в атмосферу; с началом нагружения образца поворотом четырехходового крана переключали систему на работу по замкнутому циклу. В это время баллон с азотом отключен и в системе циркулирует одна и та же порция азота-носителя, транспортирующего летучие компоненты из приемных сосудов *4* к системе датчиков и накопителей *5—10*. Блоки ртутный *5*, радоновый *6* и водный *7* работают в режиме накопления, извлекая

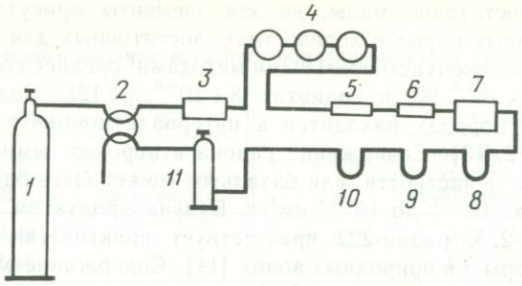


Рис. 1. Принципиальная схема установки для изучения летучих компонентов, выделяющихся при нагружении пород

1 — баллон с азотом ОСЧ; *2* — четырехходовой кран; *3* — микрокомпрессор; *4* — приемные сосуды, укрепленные на грани испытуемого образца; *5* — трубка с золотым сорбентом для концентрирования ртути; *6* — трубка с диэлектрическим пленочным детектором для регистрации радона по трекам α-частиц; *7* — трубка для вымораживания воды, погруженная в термостат с охлаждающей жидкостью; *8—10* — U-образные трубки для отбора проб газов для хроматографического анализа; *11* — ротаметр

из потока газа-носителя соответствующие компоненты, выделившиеся из образца в течение всего конкретного цикла нагружения. Отбор проб для хроматографического анализа проводили с помощью U-образных трубок, состав газа в которых отражал лишь мгновенную концентрацию к моменту окончания нагружения в каждом цикле.

Отбор газов с поверхности образца осуществляли с помощью трех последовательно соединенных массивных стаканов: высота 2,2 см, внутренний диаметр 8 см, толщина стенок 1 см. Площадь основания стакана 50 $см^2$, объем 110 $см^3$. Таким образом, с помощью 3-х приемных сосудов собирали летучие компоненты с поверхности образца, равной 150 $см^2$.

Приемный блок из трех стаканов был размещен на грани I образца базальта в верхней правой части грани ниже бандажа. Стаканы крепили на поверхности образца с помощью прижимных винтов и швеллера, приваренного к бандажу. Для герметизации системы между стаканом и поверхностью образца помещали в качестве прокладки шайбу из вакуумной резины. Приемный блок был связан с системой датчиков и накопителей с помощью двух резиновых шлангов диаметром 0,5 см и длиной по 7,5 м каждый. Таким образом, внутренний объем системы подводящих шлангов около 300 $см^3$.

Для соединения накопителей и датчиков использовали резиновый шланг диаметром 3 мм. Общая длина этих соединений была около 3 м; следовательно, внутренний объем в системе этих шлангов не превышал 21 мл.

Объем кварцевой трубки с золотым сорбентом для концентрирования ртути был около 1 мл (диаметр 0,3 см и длина 13 см), объем блоков для регистрации радона и вымораживания воды — около 15 мл каждый, объем трех U-образных трубок — около 20—21 мл. Таким образом, объем системы в рабочем варианте был около 630 мл.

Как унифицированная была принята операция промывки системы перед началом нагружения 7 л азота особой чистоты. При объемной скорости около 400 мл/мин десятикратный обмен газовой фазы в системе обеспечивался промывкой в течение 10—15 мин. Расход газа в системе

на этапе ее промывки и при работе в замкнутом цикле контролировали с помощью ротаметра, градуированного по реометру.

На стадии работы по замкнутому циклу, когда прокачивание газа через систему осуществляли с помощью микрокомпрессора МК-Л, скорость газа в системе снижали до минимальной (5 мл/с), обеспечивая, с одной стороны, достаточно эффективную транспортировку выделяющихся при нагружении летучих компонентов от приемных стаканов к системе детекторов, а с другой — достаточно полное извлечение паров ртути и воды из газовой фазы в соответствующих приемниках и оптимальные условия контакта газовой фазы с нитроцеллюлозными пленками в радоновом блоке. Скорость газа при работе по замкнутому циклу устанавливали с помощью регулятора микрокомпрессора. Определения ртути, выделявшейся из блока горной породы при одноосном сжатии, проводили при помощи недисперсионного атомно-флуоресцентного фотометра с предварительной сорбцией ртути на золотом сорбенте. Сорбенты представляют собой спираль из нихромовой проволоки длиной 25 см и диаметром 0,2 мм, на которую виток к витку намотана золотая проволока (8000 витков) диаметром 0,02 мм. Спираль размещена внутри кварцевой трубки с внутренним диаметром 3 мм и внешним 6 мм. При пропускании через сорбент газовой фазы, содержащей пары ртути, со скоростью не превышающей 1 л/мин, не менее 95 % ртути захватывается сорбентом. После накопления ртути сорбент хранили и транспортировали в герметично закрытой кассете из оргстекла. Десорбцию накопленной ртути производили нагреванием сорбента при пропускании электрического тока в течение 3 с. Количество накопленной на сорбенте ртути измеряли по количеству излученного ее парами флуоресцентного излучения, интенсивность которого регистрировали фотоумножителем ФЭУ-39 с кварцевым окном. Ток фотоумножителя интегрируется при помощи преобразователя ток—частота. Флуоресценция паров ртути возбуждается излучением ртутной лампы ДРТ-230, питаемой ВЧ генератором с частотой 5 МГц. Предел обнаружения (3σ) равен 10^{-11} г ртути. Воспроизводимость показаний при многократном определении $270 \cdot 10^{-12}$ г ртути — 4 %. Градуировочные графики линейны до 10^{-7} г ртути.

Эффективность сорбентов контролировали пропусканием через них газа, содержащего фиксированные количества ртути из газового эталона. Правильность градуировки не хуже 6 отн.% во всем интервале определяемых количеств ртути.

Для определения радона в газовой фазе, транспортируемой током азота, использовали диэлектрический детектор — пленочный нитроцеллюлозный материал LR 115—11 фирмы «Кодак» [18]. Альфачувствительный слой нитроцеллюлозы, окрашенный в красный цвет, нанесен в детекторах этого типа на толстую лавсановую подложку. При взаимодействии α-частиц с нитроцеллюлозной пленкой вследствие радиационной деструкции материала на пленке можно обнаружить треки α-частиц и по плотности треков (числу их на 1 $см^2$) определить концентрацию радона в газовой фазе. Конструкция датчика была отработана в соответствии с требованиями эксперимента — эффективная регистрация субмикроколичеств радона в потоке газа-носителя с удобным подключением радонового блока к циклической системе. Необходимо было также предусмотреть достаточно простой способ монтажа и демонтажа датчика. Всем этим условиям удовлетворял датчик следующей конструкции. Два отрезка стеклянной трубки диаметром

1,5 см и длиной 5,5 см оттягивали с одного конца каждую (диаметр отростка 0,3 см, длина 1,5 см). В каждую трубку по периметру укладывали нитроцеллюлозную α-чувствительную пленку в форме цилиндра. Другой кусок пленки в форме прямоугольника 1 см × 4,5 см укладывали вдоль оси цилиндра. Оба отрезка стеклянной трубки с пленкой соединяли с помощью муфты из эластичной полимерной трубки, обеспечивающей герметизацию в месте стыковки.

Предложенная конструкция датчика обеспечила большую поверхность контакта газовой фазы с альфачувствительной пленкой и достаточно высокую эффективность регистрации α-частиц в потоке. По окончании каждого цикла нагружения датчик демонтировали, разрезая муфту из полимерной трубки. Затем из стеклянной трубки извлекали нитроцеллюлозную пленку и проявляли ее выдерживанием в 20 %-ном водном растворе гидроксида натрия ($d=1{,}22$) в термостате при 60 °С в течение 1 ч 10 мин. После этого пленку тщательно промывали дистиллированной водой, высушивали на воздухе и подсчитывали под микроскопом число треков α-частиц на 1 см^2.

Воду, выделившуюся при нагружении образцов, определяли гравиметрическим методом после ее вымораживания из потока газа-носителя. Для этих целей были специально изготовлены стеклянные трубочки и термостат из пенопласта с крышкой. Стеклянная трубка-ловушка для воды несколько напоминала трубку Пенфильда, используемую при анализе минералов и пород для определения кристаллизационной воды [4]. В стеклянной трубке диаметром около 1 см и длиной 16,5 см по ходу газа были выполнены шарообразные утолщения (в верхней части трубки), переходящие в нижней части трубки в пальцеобразные отростки длиной 4,5 см. В рабочем цикле и при транспортировке от большого пресса к лабораторным помещениям эти отростки погружали в стаканы емкостью 50 мл с охлаждающей смесью, приготовленной смешением 100 вес. частей измельченного льда с 60 вес. частями предварительно высушенного нитрата аммония и обеспечивающей температуру до —17 °С. Термостат представлял собой пенопластовый брусок длиной 19 см, шириной 8,5 см и высотой 7,5 см с двумя цилиндрическими углублениями диаметром около 4 см и высотой около 6 см. Оси цилиндров располагались на расстоянии 5,5 см. В эти углубления вставляли стаканы с охлаждающей смесью и закрывали термостат пенопластовой крышкой высотой 3,5 см со специальными отверстиями и пазами для крепления стеклянной трубки-ловушки и погружения в охлаждающую смесь пальцевидных отростков и термометра.

По окончании каждого цикла нагружения пережимали зажимами подводящий и выводной резиновые шланги, охлаждающий блок транспортировали в рабочее помещение, вынимали трубку из термостата, отсоединяли шланги с зажимами и взвешивали трубку с конденсированной влагой на аналитических весах. После этого трубку помещали в сушильный шкаф, выдерживали 1,5—2 ч при 110 °С, охлаждали в эксикаторе и снова взвешивали. По разности находили вес воды, выделившейся при нагружении образцов. Точность взвешивания $5 \cdot 10^{-5}$ г.

Пробы газа для хроматографического определения углекислого газа и кислорода, а также определения гелия с помощью диффузионного магниторазрядного анализатора ИНГЕМ-1 отбирали из газового потока после достижения предельного нагружения в каждом цикле. Для этих целей

с помощью зажимов пережимали вводной и выводной резиновый шланги каждой из U-образных трубок, вынимали блок из системы и разделяли трубки. Газовые пробы из двух трубок использовали для хроматографического анализа. Анализ смеси газов проводили с помощью газового хроматографа ЛХМ-8МД на колонке с сорбентом порапак Q. В качестве газа-носителя использовали азот.

Для хроматографического анализа из U-образных трубок отбирали аликвотную часть газа объемом 0,1 мл, прокалывая иголкой микрошприца резиновый соединительный шланг на конце трубки. Пробу вводили в испаритель хроматографа и после разделения содержание каждого из компонентов определяли по высоте пика на хроматограмме, используя градуировочные графики, построенные по эталонным газовым смесям.

Для определения гелия газовую пробу из U-образной трубки осторожно под слоем воды переводили в перевернутую бутыль емкостью 250 мл, полностью заполненную водой. Газ, барботируя через слой воды, концентрировался в верхней части перевернутой бутыли. Горлышко бутыли под водой закрывали резиновой пробкой и транспортировали пробу в лабораторию. Содержание гелия определяли из равновесной водной фазы с помощью прибора ИНГЕМ-1 и рассчитывали, используя водные эталоны гелия с учетом объема конкретной U-образной трубки.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

При исследовании выделения летучих компонентов содержание каждого из компонентов определяли один раз в каждом из циклов. Для этого после достижения конечной для данного цикла нагрузки и 15—20-минутной экспозиции при этой нагрузке приемную часть системы демонтировали, разъединяя резиновые шланги, после чего проводили определение отдельных компонентов по методикам, описанным выше.

Перед началом эксперимента с нагружением образцов проводили холостой опыт, в котором после промывки системы азотом и 2,5-часовой работы системы по замкнутому циклу в отсутствие нагружения образцов определяли содержание исследуемых компонентов в потоке газа-носителя.

Результаты хроматографического определения кислорода и углекислоты в потоке азота-носителя в зависимости от механической нагрузки для базальта и гранита соответственно приведены в таблицах 2 и 3. Можно видеть, что в пробах газа-носителя, отобранных в момент окончания процесса нагружения образцов базальта и гранита в каждом из циклов, углекислый газ отсутствует на уровне концентраций, определение которых возможно с помощью хроматографа ЛХМ-8МД (предел обнаружения 0,01 об.%).

Интересны данные по содержанию кислорода. Во-первых, они достаточно стабильны для каждого из образцов и мало зависят от механических нагрузок вплоть до разрушения образцов. Во-вторых, данные, полученные в процессе нагружения, практически не отличаются от значений, полученных для холостого опыта. В-третьих, концентрация кислорода в потоке азота-носителя характерна для каждого из образцов и варьирует для базальта в интервале 11,0—13,6 %, а для гранита в интервале 4,2—4,9 %. По-видимому, эти значения в какой-то мере отражают различия в пористости

Таблица 2

Содержание кислорода и углекислого газа в азоте-носителе на последовательных стадиях нагружения образца базальта, об.%

Номер эксперимента	Давление, МПа	Концентрация, об.%	
		O_2	CO_2
Холостой опыт	0,0	11,9	0,0
1	7,0	10,8	0,0
2	24,0	13,0	0,0
3	42,0	13,1	0,0
4	63,0	12,8	0,0
5	78,0	13,6	0,0

Таблица 3

Содержание кислорода и углекислого газа в азоте-носителе на последовательных стадиях нагружения образца гранита, об.%

Номер эксперимента	Давление, МПа	Концентрация, об.%	
		O_2	CO_2
Холостой опыт	0	4,9	0,0
1	120,0	5,2	0,0
2	180,0	4,2	0,0

Таблица 4

Концентрация гелия в азоте-носителе при последовательном нагружении образцов базальта и гранита

Номер эксперимента	Давление, МПа	Общее содержание гелия в пробе	
		в равновесной водной фазе, мл/л	в газовой фазе, об.%
Азот особой чистоты	0	Базальт	
Холостой опыт	0	$5{,}64 \cdot 10^{-5}$	$5{,}64 \cdot 10^{-4}$
1	7,0	$5{,}0 \cdot 10^{-5}$	$5{,}0 \cdot 10^{-4}$
2	24,0	$6{,}0 \cdot 10^{-5}$	$6{,}0 \cdot 10^{-4}$
3	42,0	$7{,}0 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-4}$
4	63,0	$6{,}0 \cdot 10^{-5}$	$6{,}0 \cdot 10^{-4}$
5	78,0	$7{,}4 \cdot 10^{-5}$	$7{,}4 \cdot 10^{-4}$
		Гранит	
Холостой опыт	0	$5{,}0 \cdot 10^{-5}$	$5{,}0 \cdot 10^{-4}$
1	120,0	$6{,}4 \cdot 10^{-5}$	$6{,}4 \cdot 10^{-4}$
2	180,0	$6{,}6 \cdot 10^{-5}$	$6{,}6 \cdot 10^{-4}$

образцов базальта и гранита. Во всяком случае, судя по содержанию кислорода, атмосферный воздух, диффундируя через поры образца, поступает в заборное устройство системы и разбавляет циркулирующий там чистый азот наполовину в экспериментах с базальтом и на одну четверть в экспериментах с гранитом.

Этим данным в целом соответствуют результаты, полученные при определении концентраций гелия в пробах газа-носителя, отобранных в момент окончания нагружения в каждом цикле (табл. 4).

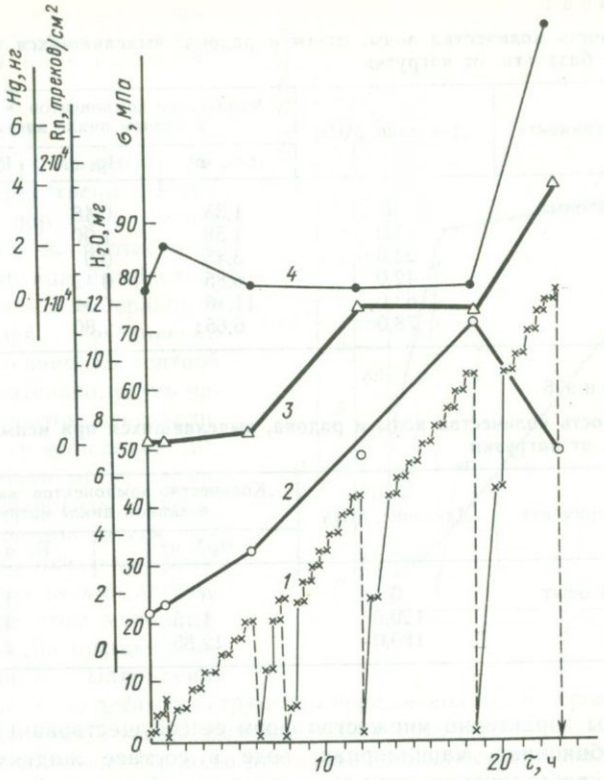


Рис. 2. Кривая нагружения базальта (*1*) и зависимость степени отделения воды (*2*), радона (*3*) и ртути (*4*) от нагрузки

При сравнении данных по содержанию гелия в азоте особой чистоты с результатами определения в потоке азота-носителя в холостом опыте можно видеть, что уровень содержания гелия близок к атмосферному, т. е. гелий как газ с высокими коэффициентами диффузии быстро проникает через поры образца в заборное устройство системы. В целом даже в экспериментах с мгновенным отбором газовых проб из потока четко прослеживается тенденция к увеличению его содержания в азоте-носителе на 25—50 %, т. е. с ростом механических нагрузок может иметь место выделение гелия из пород.

Более информативные результаты были получены для тех летучих компонентов, датчики которых работали в режиме накопления; к таким компонентам относятся: вода, ртуть и радон (табл. 5, 6; рис. 2 и 3).

На рис. 2 приведена кривая нагружения базальта *1*, а также зависимость степени отделения воды *2*, радона *3* и ртути *4* от нагрузки при испытании образца базальта. Можно выявить по крайней мере три закономерности выделения летучих компонентов из пород в процессе нагружения, и все они связаны с формами существования соответствующих компонентов в породах.

Таблица 5

Зависимость количества воды, ртути и радона, выделившихся при испытании образца базальта, от нагрузки

Номер эксперимента	Давление, МПа	Количество компонентов, выделившихся в данном цикле нагружения		
		H_2O, мг	Hg, нг	Rn α-треков/см^2
Холостой опыт	0	1,35	0,48	$8 \cdot 10^2$
1	7,0	1,58	1,90	$1,2 \cdot 10^3$
2	24,0	3,45	0,61	$1,0 \cdot 10^3$
3	42,0	6,85	0,49	$9,5 \cdot 10^3$
4	63,0	11,40	0,51	$9,0 \cdot 10^3$
5	78,0	6,65	9,80	$1,8 \cdot 10^4$

Таблица 6

Зависимость количества воды и радона, выделившихся при испытании образца гранита, от нагрузки

Номер эксперимента	Давление, МПа	Количество компонентов, выделившихся в данном цикле нагружения	
		H_2O, мг	Rn α-треков/см^2
Холостой опыт	0	0	$1,8 \cdot 10^3$
1	120,0	1,15	$1,6 \cdot 10^4$
2	180,0	12,85	$1,9 \cdot 10^4$

Для воды характерно множество форм ее сосуществования в породах: вода адсорбционная, капиллярная, вода в составе жидких включений минералов, кристаллизационная вода с различной энергией связи с гидратируемыми ионами, вода как компонент кристаллических структур минералов (главным образом гидроксил-ионы) [4]. При термической обработке пород вода может выделяться в диапазоне температур от 70 до 1100 °С (особенно трудно выделяется вода из структуры слюдистых минералов). Как видно из рис. 2 и табл. 5, при механических нагрузках выделение воды в соответствии с многообразием форм ее существования в породах непрерывно возрастало пропорционально нагрузке в первых четырех циклах нагружения. Зная химический состав базальта, легко оценить долю воды, отделяющуюся при нагружении базальта. Объем испытуемого образца был 0,305 м^3, а поверхность 2,79 м^2. Учитывая удельный вес базальта, можно оценить вес образца — около 900 кг. При содержании воды (H_2O^+) в базальте 0,23 % (см. табл. 1) из базальта через всю его поверхность выделилось за время эксперимента 4,3 г воды (суммированные данные табл. 5 за вычетом значения холостого опыта в каждом цикле нагружения), или $4,8 \cdot 10^{-4}$ %. Таким образом, в процессе нагружения вплоть до разрушения образца базальта из него выделилось 0,2 % от общего количества воды, имеющейся в породе. Интересно, что максимум выделения воды наблюдался задолго до момента разрушения.

Совершенно иным образом ведет себя в эксперименте ртуть. На кривой нагружения имеется два локальных максимума ртути (рис. 2, *4*): первый при незначительных нагрузках — 10 % от разрушающих — связан, по нашему мнению, с выделением паров ртути из открытых пор и трещин,

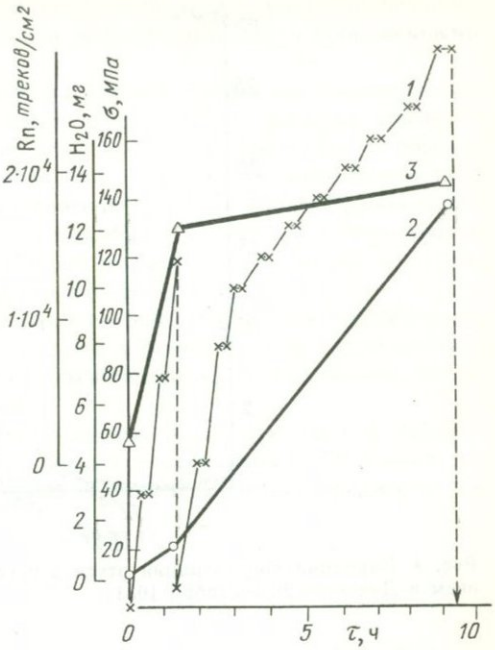


Рис. 3. Кривая нагружения гранита (*1*) и зависимость степени отделения воды (*2*) и радона (*3*) от нагрузки

второй резкий максимум проявляется непосредственно перед разрушением породы и связан с разрушением закрытых пор, трещин, деструкцией кристаллической решетки минералов и трансформацией соединений ртути с выделением элементной ртути. Действительно, ртуть является компонентом кристаллических структур минералов [9], соединения ртути могут термически диссоциировать с выделением элементной ртути при не слишком высоких температурах и ртуть как весьма летучий компонент при этом может накапливаться в дислокациях, порах, трещинах. Накопление ртути в разного рода дефектах структуры породы, возможно, происходит и за счет ее поступления с мантийным флюидным потоком.

Для того чтобы оценить долю ртути, выделившуюся из базальта при его нагружении, проведен несложный расчет. С учетом данных холостого опыта за весь период нагружения в приемный блок с площади 150 см^2 поступило 10,9 нг ртути, а в целом через поверхность базальта 2,79 м^2 выделилось около 2 мкг ртути. Таким образом, 2,8 $\cdot$ 10^{-3} % от общего содержания ртути в образце базальта выделилось при нагружении породы вплоть до разрушения.

Для радона как газообразного продукта распада естественных радиоактивных элементов (главным образом радия-226), входящих в состав кристаллических структур, по-видимому, доминируют два состояния: одно (исходное) — в структуре минералов. Кроме того, покидая вследствие различных причин место в узлах кристаллической решетки, радон может концентрироваться в дислокациях, порах, трещинах и других дефектах структуры кристаллической решетки минералов и породы в целом. Такая неравномерность распределения газовых примесей в твердых телах хорошо изучена на примере распределения водорода в металлах [3], инертных газов — продуктов деления ядерного горючего в материалах твэлов [15]. В работах Э. К. Герлинга получены убедительные доказательства существования по крайней мере трех миграционных форм гелия в минералах и породах [6], в том числе форм, входящих в структуру кристаллической решетки и включенных в нарушения структур закрытого типа, а также форм, входящих в состав газовой фазы открытых пор, трещин и др. В последнее время выполнено интересное исследование форм существования аргона-40 — продукта радиоактивного распада калия-40 в минералах [8].

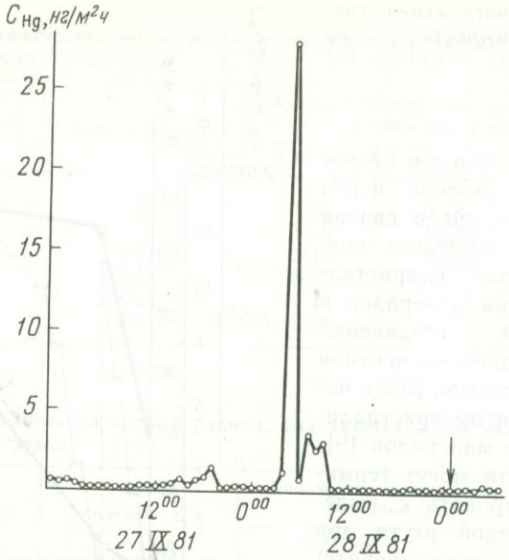


Рис. 4. Вариации концентрации ртути в пробах почвенного газа перед землетрясением в Душанбе 29 сентября 1981 г.

В соответствии с этими данными можно было ожидать появления нескольких максимумов выделения инертных газов при нагружении пород.

Действительно, на кривой нагружения наблюдается два участка с резким возрастанием интенсивности выделения радона (рис. 2, *3*): первый от 27 до 54 % и второй от 80 до 100 % разрушающей нагрузки.

Общие закономерности выделения летучих компонентов, установленные при испытании образца, подтверждаются и в экспериментах с гранитом (табл. 6, рис. 3). В последнем случае были получены данные по содержанию в газе-носителе кислорода и гелия (см. выше), а также по суммарному выделению в каждом цикле нагружения воды и радона.

При рассмотрении данных по граниту следует отметить, что предварительное (за год до настоящего эксперимента) нагружение образца до 139 МПа в какой-то мере исказило картину выделения летучих компонентов, однако общие закономерности поведения летучих компонентов при нагружении подтверждаются: увеличение с ростом напряжения выделения воды (рис. 3, *2*) и радона (рис. 3, *3*).

Обобщая приведенный экспериментальный материал, можно сделать следующие основные выводы.

Количество летучих компонентов, выделяющихся из пород при их механических нагрузках, растет на 1—2 порядка. Для таких компонентов, как ртуть и радон, процесс выделения может носить в значительной мере импульсный характер с резким возрастанием интенсивности выделения непосредственно перед разрушением породы. Оценка количества летучих компонентов, отделяющихся от пород при их нагружении, позволяет утверждать, что этот источник вещества способен вносить существенный вклад в формирование гидрогеохимических предвестников землетрясений. Соответствующее повышение концентрации этих компонентов с ростом тектонических

напряжений в процессе подготовки землетрясений может надежно фиксироваться путем анализа подземных вод и почвенного воздуха современными высокочувствительными методами.

Так, например, используя автоматический атомно-флуоресцентный ртутный фотометр (предел обнаружения ртути 10^{-11} г) для непрерывного определения ртути в почвенном газе, отбираемом на глубине 1 м от поверхности, Ю. А. Стахеев зарегистрировал два импульсных повышения концентрации ртути перед местным землетрясением в Душанбе 29.IX.1981 силой в 3 балла с эпицентром в районе Султанабада, 15—20 км юго-восточнее Душанбе. За 29 ч до землетрясения поток паров ртути возрос в 5 раз, а за 19 ч в 90 раз относительно фонового уровня (рис. 4).

Сколько-нибудь существенное влияние глубинных флюидов в этом случае нереально. Таким образом, основной вклад в формирование гидрогеохимического предвестника вносит ртуть, отжимаемая из близлежащих пород с ростом тектонических напряжений.

В целом эксперимент показал возможность и перспективность лабораторного моделирования для оценки главных источников поступления веществ, обусловливающих формирование гидрогеохимических предвестников землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—337.
2. *Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г.* Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970. 278 с.
3. *Гельд П. В., Рябов Р. А., Кодес Е. С.* Водород и несовершенства структуры металла. М.: Металлургия, 1979. 221 с.
4. *Гиллебранд В. Ф., Лендель Г. Э., Брайт Г. А., Гофман Д. И.* Практическое руководство по неорганическому анализу. М.: Госхимиздат, 1957, с. 820—838.
5. *Гельман Е. М., Старобина И. Д.* Ускоренные химические методы определения породообразующих элементов. НСАМ Инструкция № 138-х. М.: ВИМС МинГео СССР, 1976. 58 с.
6. *Герлинг Э. К.* Миграция гелия из минералов и пород — Тр. Радиевого ин-та АН СССР, 1957, т. 6, с. 64—87.
7. *Полуэктов Н. С.* Методы анализа по фотометрии пламени. М.: Госхимиздат, 1959. 231 с.
8. *Пушкарев Ю. Н., Аракелянц М. М., Иваненко В. В., Пупырев Ю. Г.* Различие в поведении изотопов ^{40}Ar и ^{39}Ar при истирании минералов как результат нарушенности K—Ar систем. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 3, с. 705—709.
9. *Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А.* Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 336 с.
10. *Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г.* Методические рекомендации к гидрогеосейсмологическим исследованиям. Ташкент: Фан, 1980. 51 с.
11. *Финкельштейн Д. Н.* Инертные газы. М.: Наука, 1979, с. 184—199.
12. *Цай Цзухуан, Ши Хуасинь.* Гидрогеохимические предвестники землетрясений. Дичжи Чубаньше, 1980. 206 с. На кит. яз.
13. *Яницкий И. Н.* Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.
14. *Barsukov V. L., Varshal G. M., Serebrennikov V. S.* et al. Variation of chemical composition of underground waters as earthquake precursors. — In: 21st Gen. Assembly IASPEI, London, Canada, July 21—30, 1981. Abstrs A2. 18.
15. *Carroll R. M.* Fusion product release from fuels. — Nucl. Safety, 1965, vol. 7, N 1, p. 34—44.
16. *Hauksson E.* Radon content of groundwater as an earthquake precursor: Evaluation of world-wide data and physical basis. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B10, p. 9397—9411.

УДК 553.495 : 550.8+550.348.433

Я. А. Мусин, С. Идрисова, В. А. Кабо,
Н. У. Мусин, А. М. Федоров

К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ АНОМАЛИЙ РАДОНА В ПЕРИОД ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Возникновение газохимических предвестников землетрясений, как правило, связывается с усилием напряженного состояния земной коры. Считается, что деформация определенного ее участка приводит к образованию новых или раскрытию в той или иной степени залеченных трещин. Изменение газового и химического состава подземных вод при этом может происходить за счет облегчения путей миграции воды и газов с больших глубин [2, 8].

В то же время возможность миграции такого относительно короткоживущего радиоактивного газа, как радон, на большие расстояния вызывает определенные сомнения. Нам представляется, что изменения в концентрациях этого газа в период подготовки землетрясения могут быть в значительной степени объяснены взаимодействием подземных вод с вновь образуемыми при возникновении трещин поверхностями. Известны лабораторные опыты [11], поставленные с целью иллюстрации действительного увеличения выхода радона из эманирующих образцов, подверженных осевому сжатию. К сожалению, выход радона в этих опытах регистрировался не в жидкую среду, что более соответствовало бы глубинным условиям земной коры, а в воздух. В то же время известно, что как коэффициенты эманирования, так и нестационарные процессы эманирования в воздух и воду имеют существенные различия [4, 9], до сих пор мало изученные. В связи с этим нами предпринята попытка выявить особенности протекания нестационарного процесса эманирования при взаимодействии вновь образованных поверхностей эманирующих образцов с жидкой средой при различных температурах. При этом указанные поверхности получались путем предварительного дробления штуфной пробы.

Эксперименты проводили с образцами урансодержащих порфиритов различной крупности массой 1—10 г. Навески проб помещали в склянки Дрекселя объемом 100 мл и заливали водой или растворами хлорида кальция или натрия различной концентрации (до 100 г/л) при температурах от 22 до 90 °С. Через определенные промежутки времени измеряли количество радона, переходящего из образца в раствор. Использование в качестве смачивающей жидкости наряду с дистиллированной водой растворов указанных выше солей обусловлено относительным распространением в природных условиях вод хлоридно-кальциево-натриевого типа.

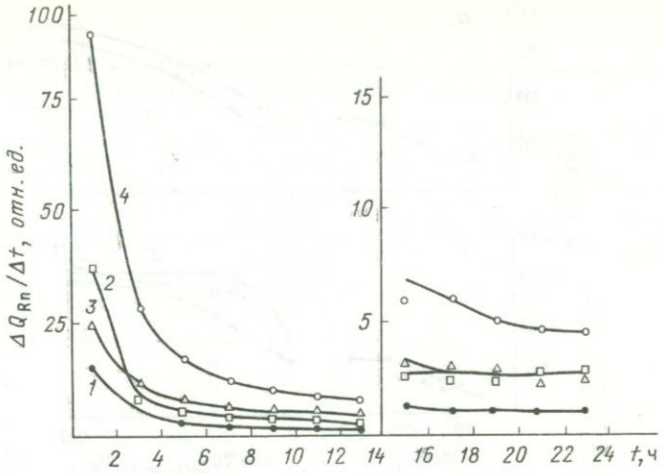


Рис. 1. Динамика выделения радона при погружении проб

1 — в воду при 22 °С; *2* — в воду при 90 °С; *3* — в раствор $CaCl_2$, 100 г/л при 22 °С; *4* — в раствор $CaCl_2$ при 90 °С

Динамика выделения радона из радиоактивных порфиритов в некоторые растворы при температурах 22 и 90 °С показана на рис. 1. Определение радона проводили через каждые два часа в течение суток. За единицу количества выделенной эманации принята величина стационарной эманирующей способности в воду при 22 °С за два часа эманирования.

Как видно, зависимость скорости выделения радона ($\Delta Q_{Rn}/\Delta t$) от времени носит резко неравномерный характер. За первые два часа выделяется примерно столько же радона, сколько за оставшуюся часть суток. Многочисленные эксперименты, проведенные нами, показали, что нестационарный процесс перехода радона в жидкую среду продолжается в основном 2—3 сут. При этом в первые сутки количество выделенного радона составляет 90—95 % от всего его количества, переходящего в раствор за счет развития нестационарного процесса.

На основании полученных данных (см. рис. 1) можно утверждать, что в исследованных образцах имеется значительное количество относительно слабо связанного радона, который находится, по-видимому, в сорбированном состоянии на внутренних и внешних поверхностях эманирующих тел. Так, при смачивании этих поверхностей водой при 22 °С за первые два часа выделяемое количество радона соответствует примерно 15, а при смачивании раствором хлорида кальция с концентрацией 100 г/л при 90 °С — около 90 принятых относительных единиц. Аналогичные величины, отнесенные к периоду в одни сутки, вследствие затухающего характера нестационарного выделения радона, будут меньшими, однако достаточно значительными: 2,7 в первом случае и примерно 15 — во втором.

Приведена зависимость количества радона, выделившегося в фазу раствора за первые два часа (рис. 2, *а*) и первые сутки (рис. 2, *б*) при действии воды в интервале температур от 22 до 90 °С, а также растворов хлоридов кальция и натрия с концентрацией от 0 до 100 г/л при 90 °С на сухие

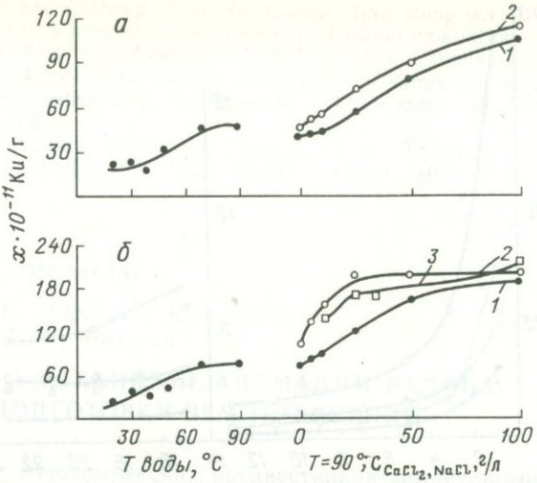


Рис. 2. Десорбция радона при погружении проб в воду и растворы $CaCl_2$ (*1, 2*) и NaCl (*3*)

а — за 2 ч; *б* — за 24 ч; соотношение жидкой и твердой фаз 2,5 и 25 мл/г и 27 мл/г соответственно

пробы. Каждая точка на рисунках получена в результате осреднения данных 3—10 проб.

Можно видеть, что в интервале температур 22—70 °С десорбция радона растет практически пропорционально температуре. При дальнейшем росте температуры от 70 до 90 °С количество радона, поступающего в раствор из породы, не увеличивается, что наблюдали как при двухчасовой, так и при суточной экспозиции (см. рис. 2, *а* и 2, *б*).

Правые части кривых (см. рис. 2, *а* и 2, *б*) отражают характер перехода радона в растворы хлоридов кальция и натрия с различной концентрацией при 90 °С. Нижняя ветвь соответствует соотношению жидкой и твердой фаз (Ж/Т), равному 2,5 мл/г (вес пробы 10 г), верхняя — 25 мл/г (вес пробы 1 г).

При малых значениях отношения Ж/Т переход радона как в воду, так и в растворы хлорида кальция вплоть до концентрации последнего 10 г/л обусловлен, по-видимому, в основном процессами десорбции. Об этом свидетельствует факт относительно малого выщелачивания радия в указанные среды (табл. 1 и 2). При концентрации хлорида кальция больше 10 г/л существенную роль начинает играть выщелачивание радия.

Для больших значений отношения Ж/Т, как показывают данные табл. 1 и 3, выщелачиваемость радия даже в воду выше, чем для малых, и резко увеличивается в присутствии хлорида кальция, что способствует и интенсификации перехода радона в жидкую фазу. Так, при концентрации хлорида кальция 25—30 г/л количество перешедшего в раствор радона примерно такое же, как в раствор с концентрацией хлорида кальция 100 г/л при малых Ж/Т.

Повышение отношения Ж/Т, по-видимому, способствует также более полной десорбции радона с поверхности пробы. Так, количество радона,

Таблица 1

Выщелачивание радия в дистиллированную воду при различных температурах и отношениях жидкой фазы к твердой (объем воды 25 мл)

Номер пробы	Фракция, мм	Вес пробы, г	Отношение жидкой фазы к твердой (Ж/Т), мл/г	Температура, °С	Продолжительность выщелачивания, сутки	Количество радия, поступившего в фазу воды из 1 г пробы, $\times 10^{-11}$ Ku/г	$Rn_ф^*/Rn_{пр}$, %
12	0,25	15	1,6	70	17	0,2	0,1
105	2—3	10	2,5	20	180	1,0	1,3
111	То же	То же	То же	30	190	1,3	1,2
113	»	»	»	50	180	1,0	0,8
114	»	»	»	70	180	1,2	0,7
188	»	»	»	90	40	1,8	1,7
172[a]	»	5	5,0	20	110	0,8	0,36
259	»	1	25,0	20	7	7,5	8,6
260	»	То же	То же	То же	То же	13,5	15,5
261	»	»	»	»	»	9,0	10,3
256	»	»	»	50	»	20,0	15,4
257	»	»	»	То же	»	28,0	21,5
258	»	»	»	»	»	16,5	12,7
253	»	»	»	90	»	17,5	11,4
254	»	»	»	То же	»	15,5	10,1
255	»	»	»	»	»	36,0	23,5

* $Rn_ф/Rn_{пр}$ — отношение количества радона, равновесного с радием в фильтрате к количеству радона, выделяемого пробой в стационарном режиме эманирования.

Таблица 2

Выщелачивание радия в растворы хлорида кальция при температуре 90 °С (вес пробы 10 г, Ж/Т = 2,5 мл/г)

Номер пробы	Концентрация $CaCl_2$ в выщелачивающем растворе, г/л	Количество радия, поступившее в фазу раствора из 1 г пробы, $\times 10^{-11}$ Ku/г	$Rn_ф/Rn_{пр}$, %
224	5	1,4	1,0
222	10	3,7	2,8
223	То же	1,4	0,7
220	25	6,8	5,1
221	То же	4,0	2,8
191	100	75,0	49,0
192	То же	121,0	79,0

Таблица 3

Количество радия, поступившее в фазу раствора из навески породы массой в 1 г за различные промежутки времени (Ж/Т = 25 мл/г)

Номер пробы	Характеристика выщелачивающего раствора	Количество радия, поступившее в фазу раствора ($\times 10^{-11}$ Ku/г) в течение	
		2 ч	1 сут
241, 242	5 г/л $CaCl_2$, 90 °С	18,2	50,3
243, 244	10 г/л, то же	29,0	91,0
245, 246	25 г/л »	30,4	129,4

перешедшее в воду за сутки при 90 °С при отношении Ж/Т=2,5 мл/г равно $97{,}3 \cdot 10^{-11}$ Ku/г, а при отношении Ж/Т=25 мл/г — $131{,}0 \cdot 10^{-11}$ Ku/г (см. рис. 2, *б*). Разность этих величин составляет $33{,}5 \cdot 10^{-11}$ Ku/г. Количество радона, перешедшее в воду за счет вышелачивания радия при условии радиоактивного равновесия между радоном и радием, составляет (см. табл. 1) около 6 %, остальной радон переходит в воду, по-видимому, за счет более полной десорбции его с поверхности.

Общая картина перехода радона в жидкую среду выглядит следующим образом. Свежеобразованные поверхности несут на себе большое количество слабосвязанного радона. Под действием воды происходит преимущественная его десорбция; количество десорбированного радона и скорость его десорбции зависят как от температуры воды, так и от отношения жидкой фазы к твердой. Выщелачивание радия при этом имеет подчиненное значение. Под влиянием растворов хлорида кальция продолжается более глубокая десорбция радона, затрагивающая, по-видимому, атомы радона с большим значением энергии активации диффузии. Наряду с этим усиливается выщелачивание радия. Переход радона и радия в жидкую фазу увеличивается с увеличением отношения Ж/Т.

Суммарная внешняя поверхность частиц породы, взятой нами для анализа, примерно в 10 раз превышает поверхность целого недробленного куска породы того же веса. В то же время величины их стационарной эманирующей способности можно считать примерно равными [7]. Тогда приведенные выше соотношения можно интерпретировать как относительное возрастание эманирующей способности целого куска породы при увеличении его поверхности примерно в 10 раз за счет, например, процесса трещинообразования. Совершенно очевидно, что эти данные носят лишь ориентировочный характер. Количественные же соотношения для других типов пород могут существенно различаться и зависят от содержания урана в них, крупности, степени развития внутренних поверхностей и т. д. Принципиальным в данном случае является то, что в породах имеется значительное количество слабосвязанного радона, десорбция которого может быть причиной изменения его концентрации в подземных водах. В этом смысле проанализированные нами радиоактивные порфириты не являются исключением. Как показывают данные табл. 4, такими же или примерно такими же относительными количествами слабо связанного радона характеризуется целый ряд других природных образований.

Вопрос о временном ходе эманирующей способности урансодержащих проб в воду после окончания интенсивного нестационарного эманирования, обусловленного смачиванием, представляет большой интерес.

А. П. Кириковым и др. [4] было показано, что коэффициенты эманирования в воду по радону исследованных ими урановых руд практически всегда больше, чем в воздух. Сравнительное изучение эманирующей способности радиоактивных руд и минералов сухих и увлажненных (вплоть до полного смачивания) проводили многие авторы [1, 4—6, 9]. Полученные данные показывают, что в подавляющем большинстве случаев влияние смачивания приводит к повышению коэффициента эманирования. Механизм этого явления предложен В. Л. Шашкиным и М. И. Пруткиной [9, 10].

Зависимость эманирующей способности в воду от температуры практически не изучали. Известна лишь одна работа, выполненная в 1926 г. В. Л. Спицыным [6], в которой исследовали зависимость скорости выде-

Таблица 4

Относительные количества десорбированного радона за первые два часа и сутки из различных пород

Образец, краткая характеристика	Количество десорбированного радона ($\times 10^{-11}$ Ku/г)		Стационарная активность по радону, $\times 10^{-11}$ Ku/г	$\left(\frac{Rn_{десорб.}}{Rn_{стац.}}\right)^{*}_{2\text{ ч.}}$	$\left(\frac{Rn_{десорб.}}{Rn_{стац.}}\right)^{*}_{24\text{ ч.}}$
	за первые 2 ч	за первые сутки			
М—1, руда, эталонная, 100 меш	2,48	—	0,11	22,5	—
С—2, то же	4,55	—	0,07	65,0	—
Кварц, полевые шпаты, фр. 3 мм	0,47	0,96	0,05	10,4	1,60
То же, фр. 1—3 мм	3,98	6,74	0,18	22,1	3,12
» »	4,50	6,66	0,16	28,1	3,47
Внешняя часть штуфной пробы, кварц, полевые шпаты, фр. 1—3 мм	1,85	5,06	0,19	9,74	2,22
То же, мелкий порошок	365,70	666,70	19,70	18,60	2,82

* Отношения количеств десорбированного радона за 2 и 24 ч с начала смачивания пробы к количеству его, выделяемому при стационарном режиме эманирования за тот же период времени.

ления радона в воду из мелких кусочков урановой смолки и других минералов в интервале температур от 3 до 98 °С. Для урановой смолки и самарскита при повышении температуры от 20 до 80 °С наблюдали примерно семикратное увеличение эманирующей способности. Возможно, как это было отмечено в работе [9], приведенные В. И. Спицыным данные характеризуют не истинную, а кажущуюся эманирующую способность, т. е. эманирующую способность при нестационарном режиме эманирования.

В связи с этим постановка эксперимента, имеющего целью изучение эманирующей способности в воду при различных температурах, особенно в течение длительного времени, представляет определенный интерес. Ниже изложены результаты такого эксперимента, проведенного нами [3].

Материалом для этих опытов служили образцы тех же радиоактивных порфиритов различных фракций. Вес каждой навески 10 г, количество воды 25 мл. Вначале для всех исследованных проб было определено значение стационарной эманирующей способности в воду при 22 °С, эти величины приняты за единицу эманирующей способности (A_0) для каждой пробы. Определение A_0 проводили через три дня после смачивания проб в течение последующих 5—10 дней как среднее 3—7 замеров. Затем пробы помещали в водяные бани с различной температурой от 22 до 90 °С. Максимальная экспозиция 11 месяцев.

Как и в случае смачивания сухих проб, при нагревании уже смоченных продолжается интенсивный нестационарный процесс выделения сорбированного на поверхностях радона. При этом, по-видимому, выделяется радон, энергия связи которого с поверхностями проб превышает некоторое значение.

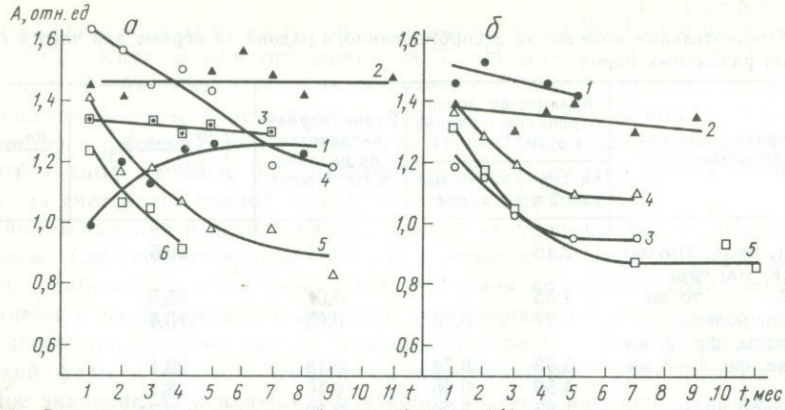


Рис. 3. Зависимость эманирующей способности (A) радиоактивных порфиритов от времени контакта фаз (t) при изотермическом эманировании в воду

а — размер частиц ⩽0,25 мм; *1—6* — при 22; 40; 50; 52; 70 и 90 °С соответственно: *б* — 1,2 — размер частиц ⩽0,05 и 0,06—0,10 мм, 48 °С; *3—5* — размер частиц 0,05—0,06; 0,10—0,16 и 0,20—0,25 мм, 90 °С

Через 1—3 сут выделение радона за счет десорбции практически прекращается. Временной ход эманирующей способности в дальнейшем оценивали по средним значениям этой величины в течение первого (A_1), второго (A_2) и т. д. месяцев (рис. 3, *а, б*). На основании этих данных можно отметить следующее. При температурах до 40 °С эманирующая способность или несколько возрастает (кривая *1*) с течением времени или практически остается неизменной (кривая *2*). При температурах изотермического нагревания 48 °С и выше (до 90 °С) (см. рис. 3) эманирующая способность уменьшается со временем и тем быстрее, чем выше температура воды. Через 3—5 мес количество выделяемого в единицу времени радона, по-видимому, стабилизируется, приближаясь к уровню, соответствующему примерно 0,9 от эманирующей способности при 22 °С. При этом величина A уменьшается для различных проб в 1,2—1,6 раз.

Отмеченные особенности временного хода эманирующей способности при длительном изотермическом нагревании в целом укладываются в рамки гипотезы В. Л. Шашкина и М. И. Пруткиной [9, 10]. Как известно, минералы и породы пронизаны густой сетью капилляров, трещин и различного рода микронарушений. Если пространство между противоположными стенками этих образований заполнено воздухом, атомы радона, получившие энергию отдачи в момент их образования, способны в большинстве случаев пересечь это воздушное пространство и внедриться в кристаллическую решетку, обратная диффузия из которой при обычных условиях практически невозможна. В случае же наличия на внутренней поверхности капилляров и нарушений пленочной воды создаются благоприятные условия для удержания и растворения в ней атомов радона, дальнейший выход которых за пределы частиц минералов может быть осуществлен и при обычных условиях за счет диффузии. Отсюда следует, что увеличение влажности окружающей среды, в которую помещены исследуемые образцы, должно приводить и в действительности приводит (как показывают и наши

опыты) к улучшению условий выхода радона из минералов и пород, т. е. к увеличению коэффициента эманирования.

Следовательно, увеличение эманирующей способности проб в воду по сравнению с эманирующей способностью тех же проб в воздух легко объяснить смачиванием внутренних и внешних поверхностей частиц пород. При этом следует заметить, что смачивание предварительно сухих поверхностей приводит, с одной стороны, к десорбции частиц сорбированного радона, с другой — к удержанию доли вновь образующихся атомов радона водяной пленкой. Первый из этих процессов обусловливает более или менее интенсивное нестационарное выделение радона, относительно быстро затухающее во времени. Второй, вообще говоря, создает благоприятные условия для повышения коэффициента эманирования.

Можно было бы ожидать, что увеличение температуры воды, в которой находятся эманирующие образцы, будет способствовать увеличению их эманирующей способности за счет усиления агрессивных свойств воды, а следовательно, и проникновения воды в более глубокие участки капилляров и нарушений, т. е. за счет освоения новых поверхностей. Тем не менее величина A при температурах выше 48—50 °C не только не растет, но заметно падает со временем.

Для объяснения этого обстоятельства следует, очевидно, допустить, что наряду с проникновением молекул воды в более глубинные области капилляров и микронарушений породы происходит увеличение толщины водяной пленки входной их части вплоть до образования сплошных водяных пробок. Последнее затрудняет диффузию радона из эманирующих образцов и приводит, таким образом, к закономерному уменьшению их эманирующей способности.

Обнаруженная нами особенность временного хода эманирующей способности при длительном изотермическом эманировании в воду в совокупности с экспериментально установленными закономерностями нестационарного процесса эманирования могут быть весьма полезны при интерпретации механизма некоторых положительных радоновых аномалий, возникающих при подготовке землетрясений.

Действительно, эманирующая способность пород, находящихся длительное время в контакте с достаточно горячей жидкой средой, должна, согласно полученным нами данным, иметь относительно низкое значение. Предположим, что рост напряжений в период подготовки землетрясений вызывает трещинообразование в породах, т. е. появление новых поверхностей. При взаимодействии этих поверхностей с жидкой средой можно ожидать обогащение радоном последней, во-первых, за счет десорбции слабосвязанного на этих поверхностях радона. Относительная величина и временная протяженность таких аномалий будут зависеть от интенсивности и длительности процесса трещинообразования, а также от температуры, степени и характера минерализации подземных вод. При кратковременном и интенсивном образовании трещин радоновые аномалии за счет десорбционных процессов могут иметь форму пика длительностью в несколько дней, подобно описанным в работе [13]. Во-вторых, повышенная концентрация радона в жидкой фазе может, при достаточно высокой температуре последней, сохраняться длительное время за счет установленной нами зависимости эманирующей способности от времени. После достижения одинаковой водонасыщенности проводящих радон каналов свежеобразо-

ванных поверхностей и основной части породы эманирующая способность породы в целом должна приблизиться к исходному значению. Возможно, именно такой механизм лежит в основе наблюдавшейся в природных условиях [12] длительной положительной радоновой аномалии перед сейсмическим толчком.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баранов В. И., Новицкая А. П.* Влияние влажности на эманирование. — Радиохимия, 1960, т. 2, № 4, с. 485—490.
2. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—337.
3. *Калмурзаев К. Е., Мусин Я. А., Идрисова С.* Зависимость эманирующей способности радиоактивных порфиритов от времени при изотермическом эманировании в воду. — Изв. АН КиргССР, 1981, № 3, с. 24—30.
4. *Кириков А. П., Тверской П. Н. и др.* Радиоактивные геофизические методы в приложении к геологии. М.: Горгеонефтьиздат, 1934. 271 с.
5. *Пруткина М. И., Шашкин В. Л.* Эманирование радона из урановых руд и минералов в жидкость. — Атом. энергия, 1967, т. 22, вып. 2, с. 140—141.
6. *Спицын В. И.* О механизме выделения эманации радия из радиоактивных минералов в жидкие среды. — Тр. по изучению радия и радиоактивных руд, 1926, Л.: ОНТИ, т. 2, с. 264—271.
7. *Старик И. Е., Меликова О. С.* Эманирующая способность минералов. — Тр. Радиевого ин-та, 1957, т. 5, с. 184—202.
8. *Уломов В. И., Мавашев Б. З.* О предвестниках сильного тектонического землетрясения. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 2, с. 319—321.
9. *Шашкин В. Л., Пруткина М. И.* О механизме эманирования радиоактивных руд и минералов. — Атом. энергия, 1970, т. 29, вып. 1, с. 41—42.
10. *Шашкин В. Л., Пруткина М. И.* Эманирование радиоактивных руд и минералов. М.: Атомиздат, 1979. 112 с.
11. *Holub F., Brady B. T.* The effect of stress on radon emanation from rock. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B3, p. 1776—1784.
12. *Teng Ta-Liang, Sun Liang-fang, McRaney J. K.* Correlation of groundwater radon anomalies with earthquakes in the greater Palmdale bulge area. — Geophys. Res. Lett., 1981, vol. 8, N 5, p. 441—444.
13. *Wallace K. E., Ta-Liang Teng.* Prediction of the Sundran—Pingwu earthquakes, August 1976. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1980, vol. 70, N 4, p. 1199—1223.

УДК 550.4

А. Б. Оспанов, В. А. Мизев

О НЕКОТОРЫХ ДЕТАЛЯХ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ДАННЫМ МОДЕЛЬНЫХ ВЗРЫВОВ

Вопросы о природе и механизме формирования предвестниковых явлений являются центральными в проблеме прогнозирования землетрясений. Если отдельные геофизические и сейсмологические явления, предшествующие землетрясениям, хорошо объясняются существующими моделями подготовки очага [1] и удачно подкреплены лабораторными экспериментами [2—4], то этого нельзя сказать относительно гидрогеохимических и гидрогеодинамических предвестников.

В настоящей работе обсуждаются результаты наблюдений за гидрогеохимическими и гидрогеодинамическими эффектами экспериментального взрыва, произведенного на территории Алма-Атинского прогностического полигона и сделана попытка уточнить отдельные детали механизма их образования.

Взрыв был произведен в зоне Алтын-Эмельского регионального разлома, проникающего в мантию и имеющего восточное-северо-восточное простирание. Мощность осадочного чехла кайнозойских отложений на пункте взрыва составляла 70—80 м. По данным сети сейсмических станций полигона эффект взрыва можно отождествлять с землетрясением с $K=8{,}1$ и нулевой глубиной очага. Последнее обстоятельство заметно сказывается на увеличении затухания сейсмического эффекта с расстоянием, что следует учитывать при обсуждении результатов эксперимента. Наблюдения за эффектом взрыва проводили на скв. 14 (уч. Чушкалы), расположенной в 22 км от пункта взрыва на одном из оперяющих разломов Алтын-Эмельского регионального тектонического шва. Через каждые два часа производили замеры *pH, Eh, p*K, *p*Na, радона, дебита и температуры воды; содержание гелия измеряли непрерывно, макро- и микрокомпонентный составы воды изучали по отобранным пробам, в среднем через каждые 4 ч. Анализировали также данные стационарной режимной сети гидрогеохимических станций полигона, где наблюдения вели по аналогичной методике. Исключение составили наблюдения за химическим составом вод, которые проводили один раз в сутки.

Прежде чем перейти к обсуждению результатов, отметим одно принципиальное отличие между взрывом и землетрясением. Последнему предшествует период подготовки, в течение которого происходит постепенное накопление напряжений, сопровождающееся возможными изменениями физико-химических свойств среды в области очага, что завершается образованием магистрального разрыва и сбросом напряжений [5, 6]. Взрыв же вызывает мгновенное импульсивное повышение напряжений сжатия в среде при прохождении фронта сейсмической волны. По сейсмическому эффекту взрыв можно, видимо, сравнивать с последней стадией процесса подготовки и реализации землетрясения, т. е. с образованием магистрального разрыва. Тем не менее изучение реакции среды на взрыв представляет несомненный интерес для решения ряда методических вопросов.

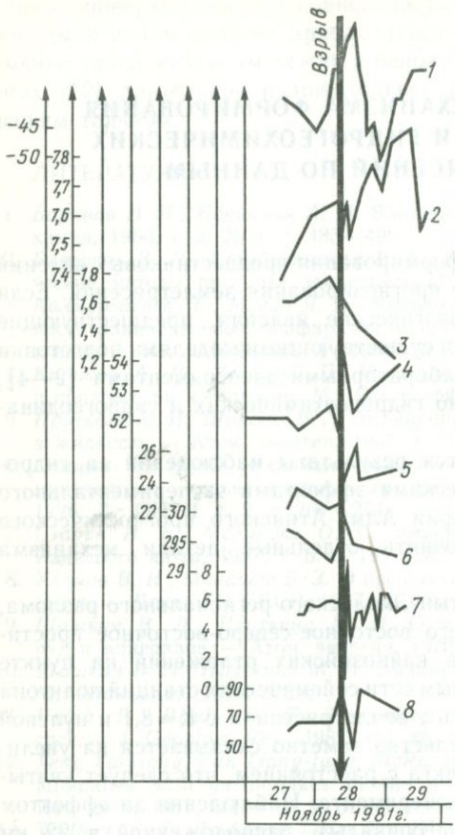


Рис. 1. Графики изменения гидрогеохимических параметров

1 — Eh; 2 — pH; 3 — HCO_3^-, мг-эв/л; *4 —* SO_4^{-2}, мг-экв/л; *5 —* H_4SiO_4, мг-экв/л; *6 —* Cl^-, мг-экв/л; *7 —* He, мл/л · 10^{-3}; *8 —* $Rn_{эман}$

По данным сети сейсмических станций в пунктах гидрогеохимических наблюдений наиболее интенсивными были прямые продольные и поперечные волны. Максимальные глубины проникновения сейсмических лучей не превышали 3—5 км.

Приступая к анализу результатов, следует подчеркнуть, что проведенные опыты показали наличие прямой связи между сейсмическим, гидрогеодинамическим и гидрогеохимическим эффектами. Изменения наблюдавшихся гидрогеохимических параметров по скв. 14 приведены на рис. 1. Как уже отмечали выше, сейсмический эффект взрыва в пункте наблюдения подобен импульсному сжатию среды. После прохождения сейсмических волн среда должна вернуться в исходное состояние. Рассмотрим с этих позиций представленные на рис. 1 графики. В течение 15—20 мин после взрыва произошло увеличение радона с 70 до 90 эман. За последующие 5 ч его содержание понизилось до 50 эман. Затем в течение 3 ч снова повысилось до 95 эман. Стабилизация радона на первоначальном фоновом уровне в 70 эман произошла через сутки. Увеличение радона в момент взрыва, возможно, объясняется выдавливанием его из пор и трещин. Следующее затем понижение тогда обусловлено заполнением вновь открывающихся пор и трещин новыми порциями радона.

Поведение гелия оказалось прямо противоположным радону. Концентрация его в первые 15—20 мин понизилась с 6 · 10^{-3} до 0,8 · 10^{-3} мг/л, а затем в течение 1,5 ч увеличилась до 7,5 · 10^{-3} мг/л и через 24 ч после взрыва стабилизировалась на прежнем уровне. Отличие в характере изменения содержания гелия может свидетельствовать об его глубинной природе. Понижение в момент взрыва может быть вызвано временным закрытием каналов выхода глубинного гелия на дневную поверхность. Последующее же повышение может произойти за счет скопившегося за это время гелия.

Графики поведения хлор-иона, кремнекислоты и сульфат-иона однотипны и схожи с кривой изменения дебита воды в скважине. Изменения дебитов на скважинах 5—Т (Нижняя Каменка) и 14, а также температуры воды

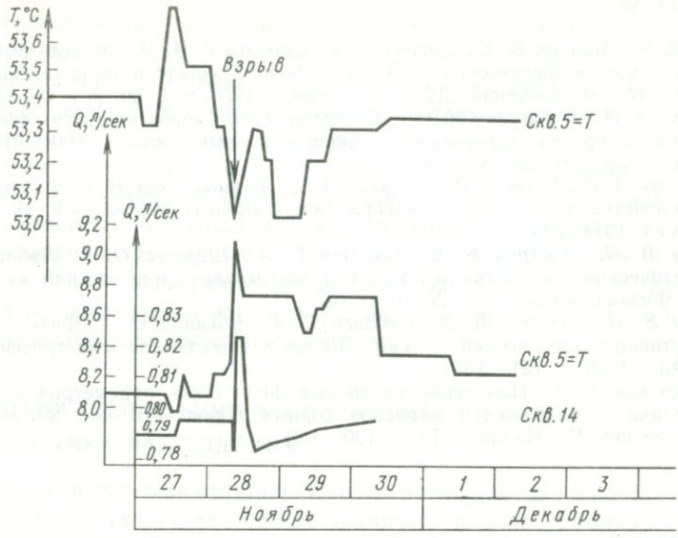


Рис. 2. График изменения дебита и температуры

по 5—Т показаны на рис. 2. Дебит воды на двух скважинах изменялся идентично. Сразу после взрыва он резко увеличился и постепенно возвращался к исходному значению. Разница наблюдалась во времени стабилизации. Если вблизи взрыва (скв. 14) она наступила через 6 ч, то на расстоянии 50 км — через трое суток. Механизм увеличения дебита тот же — выдавливание при прохождении волны сжатия в среде. При этом приток воды увеличился за счет выдавливания из вышележащих слоев, о чем свидетельствует синхронное понижение температуры. Одновременное повышение содержания хлор-ионов и сульфат-ионов (см. рис. 1), очевидно, связано с большим их содержанием в водах, за счет которых произошло увеличение дебита.

Содержание кремнекислоты после взрыва повышается, но это происходит только спустя 5 ч, т. е. когда дебит воды практически уже вернулся в исходное значение. Поэтому механизм данного явления, видимо, иной, чем у сульфат-ионов и хлор-ионов. Возможно, это связано с физико-химическими процессами, обусловленными изменениями термодинамических условий. То же самое можно сказать относительно *pH*, *Eh* и HCO_3^-, экстремумы аномальных изменений которых наступают со значительным запаздыванием относительно взрыва. Создается впечатление, будто взрыв дает начало более длительным процессам.

Таким образом, проведенный экспериментальный взрыв вызвал гидрогеодинамический и гидрогеохимические эффекты двух типов. К первому относятся изменения дебита и температуры воды, содержания радона, гелия, Cl^-, SO_4^{2-}, вызванные непосредственно прохождением сейсмических волн. Ко второму типу относятся вариации кремнекислоты, гидрокарбонатов, *pH* и *Eh*, обусловленные, видимо, вторичными процессами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Брейс В. Ф., Мячкин В. И., Дитрих Д. Х., Соболев Г. А.* Две модели объяснения предвестников землетрясений. — В кн.: Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе: Дониш, 1976, т. 1, кн. 2, с. 9—21.
2. *Будников В. А., Воларович М. П., Файзулин И. С.* Скорости упругих продольных волн при неупругих деформациях образцов горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 3, с. 66—75.
3. *Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1974. 223 с.
4. *Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.* Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 10, с. 107—111.
5. *Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.* Физика очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 121—131.
6. *Томашевская И. С.* Изменение различных физических параметров в процессе деформации и разрушения образцов горных пород. — В кн.: Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975, с. 130—140.

УДК 550.4

А. Б. Оспанов

ОБ ОДНОЙ ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО АНОМАЛИЯМ РАДОНА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

К настоящему времени накоплено большое количество экспериментального материала об изменениях содержания радона в подземных водах в связи с сейсмичностью [1—3, 5—10]. Выявлены как положительные, так и отрицательные предвестниковые аномалии, которые по времени проявления могут быть краткосрочными (за несколько суток) и более долгосрочными (за несколько недель или месяцев). Установлено, что длительность аномалии зависит от энергии готовящегося землетрясения. Коэффициент корреляции между этими величинами составляет $0{,}93 \pm \pm 0{,}02$ [2].

Механизмы образования положительных радоновых аномалий рассмотрены в работах [1—3, 6, 15], согласно которым рост аномалий обусловлен образованием, раскрытием и ростом трещин в области подготовки землетрясения, приводящих к увеличению свободной поверхности горных пород, с которой атомы радона диффундируют в подземные воды. Эту диффузию ускоряют ультразвуковые колебания от развивающихся микротрещин. Кроме того, интенсивному выделению радона может способствовать нарушение термодинамического равновесия системы очаг—окружающая среда в результате трещинообразования и выделения тепла в области будущего очага землетрясения. Образование отрицательных предвестниковых аномалий может быть обусловлено уменьшением свободной поверхности горных пород при закрытии трещин, обратной сорбцией радона горными породами при повышении давления, а также возникновением газо-жидкостного потока из очага в окружающую среду [2]. Описанный механизм применим к непосредственно очаговой зоне, где наиболее сильно выражен процесс

трещинообразования. Радоновые аномалии, наблюдающиеся на значительном удалении от очага, вероятнее всего, обусловлены вариациями напряженного состояния горных пород, вызванными процессами подготовки землетрясения [16]. Косвенным доказательством этого могут служить зарегистрированные нами импульсные изменения содержания радона в подземных водах во время большого экспериментального взрыва [4].

Между тем имеется немало случаев, когда сильные землетрясения не предварялись и не сопровождались радоновыми аномалиями [11, 14, 17]. Одна из возможных причин этого явления рассматривается в настоящей статье на основе экспериментальных данных, полученных с помощью небольших промышленных взрывов на гидрогеохимической станции «Курам» Алма-Атинского прогностического полигона.

УСЛОВИЯ ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА И МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Гидрогеохимическая станция «Курам» расположена на восточном фланге Алма-Атинского прогностического полигона в зоне глубинного разлома, по которому контактируют верхние пермские порфириты и глинистые образования неогена (рис. 1). Наблюдения осуществляются на восходящем роднике, находящемся непосредственно в зоне разлома. Воды гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные кальциево-натриевые, с минерализацией около 1 г/л, температурой 20,5 °С и дебитом 0,2 л/сек. Среднее фоновое содержание радона составляет 10 эман, достигая в аномальные периоды до 30—40 эман. Измерения радона производятся эманометром «Радон» шесть раз в сутки (в 4^{00}, 8^{00}, 12^{00}, 16^{00}, 20^{00} и 24^{00} часов местного врмени) с учащением наблюдений при появлении аномалий.

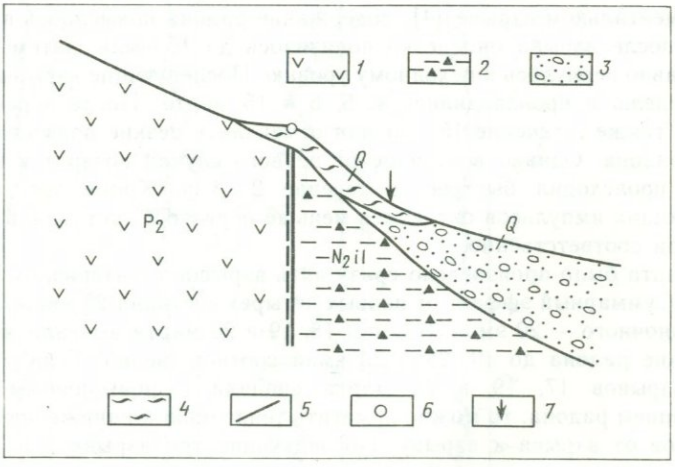


Рис. 1. Схематический разрез района расположения гидрогеохимической станции «Курам»

1 — порфириты; туфы; *2* — щебнистые глины; *3* — гравийно-галечники; *4* — суглинки; *5* — разлом; *6* — родник; *7* — место взрыва

С февраля по апрель 1982 г. в 1,5 км от этой станции была произведена серия из 17 небольших промышленных взрывов, которые вызывали импульсное повышение содержания радона в роднике. Поэтому для изучения характера этих изменений были организованы дополнительные измерения радона сразу после взрыва и затем через каждые 20—30 мин до его возвращения к первоначальному уровню. К сожалению, контроля эффекта взрывов непосредственно на месте их производства организовано не было. Однако в 25 км от этого места находилась сейсмологическая станция «Чилик» Алма-Атинского прогностического полигона, аппаратура которой на периодах 0,1—1,8 с обеспечивала регистрацию колебаний с увеличением $2 \cdot 10^4$. Из опыта работы станции известно, что такая характеристика позволяет ей на расстоянии 25—30 км записывать землетрясения с интенсивностью $K \geqslant 6$. На сейсмограммах станции указанные взрывы не зафиксированы. Отсюда в первом приближении можно заключить, что эффекты взрывов по интенсивности не превышали 10^6 Дж.

ХАРАКТЕРИСТИКА МАТЕРИАЛОВ НАБЛЮДЕНИЙ

Дата и время всех взрывов, а также время замера содержания радона и значения его концентраций приведены в таблице. График изменения концентрации радона с 16 февраля по 17 апреля 1982 г. показан на рис. 2. Вертикальными стрелками помечены моменты взрывов. Следует отметить, что за указанный промежуток времени в непосредственной близости от станции вообще не было никаких землетрясений, а на территории полигона — землетрясений с $K \geqslant 9$.

Среднее фоновое содержание радона за рассматриваемое время, как и задолго до этого, равнялось 10 ± 3 эман и понизилось только в конце наблюдений до 6 ± 2 эман. Первый взрыв в районе станции был произведен 25 февраля 1982 г. В течение 15—20 мин после него, как и при большом экспериментальном взрыве [4], содержание радона повысилось в три раза. За 3 ч после взрыва оно резко понизилось до 16 эман, затем в течение 2 сут плавно вернулось к исходному уровню. Последующие взрывы начались через неделю и производились 4, 5, 6 и 15 марта. После перечисленных взрывов также в течение 15—30 мин отмечались резкие повышения содержания радона. Однако в отличие от первого случая возврат к исходному уровню происходил быстрее, в течение 2—3 ч. Кроме того, величина последующих импульсов оказалась меньше первого и составляла 21, 19, 18 и 18 эман соответственно.

17 марта было произведено сразу пять взрывов с интервалом от 17 мин до 10 ч. Суммарный эффект от первых четырех составил 28 эман, от последнего одиночного — 20 эман. Взрывы 18, 19 и 20 марта вызвали импульсное повышение радона до 19, 28 и 23 эман соответственно. Если учесть, что серия взрывов 17, 19 и 20 марта совпала с повышенным фоновым содержанием радона, то можно заметить тенденцию к понижению величины импульсов от взрыва к взрыву. Последующие три взрыва 3 и 17 апреля уже не сопровождались импульсным повышением радона, хотя по величине они не отличались от предыдущих. Средние фоновые содержания радона к этому времени понизились почти в два раза.

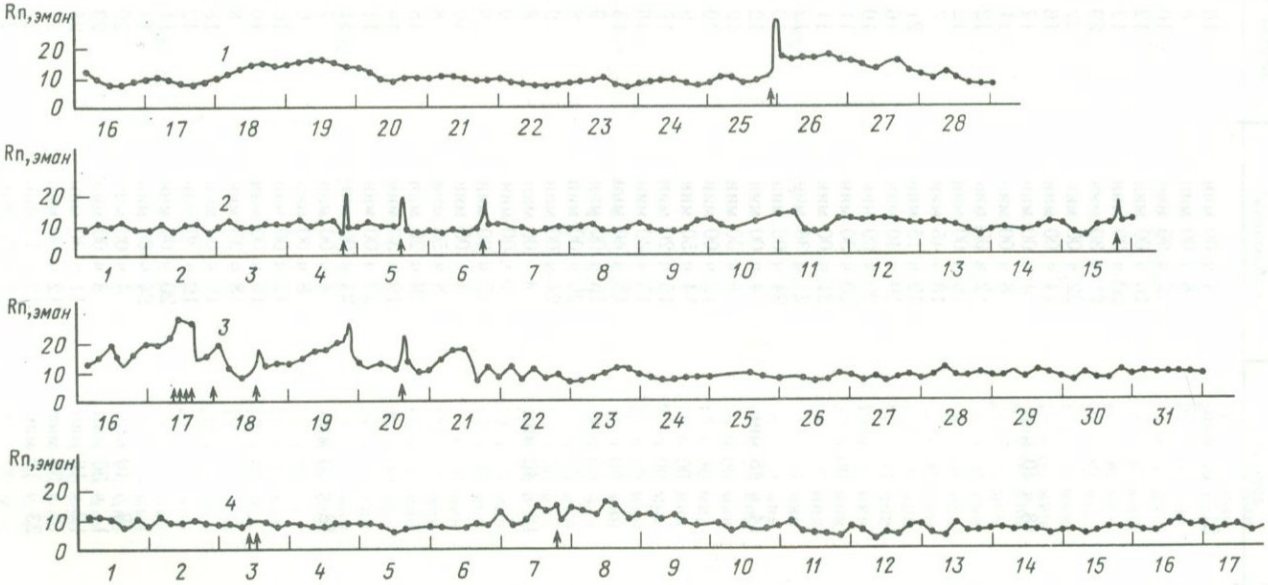


Рис. 2. График изменения концентрации радона

1 — февраль; *2* — март; *3* — март; *4* — апрель (1982 г.)

Промышленные взрывы и связанные с ними вариации в концентрации радона в воде родника

Дата	Время		Содержание радона, эман
	взрыва	наблюдений	
25.02 1982 г.	21 ч 00 мин	4 ч 00 мин	10
		8 ч 00 мин	8
		12 ч 00 мин	10
		16 ч 00 мин	12
		20 ч 00 мин	13
		21 ч 30 мин	29
		22 ч 00 мин	22
		24 ч 00 мин	16
4.03 1982 г.	18 ч 40 мин	4 ч 00 мин	12
		8 ч 00 мин	11
		12 ч 00 мин	12
		16 ч 00 мин	12
		18 ч 45 мин	7
		19 ч 15 мин	21
		19 ч 40 мин	16
		20 ч 00 мин	10
		20 ч 30 мин	11
		21 ч 00 мин	11
		21 ч 30 мин	12
		24 ч 00 мин	10
5.03 1982 г.	14 ч 45 мин	4 ч 00 мин	12
		8 ч 00 мин	10
		12 ч 00 мин	10
		14 ч 50 мин	9
		15 ч 20 мин	19
		15 ч 30 мин	16
		15 ч 40 мин	13
		16 ч 00 мин	9
		20 ч 00 мин	8
		24 ч 00 мин	9
6.03 1982 г.	18 ч 40 мин	4 ч 00 мин	8
		8 ч 00 мин	9
		12 ч 00 мин	8
		16 ч 00 мин	10
		18 ч 50 мин	8
		19 ч 20 мин	18
		19 ч 30 мин	14
		20 ч 00 мин	11
		24 ч 00 мин	11
15.03 1982 г.	18 ч 30 мин	4 ч 00 мин	7
		8 ч 00 мин	6
		12 ч 00 мин	10
		16 ч 00 мин	10
		18 ч 35 мин	8
		19 ч 00 мин	18
		19 ч 30 мин	12
		20 ч 00 мин	11
		24 ч 00 мин	11
17.03 1982 г.	9 ч 10 мин	4 ч 00 мин	20
	11 ч 30 мин	8 ч 00 мин	23
	12 ч 18 мин	11 ч 30 мин	28
	12 ч 35 мин	12 ч 00 мин	27
	23 ч 10 мин	12 ч 18 мин	27
		12 ч 35 мин	26
		13 ч 00 мин	20

Окончание таблицы

Дата	Время		Содержание радона, эман
	взрыва	наблюдений	
		14 ч 00 мин	15
		16 ч 00 мин	13
		20 ч 00 мин	13
		24 ч 00 мин	20
18.03 1982 г.	12 ч 30 мин	4 ч 00 мин	12
		8 ч 00 мин	9
		12 ч 00 мин	11
		12 ч 30 мин	12
		13 ч 00 мин	19
		16 ч 00 мин	13
		20 ч 00 мин	14
		24 ч 00 мин	14
19.03 1982 г.	19 ч 00 мин	4 ч 00 мин	15
		8 ч 00 мин	18
		12 ч 00 мин	18
		16 ч 00 мин	21
		19 ч 00 мин	21
		19 ч 30 мин	28
		20 ч 00 мин	18
		24 ч 00 мин	13
20.03 1982 г.	14 ч 57 мин	4 ч 00 мин	12
		8 ч 00 мин	14
		12 ч 00 мин	11
		15 ч 00 мин	13
		15 ч 30 мин	23
		16 ч 00 мин	15
		20 ч 00 мин	11
		24 ч 00 мин	11
3.04 1982 г.	10 ч 30 мин	4 ч 00 мин	9
	12 ч 30 мин	8 ч 00 мин	8
		10 ч 35 мин	6
		10 ч 50 мин	10
		12 ч 05 мин	6
		12 ч 35 мин	8
		13 ч 00 мин	9
		13 ч 30 мин	10
		13 ч 55 мин	7
		16 ч 00 мин	10
		20 ч 00 мин	8
		24 ч 00 мин	9
7.04 1982 г.	19 ч 00 мин	4 ч 00 мин	8
		8 ч 00 мин	10
		12 ч 00 мин	15
		16 ч 00 мин	13
		19 ч 05 мин	14
		19 ч 30 мин	13
		20 ч 00 мин	10
		24 ч 00 мин	14
17.04 1982 г.	19 ч 30 мин.	4 ч 00 мин	5
		8 ч 00 мин	6
		12 ч 00 мин	7
		16 ч 00 мин	5
		19 ч 35 мин	5
		20 ч 00 мин	8
		20 ч 30 мин	7
		24 ч 00 мин	9

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Как нами уже отмечалось в работе [4], сейсмический эффект взрыва в пункте наблюдения эквивалентен импульсному сжатию среды, приводящему к кратковременному изменению объемов пор и трещин в горных породах. Импульсное увеличение радона в момент взрыва в наших экспериментах объясняется выдавливанием его из пор и трещин при сжатии. Полученный результат объясняет природу предвестниковых радоновых аномалий, наблюдаемых за сотни километров от эпицентра землетрясений, т. е. заведомо вне пределов очаговой зоны. Процесс подготовки землетрясения сопровождается повышением или падением напряжений за пределами его очага подобно тому, что мы наблюдаем при взрывах. Разница заключается лишь в том, что при подготовке землетрясений процессы сжатия или растяжения более растянуты во времени, нежели при взрывах. Таким образом, в основе удаленных предвестниковых радоновых аномалий и импульсных повышений радона при взрывах лежит один и тот же механизм — сжатие пород.

Постепенное уменьшение величины радоновых импульсов с последующим их полным исчезновением при многократных взрывах указывает, по нашему мнению, на то, что при многократном выжимании из пор и трещин запасы радона в них исчерпываются. Восстановление запасов радона требует определенного времени. В нашем случае восстановление фоновых содержаний радона произошло к началу августа, т. е. спустя 3 мес. Установленная зависимость имеет важное значение для оценки эффективности радонового метода прогноза землетрясений. Известно, что некоторые сильные землетрясения предваряются значительной форшоковой активностью в течение длительного времени [12, 13], это приводит к аналогичному с наблюдаемым нами при взрывах эффекту. Естественно, масштабы явления при взрывах и землетрясениях могут быть разными, но общий характер идентичен. Отсюда следует, что если землетрясению предшествует форшоковая активность, то главный толчок не будет предваряться радоновой аномалией. Этим, видимо, и объясняется отсутствие радоновых предвестников перед рядом сильных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев Ф. А., Войтов Г. И., Лебедев В. С., Фридман А. И.* О радиохимических, изотопных и геохимических эффектах в сейсмоактивных областях. — В кн.: Ядерная геология. М.: ОНТИ, 1974, с. 124—134.
2. *Зубков С. И.* Радоновые предвестники землетрясений. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 6, с. 74—105.
3. *Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Симкин Э. М.* и др. К вопросу о прогнозировании неглубоких землетрясений. — В кн.: Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 119—129.
4. *Оспанов А. Б., Мизёв В. А.* О некоторых деталях механизма формирования гидрогеодинамических и гидрогеохимических предвестников землетрясений по данным модельных взрывов. — Наст. сб., с. 71.
5. *Рикитаке Т.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979, с. 5—359.
6. *Султанходжаев А. Н., Тыминский В. Г., Горбушина Л. В.* и др. Особенности поведения естественных радиоактивных и радиогенных элементов в подземных водах сейсмоактивных районов. — В кн.: Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 279—291.
7. *Тыминский В. Г.* Геохимические предвестники землетрясений. — Природа, 1979, № 2, с. 46—47.

8. *Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Лебедев В. С.* и др. О геохимических эффектах, сопутствующих тектоническим землетрясениям. — В кн.: Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 303—330.
9. *Чалов П. И., Тузова Т. В., Алехина В. М.* Кратковременные вариации радиоизотопных параметров вод разломов земной коры и их связь с прогнозом землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 8, с. 62—72.
10. *Штенгелов Е. С.* Зональность современного напряженного состояния земной коры и сейсмичность. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2, с. 444—447.
11. *King Chi-Yu.* Do radon anomalies predict earthquakes? — Nature, 1981, vol. 293, N 5830, p. 2262.
12. *Kodama K. P., Bufe Ch. G.* Foreshock occurrence in central California. — Earthquake Notes Seismol. Soc. Amer., 1979, vol. 50, N 2, p. 9—20.
13. *Kristy M. J., Simpson D. W.* Seismicity changes preceding two recent Central Asian earthquakes. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, N B9, p. 4829—4837.
14. *Hauksson E., Goddard J. G.* Radon earthquake precursor studies in Iceland. — J. Geophys. Res., 1981, vol. B86, N 8, p. 7037—7054.
15. *Miachkin V. I., Brace W. F., Sobolev G. A., Dieterich J. H.* Two models for earthquake forerunners. — Pure and Appl. Geophys., 1975, vol. 113, N 1/2, p. 65—74.
16. Radon: Clue to earthquake magnitude. — EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 1981, vol. 62, N 1, p. 765.
17. *Shapiro M. H., Melvin J. D., Tombrello T. A.* et al. Relationship of the 1979 southern California radon anomaly to a possible regional strain event. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B3, p. 1725—1730.

УДК 550.4

Н. М. Елманова, Л. С. Балашов

О ВОЗМОЖНОЙ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ РОЛИ АЗОТНЫХ ТЕРМ ГЛУБОКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТРЕЩИН

В соответствии с представлениями, развиваемыми ведущими гидрогеологами СССР, некоторые гидрохимические типы подземных вод являются своеобразными поверхностными индикаторами, отражающими особенности геологического развития неотектонической активизации отдельных регионов. Большой интерес с таких позиций имеют азотные термы глубоких тектонических трещин. Их проявления широко распространены в пределах отдельных районов сейсмоопасных зон.

СПЕЦИФИКА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОСНОВНЫХ РАЙОНОВ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АЗОТНЫХ ТЕРМ ГЛУБОКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТРЕЩИН

Классическими районами распространения азотных терм глубоких тектонических трещин являются регионы интенсивной неотектонической активизации (современного горообразования), геосинклинальный режим которых завершился в архейском, байкальском, герцинском, альпийском, каледонском циклах тектогенеза и сменился платформенным режимом — Тянь-Шань, Алтай, Прибайкалье, Буреино-Охотская область («эпиплатформенные орогены»). Во всех этих регионах азотные термы глубоких тектонических трещин являются единственными проявлениями современной гидротермальной деятельности. Весьма характерна их приуроченность к наиболее высо-

коактивным в современном геоструктурном плане сейсмичным зонам и тесная связь с массивами изверженных пород.

Современный геологический облик описываемых орогенов характеризуется интенсивной неотектонической активизацией, сводово-глыбовым строением, приближением к поверхности древних консолидированных отложений (среди которых большое место занимают массивы изверженных пород) прежних геосинклиналей на больших площадях поднятий и накоплением мощных (несколько километров) толщ специфических континентальных (молассы) отложений неоген-четвертичного возраста во впадинах.

По современным представлениям [3], главные особенности современного тектонического облика эпиплатформенных орогенов определяются интенсивностью глубинной (подкоровой) активизации и связываются с проявлением столь характерного для эпиплатформенных гор явления воздымания свода, сопровождающегося его структурной дезинтеграцией, разламыванием.

Развитие процесса эпиплатформенного горообразования и общая обстановка сводового воздымания платформенного субстрата за счет возбуждения глубинной энергии создают условия для опережающей дезинтеграции, разламывания верхних частей корового разреза [12]. При этом четко проявляется унаследованность развития отдельных тектонических швов, разломов и структур.

В этой связи представляется закономерной высокая сейсмичность характеризуемых регионов. Очаги подавляющей массы землетрясений в эпиплатформенных орогенах располагаются на глубинах до 25 км.

Постепенно в масштабе геологического времени развивается и глубинная проницаемость разломов. Контрастным ее выражением является, по-видимому, базальтовый магматизм.

Проявление азотных терм в обстановке, охарактеризованной большинством исследователей [1, 3, 7, 15], связывается с формированием в процессе структурной дезинтеграции свода проницаемых для продвижения инфильтрационных вод на глубину 3—5 км трещинных пересечений, контролируемых активизированными разломами. Литологические особенности изверженных пород в наибольшей мере способствуют как образованию таких разрывных структур, так и сохранению их проницаемости в геологическом времени.

Таким образом, проявление землетрясений и формирование трещинных систем циркуляции азотных терм связано с единым геологическим процессом: развитием трещинообразования в ходе структурной дезинтеграции воздымающихся сводов.

На наличие связи между уровнем сейсмичности и проявлениями азотных терм было обращено внимание в работе Л. Н. Барабанова и В. Н. Дислера [1].

Четко выявляется интенсификация проявлений азотных терм в пределах таких высоко активных в сейсмическом плане зон, как Северо-Тяньшаньская, Южно-Тяньшаньская, Байкальская (табл. 1). Масштабы проявления азотных терм резко сокращаются в пределах Русского Алтая, сейсмичность которого существенно уступает названным выше регионам.

Крупные (регионально выраженные) активизированные разломы контролируют в перечисленных регионах выходы терм на поверхность, обусловливая проявление характерных «термальных линий»: Оби-Гармской, Иссык-Атинской, Кеминской, Южно-Иссыккульской, Восточно-Байкальской, Баргузинской, Кульдуро-Быссинской и многих других.

Таблица 1

Интенсивность гидротермальной деятельности в пределах активизированных платформ азиатской части СССР (проявление азотных терм глубоких тектонических трещин)

Основные области распространения азотных терм	Главные районы	Ориентировочное количество основных очагов разгрузки	Число очагов выхода терм, связанных с гранитом	Температура вод, °С		Ориентировочный суммарный дебит, л/с	Ориентировочный вынос тепла, ккал/сут	Возможная сейсмическая активность, баллы/магнитуды
				средняя	максимальная			
Буреино-Охотская обл.	Побережье Охотского моря	4						
	Бассейн р. Зеи и Буреи	5	19	16	35	90	60	$3 \cdot 10^8$	VI
	Нижнее Приамурье	2						
	Приморье	8						
Саяно-Байкальская обл.	Байкало-Чарский	47						
	Ингодино-Чикойский	9	59		40	83	450	$3 \cdot 10^9$	VII—VIII / >7
	Восточно-Саянский	3							VI
Тувинская обл.		2		2	50	84	20	$1{,}4 \cdot 10^8$	VIII
Алтайская обл.	Северное предгорье Алтая	1	3	3	35	48	30	$8{,}6 \cdot 10^7$	VI / 6,1—7,0
	Катунские Альпы в Центральном Алтае	2							VI—VIII
Тянь-Шаньская обл.	Северный склон Киргизского хребта	10							VIII—IX / 7,1—8,0 и более
	Иссык-Кульский район	13							IX / 7,1—8,0
	Средний Тянь-Шаньский	9	47		40	98	~400	$3{,}7 \cdot 10^{10}$	
	Южный Тянь-Шаньский	8							
	Южно-Гиссарский район	7							VIII—IX / 7,5—8,0
	Джунгарский Алатау и Тарбогатай	20							

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ АЗОТНЫХ ТЕРМ ГЛУБОКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТРЕЩИН, ОСОБЕННОСТЯХ ИХ ЦИРКУЛЯЦИИ

Современные представления о генезисе азотных терм исторически сложились в борьбе двух гипотез: ювенильной и инфильтрационной. Первая из них объясняет происхождение азота и ряда специфических и аномальных, на первый взгляд, по концентрации компонентов химического состава (H_2SiO_3, F^-, HS^-, Cl^-, SO_4^{2-}) действием глубинных факторов, тогда как вторая связывает генезис азотных терм преимущественно с процессами инфильтрации атмосферных вод, активного взаимодействия их с вмещающими породами, как в процессе просачивания на глубину, так и последующего восхождения к поверхности.

Широкое изучение действующих гидротермальных систем в послевоенный период нанесло серьезный удар ювенильной гипотезе. По мнению А. И. Германова, В. В. Иванова, Ф. А. Макаренко, А. М. Овчинникова, А. В. Щербакова и др. [7—10, 14, 16], современные гидротермальные системы в самых разнообразных тектонических обстановках представляют гравитационные подземные воды артезианского типа, нагревающиеся внутренним теплом Земли, как за счет регионального геотемпературного поля, так и определенно локализованных аномальных тепловых очагов (внедрение вулканического материала и др.). Инфильтрационное происхождение азотных терм получило широкое освещение в работах многих советских исследователей [3, 5, 8, 11, 13, 16, 18].

В качестве одного из генетических показателей широко используют аргон-азотные соотношения. Значения этих показателей для различных районов распространения азотных терм приближается к атмосферным. Однако в пределах отдельных областей распространения азотных терм

Таблица 2

Газовый состав месторождений азотных терм областей молодых тектонических движений

Месторождение	Газонасыщенность, мл/л	Вид газа (спонтанный или растворенный)	Температура воды, °С	Содержание	
				CO_2	H_2S
Кульдур	—	Спонтанный	71		
		Растворенный			
Питателевское	—	Спонтанный	63	0,5	—
Горячинское	1,2	То же	54	0,4	—
Уш-Белдыр	12,1	» »	82	0,19	—
	9,9				
Белокуриха	12,6	Спонтанный	Нет	Нет	Нет
	13,5	Растворенный	37	Нет	Нет
Алма-Арасан		Спонтанный	34	Нет	Нет
		Растворенный		1,5	Нет
Ак-Су	—	Спонтанный	59	—	—
Ходжа-Оби-Гарм	11,3	Растворенный	74	18,01	—
	4,2				
Явроз	11,8		41,5	—	38,2
Джеты-Огуз	8,21	Спонтанный	29	0,0	
	21,62	Растворенный	3,93	1,90	

наблюдаются отклонения этого отношения от атмосферного до 1,5 раз (преимущественно в сторону увеличения). Такие отклонения не получили однозначной оценки. Вывод об атмосферном происхождении аргона в азотных термах был сделан и в ходе изучения в них изотопных соотношений Ar^{40}, Ar^{36}, Ar^{38} [19].

С позиции инфильтрационного происхождения основных ресурсов азотных терм представляется возможным говорить о наличии в пределах водонапорных погруженных систем зон, существенно различающихся общей направленностью геохимических процессов:

1. Зоны интенсивного выщелачивания в обстановке активного нисходящего продвижения вод, содержащих кислород и углекислоту, и постепенного наращивания температур и давления с глубиной.

2. Зоны метаморфизации состава в условиях длительного (сопоставимых с геологическим временем) соприкосновения вод с породами в обстановке высоких температур, давлений и отсутствия кислорода и углекислоты (восстановительная среда).

3. Зоны дальнейшей метаморфизации состава в обстановке восходящего продвижения терм в область низких давлений и активного их взаимодействия с водами верхних гидродинамических зон на самом последнем этапе продвижения к поверхности.

Внедрение высоконапорных терм в верхнюю гидродинамическую зону обусловливает формирование определенно структурно выраженных месторождений азотных терм, достаточно изученных и широко эксплуатируемых как в нашей стране, так и за рубежом. Месторождения азотных терм занимают лишь небольшие площади (локализованные очаги) в пределах сложных по строению зон неотектонически активизированных разломов, проявляясь, по-видимому, там, где создаются условия для подъема и выхода терм с больших глубин на поверхность — наличие барражи-

Содержание				Ar + Kr + Xe	He + Ne	He/Ar	Автор и год обследования
CH_4	H_2	O_2	N_2 + редкие газы				
0,50			99,5	1,73	0,18	0,105	Сидоров, 1962
0,03			99,97	1,87	9,12	0,066	
—		1,0	98,5	1,3	0,75	0,58	Борисенко, 1963
—	—		99,6	1,3	0,078	0,06	Арутунянц, 1964
—	—	3,3	99,6	1,45	0,28	0,19	Сидоров, 1965
Нет	Нет	Нет	100,0	2,41	0,30	0,09	Елманова, 1963
Нет	Нет	Нет	100,0	1,42	0,52	0,37	
Нет	—	1,90	98,10	1,2	0,53	0,04	Хромова, 1964
0,032	—	4,90	93,57	1,25	0,043	0,03	
—	—	—	100,0	1,31	0,18	0,4	Дислер, 1965
—	—	—	82,0				Воронкова, 1955
0,73	—	—	61,04				
0,96			99,04	1,29	3,78	2,95	Васильева, 1963
			94,17	3,97	1,74	0,44	

Таблица 3

Краткая гидрохимическая характеристика азотных терм гранитных массивов СССР

Месторождение	Глубина скважины, м	Физико-химическая характеристика	
		Температура воды, °С	Солесодержание, М
Кульдурское	50—80	72	0,4
Былыринское	50—150	54	0,3
Питателевское	70—630	68	1,8
Горячинское	25—110	55	0,8
Нилова-Пустынь	100—300	44	1,0
Уш-Белдир	30—150	83	0,4
Рахмановское	170	39	0,2
Белокурихинское	100—1000	42	0,3
Иссык-Атинское	100—170	54	0,25
Аламединское	300—500	53	0,4
Алмаарасанское	30—9	39	0,3
Капал-Арасанское	100—200	43	0,6
Ходжа-Оби-Гармское	30—250	93	0,5
Яврозское	130—500	49	1,8
Оби-Гармское	80—1000	54	0,8

Физико-химическая характеристика					
Формула ионного состава	H_2SiO_3	F, мг/л	HS^-, мг/л	Rn, эман	*pH*
$\frac{(HCO_3+CO_3)50Cl27F15}{(Na+K)95Ca3}$	108	12—20	—	—	9,3
$\frac{(HCO_3+CO_3)50F14SO_413}{(Na+K)50Mg27Ca2}$	79	10	—	70—140	9,5
$\frac{SO_475Cl20}{(Na+K)77Ca21}$	60	10	1—1,9	—	7,4
$\frac{SO_485(HCO_3+CO_3)8}{(Na+K)86Ca10}$	88	2,4	—	—	9,2
$\frac{SO_485HCO_39}{(Na+K)76Ca20}$	62	2,8	0,5	5,0	8,2
$\frac{(CO_3+HCO_3)60SO_416}{(Na+K)98Ca1}$	124	10—14	21	—	9,6
$\frac{HS13F11}{\frac{(HCO_3+CO_3)67SO_422}{(Na+K)92Ca6}}$	32	8	—	до 40	8,9
$\frac{SO_44OHCO_336Cl13F11}{(Na+K)96Ca4}$	52	14	—	50—130	9,2
$\frac{SO_440Cl21HCO_318}{(Na+K)83Ca15}$	41	6,6	3,4	15—17	8,0
$\frac{SO_460(HCO_3+CO_3)18Cl14}{Na80Ca19}$	60	—	—	12	8,4
$\frac{(HCO_3+CO_3)37SO_437F10}{(Na+K)97Ca2}$	46	7,4	3,0	до 20	9,5
$\frac{SO_446Cl36}{(Na+K)92Ca7}$	53	14	—	30—60	7,9
$\frac{(HCO_3+CO_3)44Cl24F15}{(Na+K)94}$	137	15—26	5,4	до 60	8,9
$\frac{Cl68(HCO_3+CO_3)22}{(Na+K)66Ca31}$	35	4,5	4,2	20—40	8,1
$\frac{SO_461Cl28}{(Na+K)69Ca31}$	52	8,8	—	—	8,0

рующих структур, подсечение современными или древними эрозионными врезами термовыводящих зон и др.

Отдельные месторождения азотных терм являются, таким образом, индикаторами существования водонапорных трещинных систем (современных гидротерм), каждая из которых может питать одно или несколько месторождений. Многочисленные месторождения азотных терм, приуроченные к крупным структурно-эрозионным впадинам Тянь-Шаня, Прибайкалья, проявляющихся в пределах таких термальных линий, как Иссык-Атинская, Былыринская и др., могут иметь общие глубинные корни.

Месторождения азотных терм являются как бы естественными дренами, обеспечивающими разгрузку глубинных водонапорных трещинных систем. Они формируются на последнем этапе воздымания терм к поверхности в зоне их внедрения («инжекции») в воды верхних гидродинамических зон (трещинные воды; пластовые воды эрозионных впадин, аллювиальных отложений и др.).

Определяющая роль глубинных факторов всей гидротермальной системы проявляется в исключительной выдержанности гидрохимического облика терм этих месторождений как на территории СССР, так и на территории многих других стран. Последний характеризуется абсолютным преобладанием азота в газовом составе (98—99 %), низким солесодержанием (преимущественно до 1,5 г/л), преобладанием натрия в катионном составе (при самом разнообразном составе анионов), высокой щелочностью (*pH* 7,4—9,8), значительным содержанием кремнекислоты (H_2SiO_3 до 140 мг/л) и фторидов (F^- до 26 мг/л) (табл. 2 и 3).

К одной из существенных черт химического состава азотных терм, формирующихся в изверженных породах, относится присутствие в них большого количества элементов (в том числе и металлов) в микродозах. В составе микрокомпонентов азотных терм гранитных массивов имеются Li, W, Be, Ge, Ga, Mo, As [2, 17]. По данным С. Р. Крайнова, содержание вольфрама в описываемых термах варьирует в интервале от единиц до 200—300 мкг/л. Германий в этих водах обнаруживается повсеместно. Его содержание колеблется от единиц до 30 мкг/л. Концентрация молибдена в термальных водах месторождений Алма-Арасан, Иссык-Ата, Ак-Су, Арасан-Бурлак, Алтын-Арасан достигает $n \cdot 10^{-5}$—$1{,}5 \cdot 10^{-4}$ г/л, тогда как в грунтовых водах этого района содержание элемента не превышает $5 \cdot 10^{-7}$ г/л [4]. В термальных водах Северного Тянь-Шаня присутствует также и мышьяк: $4 \cdot 10^{-5}$ г/л в водах месторождения Иссык-Ата; $4 \cdot 10^{-5}$ в водах Алтын-Арасана.

Глубинные части трещинных гидротермальных систем служат, по-видимому, регулировочными емкостями, обеспечивающими стабильность в многолетнем разрезе динамического, гидрохимического, теплового режима отдельных месторождений азотных терм. Однако устойчивость многолетнего режима азотных терм периодически осложняется неравномерно проявляющимся во времени влиянием вод верхних гидродинамических зон (поверхностных, подземных), которые выполняют роль своеобразных гидравлических преград на последнем пути продвижения терм к поверхности.

Влияние вод верхних гидродинамических зон в режиме азотных терм зависит как от геоструктурного строения и гидрогеологических особенностей каждого конкретного месторождения, приуроченности наблюдаемых скважин к его различным частям, так и от самой гидрогеологической

специфики вод верхних гидродинамических зон. В соответствии с выделенными ранее автором структурными типами месторождений азотных терм в гранитных массивах [6] можно утверждать, что влияние вод верхних гидродинамических зон в наибольшей мере должно проявляться в открытых, краевых частях месторождений, в тех тектонических блоках, где куполу внедрения азотных терм приходится в наибольшей мере контактировать с ними. В этом плане наиболее тесные контакты с водами верхних гидродинамических зон возникают, по-видимому, в месторождениях, формирующихся в древних структурно-эрозионных врезах, в обстановке, когда трещинные термальные воды внедряются в горизонты холодных напорных пластовых вод, имеющих региональное распространение в неотектонических впадинах.

О ВОЗМОЖНОЙ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ РОЛИ АЗОТНЫХ ТЕРМ ГЛУБОКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТРЕЩИН

Наличие парагенетической связи между сейсмичностью и проявлением азотных терм глубоких тектонических трещин создает возможность в определенных геологических условиях (широкое распространение изверженных пород и др.) использовать сведения о масштабах их проявлений в качестве дополнительного индикатора существенной неотектонической активизации региона при осуществлении сейсмического районирования. Таким образом, азотные термы могут выполнять прогностическую роль уже на самых первых этапах осуществления исследований, направленных на прогноз землетрясений.

Взаимосвязь проявлений азотных терм с существованием в слабоводопроницаемой (глубже 500—600 м) толще изверженных пород современных восходящих трещинных гидротермальных систем (жил), погруженных на глубины до 2—3 км, определяет большой интерес к этим водам и на стадии более детальных прогностических исследований. Восходящие трещинные гидротермальные струи, питающие отдельные месторождения, могут, очевидно, активно реагировать на изменения напряженного состояния пород в примыкающих к термопроводящим трещинам тектонических блоках на всем пути их восхождения с глубины к поверхности. Таким образом, имеются реальные предпосылки для проявления гидродинамических (изменение дебитов, уровней) предвестников в рассматриваемом типе вод.

На характер изменения гидродинамического режима основных термовыводящих струй может существенно влиять гидрогеологическая специфика конкретного месторождения. В общем плане в погруженных, закрытых частях месторождений, в зонах наиболее приближенных к основному термовыводящему каналу, создаются наиболее благоприятные условия для передачи такой информации.

Развиваемые представления о связи землетрясений с пространственно временным развитием процесса трещинообразования как в самом очаге землетрясений, так и над ним, создает реальные предпосылки для изменений в азотных термах концентраций целого ряда радиогенных показателей — He, Rn, $^{40}Ar/^{36}Ar$, $^{3}He/^{4}He$ и др.

Причинами сдвигов в величинах перечисленных показателей могут быть как изменение структуры, текстуры породы в ходе эволюции трещино-

образования, скоростей соприкосновения вод и пород, так и изменение глубинной проницаемости разломов. В связи с этим нет основания принимать за случайность зафиксированные именно в азотных термах глубоких тектонических трещин предвестниковые гидрогеохимические и гидрогеодинамические аномалии.

При наличии связи каждого месторождения азотных терм с существованием в жесткой среде изверженных пород глубоко погруженных трещинных регулировочных емкостей центральные блоки месторождений, наиболее приближенные к термовыводящим каналам, не представляются перспективными для проявления существенных сдвигов в величинах гидрохимических показателей.

Однако изменение гидродинамических параметров в связи с подготовкой землетрясения может стать причиной нарушения подвижных равновесий между куполом термальных вод и холодными водами верхних гидродинамических зон.

Сдвиги в таких равновесиях могут обусловливать изменения целого ряда параметров химического состава термальных вод. Это явление должно наиболее контрастно проявляться в краевых, открытых (зона естественной разгрузки) частях месторождений. Информативными могут оказаться концентрации компонентов, фоновые содержания которых в термальных и холодных водах верхних гидродинамических зон резко различаются: Na, Ca, H_2SiO_3, Mo, Ge, W, As и др. Может изменяться и температура.

Сдвиги в химическом составе азотных терм в краевых частях месторождений могут быть вызваны и изменениями в режиме холодных вод верхних гидродинамических зон в связи с режимом атмосферных осадков, снижением уровня воды в поверхностных водотоках и многими другими факторами. Для установления причин аномалий в химическом составе подземных вод необходимо, по-видимому, проведение одновременных наблюдений за режимом холодных вод верхних гидродинамических зон. Таким образом, очевидно, что выявление прогностических возможностей азотных терм не может быть надежным при формальном осуществлении наблюдений. Необходим обоснованный комплекс гидродинамических, радиологических, термометрических и физико-химических исследований в центральных, контурных и законтурных частях месторождений, при выборе которого должны быть учтены как общие закономерности проявления азотных терм, так и гидрогеологическая специфика конкретного месторождения.

Широкое распространение азотных терм глубоких тектонических трещин в самых разнообразных по геологической истории современной тектонической активности регионах (Прибайкалье, Северный и Южный Тянь-Шань, Юго-Восточное Прииссыккулье и др.) открывает большие возможности для сравнения и сопоставления результатов режимных наблюдений, направленных на поиск предвестников землетрясений. Это требует единого подхода к их организации.

Линейный характер проявления азотных терм по простиранию крупных сейсмогенных разломов делает возможным, несмотря на их очаговую локализацию, использование данных об изменении в их режиме для получения одновременной информации сразу в нескольких блоках единого разлома.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барабанов Л. Н., Дислер В. Н.* Азотные термы СССР. М.: ЦНИИКиФ, 1968. 119 с.
2. *Басков Е. А., Климов Г. И.* Состав и условия формирования минеральных вод Забайкалья. — Труды ВСЕГЕИ. Н. с. 1963, т. 101, с. 50—88.
3. *Белоусов В. В.* Очерки геохимии природных газов. Л.: Ленгорвнуторг, 1937. 144 с.
4. *Виноградов В. И.* Некоторые особенности состава азотных терм Тянь-Шаня в связи с их молибденоносностью. — Геология руд. месторождений, 1964, № 6, с. 90—97.
5. *Денисов П. В.* Схема происхождения термальных источников Тянь-Шаня: Гидрохимические материалы, т. XXIII. М.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 30—52.
6. *Елманова Н. М.* Основные типы месторождений азотных терм гранитных массивов. М.: М-во здравоохранения СССР, 1977, с. 144—160.
7. *Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А.* Карта подземных минеральных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 86 с.
8. *Иванов В. В.* Гидрогеология главнейших типов минеральных вод. — В кн.: Основы курортологии. М.: Медгиз, 1956, с. 44—99.
9. *Иванов В. В.* О происхождении и классификации современных гидротерм. — Геохимия, 1960, № 5, с. 443—450.
10. *Иванов В. В.* Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм в области современного вулканизма. — В кн.: Химия земной коры: Тр. геохим. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 240—260.
11. *Карстенс Э. Э.* Термы Казахстана. — В кн.: Термы и газы Тянь-Шаня. Л.: Изд-во АН СССР, 1938, с. 265—279.
12. *Корешков И. В.* Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 175 с.
13. *Красинцева В. В.* Химический состав главнейших термальных источников Бурят-Монголии. — В кн.: Вопросы изучения курортных ресурсов СССР. М.: Медгиз, 1955, с. 133—142.
14. *Макаренко Ф. А.* Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распространение на территории СССР. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1961, т. 2, с. 3—21.
15. *Нехорошев В. П.* Термы Алтая. — Изв. Геолкома, 1927, т. 46. 80 с.
16. *Овчинников А. М.* Минеральные воды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 375 с.
17. *Пенчева Е. Н.* Въерху разпространеное на редкейе и разсеяни елементи в термоминералните води от Рило-Родопека области. — Изв. на геол. институт при БАН, 1961, кн. 9. 130 с.
18. *Посохов Е. В.* Термальные источники Восточного Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1947. 142 с.
19. *Шуколюков Ю. А., Толстихин И. Н.* Ксенон, аргон и гелий в некоторых газах. — Геохимия, 1965, № 7, с. 801—813.

УДК 550.42.546.293

В. С. Лебедев

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ВОДОРОДА И УГЛЕРОДА ПРИ РАЗРАБОТКЕ МЕТОДОВ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

К настоящему времени можно считать установленным, что геохимические эффекты проявляются не только во время землетрясений, но и на стадии их подготовки. Имеются многочисленные публикации о наличии закономерных вариаций в период, предшествующий землетрясениям, таких геохимических параметров, как состав газа, химический состав и минерализация пластовых вод, изотопный состав углерода CH_4 и CO_2 и водорода CH_4, изотопный состав аргона и др. [2—4, 8—17].

При разработке методов прогнозирования землетрясений важное значение имеет не только проведение режимных наблюдений за вариациями геохимических параметров и выявление связи их с сейсмическим режимом недр, но и правильный, научно обоснованный выбор объекта для режимных наблюдений и выяснение природы наблюдаемых вариаций геохимических параметров.

Рассмотрим возможности использования вариации изотопных отношений водорода и углерода для решения проблем прогноза землетрясений гидрогеохимическими методами.

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЗОВ И ВОД ПРЕДГОРНОГО ДАГЕСТАНА ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ВЫБОРА РЕЖИМНЫХ ОБЪЕКТОВ

На примере сейсмоактивных районов Предгорного Дагестана рассмотрим возможности изотопных методов для обоснования выбора объектов с целью постановки режимных наблюдений.

Вопросы генезиса углеводородов и формирования их залежей, происхождения и динамики пдземных вод имеют важное значение для понимания особенностей геохимических процессов в сейсмоактивных областях и для научного обоснования выбора наблюдательных режимных объектов. Кроме того, региональные изотопные исследования будут способствовать решению вопросов природы вариаций изотопных параметров на стадии подготовки землетрясений.

Данные изотопных исследований газов и вод Дагестана приведены в таблице. Результаты изотопных исследований углерода метана приводятся в процентных значениях величины $\delta\,^{13}C$ относительно стандарта PDB, изотопов водорода вод — в процентных значениях δD относительно стандарта SMOW.

Воды кайнозойских отложений Дагестанского клина значительно обеднены дейтерием (δD от —6,3 до —10,2, среднее —8,0) и несомненно имеют инфильтрационное происхождение. Следует отметить, что по изотопной характеристике воды кайнозойских отложений Дагестанского клина близки к поверхностным водам, и к водам скважин и источников Горного Дагестана (δD от —8,5 до —11,7, среднее —9,6), который является

областью питания подземных вод. Если для метеорных вод принять значение $\delta D = -10$ (река Андийское Койсу, Горный Дагестан $\delta D = -9{,}8$), а для седиментационных вод $-3{,}0$ (среднее для морской воды), то можно рассчитать долю инфильтрационных вод в подземных водах. В кайнозойских водах доля инфильтрационных вод составляет от 50 до 100 %.

Следует отметить, что для района Махачкалы δD вод кайнозойских отложений колеблется в пределах от $-6{,}3$ до $-10{,}2$, что видимо, свидетельствует о наличии самостоятельных водоносных горизонтов в кайнозойской толще.

Воды мезозойских отложений изучены преимущественно в структурах ядра Восточной антиклинальной зоны. Воды этих структур значительно обогащены дейтерием (Берикей, $\delta D = -4{,}5$; Дузлак, $-5{,}0$; Рубас, $-4{,}8$) и имеют преимущественно седиментационное происхождение. Следует отметить близость значений δD вод большого интервала разреза от 2473 м (Берикей, $\delta D = -4{,}5$) до 283 м (Дузлак, $-5{,}0$), что подтверждает точку зрения о наличии единого водоносного комплекса от юры до палеогена [7].

В районе Дагестанского клина воды мезозойских отложений также обогащены дейтерием (Тарумовская, $\delta D = -4{,}7$) относительно вод кайнозойских отложений (Кизляр 6—Т, $-8{,}3$).

Региональное различие изотопных характеристик вод кайнозойских и мезозойских отложений позволяет выявлять зоны разгрузки глубинных вод. В частности, областью разгрузки седиментационных изотопно-тяжелых глубинных вод является структура ядра Восточной антиклинальной зоны (Берикей, Дузлак, Дагогни).

Изотопные исследования подземных вод в целом подтверждают данные предыдущих изотопных, гидрогеологических и гидрохимических исследований [3, 5, 7, 12] и позволяют детализировать вопросы происхождения и динамики подземных вод.

Изотопные исследования газов в целом подтвердили данные предыдущих работ [7, 8, 13], в том числе и изотопных [3, 5, 8, 10], и позволили детализировать вопросы происхождения углеводородов кайнозойских и мезозойских отложений.

Газы Предгорного Дагестана по составу метановые и азотно-метановые, реже углекислые и углекисло-метановые. Углекислые и углекисло-метановые газы встречаются в структурах ядра Восточной антиклинальной зоны, являющейся областью разгрузки глубинных вод (Берикей, Дузлак).

Газы кайнозойских отложений в целом характеризуются высокими концентрациями легкого изотопа углерода (Караман $\delta\,^{13}C = -7{,}1$; Махачкала 22Т $-5{,}9$; Заузенбаш $-5{,}9$). Видимо, эти газы сингенетичны вмещающим породам и генерируются на ранних стадиях преобразования органического вещества при активном участии микроорганизмов.

В кайнозойских отложениях встречаются и изотопно-тяжелые газы (Талги $\delta\,^{13}C = -2{,}3$; Избербаш $-5{,}0$; Дагогни $-3{,}7$). Несомненно, эти газы миграционные и проникли в отложения кайнозоя из более глубоких горизонтов.

Газы мезозойских отложений — изотопно-тяжелые ($\delta\,^{13}C$ от $-3{,}2$ до $-4{,}3$) (см. табл.), образование их связано со зрелыми стадиями преобразования органического вещества. Следует отметить, что структуры ядра

Изотопная характеристика газов и вод Предгорного Дагестана

Местоположение, скважина	Характер объекта	Глубина, м	Возраст вмещающих пород
Махачкала, 22Т	Самоизливающая скважина	1591	Чокрак
Махачкала, 175	То же	983—1010	Караган
Махачкала, 180	»	983—1010	Миоцен
Махачкала, 160	»	1487—1518	Караган
Кизляр, 6-Т	»	500—700	Апшерон
Тарумовская, 1	»	5429	Мезозой
Миатлы, 16	»	350	Низы кайнозоя
Заузенбаш, 3	»	797	То же
Шамхал-Булак, 5	Газоконденсатная залежь	2517	Мезозой
Караман, 1	Самоизливающая скважина	240	Кайнозой
Талги, 2	То же	280	То же
Избербаш, 46	»	1600	»
Избербаш, 187	Нефтегазовая залежь	1931	Хадум
Каякент, 11	Самоизливающая скважина	610—637	Чокрак
Берикей, 20	То же	2473	Юра
Дузлак, 25	»	283	Верхний мел
Дагогни, 24	Газовая залежь	261,3	Хадум
Дагогни, 25	То же	255	То же
Рубас, 4	Самоизливающая скважина	1640	Мезозой

Восточной антиклинальной зоны содержат изотопно-тяжелый метан в широком интервале разреза от юры (Берикей, гл. 2473 м, $\delta^{13}C = -4{,}1$) до хадума (Дагогни, гл. 255—262 м, —3,7), что, видимо, свидетельствует о широком развитии процессов вертикальной миграции и о том, что эта зона является областью разгрузки глубинных газов. Этим можно объяснить и присутствие в больших количествах изотопно-тяжелой углекислоты в этих газах (Берикей, $\delta^{13}C_{CO_2}$ —0,2—0,5). Обращает внимание взаимосвязь изотопных характеристик ассоциирующих газов и вод. Так, с инфильтрационными водами кайнозоя ассоциируют изотопно-легкие газы, а с седиментационными водами мезозоя — изотопно-тяжелые газы.

Резюмируя результаты изотопных исследований газов и вод отметим следующее.

Воды кайнозойских отложений имеют инфильтрационное происхождение, а газы в целом сингенетичны вмещающим породам. В период активизации сейсмического режима на локальных площадях, видимо, имеет место подток флюидов в верхние горизонты из более глубоких (мезозойских), чем можно объяснить утяжеление углерода метана газов Миатлинской структуры [17] и Зурамакентских источников в периоды активизации сейсмического режима. Эти зоны являются хорошими объектами для постановки режимных наблюдений с целью выявления глубинных флюидов на стадии подготовки землетрясений. Структуры ядра Восточной антиклинальной зоны являются областями разгрузки глубинных газов и вод. Эти структуры интересны для постановки режимных наблюдений за вариациями состава глубинных флюидов и связи их с сейсмическим режимом недр.

Состав газа, об. %					$\delta^{13}C$, CH_4	δD, H_2O	Доля инфильтрационных вод, %
He	N_2	CO_2	CH_4	ТУ			
0,03	57,7	4,0	24,7	0,5	—5,89	—8,1	73
—	—	—	—	—	—	—6,3	47
—	—	—	—	—	—	—10,2	100
—	—	—	—	—	—	—8,0	71
—	—	—	—	—	—	—8,3	76
—	—	—	—	—	—	—4,7	24
—	6,0	4,0	90,0	0,1	—6,0	—	—
Не обн.	5,0	3,5	91,8	0,01	—5,83	—	—
0,03	12,0	0,7	84,8	2,9	—3,15	—	—
Не обн.	60,5	—	38,3	0,05	—7,11	—	—
0,04	22,5	10,0	59,7	7,6	—2,32	—	—
—	13,4	4,8	81,0	0,1	—5,45	—8,9	84
Не обн.	9,0	0,3	69,9	20,7	—5,00	—	—
—	—	—	—	—	—	—7,8	69
0,004	25	57,5	17,3	0,12	—4,30	—4,5	21
0,04	1,5	22	72	1,3	—4,0	—5,0	29
—	—	—	84,2	4,8	—3,70	—	—
—	—	—	84,0	4,3	—3,63	—	—
0,02	11,5	2,5	83,1	4,9	—3,70	—4,8	26

Такое геохимическое районирование территории позволяет целенаправленно выбирать объекты для постановки режимных наблюдений и прогнозировать характер вариаций геохимических параметров в период активизации сейсмического режима.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА ГАЗОВ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Впервые связь вариаций $\delta^{13}C$ углекислоты с землетрясениями была установлена во время Анапского землетрясения 1966 г. (А. И. Фридман, В. С. Лебедев), когда были обнаружены значительные вариации $\delta^{13}C$ и концентрации углекислоты в подпочвенном газе в зоне глубинного разлома: $\delta^{13}C = -2{,}37$, содержание $CO_2 - 1\,\%$ за 10—12 ч до землетрясения и $-2{,}92$ и $CO_2 - 5\,\%$ после землетрясения. Дальнейшие исследования [4, 5, 8, 10, 17] подтвердили связь вариаций $\delta^{13}C$ CH_4 и CO_2 газов с землетрясениями.

Во время Дагестанского землетрясения 1970 г. [17] было установлено, что перед наиболее сильными афтершоками происходило утяжеление углерода CH_4 от $\delta^{13}C - 6{,}0$ (обычные значения в сейсмоспокойные периоды) до $-3{,}7$ и углерода CO_2 от $-0{,}7$ до $-2{,}6$, причем количество изотопа $\delta^{13}C$ в CO_2 является зеркальным отражением содержания его в CH_4.

Близкие результаты были получены при изучении газов Зурамакентских источников во время мелкофокусных землетрясений 1974 г. [4]. В относительно спокойный период превалировали значения $\delta^{13}C$ метана $-6{,}0$,

а за несколько дней перед «роем» мелкофокусных землетрясений углерод CH_4 утяжелялся до значений —4,6; через несколько дней после землетрясений значения $\delta\,^{13}C$ приближались к исходным —6,0. Во время этих наблюдений впервые обнаружены закономерные вариации изотопного состава водорода CH_4, по времени совпадающие с вариациями $\delta\,^{13}C$.

Многолетние режимные наблюдения в зоне Главного Кавказского разлома, выполненные сотрудниками МГРИ [8, 10], подтвердили, что за несколько дней до землетрясений утяжеляется углерод CH_4 с последующим облегчением после толчка, а вариации $\delta\,^{13}C_{CO_2}$ были противоположными. Авторами установлена определенная корреляция между энергией и удаленностью землетрясения, с одной стороны, и амплитудой изменения величины $\delta\,^{13}C$ — с другой. Землетрясения, близкие к месту наблюдения или высокого энергетического класса, более отчетливо фиксируются в вариациях $\delta\,^{13}C_{CH_4\ и\ CO_2}$ [8, 10].

Режимные наблюдения за вариациями значений $\delta\,^{13}C$ газов самоизливающих скважин Приташкентского бассейна [16] за период 1974—1975 гг. показали, что значительные вариации в целом совпадали с землетрясениями в районах наблюдений, причем вариации начинали проявляться за несколько дней до землетрясений.

Утяжеление углерода CH_4 во время землетрясений подтверждается и единичными наблюдениями на о-ве Сахалин, выполненными совместно с К. Х. Кильметовым. В наблюдательных скважинах на площади Мухто до землетрясения 5.10 1975 г. углерод метана был значительно легче, а содержание тяжелых углеводородов ниже (скважина 69 $\delta\,^{13}C = -7{,}6$; тяжелых углеводородов 0,05 %; скважина 11: —6,5 и 0,10 % соответственно), чем после толчка (скважина 69: —6,2 и 0,20 %; скважина 11: —5,7 и 0,30 %).

Обобщая результаты режимных наблюдений, следует отметить следующее. Установлено, что изменение сейсмического режима недр отражается в закономерных вариациях $\delta\,^{13}C$ метана на 1—2 % и CO_2 на 0,5—2 % причем, вариации $\delta\,^{13}C_{CO_2}$ являются зеркальным отражением вариаций CH_4. Практически во всех случаях в различных районах наблюдений прослеживается утяжеление углерода CH_4 за 2—10 дней до землетрясений. Максимальное утяжеление совпадает с моментом землетрясения, после толчка углерод CH_4 облегчается до «нормальных» значений.

ПРИРОДА ВАРИАЦИЙ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА

В литературе имеются сведения о возможной природе вариаций значений $\delta\,^{13}C_{CH_4\ и\ CO_2}$ во время землетрясений и на стадии их подготовки [8—10, 13]. Большинство исследователей наблюдаемые вариации объясняют притоком глубинных компонентов в период активизации сейсмического режима, но не исключают влияния изменения равновесия в пластовой системе, приводящего к изменению химического и изотопного состава газов. Отмечают отсутствие значительного подтока глубинных флюидов: в общем балансе газов значительная роль принадлежит близкоповерхностным газам. Утяжеление углерода CH_4 и облегчение углерода CO_2 объясняются в этом случае десорбцией газов, связанных с вмещающими породами [9].

Результаты экспериментальных исследований фракционирования изотопов углерода при растирании, дегазации и сорбционных процессах и

изучение газов сейсмоактивных районов позволяют более конкретно ответить на вопросы природы вариаций значений $\delta\,^{13}C$. Незначительные изменения термодинамических условий в пласте на стадии подготовки землетрясений могут быть причиной нарушения фазовых равновесий в пластовой системе, вследствие чего возможны изменения изотопного состава углерода компонентов газовой фазы.

Экспериментальное изучение изотопных эффектов при сорбционных процессах в условиях нормальных и высоких давлений и изучение свободных и сорбированных газов показало, что изменение изотопного состава углерода CH_4, как правило, не превышает 0,5 % и лишь в углях — наиболее хороших природных сорбентах — несколько выше [1, 6]. Следует отметить, что при экспериментальных исследованиях создавали условия для наилучшего протекания сорбционных процессов (хорошие сорбенты, движущаяся фаза и т. д.), что приводило к наибольшим изотопным эффектам; в природных условиях изотопные эффекты, видимо, будут ниже.

Изучение процессов растворения и дегазации CH_4 в воде и нефти показало, что изотопные эффекты при этих процессах незначительны (сотые и десятые доли процента) или отсутствуют [1, 6]. Следовательно, процессы сорбции, растворения и дегазации приводят к незначительным вариациям $\delta\,^{13}C_{CH_4}$ (десятые доли процента) и не могут полностью объяснить существенные вариации $\delta\,^{13}C_{CH_4}$ на стадии подготовки и во время землетрясений.

Основную роль в изменении изотопного состава углерода CH_4, видимо, играют процессы поступления флюидов из более глубоких горизонтов в верхние, что уже отмечалось в литературе [8, 10, 13]. Понятие «поступление глубинных компонентов» требует конкретизации с позиции оценки этих глубин: поступление флюидов из мантии или межпластовые перетоки в пределах коры. Обобщение исследований, выполненных в Дагестане [4, 8, 10, 17], позволяет конкретизировать эти вопросы. Режимные наблюдения в районах Дагестанского клина проводили на структуре Миатлы (низы кайнозоя — верхи мела, гл. 350 м) [17], расположенной вблизи Зурамакентских источников [4].

В период активизации сейсмического режима вариации значений $\delta\,^{13}C$ метана достигли 2 % и более (Миатлы от −6,0 до −3,7; Зурамакент от −6,0 до −4,5), а перед наиболее значительными толчками углерод метана утяжелялся, что позволяет предположить подток газов из более глубоких горизонтов. В относительно сейсмоспокойный период для газов структуры Миатлы и Зурамакентских источников превалируют значения $\delta\,^{13}C$ $-5{,}8 \div -6{,}0$, т. е. близкие величинам $\delta\,^{13}C$ для газов кайнозойских отложений в целом (Махачкала 22Т −5,9; Заузенбаш −5,8; Караман −7,1), следовательно, в этих объектах разгружаются газы кайнозойских отложений. В период активизации сейсмического режима и раскрытия разломов в кайнозойские отложения будут поступать газы из ближайших газоносных горизонтов, т. е. из меловых отложений, в которых вблизи наблюдательных объектов выявлено газоконденсатное месторождение Шамхал-Булак (гл. 2500 м, $\delta\,^{13}C = -3{,}15$). Именно подтоком газов из отложений мезозоя можно объяснить утяжеление углерода метана газов структуры Миатлы и Зурамакентских источников.

Изотопные исследования позволяют говорить о режиме «работы» глубинных разломов. На стадии подготовки землетрясений проницаемость их, видимо, увеличивается (раскрываются), что проявляется в утяжелении

углерода метана верхних горизонтов за счет подтока газов из более глубоких горизонтов. После землетрясений проницаемость разломов уменьшается (закрываются), уменьшается подток газов из более глубоких горизонтов, что проявляется в облегчении углерода CH_4 до нормальных значений в сейсмоспокойный период. Следует отметить, что в рассматриваемом случае газам мезозоя необходимо преодолеть сравнительно небольшой путь — 2000—2500 м.

Приведенные материалы показывают, что изотопные методы могут успешно использоваться на различных этапах разработки методов прогнозирования землетрясений. Режимные наблюдения за изотопным составом водорода и углерода вод и газов в комплексе с другими изотопными методами позволяют решать вопросы генезиса природных газов, происхождения и динамики подземных вод, устанавливать области разгрузки глубинных флюидов, что имеет важное значение для правильного размещения сети наблюдательных станций. Четкая взаимосвязь вариаций значения $\delta\,^{13}C_{CH_4 \text{ и } CO_2}$ с сейсмическим режимом недр делает изотопию важным методом для изучения предвестников землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев Ф. А., Войтов Г. И., Лебедев В. С., Несмелова З. Н.* Метан. М.: Недра, 1978. 308 с.
2. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—337.
3. *Войтов Г. И., Гречухина Т. Г., Лебедев В. С.* и др. О некоторых особенностях химического и изотопного состава газов и вод Южного Дагестана. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 5, с. 1247—1220.
4. *Войтов Г. И., Осика Д. Г., Карпов В. П.* и др. Вариации химического состава природных газов и содержания $\delta^{13}C$ в CO_2 и CH_4 в газах минеральных источников Зурамакент при заполнении водохранилища Чиркейской ГЭС (Дагестан). — Геохимия, 1979, № 3, с. 378—383.
5. *Газалиев И. М., Фридман А. И., Кучер М. И., Есиков А. Д.* О генетической зональности природных газов минеральных вод Дагестана по изотопным данным углерода. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 136—137.
6. *Галимов Э. М.* Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973, 384 с.
7. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Дагестан / Под ред. И. О. Брода. Л.: Гостехиздат, 1969. 429 с. (Тр. КЮГЭ; Вып. 4).
8. *Кравцов А. И., Кучер М. И., Фридман А. И.* Об изменении изотопного состава углерода природных газов в зависимости от сейсмической активности. — Геохимия, 1979, № 3, с. 384—390.
9. *Кучер М. И., Фридман А. И., Прасолов Э. М.* и др. О природе вариаций изотопного состава углерода, гелия и аргона в природных газах в период сейсмической активности. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 183—184.
10. *Кучер М. И., Фридман А. И., Кравцов А. И.* и др. Использование вариаций изотопного состава углерода природных газов в качестве предвестников землетрясений. — В кн.: VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1978, с. 41—42.
11. *Осика Д. Г.* Эмпирические и теоретические основы гидродинамического и геохимического методов, а также организации службы оперативного прогноза места, силы и времени тектонических землетрясений. — В кн.: Сейсмичность и гидрогазогеохимия территории Дагестана. Махачкала: Даг. кн. изд-во, 1978, вып. 2, с. 116—130.
12. *Осика Д. Г.* Опыт разработки и перспективы практического использования

геохимических и гидрологических методов прогноза места, силы и времени мелкофокусных землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 354—364.
13. *Осика Д. Г., Войтов Г. И., Осика Л. Д.* О масштабах газового дыхания Земли в зонах альпийского орогенеза и их обрамлениях в связи с сейсмичностью недр. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 191—192.
14. *Сардаров С. С.* О поисках газовых предвестников землетрясений. — В кн.: Сейсмичность и гидрогазогеохимия территории Дагестана. Махачкала: Даг. кн. изд-во, 1978, вып. 2, с. 130—137.
15. *Сардаров С. С.* Гелий-аргоновые предвестники землетрясений. — Тр. Ин-та геологии Даг. ФАН СССР, 1978, № 12 (17), с. 95—115.
16. *Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г.* Методические рекомендации к гидрогеосейсмологическим исследованиям. Ташкент: Фан, 1980. 51 с.
17. *Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Каспаров С. А.* и др. Об изотопных сдвигах углерода углекислоты и углеводородов в газах после афтершоков землетрясения. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5, с. 981—985.

УДК 550.4

А. Н. Султанходжаев, И. Г. Чернов

АНОМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОТНОШЕНИЙ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ НА ТАШКЕНТСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

В последние годы изучение изотопных характеристик подземных вод все чаще привлекает внимание геохимиков, работающих в области поиска предвестников землетрясений [1—3, 8—12, 19—24].

С 1965 г. в Институте сейсмологии АН УзССР ведутся систематические, режимные наблюдения за рядом изотопных характеристик термальных вод Приташкентского артезианского бассейна. Эти работы являются составной частью гидрогеосейсмологических исследований на Ташкентском геодинамическом полигоне [8—12]. Данное сообщение посвящено изучению вариаций $\delta^{18}O$ воды и $\delta^{13}C$ углекислого газа, растворенного в термальных скважинах полигона.

Физико-химические процессы, происходящие в недрах Земли при деятельности очага землетрясения, могут привести наряду с изменением изотопных соотношений в He, Ar, C и т. д. к изменению изотопного состава водорода и кислорода воды. С целью изучения данного вопроса мы начали отбирать и «консервировать» (с 1979 г. и по настоящее время) пробы воды из различных термальных скважин бассейна. Поскольку дебит наблюдательных скважин таков, что информация со дна скважины (полное обновление воды) достигает ее устья примерно за 30 ч, отбор проб воды проводили в среднем 3—4 раза в месяц; в результате собрана представительная (~400) коллекция образцов.

11 декабря 1980 г. на Ташкентском геодинамическом полигоне произошло землетрясение с магнитудой $M = 5{,}3$ (энергетический класс $K = 13{,}4$). Эпицентр землетрясения находился к юго-западу от Ташкента в 15 км, глубина гипоцентра 10 км. Сейсмический эффект в эпицентре (пос. Назарбек) достиг 8 баллов, в Ташкенте это землетрясение ощущалось силой до 6—7 бал-

лов. Афтершоковая деятельность очага продолжалась в течение декабря—марта 1981 г. с постепенным затуханием; на начало сентября 1981 г. зарегистрировано 387 толчков, среди которых были весьма ощутимые (от 5 до 7 баллов). С целью оценки влияния очага Назарбекского землетрясения на изотопный состав подземных вод полигона из собранных проб была выбрана серия образцов за период с сентября 1979 по август 1981 г. Время подготовки очага землетрясения с $M=5{,}5$ оценивали примерно в полгода, так что период наблюдений полностью включает в себя деятельность очага Назарбекского землетрясения. В выбранной серии образцов воды измерено содержание тяжелого изотопа кислорода ^{18}O.

Систематические наблюдения за вариациями изотопного отношения $^{13}C/^{12}C$ в CO_2 термальных вод на Ташкентском геодинамическом полигоне ведутся с 1974 г. В данном сообщении мы представляем результаты наблюдений за $\delta^{13}C$ в опорных скважинах полигона: № 2 (Победа), № 8 (пос. Луначарского), № 9 (пос. Улугбек) за период с января 1980 по апрель 1981 г.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

В гидрогеологическом отношении исследуемый регион представляет собой сложно построенный артезианский бассейн предгорного прогиба с широко развитыми водоносными комплексами. В его строении выделены три структурных этажа, каждый из которых в свою очередь расчленяется на водоносные комплексы и горизонты [7, 12].

Нижний гидрогеологический этаж сложен значительно дислоцированными и метаморфизованными осадочными и изверженными образованиями докембрия и палеозоя. В центральной части бассейна эти образования залегают на глубине 2500—3000 м, а к периферии бассейна выходят на дневную поверхность, слагая горноскладчатые сооружения Чаткало-Кураминской зоны Западного Тянь-Шаня. В горной части с ними связаны пресные трещинные и трещинно-карстовые воды, которые в центральной части, под толщей пород мезо-кайнозоя переходят в солоноватые воды.

Средний гидрогеологический этаж сложен преимущественно осадочными мезозойскими и третичными образованиями. С отложениями этого структурного этажа связаны основные горизонты минеральных и термальных вод.

Верхний структурно-гидрогеологический этаж представлен верхненеогеновыми и четвертичными образованиями. К ним приурочены основные водоносные горизонты пресных вод с большими запасами.

В пределах бассейна исследовали подземные воды, приуроченные к пескам и песчаникам чанакской свиты верхнемеловых отложений. По химическому составу воды этого горизонта — главным образом гидрокарбонатно-натриевые слабоминерализованные (0,5—1 г/л), $pH=7$—8. По газовому составу воды преимущественно азотные (до 90 %), содержат также углекислый газ (5—10 %) и в повышенных количествах благородные газы. Содержание углеводородов ничтожно (хроматографически и масс-спектрометрически не фиксируются) [12].

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Для определения концентраций изотопов кислорода в исследуемых пробах воды использовали реакцию изотопного обмена между кислородом воды и углекислым газом, приведенным в контакт с водой [17]. Процесс изотопного уравновешивания

$$C^{16}O_2 + H_2{}^{18}O \rightleftarrows C^{16}O^{18}O + H_2{}^{16}O \qquad (1)$$

проводили одновременно в 9 ампулах ($v = 70$ см^3), в одной из которых находился образец воды, принятый за рабочий стандарт (вода водопровода Ташкента, $\delta^{18}O_{SMOW} = -11{,}82\ ^0/_{00}$). В ампулы наливали 16 см^3 исследуемой воды, затем в течение 15 мин проводили форвакуумную откачку. Соединение реакционных ампул с вакуумной линией осуществляли через капилляры, тем самым при откачке воздуха испарение воды сводилось к минимуму [22]. После вакуумирования ампулы заполняли очищенным двукратной вакуумной дистилляцией CO_2 до давления 200 мбар. Этот же CO_2 использовали в качестве рабочего стандарта при измерении величины $\delta^{18}O_{H_2O}$.

Процесс изотопного уравновешивания происходил 15—16 ч при непрерывном встряхивании реакционных ампул ($\nu = 2$ Гц), которые термостатировали при $T = 18$ °C.

Измерения проводили на масс-спектрометре MAT-250, погрешность определения величины $\delta^{18}O \pm 0{,}03\ ^0/_{00}$.

Методика отбора проб, подготовка их к измерению и сам анализ на $\delta^{13}C$ подробно описаны в работах [8, 12]. Масс-спектрометрические измерения проводили на приборе МИ-1309 с погрешностью анализа $\pm 0{,}4\ ^0/_{00}$, часть анализов была выполнена на приборе MAT-250 ($\sigma = \pm 0{,}02\ ^0/_{00}$). Все приведенные экспериментальные значения рассчитаны в промилле по отношению к стандарту SMOW для $\delta^{18}O$ и соответственно к стандарту PDB для $\delta^{13}C$.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты экспериментальных наблюдений за величиной $\delta^{13}C$ в CO_2 термальных водах скважин № 2, 8, 9 за период с января 1980 по апрель 1981 г. представлены на рис. 1. Видно, что углерод CO_2 вод изменяет свой изотопный состав, причем основные изменения приходятся на период подготовки и свершения землетрясения 11 декабря 1980 г. в Назарбеке. Из полученных экспериментальных данных можно выделить следующие закономерности:

1) временные зависимости $\delta^{13}C$ для всех трех наблюдательных скважин имеют ярко выраженные «бухты» перед землетрясением, позволяющие четко выделить время проявления данных предвестников ($t_1 = 130$, $t_2 = 108$, $t_3 = 115$ сут, см. рис. 1);

2) наблюдается зависимость начала аномалий от расстояния наблюдательной скважины до эпицентра, для скв. 2 ($R = 15$ км) аномалия начинает развиваться с начала августа 1980 г. и в сентябре 1980 г. достигает максимума, для скв. 8 ($R = 28$ км) соответственно начало в середине августа, а максимум — в конце октября 1980 г., для скв. 9 ($R = 36$ км) — начало аномалии в августе, максимум в середине октября;

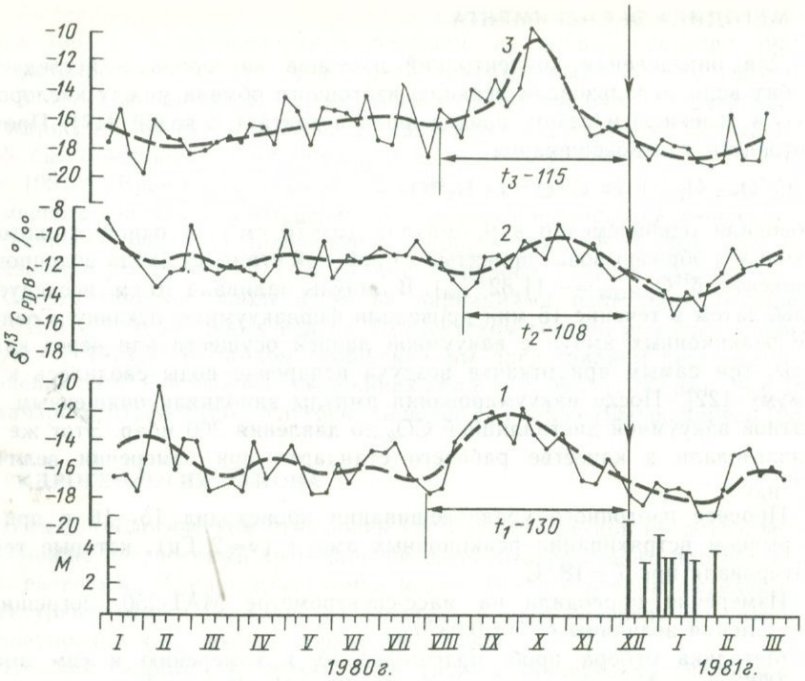


Рис. 1. Изменение $\delta^{13}C_{CO_2}$ в термальных водах за период наблюдений с января 1980 по апрель 1981 г.

1 — скв. 2 (Победа); *2* — скв. 8 (пос. Луначарского); *3* — скв. 9 (пос. Улугбек)

3) общим является эффект обогащения углерода тяжелым изотопом ^{13}C, наибольшая величина изменения наблюдается для скв. 9 и имеет значение $\Delta\delta^{13}C = 6\ ^0/_{00}$;

4) момент основного толчка совпадает с моментом, когда значения $\delta^{13}C$ достигают многолетней фоновой величины по всем скважинам.

Экспериментальные результаты по наблюдению за величиной $\delta^{18}O$ представлены на рис. 2 и в таблице. Эти данные показывают, что перед основным толчком Назарбекского землетрясения примерно за 5,5 мес в кислороде H_2O скв. 9 уменьшилось содержание тяжелого изотопа ($\Delta\delta^{18}O \simeq 1\ ^0/_{00}$). Точность измерения величины $\delta^{18}O$ ($\sigma = \pm 0{,}03\ ^0/_{00}$) позволяет считать не случайным увеличение $\delta^{18}O$ с октября по ноябрь 1980 г. и выделить во временной зависимости $\delta^{18}O$ для скв. 9 бухтообразный предвестник, имеющий период $t_1 = 160$ сут (см. рис. 2). Данные таблицы и рис. 2 показывают, что после землетрясения, в период активной афтершоковой деятельности очага, величины $\delta^{18}O$ на протяжении полугода сохраняют низкие значения и лишь только в воде скв. 9 в августе 1981 г. наметилась тенденция к увеличению.

Зафиксированные бухтообразные аномалии позволяют довольно точно оценить время проявления предвестников. Исследования, проведенные учеными СССР, США, Японии, позволили получить следующие связи между временем проявления предвестника (t, сут), магнитудой (M) и расстоянием

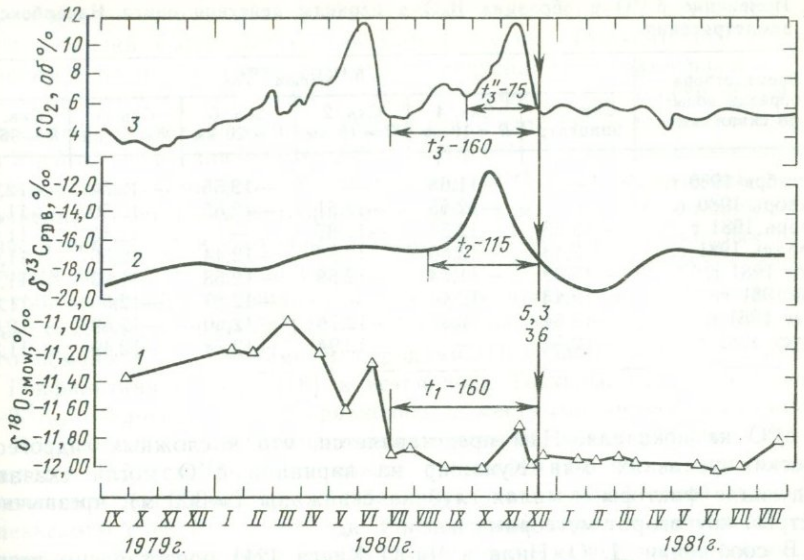


Рис. 2. Изменение $\delta^{18}O_{H_2O}$ (*1*), $\delta^{13}C_{CO_2}$ (*2*) и концентрации CO_2 (*3*) в термальной воде скв. 9 (пос. Улугбек с сентября 1979 по август 1980 г.)

от места наблюдения до эпицентра (R, км):

$$\lg t = 0{,}76M - 1{,}83 \quad [4], \tag{2}$$

$$\lg t = 0{,}685M - 1{,}57 \quad [23], \tag{3}$$

$$\lg Rt = 0{,}72\ (M-1) \quad [6]. \tag{4}$$

Соотношение (2) дает $t=158$ сут и это значение хорошо согласуется с периодом для «бухты» по $\delta^{18}O$. Расчет по (3) дает $t=115$ сут, эта величина совпадает со временем предвестника для $\delta^{13}C$. Вычисление по соотношению (4) для $R=15$, 28 и 36 км дают соответственно $t=83$, 44 и 36 сут. Произведенные оценки показывают, что изотопные геохимические предвестники по классификации Т. Рикитаке [4] относятся к предвестникам типа A_2 (долгосрочные предвестники, зависящие от магнитуды) и обусловлены такими процессами в земной коре, как развитие дилатансии при деформациях земной коры, приближающихся к предельным значениям.

Обратимся к проблемам геохимии и рассмотрим возможные причины вариации $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в исследованных водах. К моменту написания работы нам было известно два сообщения об изучении вариации $\delta^{18}O$ в подземных водах в связи с сейсмичностью [1, 21]. В работе А. Д. Есикова с соавт. [1] сообщалось о вариациях $\delta^{18}O$ в водах скважины о-ва Кунашир (геодинамический полигон на Курильских островах). Авторы экспериментально наблюдали изменение $\delta^{18}O$ и связали этот факт с двумя наиболее сильными (из девяти) сейсмическими событиями с $M=4{,}5$—$5{,}5$, происшедшими на полигоне. Характер вариаций был разный: в одном случае за двое суток до землетрясения концентрация ^{18}O увеличилась (на $2{,}5\ ^0/_{00}$ относительно среднего значения), в другом — в водах этой же скважины непосредственно перед землетрясением — уменьшилась (на $2\ ^0/_{00}$ относительно средней). Воды других наблюдательных объектов о-ва Кунашир эффекта

Изменение $\delta\,^{18}O$ в образцах H_2O в периоды действия очага Назарбекского землетрясения

Время отбора образца воды из скважины	$\delta\,^{18}O_{smow}$, ‰					
	Скв. 20, эпицентр	Скв. 4 $R = 10$ км	Скв. 2 $R = 15$ км	Скв. 6 $R = 20$ км	Скв. 3 $R = 20$ км	Скв. 9 $R = 36$ км
Сентябрь 1980 г.	—	—11,68	—	—12,55	—12,54	—12,00
Декабрь 1980 г.	—	—12,55	—12,81	—12,65	—12,50	—11,93
Январь 1981 г.	—12,33	—12,51	—12,87	—	—12,43	—11,90
Февраль 1981 г.	—12,43	—12,56	—12,86	—12,44	—12,56	—11,96
Март 1981 г.	—12,49	—11,74	—12,69	—12,58	—11,90	—11,94
Май 1981 г.	—12,43	—12,40	—	—12,27	—12,59	—11,97
Июнь 1981 г.	—12,44	—12,67	—12,76	—12,60	—12,59	—12,00
Август 1981 г.	—12,54	—	—12,94	—12,74	—12,49	—11,80

по $\delta^{18}O$ не показали. Нам представляется, что в сложных гидрогеологических условиях о-ва Кунашир на вариации $\delta^{18}O$ могли сказаться следующие факторы — малая глубина скважины ($\simeq$300 м), чрезвычайно быстрый круговорот метеорных вод и т. д.

В сообщении Д. О. Нила и Чи-Ю Кинга [21] представлены результаты наблюдений за $\delta^{18}O$ и δD в водах трех неглубоких (60—152 м) скважин, пробуренных в Сан-Хуан Батиста (Калифорния) в непосредственной близости от разлома Сан-Андреас. С июля 1979 по январь 1981 г. вдоль разлома Сан-Андреас произошел ряд сейсмических событий, крупнейшим из которых было землетрясение с $M = 4{,}8$ на расстоянии 4—10 км от скважины. Воды скважин прореагировали по-разному: в одной за 1,5 мес до толчка произошло уменьшение $\delta^{18}O$ на $\simeq 1{,}2$ ‰, в то время как в двух других наблюдалось увеличение на $\simeq$ 0,5—0,7 ‰. В водах всех скважин после землетрясения сохранились пониженные значения $\delta^{18}O$. Авторы [21] трактуют уменьшение $\delta^{18}O$ поступлением воды из другого горизонта, что подкрепляют данными по δD. Увеличение в значениях $\delta^{18}O$ объясняется смешиванием с другим флюидом.

Как показали наши исследования, кислород изученных образцов воды перед землетрясением облегчается и пониженное значение $\delta^{18}O$ держится после землетрясения продолжительное время. Сам факт облегчения изотопного состава кислорода воды в период действия очага Назарбекского землетрясения выглядит, на первый взгляд, необычным. Логичным выглядело бы явление увеличения содержания тяжелого изотопа ^{18}O в образцах H_2O, поскольку в момент подготовки, свершения и последействия очага землетрясения глубинные породы должны были из большого числа вновь образовавшихся трещин и уплотненных пор отдать воду с накопленным за огромное время изотопным кислородным сдвигом [5, 13, 16—18].

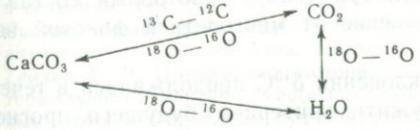
В настоящее время основным методом распознавания происхождения и истории подземной воды является изотопный анализ водорода (D/H) и кислорода ($^{18}O/^{16}O$), поскольку в природных водах различного генезиса установлены характерные вариации содержания дейтерия и тяжелого изотопа кислорода [13, 16—18].

Многочисленные исследования вариаций изотопного состава кислорода и водорода горячих источников различных геотермальных районов мира показали, что в основном воды многих геотермальных областей имеют

поверхностное происхождение. Не являются исключением и изученные нами воды. Средний изотопный состав метеорных вод Ташкентского геодинамического полигона характеризуется следующими параметрами: $\delta^{18}O = -11{,}80 \pm 0{,}04\ ^0/_{00}$, $\delta D = -88 \pm 1\ ^0/_{00}$. На графике зависимости δD от $\delta^{18}O$ точка такого состава находится вблизи линии изотопного состава метеорных вод Крейга—Эпштейна $\delta D = 8 \cdot \Delta^{18}O + 5$ [16, 17]. В то же время большинство исследованных нами вод имеют величины $\delta^{18}O$ явно облегченные ^{18}O по сравнению с местными метеорными водами (см. табл.). Очевидно, объяснение здесь лежит в изотопном обмене между водой и углекислым газом, который происходит согласно реакции (1). Реакция протекает легко и быстро, и можно предположить, что этот процесс в изученных водах с высоким содержанием CO_2 (5—10 %) преобладает над реакциями изотопного обмена между водами и породами. Подобное явление наблюдали Р. Гонфиантини с сотр. [18] в источниках Тосканы, где воды были на $2—3\ ^0/_{00}$ обеднены ^{18}O по сравнению с местными метеорными водами.

Возвращаясь к экспериментальным данным, когда углерод CO_2 обогащается ^{13}C (см. рис. 1), можно предположить, что в эти моменты углекислота подземных вод «разбавлена» значительной долей эндогенной углекислоты с ее $\delta^{13}C = -7\ ^0/_{00}$. Определенный вклад в изотопный сдвиг углерода CO_2, поднимающегося из глубин Земли, может внести углекислота газовожидких включений. Известно, что в газовожидких включениях кварца концентрация углекислоты достигает 60—80 г/л, что во много раз превышает концентрацию углекислоты в современных высокоуглекислых водах. Растрескивание пород в период подготовки очага землетрясения несомненно облегчает возможность поступления углекислоты включений в водоносный горизонт.

Наряду с этим наблюдаемый экспериментально эффект облегчения изотопного состава кислорода воды и образование «бухтообразной» аномалии в $\delta^{13}C$ углекислого газа можно объяснить изменяющимися условиями в процессах изотопных обменов такой системы:



(5)

(карбонаты, известняки и т. д.)

Во время подготовки очага землетрясения существенно изменяются $P—T$ условия на глубинах Земли, и это может изменить направление изотопных обменов в (5).

Рассмотрим ветвь $CaCO_3 \leftrightarrow CO_2$. В этой системе изотопный обмен углерода и кислорода происходит в ходе перекристаллизации, т. е. в процессе растворения и переосаждения карбонатов. Степень фракционирования зависит от температуры. Для углерода эта зависимость описывается уравнением

$$10^3 \cdot \ln \alpha_C = -2{,}4612 + (7{,}6663 \cdot 10^3/T) - 2{,}9880 \cdot 10^6/T^2. \qquad (6)$$

Й. Боттинг [15], используя экспериментальные данные, подсчитал, что $T \simeq 192\ ^\circ C$ соответствует точке инверсии, ниже и выше которой диапазон

вариации $\delta^{13}C$ будет значительным. Это находит экспериментальное подтверждение в работах Б. Робинсона [5]. Однако расчет [15] показывает, что эта же система в случае изотопного смещения по $\delta^{18}O$ имеет точку инверсии $T \simeq 100$ °C. Таким образом, имеются критические значения температур $T \geqslant 200$ °C и $T \simeq 100$ °C, при которых углерод CO_2 будет обогащаться ^{13}C и соответственно кислород CO_2 будет обогащаться ^{18}O.

В системе $CO_2 \leftrightarrow H_2O$ происходит изотопное смещение по $\delta^{18}O$ в широком диапазоне температур, причем всегда кислород CO_2 обогащен ^{18}O по сравнению с кислородом H_2O, к примеру, в условиях равновесия при $T = 25$ °C углекислый газ обогащен ^{18}O относительно воды на 41,2 $^0/_{00}$ [13].

Экспериментальные наблюдения на Ташкентском геодинамическом полигоне за концентрацией CO_2 в подземных водах показывают (см. рис. 2), что в периоды сейсмической активности концентрация CO_2 в водах может увеличиваться на $\simeq 250$ %. Возможно, это большое количество вновь образованного CO_2 вызывает изотопный сдвиг кислорода H_2O в сторону уменьшения содержания тяжелого изотопа кислорода ^{18}O.

Необходимо отметить еще один факт: методика измерений на MAT-250 позволяла одновременно измерять величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ для углекислого газа, извлекаемого из изучаемых проб воды. В то время как углерод CO_2 имел величины $-13 \div -18$ $^0/_{00}$ (см. рис. 1), т. е. его источник — восстановленный или органический углерод, кислород этого же CO_2 имел величины $+14 \div +24$ $^0/_{00}$, т. е. характерен для углерода карбонатов с их $\delta^{13}C = -7$ $^0/_{00}$. Этот факт показывает, что кислород CO_2 увеличил содержание ^{18}O за счет обмена с термальной водой, уменьшая тем самым содержание в ней ^{18}O.

ВЫВОДЫ

1. Режимные наблюдения на опорных скважинах Ташкентского геодинамического полигона за изотопным отношением $^{13}C/^{12}C$ в углекислом газе термальных вод показали, что в период подготовки и реализации Назарбекского землетрясения 11 декабря 1980 г. изотопный состав углерода CO_2 имел аномальное отклонение от многолетней фоновой величины ($\Delta\delta^{13}C \simeq 6$ $^0/_{00}$).

2. Длительность аномального отклонения $\delta^{13}C$ продолжалась в течение $\simeq 15$ сут. Этот факт может послужить критерием будущего прогноза.

3. Проведенный анализ изотопного отношения кислорода $^{18}O/^{16}O$ в образцах воды из скважин Ташкентского геодинамического полигона также показал изменение $\delta^{18}O$ (уменьшение содержания ^{18}O) в период деятельности очага Назарбекского землетрясения.

4. Наблюдаемый экспериментально эффект облегчения изотопного состава кислорода H_2O и соответственно утяжеления изотопного состава углерода CO_2 термальных вод в период сейсмической активности можно объяснить поступлением в водоносный горизонт эндогенной углекислоты и углекислоты микровключений, а также конкурирующими процессами в изотопных обменах системы: карбонаты $\leftrightarrow CO_2 \leftrightarrow H_2O$.

5. Наблюдения за величинами $\delta^{13}C_{CO_2}$ и $\delta^{18}O_{H_2O}$ при наборе достаточной статистики могут способствовать поиску надежных предвестников землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Есиков А. Д., Чешко А. Л.* и др. Изучение вариаций изотопного состава кислорода термальных вод о. Кунашир в связи с проблемой прогнозирования землетрясений. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 188—189.
2. *Кравцов А. И., Кучер М. И., Фридман А. И.* Об изменении изотопного состава углерода природных газов в зависимости от сейсмической активности. — Геохимия, 1979, № 3, с. 387—392.
3. *Кучер М. И., Фридман А. И., Прасолов Э. М.* и др. О природе вариаций изотопного состава углерода, гелия и аргона в природных газах в периоды сейсмической активности. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 183—184.
4. *Рикитаке Т.* Предсказание землетрясений / Пер. А. Петросяна, Н. Фроловой; Под ред. Е. Ф. Саваренского. М.: Мир, 1979. 388 с.
5. *Робинсон Б. В.* Происхождение минерализации на руднике Туи (Новая Зеландия) в свете исследования стабильных изотопов. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 358—396.
6. *Сидорин А. Я.* Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 4, с. 825—828.
7. *Султанходжаев А. Н., Чалов П. И., Латипов С. У.* О комплексном использовании стабильных и радиоактивных изотопов в изучении гидрогеологических условий Приташкентского артезианского бассейна. — Тр. Ин-та гидрогеологии и инж. геологии МГ УзССР. Генетические типы подземных вод. 1971, с. 35—52.
8. *Султанходжаев А. Н., Чернов И. Г.* и др. Вариации изотопного состава углерода CO_2 термальных вод Приташкентского артезианского бассейна. — В кн.: V Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1974, с. 89.
9. *Султанходжаев А. Н., Чернов И. Г., Сидиков С.* Вариации изотопного состава аргона в газах термальных вод Приташкентского артезианского бассейна. — В кн.: Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения 1977 г. Ташкент: Фан, 1981, с. 141—145.
10. *Султанходжаев А. Н.* Гидрогеосейсмологические предвестники землетрясений. — Узб. геол. журн., 1979, № 2, с. 3—9.
11. *Султанходжаев А. Н., Сидиков С., Чернов И. Г.* Наблюдения на геодинамических полигонах за вариацией изотопного состава аргона в газах термальных вод в связи с сейсмичностью. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1980, с. 184—185.
12. *Султанходжаев А. Н.* и др. Гидрогеохимические особенности некоторых сейсмоактивных зон Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977. 165 с.
13. *Тейлор Х. П.* Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213—298.
14. *Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Лебедев В. С.* О геохимических предвестниках землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 165—169.
15. *Bottinga Y.* Calculated fractination factors for carbon and hydrogen isotope exchange in system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor. — Geochim. et cosmochim. acta, 1969, vol. 33, N 1, p. 49—64.
16. *Graig H.* Isotopic variations in meteoric waters. — Science, 1961, vol. 133, p. 1702—1703.
17. *Epstein S., Mayeda T.* The variation in ^{18}O content of waters from natural sources. — Geochim. et cosmochim. acta, 1953, vol. 4, N 5, p. 213—214.
18. *Ferrara G. C., Gonfiantini R., Panichi C.* La composizione isotopica della vapore di alcuni soffioni di Larderello e della'acqua di alcune sorgentie moffete della Toscana. — Atti Soc. Tosc. sci. Natur., 1965, vol. 75, N 2, p. 570—588.
19. *Kita I., Matsuo S., Wakita H., Nakamura Y.* D/H ratios of H_2 in soil gases as an indicator of fault movements. — Geochem. J., 1980, vol. 14, P. 317—321.
20. *Nagao K., Takaoka N., Wakita H.* et al. Isotopic compositions of rare gases in the Matsushiro earthquake fault region. — Geochem. J., 1980, vol. 14, p. 63—65.

21. *O'Neil J. R., King Chi-Yu.* Variations in stable-isotope ratios of ground waters in seismically active regions of California. — Geophys. Res. Lett., 1981, vol. 8, N 5, p. 429—432.
22. *Roether W.* Water-CO_2 exchange set-up for the routhine ^{18}oxygen assay of natural waters. — Intern. J. Appl. Radiat. and Isotop., 1970, vol. 21, p. 379—392.
23. *Scholz C. H., Sykes L. R., Aggarwal J. P.* Earthquake prediction: A physical basis. — Science, 1973, vol. 181, N 4109, p. 803—807.
24. *Wakita H.* Earthquake chemistry. — Kagaku no Ryoiki, 1979, vol. 33, N 2, p. 22—28.

УДК 550.341.5

Ф. И. Монахов, А. М. Хантаев,
В. С. Кечайкина, А. А. Шишкин

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕАКЦИИ УРОВНЯ И ДЕБИТА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ПОДГОТОВКУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Принято считать, что уровень и дебит воды в скважинах испытывают перед землетрясениями колебания в результате изменений напора подземных вод, порождаемых упругими деформациями водовмещающих пород при подготовке сейсмического толчка [1]. В соответствии с этой концепцией росту дебита воды соответствует подъем уровня, а падение дебита сопровождается опусканием уровня [11].

Результаты систематических наблюдений за изменениями уровня и дебита воды в скважинах Курило-Сахалинского сейсмопрогностического полигона убедительно показали, что во всех зарегистрированных случаях изменения уровня и дебита подземных вод в период подготовки сейсмического толчка имеют противоположные знаки, т. е. росту дебита воды соответствует падение уровня, и наоборот.

На островах Кунашир, Итуруп и Сахалин в течение нескольких лет проводятся непрерывные записи колебаний уровня воды в неизливающих скважинах. По данным проведенных наблюдений твердо установлено, что всякий раз, когда подготовка землетрясения сопровождалась изменениями уровня воды в скважинах, характер этих изменений во всех случаях и во всех скважинах был однотипным. За несколько дней до толчка уровень воды начинал понижаться, а затем после непродолжительной стабилизации происходил его подъем до первоначального положения. Сейсмический толчок чаще всего просходил в конце стабилизации или в начале подъема уровня [7].

Такая же закономерность реакции уровня подземных вод на подготовку землетрясений была установлена и в некоторых других регионах [6, 14].

Что же касается реакции дебита подземных вод на подготовку сейсмического толчка, то в периоды, предшествующие сильным землетрясениям, как показано в отдельных работах, реакция на готовящиеся землетрясения начиналась, как правило, с его роста. Перед толчком и после него дебит резко убывал до фонового значения [5, 12]. Данные по изменению дебита подземных вод перед землетрясением приводятся в работах [3, 4, 13]. Более полная библиография по этому вопросу содержится в работе [2].

Приведем основные результаты регулярных наблюдений за изменением

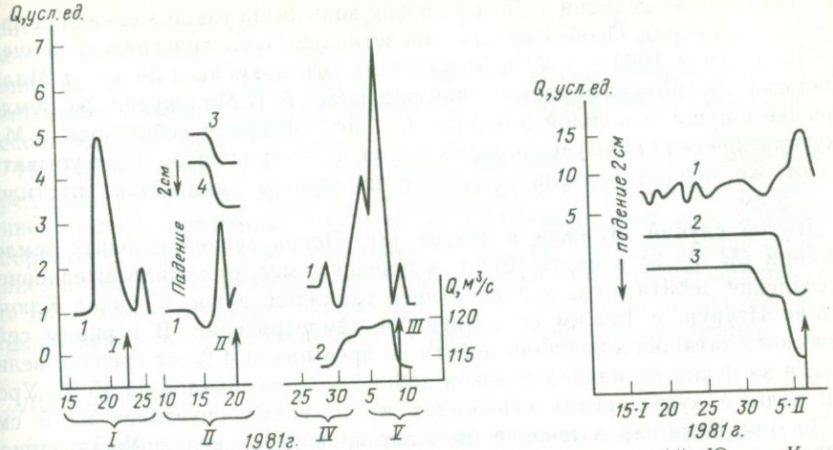


Рис. 1. Изменение дебита воды (Q) в скважинах Малокурильска (*1*), Южно- Курильска (*2*) и уровня воды (h) в скважинах Южно-Курильска (*3*), Курильска (*4*) перед землетрясениями. Стрелками отмечены землетрясения

I — М 7,0; $H = 140$ км, Δ 330; *II* — М 5,7; Δ 200; *III* — М 5,5; Δ 200

Рис. 2. Изменение дебита воды (Q) в скважине Ноглики (*1*) и уровня воды (h) в скважинах Южно-Сахалинска (*2*) и Охи (*3*). Стрелкой отмечено землетрясение М 6,8; Н-465 км; Δ (Ноглики) 450; Δ (Оха) 620; Δ (Южно-Сахалинск) 350

дебита воды перед землетрясениями выше порогового прогностического уровня на Курило-Сахалинском полигоне.

Примеры изменения дебита воды в скважинах Малокурильска (о-в Шикотан), Южно-Курильска (о-в Кунашир) и Ногликах (о-в Сахалин) показаны на рис. 1 и 2. В двух случаях изменения дебита сопоставлены с одновременными изменениями уровня воды в неизливающих скважинах.

Данные по уровню воды приведены за период отсутствия заметного влияния внешних факторов (атмосферное давление, осадки). На дебит воды внешние факторы не оказывали существенного влияния даже в экстремальных условиях, так как во всех скважинах дебит определялся при напоре воды около 0,5 атм и более, что значительно превышает влияние на дебит внешних факторов.

Несмотря на значительный разброс пунктов наблюдений и положений эпицентров землетрясений, во всех случаях реакция дебита воды на подготовку землетрясений начиналась с его роста, а непосредственно перед толчком и после толчка дебит резко убывал до первоначального значения. Обычно рост дебита в несколько раз превышал его фоновые колебания в сейсмически спокойные периоды.

Уровень воды в двух приведенных примерах изменялся перед землетрясениями в противофазе с изменениями дебита. В других приведенных примерах не удалось выделить колебания уровня воды из-за сильного влияния внешних факторов.

Помимо рассмотренных случаев, были зарегистрированы изменения дебита и уровня подземных вод перед многими другими землетрясениями

и во всех случаях реакция дебита и уровня воды была такой же, как и в приведенных примерах. Особый интерес представляет землетрясение, происшедшее 10 февраля 1980 г. в 22 ч 54 мин местного времени в 50 км от Малокурильска. Магнитуда землетрясения равнялась 5. В Малокурильске землетрясение ощущалось силой 5 баллов. С 7 по 9 февраля дебит воды в Малокурильской скважине увеличился в 20 раз, а затем он начал резко убывать. В этот же период уровень воды в Кунаширских скважинах опустился на 3—5 см.

Другой случай отражен в статье [8]. Перед серией сильных землетрясений (M .7—8) в марте 1978 г. в течение 5 мес. проводили ежедневное определение дебита воды в изливающей скважине в пос. Горячие Ключи на о-ве Итуруп, в 150 км от эпицентров землетрясений. В периоды сейсмического затишья колебания дебита не превышали 4 % от средней величины, а за 4 дня до начала толчков дебит воды увеличился на 15 %. Уровень воды в кунаширских скважинах в это время опустился на 5 см.

На о-ве Кунашир в течение двух лет проводится непрерывная запись дебита газа, выходящего из изливающей скв. 5 в поселке Горячий Пляж. За время наблюдений было зарегистрировано несколько десятков случаев изменений дебита газа, обусловленных подготовкой землетрясений. И во всех случаях дебит газа изменялся так же, как и дебит воды — за несколько дней до толчка происходил рост дебита, а ближе к толчку и после него дебит резко убывал [9].

Таким образом, результаты проведенных на Курило-Сахалинском полигоне наблюдений вместе с данными по другим полигонам убедительно показывают, что изменения дебита и уровня подземных вод перед достаточно сильными землетрясениями находятся в противофазе. Реакция дебита воды на подготовку землетрясения выражается в его резком увеличении, при этом уровень воды в неизливающих скважинах падает.

Полученный вывод находится в явном противоречии с представлениями об изменении как уровня, так и дебита подземных вод перед землетрясениями за счет изменения напора или пластового давления воды. В самом деле, понижение уровня водоносного горизонта снижает напор подземных вод и, следовательно, в это время дебит воды должен убывать. В действительности же он возрастает.

Но указанное противоречие легко устраняется предположением о росте трещиноватости и увеличении пористости горных пород в приповерхностном слое земной коры. Именно такое предположение оказалось единственно возможным объяснением понижения уровня подземных вод перед землетрясениями [10].

С этих позиций объясняется и рост дебита воды. Известно, что движение воды в пористой среде подчиняется закону Дарси, согласно которому дебит воды пропорционален градиенту давления (напору) и коэффициенту фильтрации, характеризующему пористость и трещиноватость среды. Если перед землетрясением пористость и трещиноватость увеличиваются, то это неизбежно вызовет увеличение коэффициента фильтрации, т. е. увеличение водопроницаемости среды. В результате количество воды, поступающей из водоносного горизонта в скважину при неизменном пластовом давлении, возрастет и дебит увеличится.

Что же касается понижения напора, а следовательно, и дебита за счет снижения уровня подземных вод, то эта величина чрезвычайно мала. Дей-

ствительно, падение уровня подземных вод даже перед очень сильными землетрясениями не превышает 10—15 см [7]. Это соответствует снижению напора на 10—15 г/см^2. Но гидростатический напор в изливающих скважинах обычно составляет сотни г/см^2, а в нефтяных скважинах до нескольких атмосфер.

Из изложенного следует, что причины изменения уровня и дебита воды перед землетрясениями разные. Понижение уровня обусловливается ослаблением напора подземных вод в результате увеличения трещиноватости и пористости пород в водоносном горизонте, а рост дебита связан с увеличением коэффициента водопроницаемости и может происходить при неизменном или даже убывающем напоре. На это, к сожалению, до сих пор не обращали внимание в практике сейсмопрогностических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авчян Г. М., Белявский Н. А., Полшков М. К.* О возможности прогнозирования землетрясений методом контроля за изменением пластового давления. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 9, с. 88—90.
2. *Ахундова С. Б.* Поиски предвестников землетрясений. Баку: Ин-т геол.... АН АзССР, 1979. 517 с.
3. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—338.
4. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Гаранин А. В.* Об исследованиях ГЕОХИ АН СССР по поиску геохимических предвестников землетрясений. — В кн.: Всесоюз. совещ. по прогнозу землетрясений: Тез. докл. Алма-Ата: Наука, 1980, с. 41—43.
5. *Войтов Г. И., Осика Г. Д., Гречухина Т. Г.* О некоторых геолого-геохимических последствиях Дагестанского землетрясения 14/V 1970 г. — Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 3, с. 576—579.
6. *Мавашев Б. З.* Изменение давления термальной минеральной воды в период землетрясений в 1966—1969 гг. — Тр. Узб. н.-и. ин-та курортологии и физиотерапии, 1974, т. 23, с. 26—30.
7. *Монахов Ф. И., Ашихин В. П., Божкова Л. И., Киссин И. Г., Хантаев А. М., Широков Б. Д., Шлюев Ю. А.* Краткосрочные гидрогеодинамические и гидрогеохимические предвестники землетрясений на о. Кунашир. — Геохимия, 1979, № 3, с. 345—353.
8. *Монахов Ф. И., Божкова Л. И., Хантаев А. М., Хайдурова Е. В., Шлюев Ю. А.* Краткосрочные предвестники и прогноз курильских землетрясений 22—28 марта 1978 г. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 7, с. 78—80.
9. *Монахов Ф. И., Божкова Л. И.* Газогеодинамический предвестник курильских землетрясений. — Наст. сб., с. 112.
10. *Монахов Ф. И.* Механизм формирования гидрогеодинамического предвестника землетрясений. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 828—831.
11. *Осика Д. Г.* О некоторых теоретических и практических следствиях изучения генетической сущности геохимических и гидрогеологических процессов в связи с сейсмичностью недр. — Тр. Ин-та геол.... Даг. фил. АН СССР, 1979, № 3 (21), с. 97—114.
12. *Осика Д. Г.* Эмпирические и теоретические основы гидродинамического методов, а также организация службы оперативного прогноза места, силы и времени тектонических землетрясений. — Тр. Ин-та геол. Даг. фил. АН СССР, 1978, № 2 (17), с. 116—131.
13. *Чалов П. И., Тузова Т. В., Алехин В. М.* Изотопные параметры вод разломов земной коры в сейсмически активной зоне. Фрунзе: Илим, 1980. 105 с.
14. *Kuo Tseng-kien, Chin Pao-yan, Feng Hsueh-tzai.* Дискуссия об изменении уровня грунтовых вод перед большими землетрясениями. — Acta geophys. sinica, 1974, vol. 17, N 2, p. 99—105.

УДК 550.341.5

Ф. И. Монахов, Л. И. Божкова

ГАЗОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПРЕДВЕСТНИК КУРИЛЬСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

На Курильском о-ве Кунашир, в 100 м от Тихоокеанского побережья, пробурена скважина на глубину 500 м, из которой происходит излив термальной воды и выход газа. Состав газа в объемных единицах следующий: двуокись углерода 1—2 %, метан 3—5 %, сероводород 2—4 %, кислород 1—3 %, азот и редкие газы 83—93 %.

В 1979 г. были проведены наблюдения за изменением дебита газа в связи с морскими приливами, создающими переменную механическую нагрузку на земную кору вблизи пункта наблюдений. Фрагмент соответствующих графиков показан на рис. 1. Дебит измерялся дискретно через 1—2 ч. Моменты измерений отмечены точками.

Из рис. 1 видно, что морские приливы и отливы с амплитудой в 1 м вызывают изменение дебита газа на 30—50 %. Максимальный дебит бывает во время отливов с запаздыванием приблизительно на 2 ч. Во время приливов дебит становится минимальным.

Аналогичный результат был получен в Дагестане [3]. Там измерялся поток радиогенного газа из скважины глубиной 140 м во время заполнения крупного водохранилища. Оказалось, что подъем уровня воды в водохранилище вызвал уменьшение газового потока.

Хорошо известно, что при подготовке землетрясений в земной коре возникают упругие напряжения, оказывающие воздействие на поверхность Земли. Это воздействие тем сильнее, чем сильнее и ближе землетрясение. Поэтому результаты упомянутых выше экспериментов дают основание ожидать, что в период подготовки некоторых землетрясений дебит газа будет претерпевать изменения, т. е. будет наблюдаться предвестник, который мы назовем газогеодинамическим.

И действительно, изменения дебита газа перед землетрясениями наблюдались неоднократно. Однако большинство сообщений об этом было основано на эпизодических или случайных наблюдениях, по которым трудно составить представление о свойствах этого эффекта.

Регулярные наблюдения за дебитом газа на о-ве Кунашир в течение 1,5 лет позволили выявить закономерность газогеодинамического предвестника и описать его свойства. Изменения дебита газа проводили в 1979 г. дискретно один раз в сутки в часы отлива, а во все последующее время наблюдения вели в непрерывном режиме с записью интервалов времени, в течение которых газом заполнялся определенный объем.

Чрезвычайно благоприятным обстоятельством для изучения реакции дебита газа на подготовку землетрясений оказался факт слабого влияния внешних факторов (осадки, перепады атмосферного давления) на величину газового потока. Выборочные данные за некоторые периоды времени, согласно которым даже при экстремальных значениях внешних факторов дебит газа изменялся в пределах 0—30 %, приведены в таблице. В дальнейшем мы убедимся в том, что при подготовке землетрясений определенного класса дебит газа изменяется на значительно большую величину.

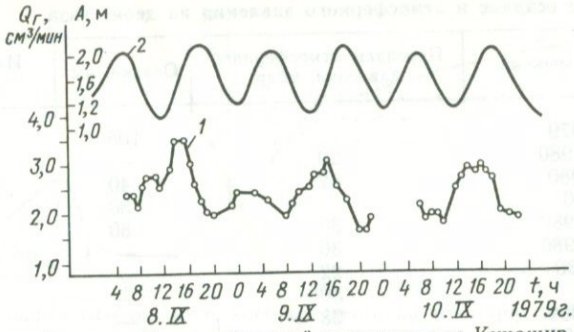


Рис. 1. Изменение дебита газа $Q_г$ в прибрежной скважине о-ва Кунашир (*1*) в зависимости от морских приливов (*2*). *A* — амплитуда, м

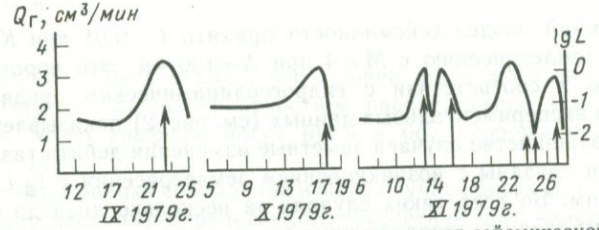


Рис. 2. Изменение дебита газа ($Q_г$) в зависимости от уровня сейсмической активности (L). Стрелками отмечены отдельные зарегистрированные землетрясения

На рис. 2 построены графики дебита газа $Q_г$ в зависимости от сейсмической активности по данным режимных наблюдений на Курильском гидрогеодинамическом полигоне. Графики построены без учета внешних факторов.

При проведении наблюдений за дебитом газа было обнаружено, что во многих случаях наряду с медленным ростом или падением дебита происходили значительные его флуктуации. Мы пока не знаем, отчего они происходят, но реальность их существования подтверждается наблюдениями других исследователей [6, 7].

Можно видеть, что в ряде случаев дебит газа испытывает значительные колебания, существенно превышающие фоновый уровень. Иногда изменения дебита составляли 200—300 % и более. Чем же они были вызваны?

С целью выяснения роли землетрясений в изменениях дебита газа и его флуктуаций приведены значения логарифма уровня сейсмичности L в пункте наблюдений (см. рис. 2). Уровень сейсмичности определяли по приближенной формуле [4]:

$$L = K \frac{10^M}{\Delta^3}, \qquad (1)$$

где M — магнитуда землетрясения, Δ — эпицентральное расстояние, K — некоторый коэффициент. При вычислении L использовали Сейсмологический бюллетень Дальнего Востока и Бюллетень сейсмической станции Южно-Курильск.

Влияние осадков и атмосферного давления на дебит газа

Периоды времени	Перепады атмосферного давления, мбар	Осадки, мм	Измерение дебита газа, %
19—20 X. 1979		105	20
27—29 IV. 1980	20	—	12
25—27 V. 1980	42	40	12
5—6 IX. 1980		30	0
12—13 IX. 1980	30	80	20
12—13 XI. 1980	30	—	0
2—5 XII. 1980	22	—	15
2—3 I. 1981	30	—	15
11—15 II. 1981	28	—	0
14—16 III. 1981	46	—	30
25—27 III. 1981	35	—	5

За нижний предел сейсмичности принято $L=0{,}01$ при $K=1$, что соответствует землетрясению с $M=4$ при $\Delta=100$ км. Это пороговое значение L выбрано в соответствии с гидрогеодинамическим предвестником [5].

Анализ экспериментальных данных (см. рис. 2) показывает, что в подавляющем большинстве случаев заметные изменения дебита газа, а также его флуктуации связаны с возникновением землетрясений с $\lg L \geqslant -2$ и предшествуют им. Во всех таких случаях за несколько дней до сейсмического толчка дебит газа начинает увеличиваться, а непосредственно перед толчком и после толчка он резко убывает. Усиление флуктуаций дебита в основном совпадает с аномально высоким ростом дебита. Оба эти эффекта являются сейсмопрогностическими.

Простой подсчет случаев, когда изменения Q и ΔQ предшествовали землетрясениям с $\lg L \geqslant -2$ и когда такой взаимосвязи не было, приводит к соответствующему отношению 35 : 8. Это значит, что с вполне достаточной вероятностью ($\approx 80\ \%$) зарегистрированные изменения дебита газа и его флуктуаций могут быть объяснены сейсмической активностью. И поскольку эти изменения предшествуют землетрясениям, они дают возможность предсказывать время возникновения землетрясений. Следовательно, газогеодинамический предвестник обладает достаточно высокой сейсмопрогностической эффективностью.

По полученным фактическим данным можно построить типовой график газогеодинамического предвестника (рис. 3). Оказалось, что между типовыми графиками газогеодинамического и гидрогеодинамического [5] предвестников имеется большое сходство. Они разнятся только в знаке — падению уровня подземных вод соответствует рост дебита газа.

Была предпринята попытка по результатам проведенных наблюдений построить в первом приближении график порогового значения магнитуды землетрясений при заданном Δ для газогеодинамического предвестника. С этой целью в системе координат (M, Δ) (рис. 4) отмечали землетрясения, перед которыми изменение $Q_г$ и $\Delta Q_г$ не наблюдалось (черные кружки), и землетрясения, которым предшествовало изменение $Q_г$ и $\Delta Q_г$ (светлые кружки).

Оказалось, что рассмотренные две группы землетрясений можно приближенно разграничить кривой линией, которая и представляет собой график порогового значения газогеодинамического предвестника землетрясений.

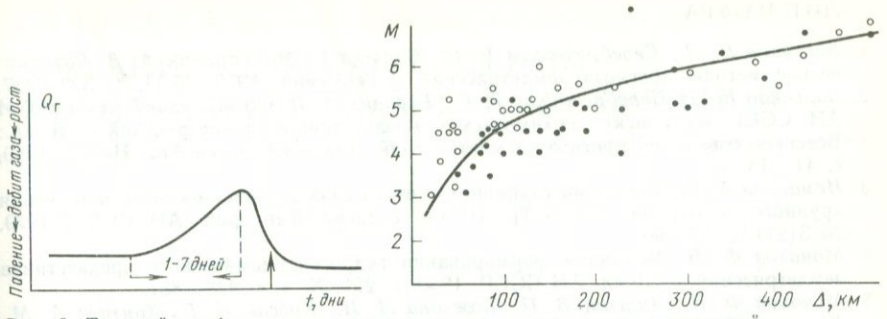


Рис. 3. Типовой график газодинамического предвестника землетрясений

$Q_г$ — дебит газа; t — время. Стрелкой отмечен момент землетрясения

Рис. 4. График порогового значения магнитуды землетрясений для газогеодинамического предвестника

Следует, однако, иметь в виду, что график порогового значения магнитуды характеризует лишь вероятностное распределение землетрясений. Отклонения от этого графика могут быть в обе стороны и значительными (см. рис. 4).

Сделанная выше оценка совпадений в 80 % случаев роста $Q_г$ и $\Delta Q_г$ с предстоящими землетрясениями определенного энергетического класса является оценкой оправдываемости прогнозов времени землетрясений. Эта оценка по порядку величины совпадает с оценкой оправдываемости соответствующих прогнозов по гидрогеодинамическому предвестнику [5]. Но эту оценку никак нельзя переносить на прогноз силы землетрясений.

Характерной и важной особенностью газогеодинамического предвестника, как и гидрогеодинамического, является его однотипность перед всеми землетрясениями. Он наблюдался перед землетрясениями, происшедшими в разных районах и на разных глубинах (до 500 км и более), и во всех случаях изменение дебита газа начиналось с его роста. Имеются сообщения о таком же характере проявления газовых компонентов природных вод на подготовку землетрясений [1, 2].

Сопоставляя эти два предвестника, мы приходим к заключению, что газогеодинамический предвестник имеет определенные преимущества перед гидрогеодинамическим предвестником, проявляющимся в колебаниях уровня воды в скважинах. Обладая приблизительно одинаковой чувствительностью к подготовке землетрясений, газогеодинамический предвестник не испытывает влияния внешних факторов, которые нередко исключают возможность использовать гидрогеодинамический предвестник в прогнозе землетрясений. Кроме того, изменения дебита газа гораздо менее инерционны по сравнению с изменениями уровня подземных вод, что позволяет по газогеодинамическому предвестнику прогнозировать землетрясения с меньшими промежутками времени.

Описанные сведения о свойствах газогеодинамического предвестника следует рассматривать пока что как предварительные и присущие лишь одному конкретному региону. Дальнейшие наблюдения на других сейсмопрогностических полигонах позволяет выяснить, насколько данный предвестник является универсальным.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—337.
2. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Гаранин А. В.* Об исследованиях ГЕОХИ АН СССР по поиску геохимических предвестников землетрясений. — В кн.: Всесоюз. совещ. по прогнозу землетрясений: Тез докл. Алма-Ата: Наука, 1980, с. 41—43.
3. *Исмаилов А. Ш.* Вариации глубинного потока газа в зависимости от заполнения крупного водохранилища. — Тр. Ин-та геологии Даг. фил. АН СССР, 1979, № 3(21), с. 87—90.
4. *Монахов Ф. И.* Механизм формирования гидрогеодинамического предвестника землетрясений. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 828—831.
5. *Монахов Ф. И., Ашихин В. П., Божкова Л. И., Киссин И. Г., Хантаев А. М., Широков Б. Д., Шлюев Ю. А.* Краткосрочные гидрогеодинамические и гидрогеохимические предвестники землетрясений на о. Кунашир. — Геохимия, 1979, № 3, с. 345—353.
6. *Сардаров С. С.* Гелий-аргоновые предвестники землетрясений. — Тр. Ин-та геологии Даг. фил. АН СССР, 1978, № 12(17), с. 95—115.
7. *Чалов П. И., Тузова Т. В., Алехина В. М.* Изотопные параметры вод разломов земной коры в сейсмически активной зоне. Фрунзе: Илим, 1980. 105 с.

Раздел II
ОРГАНИЗАЦИЯ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ПРЕДВЕСТНИКАМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

УДК 550.4

В. С. Серебренников, Р. В. Арсеньева, Ю. А. Бакалдин

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ВЫБОРА ОБЪЕКТОВ НАБЛЮДАТЕЛЬНОЙ СЕТИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В последние годы в СССР, КНР, Японии, США, Италии и других странах заметно возрос интерес к использованию геохимических методов исследования при изучении предвестников землетрясений. Свидетельством тому может служить состоявшийся в апреле 1979 г. в Париже Международный симпозиум по прогнозированию землетрясений, где на эту тему была представлена серия докладов из ряда стран [5]. В СССР намечается дальнейшее расширение исследований по прогнозу землетрясений, в том числе и на основе привлечения геохимических методов. В этой связи вопрос о выборе опытных полигонов — а в их пределах объектов наблюдательной сети — приобретает важное значение. Имеющийся к настоящему времени опыт свидетельствует, что не каждая скважина или источник могут быть одинаково успешно использованы для геохимических наблюдений в прогностических целях [2].

Необходимым условием информативности объектов наблюдательной сети является приуроченность их к зонам крупных молодых или обновленных разломов. Эти «живущие» структуры представляют собой относительно хорошо проницаемые участки земной коры, доступные для миграции подвижных летучих компонентов, и именно ими контролируются пути движения последних к поверхности. Тектоническая активизация приводит к изменению проницаемости зон сейсмогенных разломов, влияя тем самым на геохимический режим этих структур и вызывая появление геохимических аномалий, некоторые из которых проявляются на стадии подготовки землетрясений и выступают в качестве геохимических предвестников. К зонам сейсмогенных разломов приурочены различные водоносные системы, тип которых обусловливается геологическими особенностями и тектоническим строением региона. Особенно интересным для гидрогеохимических исследований с целью поиска предвестников землетрясений представляются водонапорные системы с термальными водами, глубина циркуляции которых в ряде случаев соизмерима с расположением очагов коровых землетрясений.

Для постановки исследований важно, чтобы существующие в водоносных структурах напоры обеспечивали самоизлив воды на дневную поверхность.

Очевидно, наиболее пригодными для наблюдения за гидрогеохимическими предвестниками будут такие водоносные системы, которые относительно легко выводятся из состояния квазистационарного равновесия под воздействием факторов, обусловленных изменением сейсмического режима. Другими словами, наблюдаемая система при сравнительно незначительных добавках вещества из недр Земли или из водовмещающих пород, должна возмущаться настолько, что существующими аналитическими методами будут уверенно фиксироваться аномалии в газовом и минеральном составе подземных вод или других параметрах их состояния. В то же время экзогенные факторы (атмосферные осадки, колебания температуры и атмосферного давления и т. д.) должны оказывать на изучаемые водоносные системы минимальное влияние.

Исходя из этих посылок, следует сказать, что трещинно-жильные водонапорные системы в принципе более благоприятны для наблюдения за геохимическими предвестниками, чем артезианские бассейны, так как последние имеют большую инерционность. Это подтверждается опытом наших режимных наблюдений в Таджикистане. При постановке прогностических исследований в пределах артезианских бассейнов предпочтительнее такие из них, где в разрезе имеются несколько резко различающихся по минеральному и газовому составу водоносных горизонтов. Именно в такой ситуации можно ожидать появление геохимических аномалий в воде самоизливающих скважин в периоды подготовки землетрясений, когда под влиянием возникающих в земной коре напряжений возможно изменение существовавшего в сейсмически спокойное время гидрогеологического режима за счет изменения характера гидравлической связи между водоносными горизонтами. Естественно, наблюдательные скважины следует располагать в зонах тектонических нарушений или в пределах гидрогеологических окон, где возможна гидравлическая связь между горизонтами. Возможно, именно этими причинами объясняется столь резкое изменение состава воды в одной из скважин в Дагестане в период перед землетрясением [7].

Весьма важным показателем при выборе объектов наблюдательной сети является газонасыщенность подземных вод. Динамика и режим подземных вод с высоким содержанием газов приобретают специфические особенности в приустьевых частях скважин выше так называемой «глубины предельного давления» [6]. Выше этой границы вода, содержавшая лишь растворенные газы, превращается в пену — неоднородную смесь воды и спонтанного газа. В таких условиях резко возрастает вероятность ошибок при определении как газовых, так и минеральных компонентов состава подземных вод в связи с интенсивной дегазацией, возникновением твердой фазы и т. п. Представляется весьма перспективной возможность контроля физико-химических параметров воды и компонентов ее состава с помощью специальных погружных датчиков, помещаемых непосредственно в скважину. Отдельные попытки использования таких датчиков известны [4]. К сожалению, серийно такого рода устройства не производятся. Следует признать, что применение подобных датчиков является достаточно сложным, так как необходимо осуществлять их периодический контроль из-за воз-

можного «отравления» в процессе эксплуатации. Тем не менее очевидно, что совершенствование методики геохимических режимных исследований связано с использованием именно таких устройств, дающих возможность вести регистрацию вариаций геохимических предвестников в автоматическом режиме. Однако при отсутствии специальных устройств, позволяющих без потерь отбирать и анализировать пробы вод такого состава, предпочтительнее использовать для постановки режимных наблюдений термы с низким газовым фактором.

Рассматривая общую минерализацию подземных вод в качестве критерия для оценки пригодности того или иного их типа как объекта для постановки режимных исследований предвестников землетрясений, следует признать, что для наблюдений за компонентами минерального состава предпочтительнее воды с низкой минерализацией. Чем больше общая минерализация, тем выше «буферность» системы и тем, естественно, сложнее выявить аномалии, которые могут быть обусловлены сейсмической активностью.

В тектонически активных областях развиты несколько типов напорных подземных термальных минеральных вод. Главнейшими среди них являются азотные, азотно-метановые, углекислые и сульфидные воды. В свете сказанного выше, весьма благоприятными объектами для наблюдения за геохимическими предвестниками землетрясений являются азотные термы.

Провинции азотных термальных вод в целом совпадают с областями новейших тектонических движений и активной сейсмичности (Памир, Тянь-Шань, Кавказ, Прибайкалье, Камчатка) [1]. В соответствии с современными представлениями глубина циркуляции азотных терм $1 \div 5$ км, т. е. в ряде случаев соизмерима с глубиной очагов коровых землетрясений. Показателем глубинности азотных терм может служить их высокая температура. Вместе с тем азотные термы обычно характеризуются низкой общей минерализацией (0,3—3,0 г/л) и невысоким газовым фактором ($0{,}0n$—$0{,}00n$) при достаточно высокой концентрации радиогенных газов, кремниевой кислоты и фтора. Многие компоненты газового и минерального состава подземных вод, рассматриваемые в качестве возможных предвестников землетрясений (He, Rn, N_2, Ar, Hg, F^- и др.), присутствуют в азотных термах в количествах, позволяющих использовать при их определении существующие аналитические методики. Таким образом, азотные термы являются благоприятным объектом для оценки информативности He, Rn, Hg, F^-, а также макрокомпонентов минерального состава подземных вод в качестве геохимических предвестников землетрясений.

Интересным, но менее удобным объектом для изучения геохимических предвестников землетрясений представляются углекислые термальные воды. Углекислые воды развиты в регионах с относительно высокой сейсмичностью (Кавказ, Забайкалье). Происхождение углекислоты связывают с процессами термометаморфизма горных пород [3], протекающих на глубинах, соизмеримых с положением очагов коровых землетрясений, например на Кавказе. Изменение проницаемости трещинных зон или возникновение новых, обусловленное деформациями, возникающими в периоды подготовки землетрясений, должно в какой-то степени влиять на поступление этих элементов в подземные воды и, следовательно, приводить к появлению геохимических аномалий.

При исследовании углекислых вод, кроме компонентов газового состава

(углекислота, гелий, радон), представляет интерес изучение поведения таких элементов, как бор, мышьяк, ртуть. Основная сложность изучения углекислых вод в том, что большинство их проявлений характеризуется высоким газовым фактором, это приводит к резкому нарушению естественного режима при изливе на дневную поверхность. Поэтому при изучении углекислых вод целесообразно использование погружных датчиков, помещаемых в скважинах ниже «глубины предельного давления».

Сульфидные воды с высоким содержанием сероводорода наименее пригодны для наблюдений за геохимическими предвестниками, поскольку высокие концентрации H_2S затрудняют проведение анализов, нарушают работу измерительной аппаратуры. Ориентироваться на этот тип вод при выборе объектов наблюдений не следует.

Интересными для проведения прогностических исследований могут оказаться воды смешения, формирующиеся из двух или нескольких составляющих, резко различающихся по составу. Примером могут служить водопроявления в зоне смешения восходящих термальных вод с грунтовыми. В этих случаях слабое изменение глубинной составляющей будет отражаться ощутимыми геохимическими аномалиями в водах смешения. Понятно, что в процессе наблюдения за водами такого происхождения необходимо изучение режима экзогенной составляющей.

Считаем необходимым кратко остановиться на требованиях, предъявляемых к буровым скважинам, используемым при проведении систематических наблюдений за геохимическими предвестниками землетрясений. Прежде всего, скважина должна быть самоизливающей. Это непременное условие для постановки гидрогеохимических режимных исследований. Использование скважин, оборудованных насосами или другими водоподъемными устройствами, для режимных гидрогеохимических исследований с целью поиска геохимических предвестников землетрясений нежелательно. Вторым непременным условием должно быть постоянство гидродинамического режима. В случае расположения объектов наблюдательной сети вблизи действующих водозаборов (заводы минеральных вод, курорты и т. п.) следует предварительно оценить степень их влияния на состав воды в скважинах, намеченных для систематических наблюдений. Совершенно непригодны для этих целей скважины, работающие в «крановом» прерывистом режиме, так как в этом случае весьма вероятно появление резких аномалий в химическом составе вод, а также в их физико-химических характеристиках, не связанных с сейсмической активностью. Весьма характерным признаком работы скважины в «крановом» режиме являются резкие колебания температуры воды в течение суток. Изменения в концентрации газовых и минеральных компонентов возможны потому, что в периоды, когда скважина перекрыта, в верхней части обсадной колонны образуется газовая «шапка», за счет чего концентрация ряда компонентов как газовой, так и минеральной составляющей (He, Rn, HCO_3^-, *pH*) может существенно меняться. Мы на собственном опыте столкнулись с этим фактором и убеждены в необходимости его учета. Хотелось бы также обратить внимание на мелкую, но важную деталь. Необходимо, чтобы оголовки скважины допускали возможность пробоотбора непосредственно у устья. Совершенно недопустим отбор проб из водовода ниже накопительной емкости, особенно при анализе газового состава, а также неустойчивых компонентов (*pH, Eh,* HCO_3^-), так как в этом случае возможны ошибки из-за дегазации воды. Очевидно, что скважины должны

быть правильно оборудованы, необходимо исключить возможность смешения подземных вод разных горизонтов и т. д.

Выбор объектов наблюдательной сети является весьма важным этапом при постановке режимных геохимических исследований для поиска предвестников землетрясений, поэтому необходимо относиться к нему с максимальной ответственностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барабанов Л. Н., Дислер В. Н.* Основные закономерности формирования азотных терм в СССР и других странах. — В кн.: МГК. XXIII сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 2. Генезис. минеральных и термальных вод. М.: Наука, 1968. 120 с.
2. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—338.
3. *Вартанян Г. С.* Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. М.: Недра, 1977. 288 с.
4. *Зотов А. В., Приходько В. А., Шеймин Е. Г. pH — Eh* измерения термальных вод в глубоких скважинах. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 2, с. 436—440.
5. Международный симпозиум по прогнозированию землетрясений. Аннотации докладов. ЮНЕСКО. Париж 2—6 апреля 1979 г. SC—79 / Conf. 801. Col. 2, с. 39—52.
6. *Овчинников А. М.* Общая гидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 383 с.
7. *Осика Д. Г., Мегаев А. Б., Янковская Т. С., Саидов О. А.* Гидрогеохимические аномалии, предшествующие тектоническим землетрясениям, — отражение условий формирования очаговых зон. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1, с. 74—80.

УДК 550.4

Е. А. Попов, Н. Я. Кунин, Г. И. Войтов

ПРИНЦИПЫ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Разработка научных основ прогнозирования землетрясений выдвинула ряд сложных задач. В их числе наряду с развитием последовательных приближений моделей очага, выяснением специфики особенностей строения сейсмогенных зон, определением дальнодействия различных предвестников в конкретных ситуациях важное значение имеет формирование рациональных прогностических комплексов и рациональных прогностических сетей.

В настоящее время делаются попытки оценить прогностические возможности многих предвестников — от космических до биологических, в числе которых предвестники, различные по природе, степени обоснованности в рамках наиболее распространенных моделей землетрясений, степени апробации в различных регионах и по длительности.

Представляется очевидным, что прогнозирование силы, места и времени землетрясений с высокой надежностью потребует использования различных предвестников, привлекаемых на стадиях долгосрочного, среднесрочного, краткосрочного и оперативного прогноза. Поэтому рассмотрение и сопоставление возможностей различных предвестников имеет в первую очередь значение не в аспекте уточнения их места и роли в формируемой синтетической прогностической системе.

Роль геофизических и геохимических предвестников на данной стадии развития прогностических работ существенно неравноценна, что требует при конструировании текущих прогностических систем рассмотрения их особенностей специфики.

Геофизические исследования опираются на длительное изучение региональных и общемировых особенностей пространственного изменения признака и его временных вариаций. Имеются общемировые мелкомасштабные карты сейсмичности, гравитационного и магнитного полей, средне- и крупномасштабные карты по отдельным регионам. Многие десятилетия продолжается изучение временных вариаций геофизических аномалий, накоплены надежные данные об их составляющих и возможностях их учета.

Геохимические исследования начаты сравнительно недавно.

Многие геофизические предвестниковые аномалии связываются с изменением поля напряжений, предшествующих толчку. Все геохимические предвестниковые аномалии, по мнению авторов, являются аномалиями массопереноса. В основных моделях очага на стадиях подготовки землетрясений увеличение масштабов массопереноса не является необходимым, а на ранних и средних стадиях подготовки трещиноватость массива пород изменяется, по-видимому, слабо. Между тем для появления геохимических аномалий необходимо сочетание накопления напряжений с некоторыми изменениями проницаемости массива пород. Последнее не означает, что на ранних и средних стадиях подготовки землетрясений в массиве пород не происходят качественные изменения флюидов. По-видимому, могут устанавливаться новые равновесия между сорбированной, растворенной и свободной частями флюидов, а также меняются и соотношения между индивидуальными компонентами, которые формируются параллельно с изменением параметров P и T в очаговой зоне. Если в этом случае массоперенос осуществляется по механизму диффузии, то аномалии «качества» в приповерхностных зонах будут формироваться геологически долго. При конвективном массопереносе аномалии «качества» могут образоваться и на ранних, и на средних стадиях подготовки очага землетрясений. По-видимому, такие эффекты, как следствие общей сейсмической активации региона, могут наиболее хорошо проявлять себя в областях развития грязевого вулканизма.

В качестве примера сошлемся на наблюдаемое изменение состава газов грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области в связи с ее сейсмической активизацией. Это изменение выражается в общем повышении концентрации CO_2 в составе газов грязевых вулканов в период сейсмических активизаций (табл. 1). Так, в 1932—1933 гг. в пределах Крымского полуострова наблюдалась повышенная сейсмическая активность (в 1932 и 1933 гг. отмечено по 4 землетрясения силой от 2 до 5 баллов); соответственно в составе газов грязевых вулканов наблюдалось повышенное содержание CO_2. За 1957—1962 гг. в Крыму отмечено только одно землетрясение силой 3 балла. Содержание CO_2 в газах вулканов существенно снизилось. Новое повышение содержания в сопочных газах CO_2 в 1966 г. соответствует общему увеличению сейсмической активности Крымского полуострова (в 1965 и 1967 гг. здесь зарегистрировано по 2 землетрясения силой в 4 балла). В 1970 г. Крым был сейсмически спокойным; соответственно в составе сопочных газов наблюдалось понижение содержания CO_2.

Для возникновения геохимических аномалий, связанных с эндогенными флюидами, необходимо увеличение площади поперечного сечения субверти-

Таблица 1

Содержание CO_2 в газах Булгаканской группы сопок (Керченский полуостров), об.%

Сопки	1	2	3	4
Центральное озеро	43,20	4,10	37,20	Нет данных
Сопки Шилова	37,60	10,20	59,50	»
Еникальский вулкан	59,90	28,50	48,40	11,30

Примечание. 1. Замеры 1932 г. В. В. Белоусова и Л. А. Яроцкого. Газ из Еникальского вулкана в 1932 г. отобран Н. М. Воробьевым. 2. Замеры 1962 г. по данным В. А. Куришко. 3. Замеры 1966 г. по данным С. Д. Гемпа, З. Н. Несмеловой и др. 4. Замер 1970 г. Л. В. Гнипп

кальных трещин. Это явление, очевидно, имеет место на поздних стадиях созревания многих очагов. Однако землетрясения с надвиговой компонентой, скорее всего, не сопровождаются этим процессом. Поэтому можно полагать, что землетрясения по особеностям проявления в геохимических аномалиях будут существенно неоднотипны, часть из них не будет сопровождаться увеличением притока эндогенных флюидов, хотя качественные изменения последних, как указывалось выше, возможны.

Геофизические аномалии могут иметь положительный и отрицательный знак; поля, их описывающие, наблюдаются повсеместно и подчиняются правилу конечности, однозначности, непрерывности, плавности. Геохимические аномалии выделяются по иным принципам, они должны превышать на некоторую величину определенный порогово-фоновый уровень. Они в отличие от геофизических должны, по-видимому, подчиняться правилу локальности, однозначности, спонтанности, полигамности, т. е. они:

а) не повсеместны, а фиксируются лишь на локальных участках земной поверхности, преимущественно в линейных зонах разуплотненных пород,

б) не непрерывны и не обязательно изменяются плавно,

в) полигамны, т. е. могут изменять также качественную характеристику.

Мы считаем, что прогноз землетрясений — задача комплексная, и не следует ориентироваться на создание обособленных геохимических методов прогноза. Современные теории подготовки землетрясений (дилатантно-диффузионная, лавинно-неустойчивого трещинообразования, хрупкого разрушения и др.) предусматривают обязательное повышение трещиноватости на поздней стадии созревания очага в области подготовки землетрясения и в особенности в очаговой области. Такое повышение трещиноватости, сопровождающееся также изменениями параметров P и T, часто стимулирует усиление потока глубинных флюидов к поверхности, а также приводит к нарушению сорбционных равновесий в крупных массивах пород. Поэтому процесс подготовки землетрясений закономерно сопровождается возмущениями геохимических (газовых и водяных) полей, т. е. геохимическими аномалиями. Значение геохимических предвестников, по-видимому, наиболее существенно при краткосрочном прогнозе.

Опираясь на опыт изучения геофизических и иных предвестников, следует указать на ряд трудностей и помех, которые необходимо учитывать при разработке геохимических предвестников. Можно наметить, исключая приборные погрешности, следующие наравнозначные группы помех.

1. Земные приливы, изменяющие величины напряжений. Они отличаются

высокой выдержанностью периодичности и легко учитываются. Регистрация земных приливов приборами означает, что последние достигли вполне достаточной чувствительности.

2. Осадочно-метаморфические процессы создают медленно изменяющийся геохимический фон с малыми градиентами.

3. Космогенные помехи, связанные с возникновением аномальных потоков космических лучей, их резкими изменениями в верхней атмосфере и за ее пределами. Влияние космических помех остается в достаточной мере не оцененным.

4. Помехи, связанные с текущими атмосферно-погодными явлениями.

5. Помехи сезонные, обусловленные действием переменных сезонных колебаний температуры и уровней подземных вод, а частично — неравномерностями сезонных потреблений последних.

6. Помехи техногенные, обусловленные регулированием водного режима и стока, добычей полезных ископаемых, ядерными и иными взрывами.

7. Весьма важными являются помехи, связанные с тектоническими, крипповыми и иными асейсмическими дислокациями в очаговой зоне землетрясений и вне ее.

8. Помехи, обусловленные вариабельностью природных процессов в связи с их нормальной самоорганизацией (типа пульсирующих гейзеров).

9. Помехи случайные, неясной природы.

Для однозначной интерпретации природных геохимических аномалий — предвестников землетрясений — существует ряд трудностей. В настоящее время не представляется возможным отличить геохимические индикаторы собственно землетрясений от аномалий, обусловленных криппом и обычными тектоническими деформациями. Нет достаточных данных для оценок по материалам геохимии интенсивности землетрясений, а тем более — положения очаговых зон. Слабо изучена вариабельность геохимических полей во времени и особенности их дифференцированности в различных сейсмоактивных областях.

Для определения особенностей формирования геохимических аномалий важнейшее значение имеет выяснение реакции подземных вод на подготовку землетрясений, в изучении которых накоплен известный опыт.

В работах Ф. И. Монахова и др. [1, 2] формируется положение, что в качестве предвестника землетрясения может рассматриваться типовая бухтообразная отрицательная аномалия уровня подземных вод. Сделаны выводы о том, что за несколько дней до землетрясения энергетический класс которого выше некоторого порогового значения, начинается падение уровня воды в скважинах, максимальная величина которого 10—12 см. При приближении к моменту сейсмического толчка падение уровня приостанавливается и начинается его подъем, в начале которого происходит сейсмическое событие. Такой характер предвестника сохраняется перед любыми землетрясениями независимо от местоположения, механизма и глубины очага, на расстояниях от эпицентра до 800 км при глубине очага до 200 км. Для обоснования закономерного появления таких аномалий Ф. И. Монаховым предложены модели, объясняющие передачу предвестникового сигнала в гидросфере.

В то же время теоретическое изучение распределения напряжений при подготовке землетрясений в земной коре, выполненное недавно В. И. Мячкиным, И. П. Добровольским, С. И. Зубковым [7], а вслед за ними рядом

других исследователей, показало, что распределение напряжений от некоторых источников даже в изотропных средах носит весьма сложный характер. На эпюре наряду с зонами увеличения напряжений (сжатий) присутствуют и области их уменьшения (растяжения), а также, естественно, полосы нулевых изменений напряжений. Таким образом, в пределах сложно построенной области подготовки землетрясения нельзя рассчитывать на повсеместное универсальное развитие однотипных аномальных предвестниковых эффектов. Необходимо принимать в качестве исходного принципиальное положение, что одноименные предвестники землетрясений в области их подготовки будут характеризоваться некоторым закономерным изменением величины и знака аномалии, отображая распределение в пространстве главных осей сжатия и растяжения в очаге готовящегося землетрясения.

Возвращаясь к гидрогеодинамическому предвестнику, следует отметить, что представления о монотипности предвестникового эффекта противоречат значительной части опубликованных данных в СССР и за рубежом. Так, Д. Г. Осика, А. М. Магомедов, М. Н. Смирнова и др. [3], обобщив данные о всех сильнейших землетрясениях Северного Кавказа за 1912—1976 гг., указывают на два гидродинамических предвестника. Первый из них — закономерное резкое (ступенчатое) увеличение дебитов воды, нефти и газа в скважинах и минеральных источниках за 5—10, а нередко — 15—25 дней до толчка. Второй признак — спад на фоне общего подъема дебита флюида за 1—3 дня непосредственно перед землетрясением.

При описании Муйского землетрясения 1957 г. В. П. Солоненко и др. [5] указывали, что уровень воды в скважинах поднялся на 2 м. По данным В. И. Уломова [6], перед Пржевальским землетрясением 1970 г. за 2 мес. увеличился напор воды и поднялся на 15 см уровень воды в скважинах близко расположенного (30 км) курорта Джеты-Огуз. По сводке [9] китайские ученые приводят 15 примеров повышения или понижения уровня воды перед землетрясениями с амплитудой от сантиметров до нескольких метров. Повышение уровня на 10—20 см отмечали при ежедневных наблюдениях на эпицентральных расстояниях 20—50 км перед землетрясениями 1966 г. с магнитудами 5,0—5,2.

Чрезвычайно интересные данные опубликованы Ковачем и др. [8] по наблюдениям над уровнем грунтовых вод в скважине глубиной 152 м, пробуренной непосредственно в зоне разлома Сан-Андреас. Перед тремя из четырех землетрясений с $K=10$—12 с эпицентрами в зоне разлома наблюдали колебания уровня типа «опускание—подъем» длительностью 34, 50 и 60 сут при расстояниях от скважин до эпицентра 10, 18 и 24 км соответственно. Скорости колебания уровня составляли несколько сантиметров в месяц. Двум землетрясениям с $M=5{,}2$ и $4{,}1$, эпицентры которых удалены от разлома на 16 км, а от скважины на расстояние 20 и 25 км, не предшествовали какие-либо изменения уровня воды в скважине. Любопытно, что 40 % асейсмических крипповых подвижек вдоль разлома сопровождались колебаниями уровня воды. По данным японских авторов, перед землетрясением в Фукуи (1948 г.) с $M=7{,}3$ в 30 скважинах и колодцах уровень воды понизился, а в 11 — повысился. Таким образом, возможно разнообразное проявление геофлюидных прогностических эффектов в некоторой точке наблюдения. Знак, амплитуда и морфология этих эффектов пока еще не могут быть предсказаны заранее, априори. Поэтому отказ от некоторого стереотипного универсального предвестникового эффекта отвечает

современным теоретическим представлениям и фактическим данным прогнозных исследований.

Переходя к вопросу о правилах формирования прогностических сетей необходимо отметить, что неоднократные случаи сверхдальнодействия тех или иных предвестников породили оптимистические надежды, что расстояния между пунктами прогнозных наблюдений могут быть большими и решение проблемы прогноза не потребует громоздких прогностических сетей. Анализ дальнодействия предвестников рассматривали различные авторы. Полученные результаты в виде зависимости между магнитудами и логарифмами дальнодействия характеризуются большой дисперсией данных, варьирующих для каждой величины магнитуды на 1—2 порядка расстояний. Для создания сетей прогностических исследований представляется неоправданным использование усредненных зависимостей. Высокая надежность системы прогноза может быть обеспечена только при учете зависимостей, близких к нижней границе дисперсионного облака. Такой вывод означает, что для надежного наблюдения за подготовкой землетрясений с магнитудой 5 и более необходимо использование прогностических сетей с расстояниями между пунктами наблюдений не более 50—100 км. Размещение пунктов прогностических наблюдений необходимо проводить с учетом местных особенностей разломно-блоковых полей вблизи неотектонически активных разломов.

Изложенные выше соображения показывают, что организация комплексных геохимических наблюдений целесообразна на геофизических полигонах, созданных и создаваемых для изучения режима геофизических аномалий с прогностическими целями.

Всякий отрыв и обособление геохимических прогностических исследований от геофизических не будет способствовать эффективному решению сложной научной проблемы — проблемы прогноза землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Монахов Ф. И.* Продолжительность краткосрочных предвестников землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 1, с. 91—94.
2. *Монахов Ф. И., Ашихин В. П., Божкова Л. И., Киссин И. Г., Хантаев А. М., Широков Б. Д., Шлюев Ю. А.* Краткосрочные гидродинамические и гидрогеохимические предвестники землетрясений на острове Кунашир. — Геохимия, 1979, № 3, с. 345—353.
3. *Осика Д. Г., Магомедов А. М., Смирнова М. Н., Левкович Р. А., Мегаев А. Б.* Гидродинамические и геохимические предвестники сильных землетрясений Северного Кавказа. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 65—68.
4. *Садовский М. А., Монахов Ф. И., Семенов А. Н.* Гидрогеодинамические предвестники Южно-Курильских землетрясений. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 50—53.
5. *Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А., Пучков С. В.* Муйское землетрясение 27 июня 1957 г. — Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1958, т. 168, № 1, с. 29—43.
6. *Уломов В. И.* Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974, 215 с.
7. *Dobrovolsky I. P., Zubkov S. I., Myachkin V. I.* Estimation of the size of earthquake preparation zones. — Pure and Appl. Geophys., 1979, vol. 117, p. 1025—1044.
8. *Kovach R. L., Wesson R. L., Robinson R., Nur A.* Water level fluctuations and earthquakes on the San Andreas fault sone. — Geology, 1975, vol. 3, N 8, p. 437—440.
9. *Press F.* et al. Earthquake research in China. — EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 1975, vol. 56, N 11, p. 838—881.

УДК 550.4

Л. С. Балашов, *Н. М. Елманова*

ОБ ОРГАНИЗАЦИИ РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА СОДЕРЖАНИЕМ РАДОНА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ПРИ ПОИСКЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Результаты исследований, связанных с Ташкентским землетрясением [3, 6], определили включение радона в число наиболее вероятных геохимических (радиологических) предвестников землетрясений.

Обобщение данных режимных наблюдений за изменением концентрации этого компонента в подземных водах нашей страны и за рубежом [14] определило актуальность постановки вопроса о выработке научно обоснованного подхода к их организации.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И РАДИОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАДОНА

Радон (^{222}Rn) — радиоактивный газ с нулевой валентностью. Образуется он в результате распада радия, протекающего в любых термодинамических условиях земной коры, с постоянной скоростью (период полураспада 1590 лет). Период полураспада радона равен 3 дням 19 ч 12 мин. За месяц устанавливается радиоактивное равновесие его с радием, т. е. накапливается максимально возможное в конкретной обстановке количество радона. Скорость распада радона исключает возможность его миграции с больших глубин к поверхности (глубинный генезис). Главный вклад в общий баланс радона в природных водах вносится не за счет распада радия, присутствующего в растворенном состоянии во многих подземных водах. Даже наиболее высокие концентрации этого элемента в нефтяных водах (до $n \cdot 10^{-9}$ г/л) создают условия лишь для незначительного (не более 40 эман) поступления радона. Низкие содержания радия ($n \cdot 10^{-11}$—$n \cdot 10^{-12}$ г/л), наблюдаемые в широкой гамме генетических типов подземных вод верхних гидродинамических зон, практически не могут существенно влиять на содержание радона. Обогащение вод радиоактивным газом в основном определяется непосредственной миграцией его из горных пород — процесс эманирования по И. Е. Старику [11]. Величина содержания радия в породе и ее эманирующие возможности положены в основу разработанной Махе модели теоретической миграции радона. Последняя получила дальнейшее развитие в работах многих исследователей [1, 2, 9, 11—13].

Радий мало распространен в природе. Литосфера содержит в среднем всего $1 \cdot 10^{-10}$ вес. % этого элемента. Содержание радия в породах в основном связано в этой или иной мере с урано-ториевой минерализацией. А так как родоначальником радона является лишь ^{226}Ra уранового ряда, то проявление урановой минерализации в породе приобретает особо важное значение при рассмотрении вопросов обогащения вод радоном.

Определяющая роль форм и масштаба проявления радиоактивной минерализации заложены в основу всех известных генетических классификаций радоновых вод [5, 8, 12].

Взаимосвязь нахождения в породе радия с первичной урановой минерализацией может быть двоякой.

1. Радий находится в непосредственной близости от своих материнских элементов.

2. Радий переносится на значительное расстояние от своих материнских элементов, в результате формируются вторичные эманирующие коллекторы на большом расстоянии от источника переноса.

Присутствие радиоактивных элементов в породах самого разнообразного генезиса и состава как в кларковом, так и надкларковом содержании создает предпосылки для широкого проявления в природе процесса миграции радона из пород в воду.

Однако его содержание в подземных водах в значительных пределах варьирует: от долей единиц эман до нескольких тысяч эман в породах с надкларковыми рудными скоплениями радиоактивных элементов.

Большое значение в вопросах миграции радона имеет структура породы. При одних и тех же концентрациях радиоактивных элементов монолитная структура отрицательно влияет на степень обогащения вод радоном; структурная раздробленность способствует интенсификации поступления радона в воду. Так, фоновые содержания радона в подземных водах кислых магматических пород с кларковым содержанием радиоактивных элементов, как правило, не превышают 36 эман [10], а в осадочных магматических и метаморфических породах они не более 10 эман. В зонах тектонических нарушений, секущих те же по составу породы (с кларковым содержанием радиоактивных элементов), наблюдается более интенсивное обогащение радоном (до 100 эман) подземных вод. Повышается и значение коэффициента эманирования (до 25 %) в таких условиях.

Большую роль в обогащении вод радоном играет и время соприкосновения воды с породой, вернее с распределенным в ней радиоактивным веществом. Последнее зависит как от скорости движения подземных вод, так и от масштаба зараженности пород радиоактивными элементами на пути движения вод. Скорость движения подземных вод колеблется в широких пределах: от тысячных (десятитысячных) долей (зона весьма замедленного водообмена) до сотен и даже тысяч метров в сутки (активного водообмена). В соответствии со скоростью распада радона месячный период соприкосновения вод и пород в наибольшей мере благоприятствует его накоплению. Существенное превышение этого срока (тысячелетия), характерное для глубоко погруженных зон замедленного и весьма замедленного водообмена, оказывает отрицательное влияние на этот процесс. Этим и объясняется формирование преобладающего количества радоновых аномалий преимущественно в зоне активного водообмена верхних частей разреза.

При больших скоростях движения воды, а также при малых поверхностях ее соприкосновения с радиоактивными породами, даже при наличии весьма благоприятных других факторов для обогащения радона (высокие содержания радиоактивных элементов, большие коэффициенты эманирования), концентрации радона в воде могут оказаться низкими. Кроме того, необходимо иметь в виду, что радоновые воды, попадая (после прохождения через активные породы) по пути своего движения в неактивные зоны, могут терять радон. Е. С. Щепотьевой [13] рассмотрены различные варианты зависимости величин концентраций радона от изменения скоростей фильтрации воды.

Таблица 1

Зависимость концентрации радона от дебита воды

Месторождение	№ скважин	Дебит, л/с	Концентрация радона, эман	Вид опробования
Увильды	44	6,0	4290	Опытная откачка, 1964 г.
		5,0	4400	
Кисегач	41	9,4	400	Опытная откачка 1969 г.
		8,3	430	
		5,7	610	
Кривой рог	14090	2,2	630	Откачка, 1969 г.
		2,5	260	
		2,0	170	
Георгиу-Деж	921	1,4	160	Опытные выпуски 11.XII 1973 г.
		1,4	730	
Новохмельник	908	0,5	480	Опытные работы 1959—1961 г.
		1,5	590	
		0,4	960	
	8-Р	1,0	190	
		0,6	180	
	9-РК	0,5	150	
		1,5	500	
		0,8	380	
Пятигорск	Теплосерный № 1	0,7	290	Среднегодовые данные режимных наблюдений
		2,3	450	
	Радиоштольная	1,1	560	
		2,1	350	
		1,1	420	
Липовка	3	12,0	110	Опытные откачки, 1955 г.
		6,8	220	

Таблица 2

Концентрация радона в воде и спонтанном газе некоторых месторождений радоновых вод СССР

Месторождение, источник, скважина	Газовый состав	T, °С воды	Газовый фактор	Концентрация радона, эман/л		Источник
				воде	газе	
Багырсах, источник № 20	CO_2	29,5	—	5	20	Э. И. Шпак, 1961 г.
Источник Безымянный	CO_2	22,0	—	100	450	»
Источник № 18	CO_2	16,5	1	202	650	»
Источник № 18	CO_2	15,5	—	95	1550	»
Ак-Су, скважина	N_2	56,0	—	13	76	В. В. Иванов 1956 г.
Белокуриха, скважина 4-э	N_2	35,8	0,0001	10	50	И. В. Малышев, 1963 г.
Джеты-Огуз, источник № 2	N_2	42,2	0,001—0,01	90	855	И. М. Прокопенко, 1927
Источник № 2		42,2	0,001—0,01	124	1180	Л. В. Комлев, 1935 г.
Источник № 3		41,0	0,001—0,01	108	1150	»
Ямкун, озеро	CO_2N_2	24	0,001—0,01	3,0	44	А. П. Карасева, 1960

Большое влияние скорости циркуляции подземных вод на условия обогащения их радоном наглядно проявляется на многих месторождениях минеральных вод и выражается в разнонаправленных сдвигах в величинах концентраций радона в воде при изменении интенсивности ее отбора. Искусственное снижение скорости циркуляции радоновых вод путем перехода на прерывистый отбор воды на некоторых месторождениях также сопровождается значительными изменениями величин концентраций радона в водах. Зависимость концентрации радона от дебита воды на некоторых месторождениях иллюстрируется данными табл. 1.

Таким образом, степень обогащения подземных вод радоном зависит от сочетания многих факторов. Изменение во времени действия каждого из них может отражаться на величинах концентрации радона.

Обладая малым коэффициентом растворимости в воде и способностью к диффузии, растворенный в воде радон, когда над поверхностью воды имеется большой объем воздуха (открытая поверхность), очень легко переходит из нее в воздух. Выделение радона происходит тем более интенсивно, чем больше поверхность соприкосновения воды и воздуха, чем выше температура воды и чем сильнее ее движение (взбалтывание, перемешивание). Характерное для некоторых радоновых вод явление выделения спонтанных газов, особенно контрастно проявляющееся в термальных водах, также сопровождается выносом из воды радона. Чем интенсивнее происходит выделение газов из воды (высокие значения газового фактора), тем больше могут быть потери радона (табл. 2). Это имеет принципиальное значение для выработки правильной методики отбора проб воды на определение в них концентраций радона. В общем плане отбор проб с поверхности струи (в сфере интенсивной дегазации) или с захватом газовых пузырьков может существенно исказить сведения об истинном содержании радона в воде (завысить результат).

ПРЕДПОСЫЛКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАДОНА В ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

Отстаиваемые в работах советских (Н. А. Введенская, В. И. Мячкин, Б. В. Костров, Г. А. Соболев) и зарубежных ученых представления о связи землетрясений с пространственно-временным развитием процесса трещинообразования (перераспределения упругих напряжений пород) как в самом очаге землетрясений, так и особенно над ними, создает реальные предпосылки для изменения во времени таких важных для миграции радона факторов, как эманирующая способность пород и скорость продвижения по ним вод. В соответствии с экспериментальными исследованиями Л. В. Горбушиной, В. Г. Грацинского, В. Г. Тыминского [4] высокочастотные колебания, акустические шумы, сопровождающие землетрясения, могут входить в число причин, провоцирующих существенные вариации в величинах эманирующей способности пород.

Наиболее стабильным и устойчивым во времени фактором является радиоактивность пород. Однако и она может изменяться в результате дополнительного привноса радиоактивного вещества при активизации вертикальных перетоков вод и поровых поступлений в ходе развития процесса трещинообразования.

Таким образом, имеются обоснованные предпосылки для изменения величин концентрации радона в подземных водах в связи с подготовкой и свершением землетрясения.

Прогностическая роль радона впервые была четко продемонстрирована при осуществлении режимных наблюдений в пластовых термальных системах вод меловых отложений Приташкентского (межгорная впадина) артезианского бассейна в связи с Ташкентским землетрясением 1966 г.

В период с 1961—1965 г. наблюдался постепенный рост концентраций радона в термальных водах от 5 до 15 эман. В течение 6 мес. перед основным толчком Ташкентского землетрясения (апрель 1966 г.) прослеживалась стабилизация концентраций радона. После толчка содержание радона сильно уменьшилось. Аналогичные явления наблюдали и перед повторными толчками Ташкентского землетрясения.

Имеются сведения и о существенных изменениях в концентрациях радона в типичной для кристаллических массивов гидрогеологической обстановке. Так, за три дня перед Тюпским землетрясением (1970 г.) в Киргизии (8—9 баллов) наблюдали значительное повышение пьезометрического уровня воды (3—4 м) и увеличение концентрации радона в азотных термах Джеты-Огузского месторождения, а также в водах Ак-Су.

Наличие связи между изменениями в концентрациях радона и сейсмической активностью позднее было прослежено и в гидрогеологических массивах других регионов (Туркмения, Таджикистан, Казахстан).

Возможно, что наблюдавшийся в глубоких артезианских горизонтах Приташкентского бассейна долгосрочный характер изменений в концентрациях радона и краткосрочное выражение этого явления в пределах Джеты-Огузского месторождения не является случайностью, а отражает существование определенных закономерностей. В общем плане жесткое одноэтажное строение антиклинальных поднятий (гидрогеологических массивов), по-видимому, мало способствует проявлению долгосрочных предвестников в циркулирующих здесь типах подземных вод. Напротив, наличие существенно различающихся по жесткости пород в фундаменте и мощном альпийском перекрытии артезианских бассейнов благоприятствует проявлению долгосрочных предвестников в характерных для таких бассейнов обширных пластовых системах подземных вод.

Вряд ли можно считать универсальной прослеженную в период подготовки названных землетрясений тенденцию роста концентраций радона.

В связи с подготовкой землетрясений можно ожидать проявления различных тенденций в изменениях концентраций радона в блоках, расположенных непосредственно над гипоцентрами землетрясений и в стороне и от очаговых зон.

Многообразие радиологических обстановок (равномерное распределение радиоактивной минерализации в породах, наличие скоплений надкларковой минерализации в различных частях разреза и др.) создает дополнительные предпосылки для вариаций в поведении радона в связи с изменениями эманирующей способности пород и скорости движения вод в результате сейсмической активизации.

Масштаб сдвигов в концентрациях радона, вызванных сейсмической активизацией, может, по-видимому, изменяться в зависимости от глубины расположения очага землетрясения, удаленности точки наблюдений, интенсивности землетрясения.

По всем перечисленным вопросам пока можно высказать в разной мере обоснованные предположения, правомерность которых может быть проверена лишь в ходе накопления достаточно продолжительных наблюдений в процессе специализированных режимных исследований (натурный эксперимент) в разнообразных гидрогеологических сейсмических обстановках сейсмоактивной зоны.

НЕКОТОРЫЕ СТОРОНЫ ОРГАНИЗАЦИИ НАБЛЮДЕНИЙ

Сейсмическое воздействие является одним из большого числа самых разнообразных факторов (космических, атмосферных, искусственных и др.), способных влиять на режим подземных вод.

Наличие связи между величинами концентраций радона и скоростью продвижения вод по породе определяет возможность существенных сдвигов в содержаниях этого газа с изменением гидродинамических условий циркуляции вод, вызванных действием как искусственных (изменение интенсивности отбора воды, сработка уровней при эксплуатации и т. д.), так и естественных (изменение уровня реки — дренажа; интенсивности выпадания осадков и др.) факторов. Это затрудняет установление связи между наблюдаемыми изменениями в содержаниях радона и именно сейсмичностью. Для установления таких взаимосвязей при организации наблюдений за радоном целесообразно.

1. Выбирать для наблюдений водоносные горизонты (или зону), в наименьшей мере подверженные влиянию внешних факторов и находящихся в состоянии естественного режима или при сохранении по времени постоянного режима истечения воды из скважин — эксплуатация самоизливом при разрыве струи и при сохранении постоянных напоров воды.

Крановая прерывистая эксплуатация наблюдательных водозаборов или взаимодействующих с ними скважин, изменяющийся во времени напор воды на круглосуточно эксплуатируемых участках могут сопровождаться существенными колебаниями концентраций радона, вызванными факторами, не имеющими ничего общего с сейсмичностью. Однонаправленное снижение напоров на эксплуатируемых участках (сработка ресурсов) также может сопровождаться последовательным изменением концентраций радона.

2. Для наблюдений должны использоваться надежной конструкции каптажи, обеспечивающие забор воды конкретного горизонта без подтока (или утечек) вод из других горизонтов или водоносных зон. Соблюдение этого требования имеет большое значение при осуществлении вообще режимных исследований.

3. В наблюдательную сеть по радону включать только самоизливающие скважины.

Искусственно создаваемый застойный режим воды в скважинах с отрицательным режимом не отражает реальную радиогидрогеологическую характеристику наблюдаемого горизонта.

4. Режимные наблюдения за изменением концентраций радона в подземных водах сочетать с контрольными наблюдениями за изменением содержания других радиоактивных элементов (урана и особенно радия).

Последнее имеет важное значение при осуществлении исследований в гидрогеологических обстановках, характеризующихся наличием в верти-

кальном разрезе зон с существенно различающимися радиологическими показателями.

5. Наблюдения за изменениями концентрации радона обязательно сопровождать замерами дебитов вод в исследуемых каптажах (при сохранении постоянным уровня истечения воды), наблюдениями за дебитами, уровнями по скважинам и источникам, находящимся в сфере гидравлического влияния опробуемых каптажей.

Получение такой информации в комплексе с результатами гидрологических, метеорологических и радиологических наблюдений создает возможность установления причин наблюдаемых изменений в величинах концентраций радона.

Таким образом, результаты режимных радиологических исследований должны сопоставляться не только с сейсмическими данными, но и с результатами гидродинамических, метеорологических, гидрологических наблюдений. Такая корреляция приобретает особенно важное значение при проведении специализированных (направленных на поиск прогностических компонентов) режимных исследований, во многих типичных для гидрогеологических массивов обстановках. Неглубокая циркуляция трещинных вод верхних гидродинамических зон или характерные для гидрогеологических массивов обстановки внедрения вод глубокой циркуляции в воды верхних гидродинамических зон (очагового внедрения азотных терм глубоких тектонических трещин и др.) определяют возможность проявления влияния на их режим метеорологических и гидрологических факторов.

В этом плане несомненные преимущества для организации специальных режимных наблюдений за радоном имеют погруженные горизонты подземных вод артезианских бассейнов. При наличии перекрывающих их регионально выдержанных водоупоров величина содержания радона в воде подвержена влиянию значительно меньших факторов. На фоне, как правило, низких значений концентраций радиоактивного газа в таких обстановках интенсификация его поступления в подземные воды в связи с сейсмической активизацией может проявиться достаточно контрастно. Правда, тенденцию к падению содержания радона в такой обстановке установить сложнее.

Подверженность содержания радона действию большого числа самых разнообразных факторов предъявляет жесткие требования к надежности получаемой информации по радону. В этом плане важное значение при осуществлении режимных наблюдений за изменением содержания радона имеет разработка унифицированных методик отбора проб, определения радона в них, статистической обработки результатов и надежная организация радиологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баранов В. И., Овчинников А. М.* Методическое руководство по исследованию радиоактивности подземных вод. М: Госгеолиздат, 1946. 84 с.
2. *Баранов В. И.* Радиометрия. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 338 с.
3. *Горбушина Л. В., Гребенников А. В., Куликов Г. В.* Влияние геолого-тектонических факторов на содержание газов в подземных водах Ташкентского артезианского бассейна. — В кн.: Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент: Фан, 1971, с. 198—200.
4. *Грацинский В. Г., Горбушина Л. В., Тыминский В. Г.* О выделении радиоактивных газов горных пород под действием ультразвука. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 10, с. 91—95.

5. *Иванов В. В.* Гидрогеология главнейших типов минеральных вод. — В кн.: Основы курортологии. М.: Медгиз, 1956, с. 44—99.
6. *Мавлянов Г. А., Касимов Х. К., Султанходжаев А. Н., Хасанова Л. А., Закимов Д. М.* Гидрогеологические особенности подземных вод некоторых сейсмоактивных районов Узбекистана. Ташкент: Фан, 1973. 96 с.
7. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.
8. *Николаев Д. С.* Геохимия урана и тория. Радиометрические методы поисков и разведки урановых руд. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 138—166.
9. *Огильви Н. А.* К вопросу радиоактивности цхалтубских минеральных вод. — В кн.: Цхалтубо. Тбилиси: Ин-т курортологии и физиотерапии ГССР, 1938, т. 2, с. 36—52.
10. *Попов В. Н., Куцель Е. Н.* Основные закономерности формирования и распределения радоновых вод на территории СССР и их классификация. — В кн.: Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1962, вып. 1, с. 37—47.
11. *Старик И. Е.* О форме нахождения и условиях первичной миграции радиоэлементов в природе. — Успехи химии, 1943, т. XII, с. 160.
12. *Токарев А. Н., Щербаков А. В.* Радиогидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 262 с.
13. *Щепотьева Е. С.* Радиоактивность минеральных вод и методы ее изучения. — В кн.: Основы курортологии. М.: Медгиз, 1956, с. 162—220.
14. *Hauksson E.* Radon content of Ground water as an Earthquake Precursor: Evaluation of world-wide data and Physical Basis. Preprint. Department of Geological Sciences and Lamont—Doherty Deological Observatory of Columbia University, New York, 1981. 44 p.

Раздел III

МЕТОДИКА ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ. АППАРАТУРА

УДК 550.4

Т. С. Желанкина, А. Ф. Кушнир, В. Ф. Писаренко, С. Л. Цванг, Ф. Г. Зиган, С. У. Латипов, А. Н. Султанходжаев, И. Г. Чернов

КОМПЛЕКСНЫЙ СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В настоящий момент возможность предсказания времени, места и силы будущего землетрясения значительно усилилась благодаря обнаружению большого числа явлений — предвестников землетрясений. Среди них видное место занимают гидрогеохимические предвестники [6].

Гидрогеохимические наблюдения основаны на систематических режимных наблюдениях за основными параметрами подземных вод и дальнейшем рассмотрении изменяющихся во времени концентраций различных компонентов. Однако процесс изменения во времени этих параметров содержит флуктуирующую составляющую, что может быть объяснено сложностью механизма поступления геохимических компонентов в подземные воды. В связи с этим поиск прогностических аномалий в поведении геохимических предвестников требует применения статистической обработки гидрогеохимической информации.

Со статистических позиций само определение аномалии можно сформулировать как закономерное, связанное с подготовкой очага землетрясения изменение определенных статистических характеристик процесса вариаций геохимических компонентов во времени, таких, как среднее значение, медиана, дисперсия и т. д.

Ниже представлена методика статистической обработки гидрогеохимической информации, опробованной на примере данных об изменении концентрации газов N_2, CO_2, He, Rn в водах скважин № 2 (пос. Победа), № 3 (Дворец водного спорта), № 8 (пос. Луначарского) Ташкентского геодинамического полигона за период с 1973 по 1979 г. Эта методика включает в себя как независимую обработку данных по каждому из наблюдаемых компонентов, так и совместный (многомерный) анализ всей совокупности компонентов.

Однокомпонентная обработка заключалась в спектрально-временном анализе наблюдений, в результате чего определялись наиболее информативные частотные интервалы. Далее производилась фильтрация и анализ наблюдений в выбранных диапазонах частот.

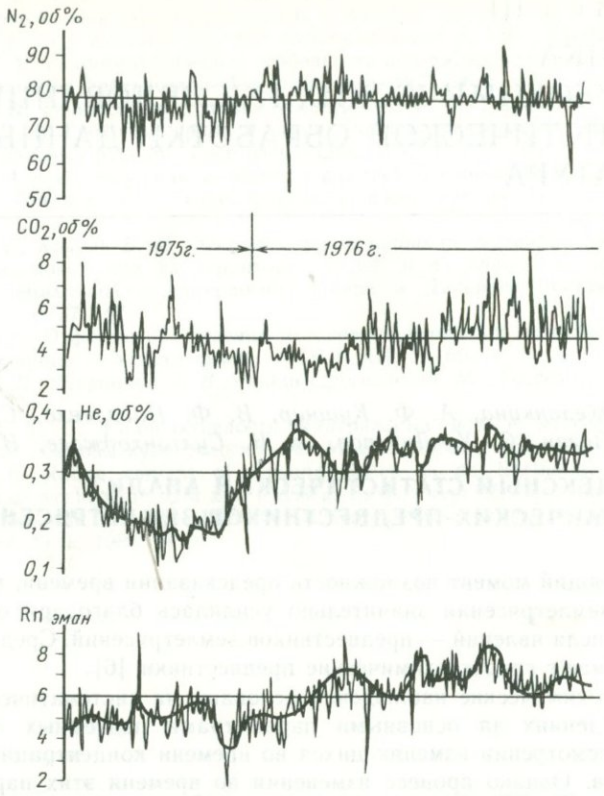


Рис. 1. Изменение концентраций газовых компонентов N_2, CO_2, He, Rn в водах скв. 3 Приташкентского артезианского бассейна (по оси абсцисс взят временной интервал в 500 дней начиная с 1 июля 1975 г.)

Многокомпонентная обработка заключалась в применении линейного дискриминантного анализа к совокупности наблюдений за всеми компонентами.

Обработка данных осуществлялась на ЭВМ, для чего был разработан соответствующий пакет алгоритмов и программ. Эта работа была выполнена в отделе вычислительной геофизики ИФЗ АН СССР.

Пример исходных временных вариаций концентрации N_2, CO_2, He, Rn для скважины № 3, построенных на графопостроителе ЭВМ, приведен на рис. 1, где изображен участок, охватывающий период длительностью 500 дней (начиная с 1 июля 1975 г.), что составляет примерно одну четверть всего интервала наблюдений. Измерения концентраций газов производились ежедневно. Видно, что концентрации обнаруживают сильные вариации ото дня ко дню, т. е. реализация наблюдений представляет собой шумоподобную кривую с широким спектром частот, что сильно затрудняет визуальное сопоставление наблюдений с сейсмичностью.

СГЛАЖИВАНИЕ И СПЕКТРАЛЬНО-ВРЕМЕННОЙ АНАЛИЗ

Для того чтобы увереннее судить об устойчивых изменениях концентрации газов, необходимо «сгладить» наблюдения. Для этого обычно используется процедура усреднения в пределах скользящего временного окна, которая описывается следующим математическим выражением:

$$y_t = \sum_{k=-m}^{m} a_k x_{(t-k)}, \qquad (1)$$

где x_t — исходная кривая изменения концентраций, y_t — сглаженная кривая, a_k — весовые коэффициенты усреднения, выбираемые таким образом, чтобы соответствующая частотная характеристика была достаточно гладкой; $2m+1=M$ — ширина скользящего окна, определяемая исходя из желаемого времени усреднения.

На рис. 2 приведены реализации наблюдений за весь анализируемый период, сглаженные согласно алгоритму (1) с эффективным временем усреднения 7 дней.

Для выявления частотных диапазонов, содержащих наибольшую информацию о сейсмичности, к сглаженным реализациям можно применить спектрально-временный анализ (СВАН), который представляет собой филь-

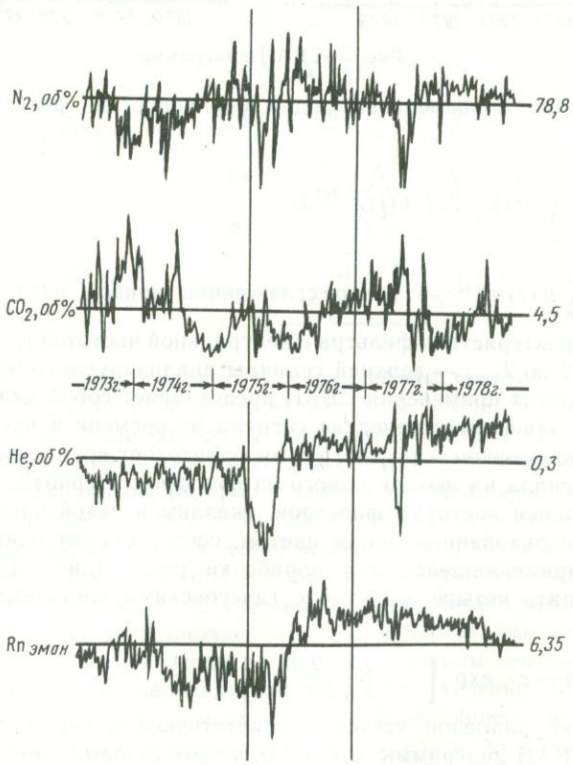


Рис. 2. Вариации концентраций газов N_2, CO_2, He, Rn (усредненные данные) в скв. 3 за период наблюдений 1973—1978 гг.

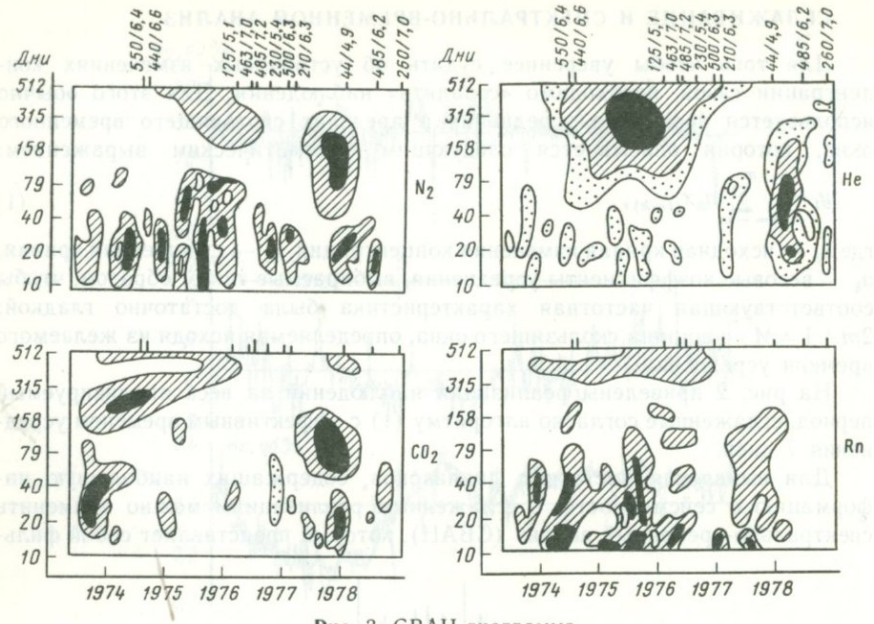


Рис. 3. СВАН-диаграмма

трацию исходного временного ряда совокупностью фильтров, согласно формуле

$$S(f,t) = 2\int_0^\infty H(\lambda - 2\pi f)\, k(f)\, e^{i\lambda 2\pi f} d\lambda, \qquad (2)$$

где $k(f) = \sum_{t=0}^{T} u(t)\, e^{i2\pi ft}$ — спектр сглаженной кривой $u(t)$, $H(\lambda - 2\pi f)$ — частотная характеристика фильтра с центральной частотой f, где f дискретно меняется от 0 до F_{max} — верхней границы анализируемого частотного диапазона. Результат применения СВАН представляет собой диаграмму, представляющую зависимость энергии сигнала от времени и частоты. Каждое горизонтальное сечение этой диаграммы определяет временную зависимость мощности сигнала на выходе одного из фильтров. Периоды, соответствующие центральным частотам фильтров, указаны в левой части диаграммы. Области, заштрихованные одним цветом, соответствуют одинаковым мощностям. В применявшейся для обработки реализации СВАН использовались двадцать четыре фильтра с гауссовскими частотными характеристиками

$$H(\lambda - 2\pi f) = c \cdot \exp\left[-\alpha\left(\frac{\lambda - 2\pi f}{2\pi f}\right)^2\right], \qquad (3)$$

охватывающие диапазон частот, соответствующих периодам от 10 дней до 1,5 лет. СВАН-диаграммы для исследуемых газовых компонентов приведены на рис. 3.

Нетрудно заметить достаточно высокую корреляцию в структуре всех СВАН-диаграмм. Два наиболее характерных пятна на всех СВАН-диа-

граммах расположены примерно в одних и тех же частотных и временных интервалах. Эти пятна находятся в низкочастотной области диаграмм. На более высоких частотах корреляция СВАН-диаграмм значительно меньшая. Таким образом, общие закономерности в изменениях концентрации всех газовых компонент наиболее отчетливо проявляются в низкочастотном диапазоне.

СВАН-диаграммы можно использовать для прогноза землетрясений согласно следующей методике. Если землетрясения предваряются локальными аномалиями в изменениях концентрации газов в подземных водах, то на СВАН-диаграмме мы должны увидеть в соответствующий момент времени повышение интенсивности каких-то спектральных компонентов, т. е. по диаграмме можно судить о времени поступления соответствующего предвестника. Рассмотрим на примере составляющей СВАН с периодом 24 дня, как можно обнаруживать подобные изменения интенсивности и сопоставлять их с землетрясениями. Для каждой из составляющих N_2, CO_2, He, Rn введем порог и будем подавать тревогу по данному компоненту, когда его концентрация превышает свой порог. Значения порогов выбираются исходя из среднего фонового уровня содержания данной составляющей. Таким образом, мы получаем функции индивидуальных тревог, изображенные на рис. 4. Общая тревога объясняется в случае совпадения не менее

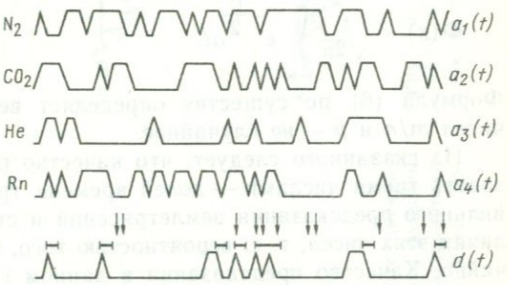


Рис. 4. Изменение функций тревог $a_n(t)$ и результирующей функции $a(t)$ за период 1973—1978 гг. и сопоставление их с сейсмичностью

чем трех индивидуальных тревог. Функция общей тревоги сопоставлялась с сейсмичностью. Для этой цели из каталога землетрясений в Среднеазиатском регионе были отобраны землетрясения трех категорий. Отбор землетрясений проводили в соответствии с рекомендациями [7]. Выбирали землетрясения, эпицентры которых удалены от скважины на расстояния, превышающие размеры очага в 10, 20, 30 раз; коэффициент превышения размеров очага характеризует деформацию земной коры в месте наблюдения. При коэффициенте k больше 20, эти деформации уже очень малы, однако мы брали $k=30$, т. е. учитывали отдаленные сильные и близкие слабые землетрясения в надежде, что геохимические эффекты могут оказаться чувствительными к очень малым деформациям земной коры.

Если считать, что объявленная тревога длится в течение 2 мес, то отгаданными оказываются 47 % землетрясений. Доля общего времени тревог составляет 30 %. Если предположить, что тревоги не связаны с землетрясениями и объявляются случайно, а сами землетрясения образуют Пуассоновский поток, то можно вычислить, какова будет в этом случае вероятность отгадывания 47 % землетрясений при общем времени тревог, равном 30 %. Воспользуемся известным свойством Пуассоновского потока:

если на отрезке длиной T произошло n землетрясений, то моменты этих землетрясений статистически независимы и равномерно распределены на данном отрезке. Тогда условная вероятность каждого землетрясения попасть в какой-либо из интервалов тревог равна отношению суммарной длины этих интервалов к общей длине отрезка наблюдений

$$p = \frac{\sum_i \Delta t_i}{T}, \tag{4}$$

где Δt_i — интервалы ложных тревог.

Вероятность того, что в интервалы тревог попадает k из n землетрясений, произошедших на отрезке наблюдения, определяется биномиальным законом распределения

$$p_n(k) = c_n^k p^k (1-p)^{n-k} \tag{5}$$

который при $n \geqslant 10$ можно аппроксимировать нормальным. Тогда вероятность случайно предсказать более чем m землетрясений из n произошедших определяется формулой

$$p_n(k>m) = 1-\Phi\left(\frac{m-pn}{\sqrt{np(1-p)}}\right) = 1-\Phi\left(\frac{\frac{m}{n}-p}{\sqrt{p(1-p)}}\sqrt{n}\right), \tag{6}$$

где m/n — доля предсказанных землетрясений, p — доля тревог,

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{x} e^{-\frac{t^2}{2}} dt.$$

Формула (6) по существу определяет вероятность того, что различие чисел m/n и p — не случайное.

Из сказанного следует, что качество предсказания удобно характеризовать тремя числами — долей времени тревог, оценкой вероятности правильного предсказания землетрясений и статистической значимостью различия этих чисел, т. е. вероятностью того, что различие этих чисел не случайно. Качество предсказания в данном случае характеризуется числами (0,3; 0,47; 0,90), что свидетельствует о связи между землетрясениями и моментами объявления тревог. Однако связь эта, хотя и является статистически значимой, тем не менее недостаточно велика для получения практически эффективного прогноза землетрясений.

ФИЛЬТРАЦИЯ НАБЛЮДЕНИЙ

Целесообразно сопоставлять с сейсмичностью наиболее информативные частотные составляющие, положение которых определяется с помощью спектрально-временного анализа. Выделение этих составляющих можно осуществить с помощью цифровой фильтрации наблюдений на ЭВМ. Для этого необходимо синтезировать фильтр с заданной частотной характеристикой. Эта задача эффективно решается для рекурсивных минимально-фазовых фильтров, частотные характеристики которых описываются выражением:

$$H(f) = \frac{k_0}{1+\sum_{k=1}^{m} a_k e^{j2\pi fk}}, \tag{7}$$

где a_k — коэффициент, выбираемый из условия хорошей аппроксимации

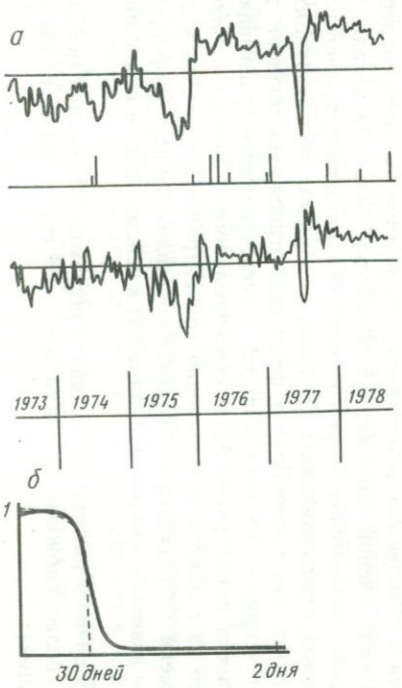


Рис. 5. Изменение во времени линейных дискриминантных функций (обучающие выборки у функций разные) (*а*) и амплитудно-частотная характеристика низкочастотного цифрового фильтра 30-го порядка (*б*)

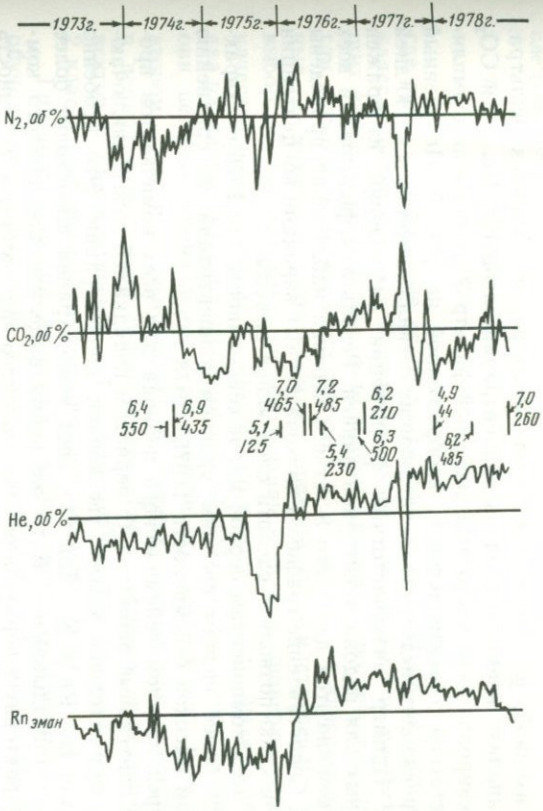


Рис. 6. Низкочастотные вариации концентраций N_2, CO_2, He, Rn и их сопоставление с сейсмичностью за период 1973—1978 гг.

заданной частотной характеристики функцией (7). Процесс фильтрации описывается выражением

$$y_t = \sum_{k=1}^{m} a_k y_{t-k} + x_t, \tag{8}$$

где x_t — входной, y_t — выходной сигнал фильтра, m —порядок фильтра.

При анализе временных рядов концентраций газов Rn, He, N_2 и CO_2 был синтезирован низкочастотный цифровой фильтр 30-го порядка с амплитудно-частотной характеристикой, изображенной на рис. 5. Полученный фильтр производит выделение составляющих сигнала с периодом от 30 дней и более. Пример низкочастотной фильтрации наблюдений изображен на исходных для радона пунктирной линией. Результаты фильтрации всех газовых компонентов для всего 8-летнего периода наблюдений приведены на рис. 6. Сопоставление графиков низкочастотных вариаций концентрации с сейсмичностью позволяет сделать следующие выводы.

1. По всем компонентам период малой сейсмичности (до 1976 г.) характеризуется более низким средним уровнем концентрации по сравнению с периодом высокой сейсмичности (1976—1978 гг.).

2. Перед началом сейсмического периода для всех компонентов проявляются длительные аномалии (с периодом порядка 0,5 года), заключающиеся в относительно резком увеличении концентрации. Это особенно заметно для He, Rn и N_2. Для CO_2 рост концентрации происходит более плавно и с запаздыванием. В то же время выделить для каждого компонента характерную форму аномалии, имеющую прогностическую ценность для каждого из землетрясений в отдельности, затруднительно.

ЛИНЕЙНЫЙ ДИСКРИМИНАНТНЫЙ АНАЛИЗ

Для прогноза землетрясений необходимо иметь какую-либо решающую функцию, позволяющую объявлять тревогу при аномальном поведении всей совокупности наблюдаемых компонентов. Эффективным инструментом для проведения комплексной многомерной обработки являются методы теории классификации. В терминах теории классификации задачу прогноза землетрясений можно сформулировать следующим образом: по обучающим наблюдениям найти дискриминантную функцию, относящую текущий вектор наблюдений к одному из двух классов — «сейсмичному» (указывающему на возможность землетрясений) и «несейсмичному». Вектор наблюдений составляется из совокупности значений концентрации всех газов в данный момент времени. Обучающие наблюдения составляются из векторов, о которых априори известно, что они принадлежат к сейсмичному и несейсмичному классам.

Целесообразно ограничиться линейной решающей функцией (в большинстве задач более сложные функции не дают существенного улучшения классификаций):

$$L(\bar{x}) = \bar{x}'\bar{v} + T, \tag{9}$$

где $L(\bar{x})$ — линейная дискриминантная функция (ЛДФ), $\bar{x}$ — классифицируемый вектор наблюдений, $\bar{v}$ — вектор коэффициентов ЛДФ, T — пороговое значение. Вектор коэффициентов $\bar{v}$ линейной формы и пороговое

значение T определяется с использованием обучающих векторов по формуле

$$v = c^{-1}(\bar{m}_1 - \bar{m}_2), \tag{10}$$

где $\bar{m}_1$ — вектор средних обучающей выборки первого класса, $\bar{m}_2$ — вектор средних обучающей выборки второго класса, c^{-1} — обратная матрица ковариаций обучающих векторов. Пороговое значение вычисляется согласно следующей формуле:

$$T = \ln \frac{P_1}{P_2} - \frac{1}{2}(\overline{m}_1 + \overline{m}_2)c^{-1}(\overline{m}_1 - \overline{m}_2), \tag{11}$$

где p_1, p_2 — априорные вероятности появления вектора первого и второго класса соответственно. В нашем случае в качестве сейсмичных обучающих векторов естественно было выбрать векторы, соответствующие моментам, близким к датам землетрясений (± 15 дней), а в качестве несейсмичных — моментам, удаленным во времени от землетрясений. Ясно, что выбор обучающих векторов неоднозначен, и для проверки устойчивости качества распознавания по отношению к этому выбору были использованы два различных массива несейсмичных обучающих векторов. В одном случае они целиком принадлежали несейсмичному периоду (до 1976 г.), а во втором — частично выбирались в промежутках между землетрясениями в период повышенной сейсмичности. Таким образом, классифицируемый вектор $\bar{x}_i$ будем относить к 1 классу (сейсмичному), если $L(\bar{x}_i) > 0$, и ко 2 классу (несейсмичному) в противоположном случае.

Графики значений линейных дискриминантных функций (с разными обучающими выборками), соответствующие всей последовательности многомерных наблюдений, приведены на рис. 5.

В форме этих графиков проявляются характерные особенности поведения всех четырех компонентов. Особенно это заметно на графике первой дискриминантной функции. Видно, что эта функция ниже порога в период слабой сейсмичности и выше него в период повышенной сейсмичности. Резкое возрастание ее значений в точности соответствует началу сейсмичного периода. То обстоятельство, что в течение сейсмичного периода ЛДФ выше порога и в промежутках между землетрясениями, вероятно, свидетельствует о длительном периоде аномалий, связанных с подготовкой землетрясений. Это, очевидно, объясняет и гораздо более низкое качество распознавания при использовании второй линейной дискриминантной функции. Оценка качества предсказания с помощью линейного дискриминатора характеризуется с помощью трехмерного показателя: долей времени тревог, долей предсказанных землетрясений и статистической значимостью различия этих чисел. Для первого дискриминатора эти величины равны 0,53; 0,82; 0,97, для второго — 0,55; 0,64; 0,70.

Изложенные результаты относятся к низкочастотным составляющим колебаний концентрации и свидетельствуют в возможности предсказания длительных периодов высокой сейсмической активности.

ОБРАБОТКА ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПО ТРЕМ СКВАЖИНАМ

В предыдущем изложении материала статистической обработки многокомпонентных геохимических данных (в данном случае обрабатывались четыре компонента — N_2, CO_2, He и Rn) была применена к экспериментальным результатам, накопленным за период с мая 1973 г. по декабрь 1978 г. включительно по скв. 3 (Дворец водного спорта). Применение методики с целью прогноза отдельных землетрясений показало, что в этом случае обнаруживается связь отдельных сейсмических событий с локальными изменениями концентраций газов, причем эта связь была обнаружена с большим уровнем статистической значимости. Но достаточной надежности — 47 % отгаданных землетрясений — эта связь не обеспечивала, и это, по-видимому, объясняется тем, что в изучении были использованы данные одной скважины.

В дальнейшем исследовании к статистической обработке были привлечены экспериментальные данные по скв. 2 (пос. Победа) и 8 (пос. Луначарского) за этот же период времени.

Отметим, что при этой обработке процесс изучения был тем же самым, единственное изменение было внесено в методику «сглаживания» исходных экспериментальных данных. В связи с тем, что резкие изменения концентраций газов с периодом порядка одного-двух дней, очевидно, обусловлены случайными помехами и не несут информации о подготовке землетрясений, «сглаживание» исходных реализаций осуществлялось вычислением трехдневной медианы. Такой метод усреднения не чувствителен к выбросам.

Описанная в предыдущих разделах методика обработки геохимических данных была применена для комплексного исследования трех скважин, на каждой из которых измеряли вариации Rn, He, CO_2 и N_2. Таким образом, количество компонентов увеличилось до 12. Линейная решающая функция (9) L (He, Rn, CO_2, N_2), построенная по 12 компонентам, изображена на рис. 7в.

Оценка качества предсказания с помощью суммарной прогностической кривой дает следующий трехмерный показатель: доля времени тревог составляет 52 % от всего времени наблюдений, угаданы 100 % землетрясений, статистическая значимость различия этих чисел — 0,98. Сравнивая полученную тройку чисел — 0,52; 1,00; 0,98 с тройкой чисел 0,53; 0,82; 0,97 в случае прогностической кривой при обработке данных только по одной скважине, мы видим несомненное улучшение качества прогноза, причем предсказанными оказались уже 100 % землетрясений.

В связи с тем что не все компоненты вносят одинаковый вклад

Результаты линейного дискриминантного анализа для трех скважин

Компоненты	Число признаков	Процент угаданных землетрясений, %	Процент времени тревог, %
Rn, He, N_2	9	80	68
Rn, Co_2, N_2	9	74	54
Rn, He, CO_2	9	93	72
He, CO_2, N_2	9	86	66
Rn, He, CO_2, N_2	12	100	52

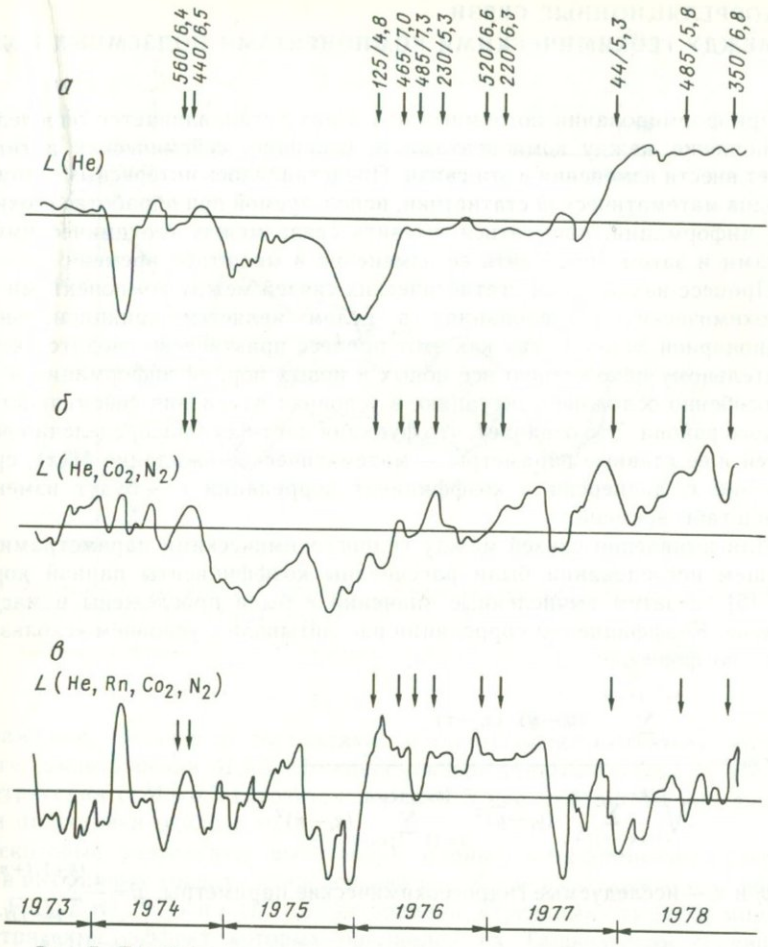


Рис. 7. Линейные дискриминантные функции по трем скважинам

а — для He; *б* — для He, CO_2, N_2; *в* — для N_2, CO_2, He, Rn

в показатель качества предсказания, а общее количество компонентов может быть достаточно большим (как за счет увеличения числа наблюдаемых компонентов вод, так и за счет исследования новых скважин), возникает проблема отбора наиболее информативных с точки зрения классификации компонентов. В данной работе мы ограничимся лишь иллюстрацией самого простого метода выбора признаков — частичного перебора сочетаний результатов по трем газам с параллельной оценкой качества предсказания. Результаты такого анализа представлены в таблице.

Необходимо отметить большой процент тревожного времени. Правда, как показывают данные, из этих 52 % тревоги 14 % времени приходится на «ложные» тревоги. Возможно, эти 14 % «ложных» тревог объясняются ложными предвестниками, когда геохимические параметры реагируют на возникающие напряжения в толщах Земли, а последние разряжаются без сейсмического толчка.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ МЕЖДУ ГЕОХИМИЧЕСКИМИ КОМПОНЕНТАМИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

При формировании подземных вод в них устанавливается определенное соотношение между компонентами и, очевидно, сейсмическая активность может внести изменения в эти связи. Представлялось интересным с помощью методов математической статистики, используемой при обработке геохимической информации, попытаться выявить связь между геохимическими признаками и затем проследить ее изменение в масштабе времени.

Процесс нахождения статистических связей между компонентами в гидрогеохимических исследованиях в целом является принципиально нестационарной задачей, так как этот процесс практически сводится к последовательному нахождению все новых и новых порций информации и часто, что особенно осложняет ситуацию, в условиях изменения сейсмичности изучаемого района. Это означает, что функция плотности распределения вероятностей и ее главные параметры — математическое ожидание $M(x)$, среднее значение $\bar{x}$, дисперсия и коэффициент корреляции r — будут изменяться в масштабе времени.

Для выявления связей между гидрогеохимическими параметрами в настоящем исследовании были рассчитаны коэффициенты парной корреляции [5], а затем вычисленные значения r были прослежены в масштабе времени. Коэффициенты корреляции рассчитывали с условием «скользящего окна» по формуле:

$$r = \frac{\sum_{i=(k-1)l+1}^{(k-1)l+n} (y_i - \bar{y})\ (x_i - \bar{x})}{\sqrt{\sum_{i=(k-1)l+1}^{(k-1)l+n} (y_i - \bar{y})^2 \sum_{i=(k-1)l+1}^{(k-1)l+n} (x_i - \bar{x})^2}}, \qquad (12)$$

где y_i и x_i — исследуемые гидрогеохимические параметры; $\bar{y} = \frac{1}{n}\sum_{i=(k-1)l+1}^{(k-1)l+n} y_i$ — среднее арифметическое значение одного параметра; $\bar{x} = \frac{1}{n}\sum_{i=(k-1)l+1}^{(k-1)l+n} x_i$ — среднее арифметическое значение другого параметра; n — число исследуемых параметров; l — число, задающее размер «окна»; k — управляющий параметр над скользящим «окном».

Вычисления проводили по программе «процедура В», составленной на языке ФОРТРАН-IV для ЭВМ ЕС 1020 с гидрогеохимической информацией, полученной при исследованиях подземной воды скв. 9 (пос. Улугбек). Временной интервал наблюдений занимает 3,8 года (с 19.I.1977 по 1.IX.1980 г.) и включает в себя 180 экспериментальных величин, каждая из которых была получена усреднением результатов наблюдений за тем или иным гидрогеохимическим параметром в течение недели. Параметры n, l и k в формуле (12) выбирались следующим образом: $n=35$, $l=5$, $k=1, 2, 3\ldots$ Это означает, что коэффициенты парной корреляции вычислялись в выбранном заранее «окне» (внутри этого интервала располагались данные исследованных параметров за 10 мес наблюдений), и это «окно» сдвигалось с шагом в 35 дней. Временной размер «окна» был выбран исходя из следующих

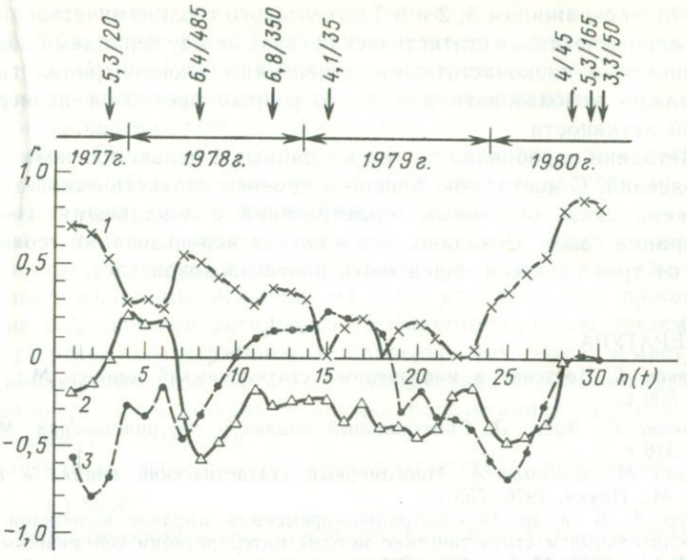


Рис. 8. Изменение во времени парных коэффициентов корреляции r компонентов химического состава вод скв. 9 (период 1977—1980 гг.)

1 — хлорид- и фторид-ионы; *2* — водород и фторид-ионы; *3* — фторид- и борат-ионы

соображений. Опасность составляют землетрясения, магнитуда которых в очаге землетрясения $M \geqslant 5$. По современным данным считается, что очаг землетрясения с $M \approx 5{,}5$ готовится порядка 5 мес, соответственно для M 6 время подготовки около 1 года.

Некоторые результаты вычислений парных коэффициентов корреляции r в выбранных «окнах» приведены на рис. 8, где изображено изменение r (Cl^-, F^-), r (H_2, F^-) и r (F^-, B) во времени; стрелками отмечены моменты землетрясений, эффект которых ощущался на Ташкентском геодинамическом полигоне и составлял не менее 3—4 баллов. Среди этих событий есть группа землетрясений (№ 1, 4, 5, 7), происшедших непосредственно в пределах полигона. В эти периоды наблюдается тесная связь между приведенными геохимическими параметрами, что отражено в полученных значениях коэффициентов корреляции: $r = 0{,}6 \div 0{,}8$.

Отсюда можно предположить, что наблюдения за величинами r и сопоставление их с сейсмичностью на полигоне может обусловить прогностический признак.

ВЫВОДЫ

1. Предложена методика статистической обработки многокомпонентных гидрогеохимических данных. Методика основана на применении статистического спектрально-временного и дискриминантного анализа, а также элементов корреляционного анализа.

2. Методика применена к анализу изменения концентрации газов N_2, CO_2, He, Rn за период с 1973 по 1978 г. Сначала в водах скв. 3, а затем

совместно по скважинам 3, 2 и 8 Ташкентского геодинамического полигона. Обнаружена отчетливая статистическая связь между периодами повышенной сейсмичности и низкочастотными изменениями концентрации газов. Эту связь можно использовать для долгосрочных прогнозов периодов сейсмической активности.

3. Методика опробована на тех же данных с целью прогноза отдельных землетрясений. С достаточно большим уровнем статистической значимости обнаружена связь отдельных землетрясений с локальными изменениями концентрации газов. Показано, что в случае использования геохимических данных от трех скважин надежность прогноза возрастает.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андерсон Т.* Введение в многомерный статистический анализ. М.: Физматгиз, 1963. 500 с.
2. *Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения. М.: Наука, 1968. 316 с.
3. *Кендалл М., Стьюарт А.* Многомерный статистический анализ и временные ряды. М.: Наука, 1976. 755 с.
4. *Ландер А. В.* и др. О спектрально-временном анализе колебаний. — В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973, № 6, с. 236—249.
5. *Митропольский А. Н.* Техника статистических вычислений. М.: Наука, 1971. 220 с.
6. *Султанходжаев А. Н.* Гидрогеохимические особенности некоторых сейсмоактивных зон Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977. 187 с.
7. *Уломов В. И.* Методика поиска прогностических признаков землетрясений: Информ. сообщ. Ташкент: Фан, 1977, № 186. 16 с.
8. *Феллер В.* Введение в теорию вероятностей и ее приложение. М.: Мир, 1967. 432 с.

УДК 550.4

В. Л. Барсуков, А. А. Беляев, В. С. Серебренников, Ю. А. Бакалдин, М. Х. Урунов, Р. В. Арсеньева

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДИСПЕРСИИ СОДЕРЖАНИЯ ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ДЛЯ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В последнее время наряду с традиционными сейсмологическими начали разрабатываться новые геофизические и физические, а также геохимические и гидродинамические методы прогноза землетрясений [1, 10—12, 14].

Важным вопросом этой проблемы является разработка достоверных алгоритмов прогноза. В данной работе излагается опыт использования с этой целью дисперсий содержаний гелия в термальных водах.

Исходными данными для расчетов послужили результаты систематических режимных наблюдений за вариацией содержаний гелия в термальных водах одной из самоизливающих скважин месторождения Явроз (Таджикская ССР) [5]. Подробнее этот вопрос рассмотрен в нашей работе [2].

Таджикистан является весьма благоприятным районом для проведения исследований благодаря своей сейсмичности, что позволило за относительно короткий срок (1979—1982 гг.) получить материал для выделения самых общих статистических закономерностей связи динамики изменения содержаний гелия и проявления сейсмической активности.

По данным ТИССС АН ТаджССР в течение года там происходит в среднем около 1000 землетрясений с энергетическим классом 10 и выше. Число более слабых — значительно больше [3, 4].

Ставилась задача выявления связи между динамикой исследуемого поля концентраций гелия и предстоящими сильными землетрясениями. В своих построениях мы исходили из того, что в первом приближении воздействие сейсмической активности на гидротермальную систему определяется энергией землетрясения и удаленностью очага землетрясения от точки наблюдения. Для учета этого воздействия использовалась ориентировочная энергетическая характеристика, рассчитанная на основе известных номограмм Т. Г. Раутиан.

В аналитической форме номограмме соответствует выражение

$$K' = K - 1{,}1 \ln R,$$

где K' — энергетический класс землетрясений, K — условная энергетическая характеристика землетрясения (энергетический класс землетрясения в точке наблюдения), R — расстояние от очага до точки наблюдения.

Решающее правило прогноза землетрясений вырабатывалось с условием фильтрации возмущений, обусловленных фоновой сейсмичностью.

Статистический анализ фактического материала показал, что наиболее информативной исходной характеристикой состояния изучаемой гидротермальной системы для получения критериев прогноза землетрясений является дисперсия содержаний гелия в некотором временном интервале. Это согласуется с общим положением теории случайных процессов о том, что дисперсия временного ряда связана с энергией процесса, и, следовательно, ее динамика может отражать изменение энергетического воздействия на систему [6—9, 13]. Предлагаемый метод основан на статистической оценке изменчивости дисперсии в смежных временных интервалах. Используются: среднее значение дисперсии в серии последовательно взятых интервалов, ее дисперсия и ее асимметрия. Наряду с этим учитываются такие динамические характеристики, как скорости изменения всех перечисленных параметров. Статистический анализ этих характеристик, в частности, показал, что функции их взаимной ковариации со сглаженной условной энергетической характеристикой землетрясений имеют существенную временную задержку, составляющую от 5 до 15—16 недель. Примеры таких функций, имеющих значительное смещение максимумов от начала координат, показаны на рис. 1. В качестве критериев прогноза используются характеристики, обладающие резко выраженными максимумами взаимной ковариационной функции, при этом величина временной задержки соответствует ожидаемому сроку прогноза. Смещением графика прогнозного критерия по оси времени на этот интервал времени находится дата ожидаемого землетрясения.

Ряд прогнозных признаков обнаруживает периодические свойства процесса подготовки сильных землетрясений. Период таких колебаний около 40 дней. Помимо дополнительной информации для прогнозной оценки,

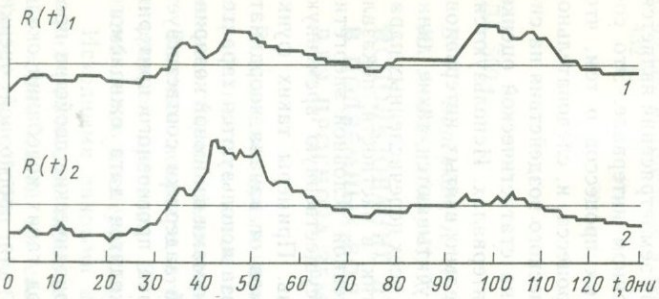


Рис. 1. Примеры функций взаимной ковариации приведенной энергии землетрясений К и прогнозных критериев

1 — критерий 3, *2* — критерий 1

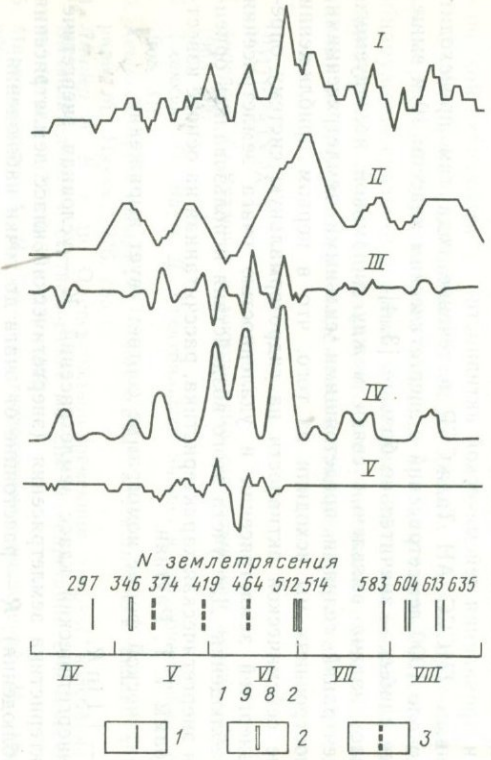


Рис. 2. График опытного прогноза землетрясений за период с апреля по сентябрь 1982 г.

I — суммарный критерий; II — критерий 1; III — критерий 2; IV — критерий 3; V — критерий 4. Землетрясения (цифры соответствуют порядковому номеру землетрясения по Оперативному бюллетеню ТИАСС АН ТаджССР): *1* — удаленные, проявившиеся интенсивностью менее 2 баллов, в радиусе 100 км от точки наблюдения; *2* — удаленные, проявившиеся интенсивностью более 2 баллов, в радиусе 100 км от точки наблюдения; *3* — местные, с эпицентрами в радиусе 100 км от точки наблюдения, проявившиеся интенсивностью более 2 баллов

этот факт может оказаться существенным в исследовании механизма формирования землетрясений.

В настоящих расчетах использовано четыре динамических характеристики (критериев). Критерий 1 — среднее значение дисперсии M_σ в 10 смежных временных интервалах, взятых со сдвигом в один день. Длина интервала, в котором вычислялась дисперсия, равна 11 дням. Ожидаемое время прогноза составляет 66 дней. Критерий 2 — дисперсия дисперсии D_σ, вычисленная аналогично критерию 1. При использовании этого критерия учитывалось, что его функция ковариации, о которой говорилось выше, имеет два отчетливых максимума. Это дало возможность включить этот критерий с двумя сроками ожидаемого прогноза — 102 и 53 дня. Критерий 3 — асимметрия дисперсии A_σ, вычисленная аналогично критериям 1 и 2. Ожидаемое время прогноза — 51 день. Критерий 4 — комплексная характеристика, учитывающая динамику изменения во времени величин D_σ и A_σ. В нее входят значения ускорений этих величин, вычисленные по следующим формулам:

$$f_1 = \frac{2D_\sigma(i) - D_\sigma\left(i - \frac{\Delta t}{2}\right) - D_\sigma\left(i + \frac{\Delta t}{2}\right)}{\Delta t},$$

$$f_2 = \frac{2A_\sigma(i) - A_\sigma\left(i - \frac{\Delta t}{2}\right) - A_\sigma\left(i + \frac{\Delta t}{2}\right)}{\Delta t},$$

$D_\sigma(i)$ и $A_\sigma(i)$ — значения статистических характеристик, соответствующие середине временного интервала $\Delta t = 10$ дней.

Критерий, использующий эти характеристики, учитывает, что на определенном удалении на оси времени от ожидаемого землетрясения, эти величины проходят одновременно через экстремальные значения, причем одна из них проходит через максимум, а другая — через минимум. Математическая запись этой закономерности может быть представлена в следующем виде:

$$k_4 = | k(f_1 \cdot f_2)(af_1 - bf_2) | ,$$

где k_i, a_i, b — нормирующие и масштабные коэффициенты. Ожидаемое время прогноза по этому критерию аналогично критерию 2 и определяется двумя сроками 100 и 47 дней.

Материалом обучения для построения решающего правила послужили данные режимных наблюдений за динамикой содержания гелия в гидротермальной системе, полученные за 1979—1982 гг. Проверка решающего правила производилась по данным последующих наблюдений. Материалы 1981—начала 1982 г. использованы для ретроспективной проверки. При этом были получены вполне удовлетворительные результаты. Точность прогноза лимитируется в настоящее время частотой опробования (1 раз в сутки) и дает ожидаемую величину отклонения при определении даты предстоящего землетрясения до полутора недель. Однако фактическая проверка результатов прогноза показывает, что эта величина не превышает недели.

Начиная с апреля 1982 г. проводится опытный прогноз землетрясений по материалам текущих наблюдений. Результаты этого периода исследования представлены на рис. 2. Считаем необходимым подчеркнуть, что значения отдельных прогнозных критериев были получены по данным опробования, предшествующим дате прогноза от 102 до 47 дней.

Из приведенного графика видно, что период относительно повышенной сейсмической активности достаточно четко фиксируется наличием максимумов на кривых отдельных и суммарного критериев. Величина пиков (локальных максимумов, превышающих смежные с ними минимумы) отражает в принципе интенсивность, с которой проявились происшедшие землетрясения в изучаемом районе. Особенно хорошо это видно на примере землетрясения 02 VII.1982 г., которое проявилось в Душанбе силой 4,5 баллов. Землетрясения меньшей интенсивности прогнозируются пиками меньшей амплитуды. Прогноз землетрясения, происшедшего 2 VII.1982 г., в наибольшей степени проявился по частным критериям 1 и 3 (рис. 2), которые вблизи даты ожидаемого события имеют аномально высокие значения. Для критерия 1 это соответствует 4—5 июля, а для критерия 3 — 26 июня. Различие в датах прогноза (не превышающих допустимые отклонения от фактической даты землетрясения) обусловили двугорбую форму прогнозного пика на суммарном критерии.

Накопленный опыт интерпретации прогнозных критериев позволяет сделать предположение о том, что взаимное положение пиков частных критериев, а также форма прогнозного пика на кривой суммарного критерия могут быть использованы в дальнейшем для определения типа прогнозируемого землетрясения с учетом геолого-структурных и сейсмологических особенностей области его подготовки.

Таким образом, опытный прогноз подтвердил перспективность предложенного метода, основанного на использовании дисперсии содержаний гелия в подземных водах.

Резервом повышения точности прогноза времени землетрясений является увеличение частоты опробования и повышение качества наблюдений за счет внедрения автоматических методов контроля.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—337.
2. *Барсуков В. Л., Беляев А. А., Серебренников В. С.* и др. Возможность использования статистических оценок изменчивости содержаний гелия в термальных водах для прогноза землетрясений. — Геохимия, 1982, № 11 с. 1614—1620.
3. *Бабаев А. М., Кощлаков Г. В., Мирзоев К. М.* Сейсмическое районирование Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1978. с. 68.
4. Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 221 с.
5. Гидрогеология СССР. Т. 41, Таджикская ССР. М.: Недра, 1972. 252 с.
6. *Канцель А. В., Орловский Н. Б.* Математическое моделирование рудных месторождений в связи с их прогнозированием и изучением условий образования — Геология руд. месторождений, 1971, т. 13, № 6, с. 68—80.
7. *Канцель А. В.* Функция распределения металла в рудах как генетическая характеристика процесса рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 10, с. 18—31.
8. *Кендалл М. Дж., Стюард А.* Многомерный статистический анализ и временые ряды. М.: Наука, 1976. 736 с.
9. *Колмогоров А. Н.* Об аналитических методах в теории вероятностей. — Успехи мат. наук, 1938, № 5, с. 5—41.
10. *Мирзоев К. М., Маламуд А. С., Рура Г. М.* и др. Поиск пространственно-временных закономерностей изменения параметров, предваряющих сильные землетрясения. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений: Междунар. симпоз. 27.05—3.06 1974 г. Ташкент: Фан, 1976, с. 24.
11. *Рикитаке Т.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.

12. *Садовский М. А., Монахов Ф. И., Семенов А. И.* Гидродинамические предвестники Южно-Курильского землетрясения. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 1, с. 50—53.
13. *Свешников А. А.* Прикладные методы теории случайных функций. М.: Наука, 1968. 463 с.
14. *Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Лебедев В. С.* О геохимических предвестниках землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. 165 с.

УДК 550.4

Ю. А. Бакалдин, В. С. Серебренников

ОПЫТ АВТОМАТИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ СОДЕРЖАНИЯ ГЕЛИЯ В ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИССЫК-АТА

В настоящее время в проблеме поиска геохимических предвестников землетрясений большое внимание уделяется гелию [1, 2]. Изучение вариаций концентраций этого компонента подземных вод проводится преимущественно дискретными методами анализа [6] с частотой пробоотбора один раз в сутки и реже. Однако этого недостаточно, чтобы объективно выявить закономерности временных вариаций гелия. Нами, в частности, на месторождениях Явроз в Таджикистане наблюдались случаи резких различий в содержании гелия в соседние дни. При анализе данных замеров гелия, проведенных с частотой раз в сутки, обращает на себя внимание резкое увеличение дисперсии в периоды, характеризующиеся повышенной сейсмической активностью (рис. 1). Для выявления природы таких резких скачков в содержании гелия необходимо более детальное изучение его временных вариаций, что важно для разработки и совершенствования геохимических методов прогноза землетрясений.

Повышение частоты опроса может быть достигнуто только при автоматизации анализа. Отсутствие серийно выпускаемых устройств такого рода поставило нас перед необходимостью создания автоматической установки своими силами.

Основным конструктивным элементом установки является магниторазрядный индикатор гелия ИНГЕМ-1 [4] (рис. 2). Однако, являясь прекрасным полевым прибором, удобным для проведения водно-гелиевой съемки [6], он не предназначался для режимных прецизионных наблюдений. Улучшение качества работы прибора было достигнуто путем увеличения линейных размеров его шкалы и стабилизацией условий работы прибора при помощи термостата. Командно-исполнительный блок установки состоит из реле времени и двух клапанов. Реле времени с заданной частотой поочередно включает клапаны, обеспечивая поступление порций анализируемой воды в датчик прибора. Удаление проанализированной воды из датчика и его продувку осуществляли с помощью микрокомпрессора МК-2Л. Сигнал регистрировался самописцем-потенциометром КСП-4 через усилитель постоянного тока прибора «ИНГЕМ-1».

Испытания установки были проведены в июне—сентябре 1980 г. на месторождении термальных вод Иссык-Ата в Киргизской ССР, которое располо-

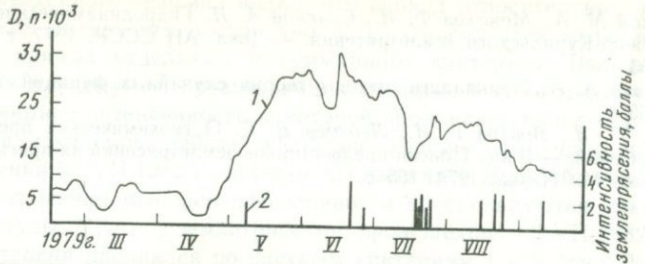


Рис. 1. Характер изменения дисперсии результатов замеров содержания гелия в термальных водах месторождения Явроз (*1*) и интенсивность проявления сейсмической активности (*2*) в районе наблюдений (в баллах по шкале Рихтера)

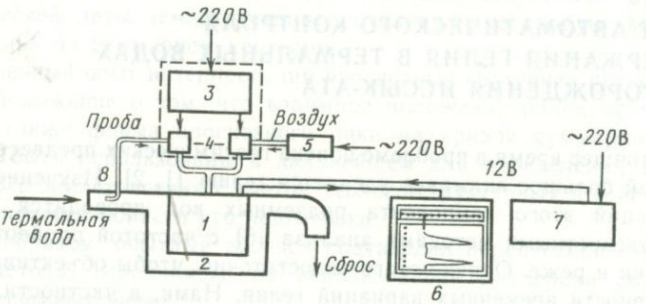


Рис. 2. Принципиальная схема автоматической установки для контроля содержания гелия в подземных водах

1 — магниторазрядный индикатор гелия ИНГЕМ-1; *2* — термостат; *3* — реле времени; *4* — клапаны; *5* — микрокомпрессор МК-Л2; *6* — самописец-потенциометр КСП-4; *7* — источник постоянного тока 12В; *8* — пробоотборная трубка

жено на северном склоне Киргизского хребта, в 70 км к юго-востоку от Фрунзе. Месторождение приурочено к зоне пересечения крупных тектонических нарушений глубокого заложения: Шукурторского (запад-северо-западного простирания) и Восточно-Иссык-Атинского (субмеридионального), в западной части Шамсинского антиклинория Терскейского блока каледонского срединного массива Тянь-Шаня [3].

Наблюдения проводили на скв. 2, вскрывшей водоносную зону с напорной самоизливающейся водой на глубине 80—137 м. Вода имела температуру 55 °С и следующий состав:

$$M_{0,2}\,\frac{SO_4 50 Cl 30 HCO_3 20}{Na 83 Ca 15};\ pH 9{,}2.$$

ΣH_2S — суммарное содержание сероводорода, сульфид- и гидросульфид-ионов — 2 мг/л [5]; H_2SiO_3 0,044 г/л.

Макет установки смонтирован в надкаптажном помещении непосредственно у устья скважины. Дебит скважины отрегулировали перед началом испытаний и не меняли до их окончания. Основной поток воды, поступающий из скважины, был направлен на сброс. Отбор анализируемой воды осуществляли пробоотборной трубкой (см. рис. 2), сечение которой подобрали таким, чтобы за время измерения через датчик проходило

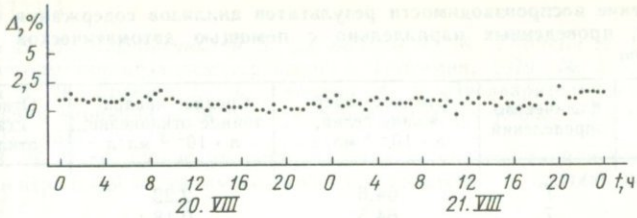


Рис. 3. Результаты круглосуточных наблюдений за содержанием гелия в воде скв. 2

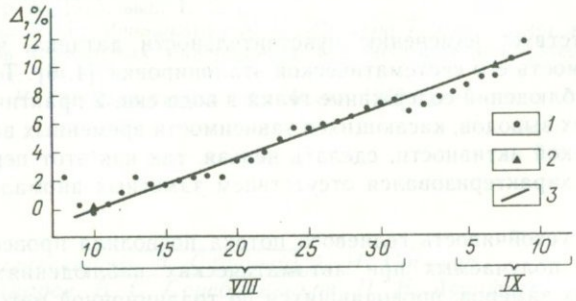


Рис. 4. Обобщенные результаты наблюдений за период с 8 VIII по 9 IX. 1980 г.

1 — среднесуточные значения показаний прибора; *2* — данные эталонирования прибора; *3* — изменение чувствительности датчика

600 мл исследуемой пробы. Замеры проводили с 30-минутным интервалом. Время измерения составляло 3 мин, продувки — 7 мин.

Эталонировку датчика прибора проводили в начале испытаний и перед их окончанием с помощью установки для автоматической эталонировки, предложенной сотрудником ГЕОХИ АН СССР А. С. Пономаревым.

В период с 8 августа по 9 сентября 1980 г. установка находилась в режиме непрерывной работы. За это время не было ни одного сбоя, связанного с отказом какого-либо блока установки. После ее демонтажа и осмотра выяснилось, что все детали установки, находившиеся в контакте с агрессивной термальной водой сохранились в удовлетворительном состоянии, что свидетельствует о ее надежности.

Среднее содержание гелия в исследуемой воде составляло $6{,}5 \cdot 10^{-2}$ мл/л. Содержание гелия в спонтанном газе — 5 мл/л при газовом факторе порядка 0,004.

Наблюдения за поведением гелия показали, что сколько-нибудь заметные закономерные флуктуации его концентрации отсутствуют (рис. 3). Суточный коэффициент вариации, рассчитанный по 48 значениям колеблется от 0,4 до 0,6 %.

На рис. 4 представлены обобщенные результаты всего периода наблюдений за вариациями концентрации гелия в воде скв. 2. Каждая точка на графике представляет собой среднесуточное значение показаний прибора, полученное усреднением данных 48 замеров. На графике видно, что показания прибора медленно возрастали в течение всего периода наблюдений и к концу срока испытаний отклонение достигло 10 % от начальной величины. Результаты эталонировок прибора ИНГЕМ-1 показали, что этот

Сравнение воспроизводимости результатов анализов содержания гелия в воде скв. 2, проведенных параллельно с помощью автоматической установки и вручную

Метод анализа	Количество определений	Среднее содержание гелия, $n \cdot 10^{-3}$ мл/л	Среднее квадратичное отклонение, $n \cdot 10^{-3}$ мл/л	Относительное стандартное отклонение, %
Ручной	7	64,6	2,22	3,4
Автоматический	7	64,5	0,18	0,28

рост соответствует изменению чувствительности датчика, что указывает на необходимость его систематической эталонировки [4, 6]. Таким образом, за период наблюдений содержание гелия в воде скв. 2 практически не менялось. Никаких выводов, касающихся зависимости временных вариаций гелия от сейсмической активности, сделать нельзя, так как этот период в районе наблюдений характеризовался отсутствием заметных аномалий в сейсмичности.

Высокая устойчивость гелиевого потока позволила провести сравнение результатов, получаемых при автоматических наблюдениях, с данными параллельных замеров, проводившихся по традиционной методике. Из таблицы видно, что точность замеров, выполненных с помощью установки, на порядок выше точности измерений с пробоотбором в бутылки.

Таким образом, установка позволяет получить более полную и оперативную информацию о поведении гелия, чем это возможно при использовавшейся ранее методике. Одновременно достигается повышение воспроизводимости определения содержания гелия в воде, поскольку пробоотбор и анализ пробы практически совмещены. Это исключает внесение случайных ошибок, связанных с отбором проб в бутылки, их транспортировкой и хранением, изменением их температуры, определением объема газового пузырька и т. п.

ВЫВОДЫ

1. Предложенная установка позволяет существенно повысить воспроизводимость определения гелия в воде по сравнению с методом анализа отдельных проб на приборе ИНГЕМ-1, а также получить более полную и оперативную информацию о его поведении. Она может быть использована для мониторинга временных вариаций гелия как в период оценки информативности вод испытываемых скважин, так и в процессе режимных прогностических наблюдений.

2. Результаты проведенных наблюдений показали, что в течение периода испытаний концентрация гелия в подземных водах Иссык-Атинского месторождения практически не менялась. Таким образом, какие-либо закономерные изменения в концентрациях гелия с периодом в месяц и менее не установлены. Испытания проводили в сейсмически спокойное время, поэтому о связи вариаций концентраций гелия с проявлениями сейсмической активности сказать ничего нельзя.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—338.
2. *Бородзич Э. В., Еремеев Е. Н., Яницкий И. Н.* Предварительные результаты исследований вариаций поля гелия в сейсмоактивных зонах. — Геохимия, 1979, № 3, с. 372—377.
3. *Кнауф В. И.* и др. Объяснительная записка к геологической и тектонической картам центральной части Киргизской ССР масштаба 1 : 500 000. Фрунзе: ТГФ, 1961. 287 с.
4. *Левина Л. Е., Пименов В. В., Стадник В. Е.* и др. Измерительная аппаратура для анализа гелия при геологических исследованиях. — Экспресс-информация ВИЭМС, сер. X, 1975, вып. 1. 22 с.
5. *Матыченкова Э. А., Меньшикова З. И., Стойнов Т. Ф.* Подсчет эксплуатационных запасов термальных минеральных вод месторождения Иссык-Ата. ТГФ, 1976. Фрунзе: 534 с.
6. *Яницкий И. Н.* Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.

УДК 550.4

А. Н. Могилевский, В. А. Славный, А. И. Субочев, А. С. Пономарев, В. С. Серебренников, П. Н. Астафьев, Ю. А. Бакалдин, Ф. И. Фабелинский

АВТОМАТИЧЕСКАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В связи с необходимостью детального изучения закономерностей временных вариаций геохимических предвестников землетрясений в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР создана автоматическая установка «Прогноз-1» для регистрации геохимических предвестников [1].

Функциональная схема установки приведена на рис. 1. Она включает газоотделитель, четыре датчика, систему регистрации и управления, обеспечивающую последовательный опрос датчиков, преобразование сигналов от датчиков в цифровую форму и вывод результатов измерений, а также программное устройство, под контролем которого происходит работа всей установки.

Установка обеспечивает измерение температуры термальных вод, концентрации радона и гелия в газовой фазе, отделенной от жидкой с помощью газоотделителя. Для стабилизации условий работы установки и повышения воспроизводимости измерений датчики радона и гелия помещены в пассивный термостат, температура воздуха внутри которого измеряется дополнительным датчиком температуры.

Регистрация сигналов датчиков осуществляется счетчиком импульсов (СИ) в течение интервалов времени, задаваемых программным устройством. Выходные сигналы всех датчиков (за исключением датчика радона) поступают на СИ через блок коммутации и преобразования (БКП), где аналоговые сигналы преобразуются в дискретную форму преобразователем «напряжение—частота» (ПНЧ). Выходной сигнал датчика радона, представляющие собой последовательность электрических импульсов, поступает на СИ без преобразования.

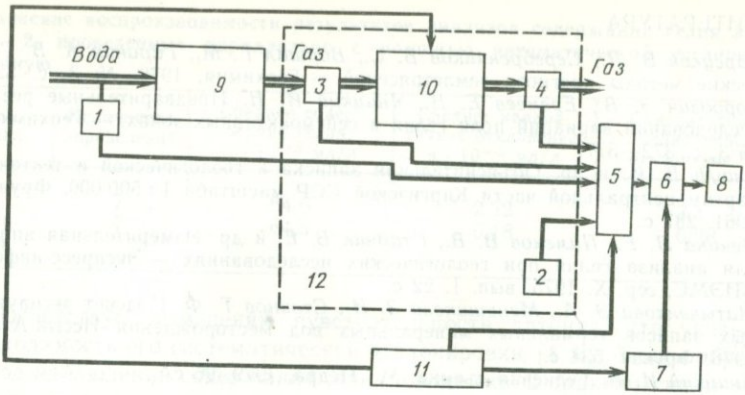


Рис. 1. Функциональная схема установки «Прогноз»

1, 2, 3, 4 — датчики, соответственно температуры воды, термостата, радона, гелия; *5* — блок коммутации и преобразования; *6* — счетчик импульсов; *7* — блок управления счетчиком импульсов; *8* — цифропечатающее устройство; *9* — газоотделитель; *10* — блок градуировки; *11* — программное устройство; *12* — термостат

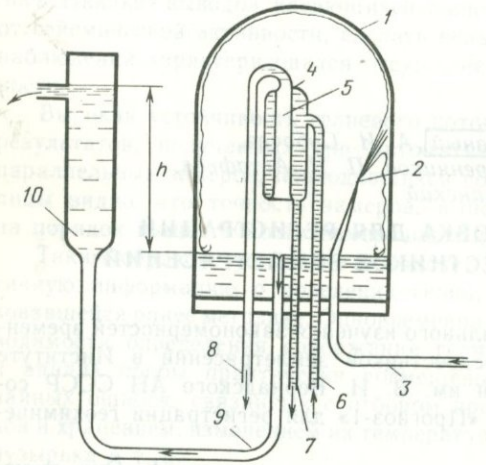


Рис. 2. Схема газоотделителя

1 — корпус; *2* — сопло; *3* — входной патрубок; *4* — теплообменник; *5* — газоотводящая полость; *6, 7* — патрубки для подвода хладоагента; *8* — газоотводящий патрубок; *9* — водоотводящий патрубок; *10* — гидрозатвор

Установка работает в циклическом режиме. Длительность цикла, задающая периодичность регистрации сигналов датчиков, составляет два часа. При необходимости длительность цикла может быть изменена в пределах от 10 мин до 4 ч. В начале цикла проводится измерение температуры термальной воды. Для этого БКП подключает датчик температуры воды ко входу ПНЧ, а СИ — к его выходу. После измерения, продолжающегося 10 с, показания СИ фиксируются на бумажной ленте цифропечатающего устройства (ЦПУ). Аналогично проводят измерения температуры воздуха в термостате. После этого БКП подключает к ПНЧ датчик гелия и по командам программного устройства выполняются три измерения сигнала от этого датчика, соответствующие содержанию гелия в пробе, градуировочной смеси и воздухе (нулевое измерение). Подключение указанных газовых потоков к датчику гелия осуществляется блоком градуировки гелия. По окончании измерения гелия БКП подключает к СИ датчик радона. Импульсные сигналы с выхода датчика радона суммируются СИ в течение времени от окончания измерения гелия до начала следующего цикла измерения и регистрируются на ленте ЦПУ непосредственно перед началом измерения температуры термальной воды.

Таким образом, в каждом цикле проводится последовательный опрос всех датчиков и регистрация их сигналов. Длительность цикла и время измерения сигнала от каждого датчика выбраны исходя из характеристик датчиков и отдельных узлов установки. Ниже приводится описание главнейших блоков установки «Прогноз-1».

Газоотделитель (рис. 2) состоит из прозрачного герметичного корпуса *1*, выполненного в виде колпака, внутри которого расположены сопло *2*, соединенное с входным патрубком *3*, и газоприемник с газоотводящей полостью *5*, снабженной теплообменником *4* с патрубками *6* и *7* входа и выхода охлаждающей среды (воды или воздуха). В основании корпуса расположен патрубок *8*, служащий для отбора выделяющегося газа, и патрубок *9*, соединенный с гидрозатвором *10* регулируемого уровня, через который сливается вода [2].

Работа устройства происходит следующим образом. Вода из напорной самоизливающей скважины (давление должно составлять 0,2 атм и более) поступает через входной патрубок в сопло *2* и под острым углом попадает на вертикальную стенку корпуса *1*, с минимальным брызгообразованием омывая большую часть его внутренней поверхности. Затем вода скапливается в нижней части корпуса *1*, на уровне сливного патрубка *9*, через который поступает в гидрозатвор *10*, после чего сбрасывается из газоотделителя. Газовыделение осуществляется при резком падении давления в струе воды на выходе сопла, при стекании воды тонким слоем по стенкам корпуса, а также из воды в нижней части корпуса *1*, прежде чем вода сбрасывается через патрубок *9*.

Такое устройство позволяет получать стабильный поток газа регулируемого давления с пониженным содержанием паров воды. Скорость газовыделения составляет приблизительно 20 мл/мин при расходе воды около 1,5 л/мин и газовом факторе около 0,01.

Датчики температуры представляют собой стандартные термометры сопротивления типа ТСМ-6097. Один из них включен по мостовой схеме с последующим усилением разбаланса моста по постоянному току (для измерения температуры воды), другой датчик включен в цепь делителя напряжения без последующего усиления (для измерения температуры воздуха в термостате). Коэффициенты передачи в цепях датчиков выбраны такими, что крутизна характеристики ПНЧ для датчика температуры воды составила около 40 Гц/°С, а для датчика температуры воздуха — 4 Гц/°С.

В качестве датчика радона использован промышленный сцинтилляционный эманометр типа «Радон», работа которого основана на регистрации α-частиц, излучаемых радиоактивными элементами исследуемой пробы, сцинтилляционным α-счетчиком.

В качестве датчика гелия в установке использован индикатор гелия магниторазрядный «ИНГЕМ-1». Детектор этого прибора представляет собой миниатюрный магниторазрядный насос, снабженный диффузионной кварцевой мембраной, которая обеспечивает высокую избирательность датчика по гелию. Ток разряда усиливается электрометрическим усилителем и измеряется индикатором.

Выходной сигнал X датчика является линейной функцией концентрации C гелия:

$$X = KC + X_0,$$

где K — коэффициент пропорциональности, X_0 — нулевой сигнал, названный фоновым током разряда и смещением «нуля» усилителя.

Погрешность измерения концентрации гелия в основном вызывается временными и температурными нестабильностями «нулевого» сигнала X_0 и коэффициента передачи K. Так, относительное изменение величины K составляет приблизительно 4 %/ °С в диапазоне температур (0+70) °С. Для уменьшения погрешности датчик периодически градуируют, т. е. подают в него поочередно градуировочную смесь и «холостую» пробу (воздух), оценивая величину фоновой составляющей и коэффициента передачи датчика. При больших перепадах концентрации гелия в анализируемой пробе и градуировочной смеси наблюдаются длительные (до нескольких минут) процессы установления показаний датчика. Поэтому чем ближе состав градуировочной смеси к составу исследуемой пробы, тем меньше погрешность измерения и тем меньше величины изменений концентрации гелия, которые можно обнаружить. На практике, однако, не всегда удается подобрать смесь, идентичную по составу исследуемой, поэтому градуировка датчиков подобного типа связана со значительными трудностями.

Принципиально иной способ градуировки был опробован нами в данной установке. Этот способ учитывает то обстоятельство, что при изучении краткосрочных предвестников землетрясений важно зафиксировать изменения концентрации, а не ее абсолютное значение. Поэтому в качестве градуировочной смеси в данном варианте установки использован сам же исследуемый газ, отобранный ранее при предыдущих измерениях и сохраняемый в промежутке между изменениями в специальном закрытом резервуаре.

На рис. 3 приведена схема блока градуировки гелиевого датчика. Работа блока происходит в следующем порядке. В исходном состоянии переключающие электромагнитные клапаны Кл. 1, Кл. 2 и Кл. 3, управляемые от программного устройства, включены и соединены таким образом, что исследуемый газ проходит в датчик гелия через короткий трубопровод, соединяющий клапаны Кл. 1 и Кл. 2. В таком положении клапаны находятся длительное время (около 2 ч), так что показания датчика успевают в достаточной степени стабилизироваться. В соответствии с программой после измерения температуры воды и воздуха в i-м цикле производится первое измерение сигнала X_{1i}, соответствующего значению концентрации C_i гелия в пробе, поступающей в датчик из газоотделителя в момент измерения. Затем клапаны Кл. 1 и Кл. 2 включаются, и газ проходит через резервуар. Спустя некоторый промежуток времени газ, хранившийся в резервуаре, попадает в датчик и производится второе измерение X_{2i}, соответствующее концентрации C_i пробы из резервуара. Затем клапаны Кл. 1 и Кл. 2 вновь выключаются и новая порция пробы сохраняется в резервуаре до следующего цикла измерений. Размеры резервуара и время включения клапанов Кл. 1 и Кл. 2 выбраны так, что объем пробы, поступающей в каждом цикле в резервуаре, составляет около 1 % его объема. Поэтому при двухчасовом цикле измерений полная смена пробы в резервуаре происходит приблизительно за 10 сут, а концентрация $\bar{C}_i$ соответствует усредненной за это время концентрации гелия. Сразу после выключения Кл. 1 и Кл. 2 включается клапан Кл. 3, через который в датчик с помощью микрокомпрес-

сора подается воздух. По истечении времени установления фонового сигнала производится измерение его величины X_{0i}, клапан Кл. 3 выключается, и схема оказывается в исходном состоянии.

В результате такой последовательности измерений аналитическим сигналом i-го цикла будет величина y_i, равная:

$$y_i = \frac{X_{1i} - X_{2i}}{X_{2i} - X_{0i}} = \frac{C_i - \overline{C}_i}{\overline{C}_i}.$$

Эта величина, равная относительному приращению концентрации гелия в пробе, не зависит от фонового сигнала и от коэффициента передачи датчика, а следовательно, и от их нестабильностей.

Программное устройство выполнено на цифровых интегральных микросхемах и построено по модульному принципу. Оно состоит из электронных кварцевых часов и дешифраторов, выходы которых используются для формирования команд управления другими блоками и узлами установки: включения и выключения клапанов; пуска, остановки и сброса счетчика импульсов и т. д. Устройство работает по заранее выбранной жесткой программе, которая задается распайкой электрических соединений при монтаже установки.

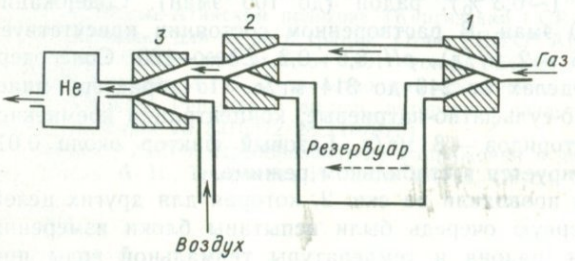


Рис. 3. Схема блока градуировки гелиевого датчика *1, 2, 3* — клапаны

Блок коммутации и преобразования включает в себя аналоговый коммутатор, ПНЧ и цифровой коммутатор. Аналоговый коммутатор состоит из полупроводниковых ключей, управляемых триггерами. Входы ключей соединены с выходами датчиков, а выходы ключей — с входом ПНЧ. ПНЧ выполнен на основе компенсационного интегратора с емкостной обратной связью [3]. В качестве компенсационного сигнала использованы токи заряда и разряда эталонного конденсатора. Коэффициент преобразования ПНЧ составляет приблизительно 500 Гц/В, входное сопротивление — 200 кОм, погрешность не превышает 0,2 %. Цифровой коммутатор, служащий для подключения к счетчику импульсов либо выхода датчика радона, выполнен на логических схемах.

В качестве счетчика импульсов использован прибор одноканальный счетный типа ПСО2-4 в комплекте с ЦПУ типа БЗ-15. Внешние сигналы «пуск», «стоп» и «сброс» для счетчиков вырабатываются блоком управления, который представляет собой три многовходовые схемы «ИЛИ», формирующие сигналы нужной амплитуды и полярности при подаче на их входы импульсов от программного устройства. Как и в остальных блоках установки, логические функции реализованы на микросхемах серии К155.

ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ ИСПЫТАНИЯ УСТАНОВКИ

Вариации содержаний компонентов газового и минерального состава подземных вод определяются многими факторами: гидрогеологическими особенностями изучаемых водоносных структур, климатом, особенностями погодных условий в период наблюдений, наличием вблизи искусственных водозаборов и т. п. Очевидно, что испытания автоматических установок, предназначенных для контроля состава подземных вод целесообразно проводить на водопроявлениях, где такого рода флуктуации являются минимальными.

В этом плане представляется весьма благоприятным объектом Иссык-Атинское месторождение термальных вод. Термальные воды этого месторождения имеют трещинный тип циркуляции и напорный гидравлический режим. Опытные работы, проводившиеся при разведке и подсчете его запасов, и многолетние наблюдения за режимом термальных вод показали, что оно характеризуется весьма стабильными гидродинамическими и температурными показателями. По своему газовому и химическому составу, а также условиям формирования Иссык-Ата является типичным представителем слабоминерализованных азотных терм. В их газовом составе преобладает азот (97—98 %), кроме того, присутствует аргон (~2 %), следы метана (0,07 %), гелия (~0,3 %), радон (до 100 эман). Содержание радона в воде около 10 эман. В растворенном состоянии присутствует сероводород (сумма H_2S ~2 мг/л), *pH* 8,6—9,2, $Eh = -100$. Солесодержание колеблется в пределах от 240 до 314 мг/л. По характеру минерализации воды хлоридно-сульфатно-натриевые; концентрация кремнекислоты около 50 мг/л; фторидов — 8 мг/л. Газовый фактор около 0,01. Месторождение эксплуатируется в стабильном режиме.

Испытания установки проводили на скв. 2, которая для других целей не использовалась. В первую очередь были испытаны блоки измерения сигналов датчиков гелия, радона и температуры термальной воды при выключенной системе термостабилизации. На рис. 4 приведены временные диаграммы изменения показаний указанных датчиков, полученные в течение 17 ч при цикле измерений 20 мин. Как видно из рис. 4, колебания температуры в термостате за время измерений составляют около 4 °С. Колебания фоновых показаний датчика гелия (X_0), а также разностных значений ($X_i - X_0$) достигают 15—20 % причем эти колебания хорошо коррелируют с изменениями температуры воздуха в термостате. В то же время относительные изменения кон-

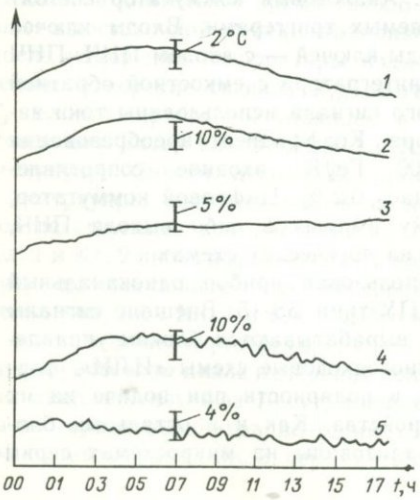


Рис. 4. Временные диаграммы изменения сигналов

1 — температура воздуха в термостате; *2* — фоновый сигнал (X_0) датчика гелия; *3* — сигнал датчика радона; *4* — разность сигналов ($X_i - X_0$) датчика гелия; *5* — относительная концентрация гелия по формуле (1)

центрации гелия, рассчитанные по указанной формуле, не превышают 4 %, т. е. влияние температуры на результаты измерения при принятом способе градуировки датчика гелия в значительной степени подавляется. Изменения показаний датчика радона за 17 ч не превышали 5 %.

Обычный режим работы установки на Иссык-Атинском полигоне осуществляется с циклом 2 ч. при включенном термостате.

Предварительный анализ полученных данных показал, что в установившемся режиме вариации оценок концентраций гелия в течение месяца не превышают 2—3 %. Учитывая, что температура внутри термостата при этом изменяется не более чем на 1 °С, эти вариации можно отнести к естественным вариациям концентрации гелия в исследуемой воде. Концентрация радона в течение месяца изменяется не более чем на 3 %, а температура воды — не более чем на 0,6 °С.

Таким образом, можно утверждать, что аппаратура позволяет обнаруживать аномальные изменения концентрации по гелию и радону начиная с нескольких процентов от средних значений, а по температуре воды — свыше 1 °С.

ЛИТЕРАТУРА

1. Оценка информативности геохимических предвестников землетрясений на Иссык-Атинском полигоне (Киргизская ССР) и разработка автоматической установки для их регистрации: Отчет ГЕОХИ АН СССР по НИР во исполнение РАН СССР 0094 от 16.04 1981. Фонды ГЕОХИ.
2. *Пономарев А. С.* Устройство для извлечения газа из воды самоизливающих скважин: Решение о выдаче авторского свидетельства от 12 января 1982 г. по заявке № 3315322/26 (107825).
3. А.с. (СССР). Преобразователь напряжения в частоту / Авт. изобрет. Могилевский А. Н., Трифонова И. А. № 494703. Опубл. Б. И., 1975, № 45.

УДК 550.343

В. П. Рудаков, Г. А. Соболев

К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЭМАНАЦИОННОГО МЕТОДА ДЛЯ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Эманационный метод широко известен в геофизической разведке как метод поиска месторождений радиоактивного сырья, перекрытых чехлом рыхлых отложений. В последнее время он используется для изучения вариаций радона во времени с целью поисков предвестников землетрясений [8, 9, 11]. При этом было установлено, что аномальные вариации концентрации подпочвенного радона сейсмоактивных разломов коррелируются с сейсмической активностью. Возникновение аномальных вариаций концентрации подпочвенного радона объясняют появлением конвективных потоков газов глубинного происхождения [7, 11].

В высказываемых предположениях возможной природы аномального радоновыделения в сейсмоактивных разломах, на наш взгляд, упускается из виду вытекающая из самой сути эманационного метода существенная зависимость амплитуды вариаций концентрации эманации от колебаний во времени границы раздела воздух—вода в рыхлых отложениях над

открытыми водоносными горизонтами. Особенно существенны вариации уровня этой границы в зонах тектонических нарушений.

По тектоническим нарушениям часто происходит разгрузка подземных вод.

Мощность зоны насыщения в разломе, т. е. мощность обводненных пород, зависит от многих факторов и варьирует от десятков до нескольких сотен метров.

Мощность зоны аэрации, т. е. глубина рыхлых отложений до границы раздела воздух—вода, определяется положением разлома в рельефе и, как правило, меняется от десятков сантиметров до нескольких десятков, реже — сотен метров.

Тектоническое нарушение можно рассматривать как скважину, введенную в насыщенный коллектор [4], колебание уровня открытой поверхности в которой в результате упругих деформаций в массиве пород пропорционально мощности пересекаемых водоносных горизонтов:

$$dh \propto \varepsilon B, \tag{1}$$

где dh — перемещение уровня открытой поверхности водоносного горизонта (зоны насыщения); $\varepsilon = \frac{dV}{V}$ — объемная деформация; B — суммарная мощность пересекаемых нарушением водоносных горизонтов.

Из выражения (1) следует, что объемная деформация водоносных горизонтов (водонасыщенных пластов), пересеченных тектоническим нарушением, трансформируется в линейное перемещение открытой поверхности зоны насыщения. Колебания поверхности зоны насыщения в зоне разлома приводят к соответствующим колебаниям столба подпочвенного воздуха, подпираемого водоносным горизонтом. Перемещение частиц подпочвенного воздуха в зоне аэрации вызывает вариации эманационного поля радона соответствующей амплитуды, которая определяется значением конвективной составляющей, входящей в уравнение миграции радона [1]. Для рыхлых однородных отложений «бесконечной» мощности это уравнение имеет следующий вид:

$$Rn_x = Rn_\infty \left[1 - e^{\left(\frac{v\eta}{2D} - \sqrt{\left(\frac{v\eta}{2D}\right)^2 + \frac{\lambda\eta}{D}}\right)x}\right], \tag{2}$$

где Rn_x — значение концентрации радона на глубине измерения x; Rn_∞ — значение концентрации радона на «бесконечной» глубине; D — коэффициент диффузии, см^2/с; v — скорость конвективного переноса, см/с; η — коэффициент пористости отложений; λ — константа распада радона, с$^{-1}$.

Из выражения (2) следует, что концентрация радона увеличивается с глубиной в экспоненциальной зависимости до «асимптотического» значения, равного Rn_∞. При $v=0$ значение «бесконечной» глубины составляет 5—7 м.

В работе В. И. Баранова [1] показано, что колебания уровня поверхности открытого водоносного горизонта, так же как вариации атмосферного давления, приводят к пропорциональному изменению уровней концентрации («изоконцентрации») радона в рыхлых отложениях. Следовательно, колебание уровня открытой поверхности зоны насыщения в рыхлых отложениях тектонического нарушения, вызванное деформацией горного мас-

сива, приведет к изменению концентрации радона на некоторой постоянной глубине регистрации x.

Изменение концентрации радона за счет вариации уровня «изоконцентрации» эквивалентно ее изменению при регистрации на разной глубине в соответствии с формулой (2). Вычисления, проведенные при условии $v=0$, значении коэффициента диффузии $D=0{,}03$ см^2/с, $\eta=0{,}25$, $\lambda=2{,}1\cdot10^{-6}$ с$^{-1}$ для глубины измерения $x=1$ м, показывают, что перемещение уровня «изоконцентрации» на 10 см вызывает относительное изменение концентрации радона ΔRn_x примерно на 7 %.

С учетом (1) и при условии $v=0$ приходим к заключению, что относительное изменение концентрации радона зависит от объемной деформации пород, слагающих водоносные горизонты в зоне тектонического нарушения:

$$\Delta Rn_x \propto Rn_x(1-e^{-K\varepsilon}). \qquad (3)$$

Коэффициент K положителен и зависит от константы распада радона, коэффициента диффузии пород, их пористости и изменения этих параметров при объемной деформации пород.

По данным П. Мельхиора, в скважинах средних широт [5] изменение уровня открытой поверхности воды составляет для полного суточного прилива около 10 см на каждые 100 м мощности водоносного горизонта. Следовательно, чтобы уверенно наблюдать вариации концентрации подпочвенного радона, отвечающие приливным деформациям, измерения необходимо проводить в зоне тектонических нарушений, пересекающих мощные водоносные горизонты.

Другим важным условием является необходимость выполнения измерений в естественном залегании с помощью датчиков, осуществляющих пассивную регистрацию вариаций концентрации подпочвенного радона. В качестве таких датчиков используются детектирующие элементы трекового метода [8, 9]. Эти датчики, обладая низкой чувствительностью регистрации α-излучения, применяются в варианте накопления сигналов за длительные промежутки времени и не могут быть эффективно использованы при измерении короткопериодичных вариаций.

В настоящей работе использованы наблюдения, выполненные на территории Ленинабадского полигона Института физики Земли АН СССР с помощью датчика, предварительные испытания которого были проведены ранее в районах Крыма, Камчатки и Средней Азии [3].

Датчик размещали в зонах тектонических нарушений, местоположение которых определяли по результатам профильной эманационной съемки. В выбранных точках, соответствующих максимумам концентрации радона, наблюдали суточные и двухнедельные периодические колебания концентрации, отражающие изменение поля деформаций вследствие земных приливов, а также вариации атмосферного давления.

Зависимость изменения концентрации радона на глубине регистрации x от вариаций атмосферного давления можно описать зависимостью, аналогичной уравнению (3):

$$\Delta Rn \propto Rn_x=(1-e^{-n\Delta P}), \qquad (4)$$

так как вариации атмосферного давления приводят к перемещению уровней

«изоконцентрации» Δx [1]

$$\Delta x = \frac{\Delta P}{P_0}(h-x), \qquad (5)$$

где h — мощность рыхлых отложений над уровнем водной поверхности; $\frac{\Delta P}{P_0}$ — относительное изменение атмосферного давления.

На рис. 1 приведен пример регистрации вариаций концентрации подпочвенного радона на одной из станций полигона. Регистрацию вариаций радона на этой станции и на других станциях полигона проводили автоматически через каждый час с записью результатов на перфоленту. Относительная погрешность единичного измерения на уровне 1 эман не превышала 20 %.

Приведенный на рис. 1*а* график вариаций подпочвенного радона получен в июле 1980 г. Здесь же приведены результаты разложения исходной кривой на гармонические составляющие в диапазоне периодов: $t=23$—25 ч и $t=11$—17 ч (см. рис. 1*б, в*).

Можно видеть, что периодические колебания с периодом $t=23$—25 ч отражают в основном вариации атмосферного давления (см. рис. 1, *г*) (коэффициент корреляции 0,7). Колебания концентраций радона с периодом $t=11$—17 ч отражают режим поля деформаций.

11 июля на эпицентральном расстоянии $\Delta \simeq 5$ км от станции наблюдения произошло сильное землетрясение с координатами эпицентра $\varphi = 40{,}37°N$; $\lambda = 70{,}50°E$; магнитуда землетрясения 5,3; глубина гипоцентра 3 км. Моменту землетрясения на кривой вариаций радона соответствовало уменьшение концентрации. Локальные минимумы на кривой вариаций концентрации подпочвенного радона наблюдали 15 и 19 июля. Отметим, что они предшествовали местным землетрясениям. Землетрясения, отмеченные на рис. 1 16 июля, были зарегистрированы переносными сейсмостанциями Института физики Земли. Землетрясение, происшедшее 20 июля, имело координаты эпицентра $\varphi = 41{,}37\ °N$; $\lambda = 71{,}94\ °E$; магнитуда землетрясения 4,8; глубина гипоцентра 3 км.

На рис. 2 приведены примеры изменения концентрации радона, регистрировавшиеся по описанной выше методике на других точках наблюдения Ленинабадского полигона. Обращает на себя внимание один и тот же характер аномалий радона, заключающийся в понижении концентрации за 1—2 сут до соответствующего землетрясения, с последующим восстановлением до исходного уровня. Землетрясение происходило чаще (но не всегда) после завершения аномалии.

Понижение концентрации радона, регистрируемого над уровнем водной поверхности в рыхлых отложениях, соответствует согласно уравнениям (1), (2) понижению уровня границы воздух—вода, что может свидетельствовать об уменьшении в зоне насыщения разлома объемной деформации сжатия (относительное растяжение).

Незнание величины коэффициента K не позволяет дать численную оценку изменению деформации ε. Ориентировочно чувствительность метода к изменению ε можно определить по уровню регистрации деформаций от приливов в земной коре, имеющих амплитуду порядка 10^{-8}.

Наблюдавшиеся на Ленинабадском полигоне изменения концентрации радона перед землетрясениями (см. рис. 2) можно отнести к краткосроч-

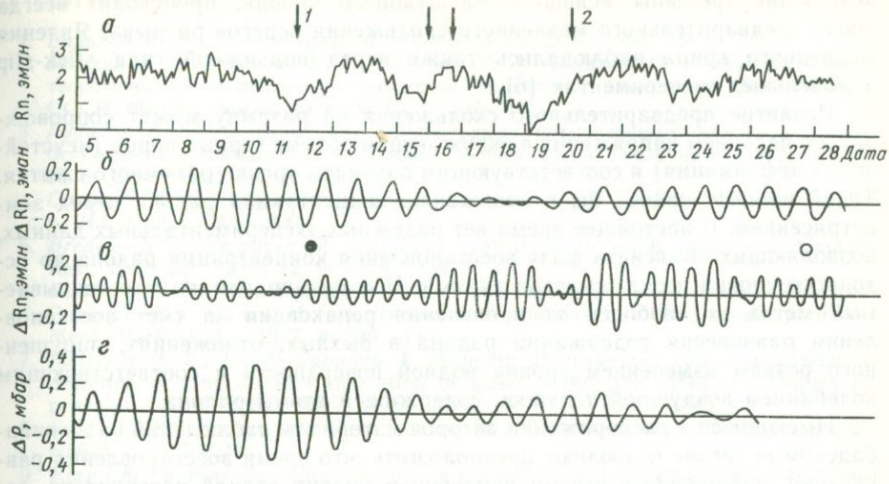


Рис. 1. Пример изменения концентрации подпочвенного радона на ст. 1 Ленинабадского полигона

а — исходная кривая; *б*, *в* — результаты разложения кривой на составляющие с периодами $t=23-25$ ч и $t=11-17$ ч соответственно; *г* — результаты разложения атмосферного давления на составляющие с периодами $t=23-25$ ч. Заштрихованный и незаштрихованный круги — моменты наступления новолуния и полнолуния соответственно. Землетрясения: *1* — *M* 5,3; Δ 5 км; *2* — *M* 4,8; Δ 150 км

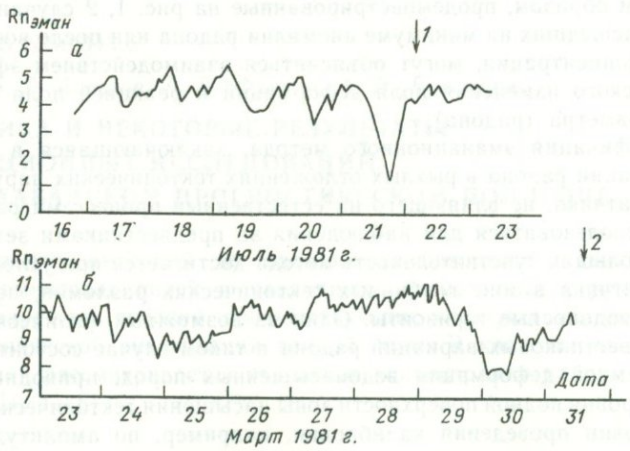


Рис. 2. Примеры изменения концентрации подпочвенного радона на станциях 4 (*а*) и 3 (*б*) Ленинабадского полигона

Землетрясения: *1* — М-4,5; Δ-450 км; *2* — *M*-4,3; Δ-270 км

ным предвестникам. Природа возникновения их в настоящее время не выяснена. По гипотезе лавинно-неустойчивого трещинообразования при подготовке землетрясений [2] появление краткосрочных предвестников вызывается разрушением барьеров формирующегося магистрального разрыва, динамическое вспарывание которого вызывает землетрясение. Как показано недавно теоретически [10], динамический разрыв, объединяющий ранее

возникшие трещины меньшего масштабного уровня, происходит всегда после предварительного медленного скольжения берегов разрыва. Явления медленного крипа наблюдались также перед подвижкой типа stick-slip в модельных экспериментах [6].

Развитие предварительного скольжения по разрыву может сопровождаться падением напряжения в окружающем объеме горных пород (неустойчивая деформация) и соответствующим падением уровня объемного сжатия. Такой процесс привел бы к понижению концентрации радона перед землетрясением. В настоящее время нет надежных экспериментальных данных, позволяющих объяснить фазу восстановления концентрации радона до исходного уровня перед землетрясениями. Несомненно, однако, что описываемый метод не свободен от проявления релаксации за счет восстановления равновесия содержания радона в рыхлых, отложениях, нарушенного резким изменением уровня водной поверхности и соответствующим колебанием воздушной подушки, содержащей атомы радона.

Имеющиеся в распоряжении авторов материалы наблюдений на Ленинабадском полигоне позволяют предположить, что время восстановления равновесия, нарушенного резким изменением уровня водной поверхности, составляет 6—8 ч.

Ввиду присутствия элемента случайности момента землетрясения, происходящего в неоднородной среде, его появление можно, по-видимому, ожидать в некотором интервале времени пока неизвестной продолжительности после предвестника изменения поля деформаций (изменения концентрации радона).

Таким образом, продемонстрированные на рис. 1, 2 случаи землетрясений, происшедших на минимуме аномалии радона или после восстановления уровня концентрации, могут объясняться взаимодействием эффектов прогностического изменения поля деформаций и реакцией поля регистрируемого параметра (радона).

Модификация эманационного метода, заключающаяся в регистрации концентрации радона в рыхлых отложениях тектонических нарушений с помощью датчика, не влияющего на естественный процесс миграции радона, может использоваться для наблюдения за предвестниками землетрясений.

Наибольшая чувствительность метода достигается при условии расположения датчика в зоне глубинных тектонических разломов, пересекающих мощные водоносные горизонты. Один из возможных физических механизмов предвестниковых вариаций радона в таком случае состоит в регистрации объемной деформации водонасыщенных пород, приводящей к колебаниям уровня водной поверхности зоны насыщения тектонического разлома. При условии проведения калибровки, например, по амплитуде вариаций земных приливов метод может служить простым и дешевым средством регистрации объемной деформации. Отметим, что в отличие от способов прямой регистрации деформаций, метод наблюдения за концентрацией радона является интегральным, т. е. несет информацию о деформационном процессе в большом объеме горного массива.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Баранов В. И.* Радиометрия. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 338 с.
2. *Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.* Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 10, с. 107—111.
3. *Рудаков В. П.* О вариациях концентрации подпочвенного радона в рыхлых отложениях сейсмоактивных разломов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 6. Деп. ВИНИТИ, № 1625—79.
4. *Сардаров С. С.* Приливные деформации коллекторов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 306—309.
5. *Bredehoeft J.* Response of well-aquifer systems to earth tides. — J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, N 12, p. 3075—3087.
6. *Dieterich J. H.* Time-dependent friction and medianics of stick-slip. — In: Proc. Conf. II. Exp. studies of rock friction with application to earthquake prediction. Menlo-Park (Cal.), 1977, p. 389—445.
7. *Fleischer R. L., Mogro-Campero A.* Mapping of integrated radon emanation for detection of long-distance migration of gases within the earth: Techniques and priciples. — J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N B7, p. 3539—3549.
8. *King Chi-Yu.* Radon emanation on the San Andreas foult. — Nature, vol. 271, N5645, p. 516—519.
9. *King Chi-Yu.* Episodic radon changes in subsurface soil gas and possible relation to earthquakes. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, NB6, p. 3065—3068.
10. *Kostrov B. V., Das S.* Idealized models of fault behavior prior to dynamic rupture. — In: 21st Gen. Assmbly IASPEI, London, Canada, July 21—30, 1981.
11. *Mogro-Compero A., Fleischer R. L., Likes R. S.* Changes in subsurface radon concentration associated with earthquakes. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, N B6, p. 3053—3057.

УДК 539.163 : 550.343.6

С. Атаев, Т. Аширов, Г. Н. Флеров, А. Н. Кузнецов

МЕТОДИКА И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭМАНАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА АШХАБАДСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Исследования вариаций во времени геофизических, геохимических и гидродинамических полей в различных сейсмогенных структурах позволили обнаружить явления, предшествующие и сопутствующие процессу сейсмотектонической активизации земной коры. В качестве предвестника землетрясений рассматривается изменение концентрации радона в подземных водах [1, 4—6].

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ И АНАЛИЗ РАНЕЕ ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ашхабадская сейсмоактивная зона, охватывающая эпицентральную область Ашхабадского землетрясения 1948 г., Гермабского землетрясения 1929 г. и других сильных землетрясений, расположена на территории центральной части Южной Туркмении. Она характеризуется наличием интенсивных вертикальных и горизонтальных движений земной коры и повышенной сейсмической активностью. Здесь создан прогностический

полигон, где проводится целый комплекс геофизических и геодезических работ, направленных на изучение сейсмотектонических и геодинамических процессов, протекающих в глубинных недрах.

Полигон расположен в зоне Передового разлома Копетдага. В геолого-тектоническом отношении он охватывает северный борт альпийской складчатой зоны Центрального Копетдага, Ашхабадскую депрессию и Южный борт Туранской плиты.

В пределах Ашхабадского полигона имеется достаточное количество скважин и источников, на которых возможно создание пунктов и проведение эманационных исследований. Выбор пункта наблюдений — изливающей скважины для изучения концентрации радона в подземных водах базировался на тектоно-физических представлениях о распределении поля региональных тектонических напряжений. Известно, что тектонические напряжения наиболее контрастны у окончаний разрывов, где создаются условия для разрушения и трещинообразования, и в тех случаях, когда региональные напряжения значительно ниже прочности пород [2]. В этом аспекте наиболее интересной является скв. 7м, в районе которой несколько разломов осадочного чехла пересекаются с Передовым глубинным разломом Копетдага. Здесь концы кулис разломов соединяются друг с другом надвигами субширотного простирания, которым соответствуют на глубине уступы фундамента. Наличие в контакте разлома плотных и трещиноватых известняков, с одной стороны, и пластичных глинистых отложений — с другой, создают здесь условия для перемещения блоков и перераспределения тектонических напряжений. Это четко иллюстрируется и результатами физического моделирования регионального поля тектонических напряжений в рассматриваемом районе [3].

Первые режимные измерения содержания радона в глубинных водах в Ашхабадской сейсмоактивной зоне были выполнены Институтом сейсмологии АН ТССР в 1973—1974 гг. в скв. 7м и продолжены режимной партией Южно-Каракумской гидрогеологической экспедиции Управления геологии СМ ТССР с использованием промышленных полевых эманометров типа «Радон» и лабораторных эманометров «Альфа-1», чувствительность которых недостаточно высока и не превышает 6—6,3 имп/с на 10^{-10} кюри радона. Частота взятия проб и измерения концентрации радона на первых этапах не всегда были равномерны и равноценны. В последующем хотя неравномерность дискретных наблюдений и устранена (8 анализов в сутки), но неравноценность измерений остается. Это проявляется в большой дисперсии полученных данных как в течение короткого интервала времени измерений (сутки и полусутки), так и длительного (месяцы), которая не имеет определенных закономерностей.

Следует отметить, что дискретный ряд наблюдений, полученный эманометрами, не позволяет получить тонкую структуру поля радиоактивных эманаций. Вместе с тем при режимных работах анализы на радон или на другие параметры требуют полной идентичности условий эксперимента, что очень трудно соблюдать в практике наблюдений.

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Институт сейсмологии АН ТССР в соответствии с договором о научно-техническом содружестве с Лабораторией ядерных реакций Объединенного института ядерных исследований в течение 1978—1979 гг. приступил к разработке и изготовлению макета автоматической установки для непрерывной регистрации концентрации радона в подземных водах. В основу установки был положен принцип непрерывной регистрации радиоактивных эманаций, описанный в работе [6].

Основные требования, предъявляемые к установке, следующие:

а) возможность измерения вариаций при низком уровне радиации, так как концентрация радона в подземных водах составляет 10^{-10} Ки/л;

б) элементы установки должны быть достаточно надежными, устойчивыми и обладать стабильностью работы узлов в широком диапазоне температур окружающей среды. Это обусловлено тем, что при исследованиях по прогнозу землетрясений требуется получить длительный ряд наблюдений в автоматическом режиме, а сама установка эксплуатируется в полевых условиях, где температурные колебания атмосферы в условиях резко континентального климата Туркмении достаточно значительны;

в) простота в эксплуатации.

Блок-схема и основные характеристики автоматической установки для непрерывных измерений поля радиоактивных эманаций в подземных водах показаны на рис. 1. Установка состоит из секции детектирования, пересчетного измерительного блока и системы трубопроводов. Последняя включает в себя трубы подачи и дренажа воды, а также вентили, регулирующие подачу и давление воды.

Секция детектирования включает в себя камеру сепарации радона и α-детектор с фотоэлектрическим умножителем с большой площадью экрана (см. рис. 1, *а*). Принцип работы камеры сепарации заключается в следующем. Подземные воды из скважины через систему трубопроводов и кран *5* с контролируемой скоростью 1,5—2 л/мин поступают в камеру сепарации *6*. В камере создан водный затвор, благодаря чему радон выделяется из воды без доступа воздуха. Вода, пройдя через водный затвор, устремляется в дренажную систему. Радон, выделяющийся непринудительным методом, достигает равновесной концентрации согласно коэффициенту распределения Генри—Лоу [6]. Поток эманации *3* устремляется на экран ФЭУ-49Б блока детектирования БДЗА2-01. Для предохранения экрана от оседания и конденсации паров воды вокруг него натянута нихромовая спираль—печь. Она выполнена в виде стеклянной трубки по диаметру экрана детектора. Потребляемая мощность печи 12—16 Вт.

Вода с начальной концентрацией радона Rn_0 поступает в камеру сепарации с постоянной скоростью. При этом, радон эманирует из воды и сорбируется водой согласно разности концентрации радона между газообразной и жидкой фазой. Концентрация радона в газообразной фазе $Rn_г$ выражается в следующем виде:

$$Rn_г = (Rn_0/D_w)F(t),$$

где D_w — коэффициент распределения радона, равный отношению его концентрации в воде и в газообразной фазе при равновесии,

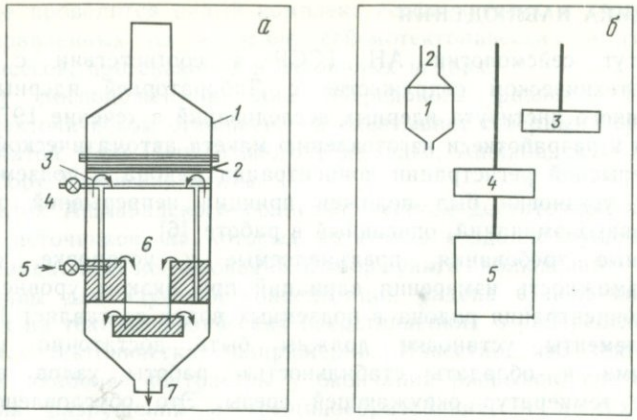


Рис. 1. Блок-схема основных узлов автоматической установки для непрерывных измерений концентрации радона в подземных водах

а — схема детектора установки; *1* — блок детектирования БДЗА2-01, *2* — нихромовая спиральная печь, *3* — поток эманации, *4* — верхний кран, *5* — входной кран, *6* — камера сепарации, *7* — дренаж воды; *б* — блок-схема автоматической установки регистрации концентрации радона: *1* — камера сепарации, *2* — блок детектирования БДЗА2-01, *3* — измеритель скорости счета с автоматическим переключением поддиапазонов — УИМ2-1еМ, *4* — интегратор, *5* — самописец

а $F(t)$ — функция насыщения в зависимости от времени, которая значительно зависит от объема камеры, скорости водного потока и других факторов. При больших значениях t функция $F(t)$ стремится к единице и $Rn_г$ равняется (Rn_0/D_w), т. е. наблюдаемая концентрация пропорциональна первоначальной концентрации радона в воде.

Величина D_w зависит от температуры. Температура воды, поступающей в камеру, изменяется незначительно и в этом случае величина D_w будет практически постоянной при незначительном диапазоне изменения температуры воды ($\sim$ 2—3 °С) величина концентрации радона изменяется на 15—20 %.

Альфа-распад в камере сепарации *1* (см. рис. 1, *б*) приводит к образованию световых вспышек в сцинтилляционном слое ZnS, которые преобразуются фотоэлектрическим умножителем ФЭУ-49Б блока детектирования БДЗА2-01 *2* в электрические сигналы. Сигналы с блока детектирования *2* подаются на интегратор *4* — самописец *5*. С тем чтобы установка могла работать в автономном режиме в полевых условиях, был разработан и изготовлен маломощный интегратор, работающий от источника питания напряжением 6 В.

В установке предусмотрена возможность дискретных измерений. Для этого сигналы с блока БДЗА2-01 подаются на измеритель скорости счета импульсов с автоматическим переключением поддиапазонов — УИМ2-1еМ *3*.

Для предотвращения внешних электромагнитных наводок все соединения между блоками экранированы и заземлены. Контроль камеры и детектора осуществляли путем использования эталонных растворов или калибровочных источников. Проверку эффективности ФЭУ проводили комбинированным источником α-лучей. Экспериментальные исследования показали, что при

увеличении высокого напряжения на ФЭУ до 1,5 кВ входной ток и входное напряжение на усилителе блока детектирования БДЗА2-01 увеличивается линейно.

Положение сцинтилляционной камеры определяет в основном входное напряжение на ФЭУ. Опытным путем было определено плато высокого напряжения. На этом плато при небольших флуктуациях входного напряжения $U_{пит.}$ стабильность работы ФЭУ не нарушается. Это значит, что скорость счета в плато высокого напряжения незначительно зависит от питания ФЭУ.

Число импульсов, обусловленное аппаратурным фоном и шумом n_0, составляет 5—8 имп/мин или $\sim 0{,}1$ имп/с. Среднее же излучение радона n_i (в экспериментальных условиях — скв. 7м Ашхабадского месторождения термоминеральных вод) составляет 5—6 имп/с. В этом случае средняя квадратичная ошибка измерения будет около $\sim 2\,\%$.

Макет первой установки, описанной выше, был использован для испытаний в натурных условиях в марте—апреле 1979 г. на скв. 7м в пределах Ашхабадского месторождения термоминеральных вод, а второй — в скв. 1с в районе источника Чули.

Результаты испытаний показали следующее. Фон радона, замеренный этой установкой, в три раза выше, чем показания промышленных эманометров типа «Радон». Это, по-видимому, связано с потерей радона в последних в процессе отбора проб воды и сепарации радона.

Работа установки очень стабильна, тогда как у обычных эманометров наблюдается дисперсия наблюденных результатов.

Установка показала высокую надежность в очень агрессивной водной системе (вода карбонатно-натриевая с высоким содержанием сероводорода).

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИДЕНТИЧНОСТИ

Вопросы разработки методики режимных наблюдений в сейсмоактивных районах с целью решения задач физики очага и прогноза землетрясений требуют идентификации измерительных приборов и систем. Это связано с тем, что получаемые прогнозные материалы должны быть сопоставимы и соизмеримы между собой. Лишь в этом случае возможно картирование пространственно-временной характеристики изучаемых параметров.

С целью сравнения идентичности показаний двух принципиально отличающихся друг от друга установок для непрерывных наблюдений поля радиоактивных эманаций нами совместно с сотрудниками отдела гидросейсмологии Института сейсмологии АН УзССР были проведены экспериментальные работы на скв. 2 в парке Победы, близ Ташкента. Задачей эксперимента было получение непрерывных измерений концентрации радона синхронно на двух установках на одной и той же скважине. В установке, разработанной нами, выделение радона из воды самопроизвольное в процессе прохождения ее через систему водного затвора камеры сепарации. А в установке конструкции ИС АН УзССР выделение радона происходит путем дождевания воды в кулисообразной камере с последующей откачкой из нее с помощью водоструйного насоса в сцинтилляционную камеру [1].

График изменения концентрации радона во времени, полученный

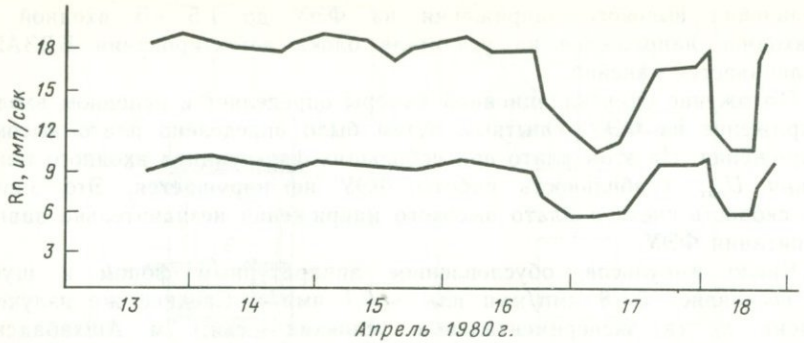


Рис. 2. Изменение концентрации радона в период исследования идентичности установок

в процессе экспериментальных исследований идентичности установок, приведен на рис. 2.

Основные результаты этих работ сводятся к следующему: фон радона, замеренный путем принудительного выделения радона, в два раза выше, чем при самопроизвольном выделении радона; на обеих установках виден четкий суточный ход радона, который укладывается в 5-й интервал вариаций концентрации радона; записи установок временных вариаций радона с точностью до ± 2—3 % идентичны.

Ввиду отсутствия во времени измерений ярких аномалий в поле радиоактивных эманаций нами была создана искусственная вариация радона путем разбавления термоминеральной воды питьевой водой (фрагменты этих записей характеризуются относительными изменениями радона в 1,8 и 1,85 раза). Отсюда нетрудно видеть, что установки с точностью 2,75 % идентичны.

Таким образом, действующие макеты установок для непрерывных вариаций поля радиоактивных эманаций идентично реагируют на изменения концентрации радона в подземных водах. Причем аналогичные работы, насколько нам известно, как в СССР, так и за рубежом не проводились в длительном интервале времени с промышленными эманометрами и другими средствами для измерения радона. А это очень важно при проведении измерений на нескольких пунктах в пределах сейсмоактивных районов, так как значительно повышается достоверность информации.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВАРИАЦИЙ ПОЛЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭМАНАЦИЙ

Первые циклы непрерывных наблюдений (март—апрель 1979 г.) поля радиоактивных эманаций в пределах Ашхабадской сейсмоактивной зоны показали, что за время наблюдений концентрация радона в глубинных водах в целом характеризовалась незначительными флуктуациями (см. рис. 3). Исключение составляет период с 16 по 23 марта, характеризовавшийся аномалиями значительно пониженного содержания концентрации радона (аномалия более 100 %). Эти вариации хорошо скоррелированы с временными вариациями геофизических полей в Ашхабад-

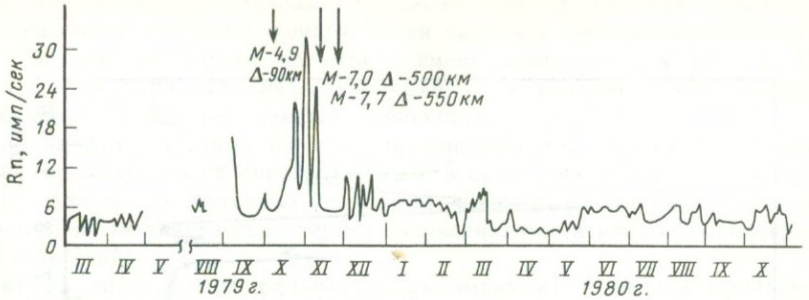


Рис. 3. Данные режимных наблюдений за концентрацией радона в термо минеральной воде в скв. 7м

ской сейсмоактивной зоне и интерпретированы нами как геодинамические процессы, отражающие процесс растяжения близповерхностных слоев земной коры, в котором происходит, по-видимому, явление закрытия микротрещин и пор в трещиноватых известняках мальм-неокома—водоносного горизонта, вскрытого скважиной 7м.

После недолгого перерыва наблюдений, которые возобновились в августе, нам удалось зафиксировать повышение концентрации радона до 20—25 %. Значительные аномалии были отмечены в начале сентября, где их уровень превышал более 300 %. В следующие циклы измерений с 10 сентября по 7 октября 1979 г. не наблюдали заметных изменений в поле радиоактивных эманаций. Исключение составляет аномалия, зафиксированная в начале октября, уровень которой относительно фона составил около 100 %. По временному циклу она предшествовала землетрясению средней силы, эпицентр которого расположен на расстоянии более 90 км от пункта наблюдений.

За последующее время, как видно из рис. 3, зафиксирована наиболее интенсивная аномалия длительностью около месяца. Амплитуда аномалии превышает 600 %. При этом по данным среднесуточных изменений описываемая аномалия четко подразделяется на три аномалии. Первая, максимум которой зафиксирован 25 октября 1979 г., имеет амплитуду 20 имп/с, вторая, максимум которой зафиксирован 2 ноября, имеет амплитуду 30 имп/с и третья, максимум которой отмечен 5—6 ноября, имеет амплитуду до 24 имп/с.

Отмеченные аномальные процессы предшествовали крупнейшим землетрясениям, происшедшим в Копетдагском регионе 14 и 27 ноября 1979 г. с магнитудой *М* 7,0 и *М* 7,7. После аномалий наблюдается спокойный фон, который в начале декабря осложнен отдельными короткопериодичными аномалиями различной длительности и интенсивности. Последующий ход изменения концентрации радона в подземных водах характеризуется некоторым понижением уровня, осложненным отдельными незначительными максимумами. Дальнейший ход поля радиоактивных эманаций в термоминеральной воде скв. 7м без особых возмущений продолжается до конца анализируемого нами периода наблюдений.

Использование установки непрерывного метода изменения концентрации радона в подземных водах позволило нам впервые в Ашхабадской сейсмоактивной зоне получить также тонкую структуру временных вариаций

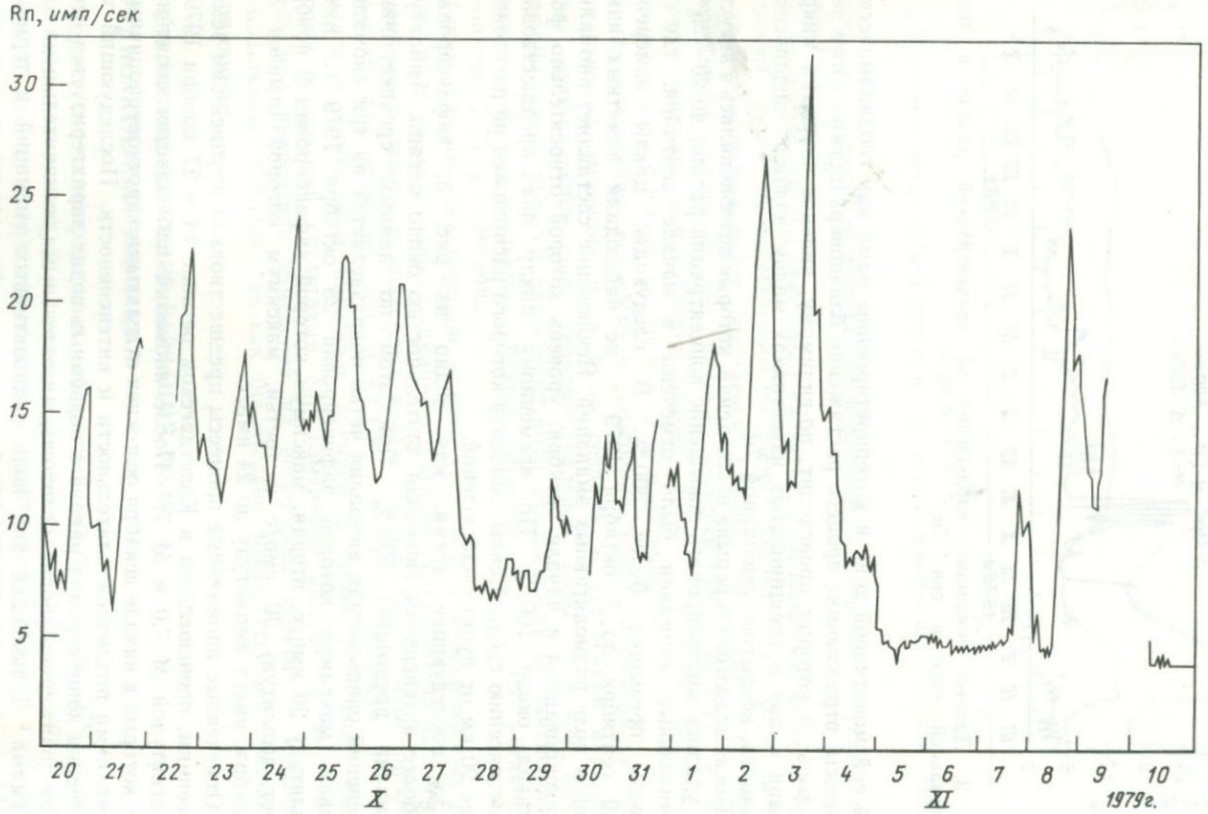


Рис. 4. График среднечасовых изменений концентрации радона в термальной воде в скв. 7м

поля радиоактивной эманации в сейсмоактивных районах. Фрагменты среднечасовых изменений концентрации радона в термоминеральной воде скв. 7м для различного периода времени приведены на рис. 4. При этом в структуре временных вариаций поля радиоактивных эманаций отмечаются следующие главные особенности:

а) наличие суточных флуктуаций концентрации радона в подземных водах, проявляющиеся предпочтительно в сухие дни весны, лета и осени;

б) амплитуда суточных вариаций поля радиоактивных эманаций значительно увеличивается в период проявления интенсивных длиннопериодных аномалий;

в) на записи поля радиоактивных эманаций в период проявления интенсивных длиннопериодных аномалий нам удалось зафиксировать короткопериодные флуктуации длительностью от нескольких десятков минут до 1,5—2 ч. Амплитуда их составляет 10—40 % от фона.

Анализ природы особенностей тонкой структуры поля радиоактивных эманаций требует специального рассмотрения. Отметим лишь, что они четко проявились именно в период сейсмотектонической активизации Копетдагского сейсмоактивного региона.

Отмеченные особенности временной структуры поля радиоактивных эманаций и ее связь с подготовкой сильных землетрясений в пределах Копетдагского сейсмоактивного региона позволяет надеяться на успешное развитие и расширение эманационных исследований в комплексе работ по прогнозу землетрясений. В связи с этим первоочередными задачами дальнейших исследований является разработка площадной системы синхронных измерений радиоактивных эманаций в глубоких скважинах, пробуренных как в однородных, так и разнородных блоках земной коры. Изучение модели источников радиоактивных эманаций необходимо также на основе наблюдений концентрации радона в скважинах, расположенных в одном пункте и пробуренных на водоносные комплексы, вскрытые на различных глубинах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрогеосейсмологические исследования в Восточной Фергане / А. Н. Султанходжаев, Г. Ю. Азизов, Т. Закиров и др. Ташкент: Фан, 1978. 190 с.
2. *Костров Б. В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
3. *Осокина Д. Н., Гущенко О. И., Лыков В. И., Цветкова Н. Ю.* Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Средней Азии). — В кн.: Поле напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 185—203.
4. *Уломов В. И., Мавашев Б. З.* О предвестнике сильного тектонического землетрясения. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 2, с. 319—321.
5. *Friedmann H., Nernegger F.* A method for countinuous measurement of radon in water of spring for earthquake prediction. — Geophys. Res. Lett., 1978, vol. 5, N 7, p. 565—568.
6. *Noguchi M., Wakita H.* A method for continuous measurement of radon in groundwater for earthquake prediction. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 8, p. 1353—1357.

УДК 539.1.074—621.372.233

С. П. Третьякова, В. А. Пономаренко

ИЗУЧЕНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ДЕТЕКТОРОВ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ АКТИВНОСТИ РАДОНА

В настоящее время измерению концентрации радона в природных водах, почве и атмосфере уделяется большое внимание, поскольку радон-222, являясь продуктом распада урана, может давать информацию о загрязнении атмосферы, урановых месторождениях, геофизических и геохимических процессах, проходящих в недрах Земли [1—9].

Советскими учеными впервые было показано, что аномальное изменение концентрации радона в подземных водах может служить одним из предвестников землетрясений [6]. Колебание радона в измеряемой точке зависит от силы толчка, расстояния до эпицентра, метеорологических условий. На среднесуточную активность радона влияет пористость и газопроницаемость породы [2]. Поэтому для получения надежных данных необходимо проводить постоянное наблюдение за данным сейсмическим районом в течение продолжительного времени.

Альфа-активность радона регистрируется различными методами [2], в том числе и диэлектрическими детекторами. Этот метод отличается простотой и экономичностью использования [3]. Для измерения концентрации радона в почве детектор устанавливается на глубине 60 см в перевернутом вверх дном стакане на определенное время [4]. Измерение концентраций радона в подземных водах можно проводить на установках, описанных в работах [1, 2, 9].

В качестве детекторов α-частиц обычно применяют пленочные нитроцеллюлозные материалы фирмы Кодак (LR-115-П, CA-80) [3, 4, 9]. В настоящее время выпускаются пленки подобного типа отечественного производства (г. Переславль-Залесский). Детектор представляет собой, так же как и LR-115, тонкий (6—17 мкм), окрашенный в красный цвет α-чувствительный слой нитроцеллюлозы, нанесенный на толстую (порядка 100 мкм) лавсановую подложку. Этот слой может быть съемным, что позволяет автоматизировать просмотр детектора.

При прохождении α-частицы через вещество вдоль ее траектории образуется район разрушенного радиацией материала. Размер этой зоны в поперечнике составляет порядка 20—50 Å, т. е. настолько мал, что трудно его увидеть даже в электронный микроскоп. Поэтому для наблюдения треков с помощью оптического микроскопа используют щелочную обработку детектора [4].

Однако эти детекторы имеют некоторые недостатки. Одним из них является относительно невысокая чувствительность: детекторы способны регистрировать α-частицы энергии не выше 3—4 МэВ. Кроме того, они поглощают влагу и набухают, что также влияет на эффективность и ограничивает их использование [4]. Влияние этих факторов можно снизить, упаковывая детекторы в лавсановые пакеты.

В связи с этим в работе изучали влияние толщины лавсановой пленки (поглотителя) на эффективность регистрации α-частиц радона детекторами отечественного производства и LR-115—11, толщиной 12 мкм.

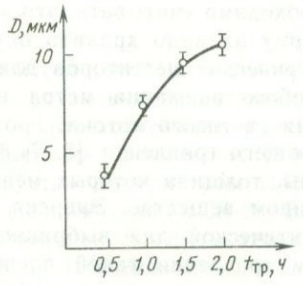
ЭКСПЕРИМЕНТ И ЕГО РЕЗУЛЬТАТЫ

Облучение детекторов α-частицами проводили от препарата радия-226, нанесенного на алюминиевую подложку, интенсивностью 100 имп/с. Препарат радия помещали на дно мензурки, высотой 3,5 см и диаметром 1 см. Выход перекрывали изучаемым поглотителем — лавсановой пленкой, толщина которой менялась от 5 до 29 мкм. Детекторы помещали на лавсан и экспонировали в течение суток.

Облученные детекторы обрабатывали 20 %-ным раствором NaOH при 60 °С 80 мин. В процессе травления детекторы вращались с частотой 8,7 об/мин. После промывания в воде и сушки на воздухе детекторы просматривали под микроскопом при увеличении ×100. Изменение диаметров треков от продолжительности травления показано на рис. 1. В пределах ошибок травление обоих типов пленок протекает с одинаковой скоростью.

Подсчитывали общее количество зарегистрированных детектором треков α-частиц в зависимости от толщины поглотителя. Результаты представлены на рис. 2, откуда видно, что наибольшее количество треков зарегистрировано с поглотителем в 5—8 мкм.

Этот эксперимент был повторен в полевых условиях. Детекторы запаивали в лавсановые пакеты толщиной от 5 до 18 мкм; один



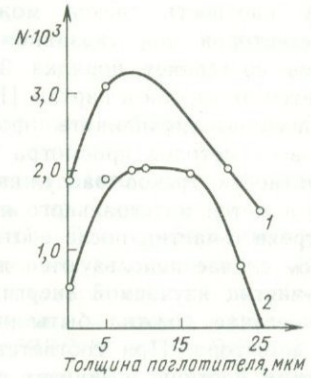


Рис. 1. Зависимость максимального диаметра α-треков радона-222 от времени травления детектора в 20 %-ном водном растворе NaOH при 60 °С

Рис. 2. Зависимость общего числа зарегистрированных α-частиц нитроцеллюлозном детектором (*1*) и количества сквозных треков (*2*) от толщины лавсанового слоя

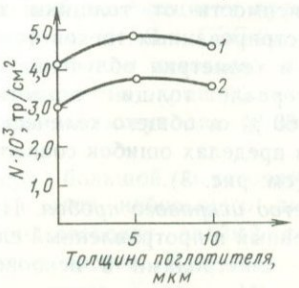


Рис. 3. Зависимость количества треков α-частиц, зарегистрированных в полевых условиях на глубине 60 см от толщины поглотителя

1 — общее количество, *2* — сквозные треки

детектор был без пакета. Облучение проводили на глубине 60 см в течение 15 сут. Химическую обработку проводили одновременно для детекторов, экспонированных в лабораторных условиях и полевых. В пределах ошибок результаты совпали (рис. 3).

Показано, что для повышения эффективности регистрации α-активности радона целесообразно использовать при облучении лавсановые пакеты 5—8 мкм, которые снижают энергию α-частиц и предохраняют детекторы от влаги.

ПРОСМОТР ДЕТЕКТОРОВ

Широкому использованию диэлектрических детекторов мешает трудоемкость и длительность визуального счета треков под микроскопом.

Автоматизация просмотра зависит от количества треков на единицу площади (плотности). Изучение радоновой активности, проводимой в течение года в районе Ташкента с помощью диэлектрических детекторов показало, что среднесуточная активность почвенного радона на глубине 60 см дает от $2 \cdot 10^2$ до $5 \cdot 10^2$ треков на $см^2$. При афтершоках она увеличивается от 3 до 10 раз в зависимости от силы толчка и расстояния от эпицентра. Обычно эксперимент продолжается от 3 до 15 сут, поэтому плотность треков может колебаться от 2 до 5 порядков. Фон детекторов при указанном режиме травления для отечественных образцов составляет порядка 30 $тр/см^2$, а для пленок фирмы Кодак колеблется от партии к партии [10]. Необходимо учитывать, что эти детекторы способны накапливать фон, поэтому их надо хранить в упаковке.

Из всех методов просмотра диэлектрических детекторов для указанной плотности треков заслуживает особого внимания метод искрового пробоя и метод интегрального измерения светового потока, проходящего через треки α-частиц после соответствующего травления [5, 7, 8]. В том и другом случае используются детекторы, толщина которых меньше пробега α-частиц изучаемой энергии в данном веществе. Энергия α-частиц в этом случае должна быть ниже критической для выбранного материала детектора. При соответствующем травлении такой пленки вдоль траектории частицы возникает сквозное отверстие, через которое может пройти искра пробоя при подаче на детектор соответствующего высокого напряжения либо свет [5, 8].

В эксперименте по изучению влияния толщины поглотителя на эффективность регистрации α-частиц радона измеряли плотность сквозных треков в зависимости от толщины поглотителя и их вклад в общее число зарегистрированных треков (см. рис. 2, *2*). Для указанного режима травления и геометрии облучения эффективность появления сквозных треков в интервале толщин поглотителя 8—16 мкм остается равной или более 60 % от общего количества зарегистрированных треков. Эти результаты в пределах ошибок совпали с данными, полученными в полевых условиях (см. рис. 3).

Метод искрового пробоя. При просмотре с помощью искрового пробоя облученный и протравленный слой детектора снимали с основы и помещали между электродами в искровой счетчик. Использовали Jumping spark counter (Институт ядерных исследований АН ВНР, г. Дебрецен). Трех-

разовый пробой проводили при напряжении 800 В, счет треков осуществляли при напряжении 520 В [7].

Измерения количества треков на счетчике показало, что при указанном режиме травления до остаточной толщины детектора 8 мкм и поглотителе 8 мкм эффективность регистрации 90 % при общей плотности треков от 50 до $2 \cdot 10^3$ на 1 см^2. Дальнейшее увеличение числа треков снижает эффективность регистрации счетчика. Так, например, при плотности треков $3 \cdot 10^3$ на 1 см^2 эффективность счета падает до 70 %. Вероятно, в этом случае целесообразно использовать метод «двойной фольги» [8]. В настоящее время он находится в стадии изучения.

Метод интегрального измерения светового потока. Для измерения числа треков, превышающих 10^3 на 1 см^2 был опробован метод измерения потока света, проходящего через сквозные треки α-частиц.

С этой целью детекторы облучали α-частицами продуктов распада радия-226 различное время для получения плотности сквозных треков

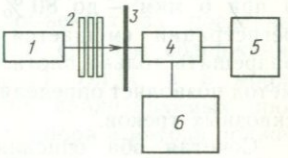


Рис. 4. Схема установки для регистрации светового потока, проходящего через сквозные треки детектора

1 — источник света: лампа накаливания 8 В, 20 Вт и осветитель ОИ-19; *2* — магазин светофильтров; *3* — детектор; *4* — фотоумножитель; *5* — ампервольтметр Ц-4311; *6* — высоковольтный стабилизированный выпрямитель

от 10^3 до 10^5 на 1 см^2. Образцы травили обычным способом до остаточной толщины 10; 8 и 6 мкм.

Схема установки представлена на рис. 4. Поток света от осветителя *1* через соответствующие светофильтры проходит через детектор *3* и попадает на фотоумножитель ФЭУ-11. Ток с фотоумножителя *4* регистрируется амперметром Ц43-11. Питание фотоумножителя происходит от выпрямителя ВСВ-2. Выбор светового спектра, оптимального для чувствительности фотокатода, проводили с помощью магазина светофильтров *2*. Исследовали светофильтры ЖЗС-12 и 13; ЗС-1, 2, 6, 16; СС-8; СЗС-9. Контроль плотности сквозных треков α-частиц проводили на оптическом микроскопе.

Результаты измерения представлены на рис. 5 для отечественной пленки. Наличие линейной зависимости между плотностью треков α-частиц и показаниями прибора дает возможность использовать этот принцип для измерения количества треков. Наибольший коэффициент пропорциональности кривых получили при светофильтрах (ЗС-2 + СЗС-9). Разрешающая способность установки определяется фоном детектора, который зависит от остаточной толщины слоя (интенсивности окрашивания и различного вида примесей, которые при травлении могут давать сквозные каналы произвольной формы и размера).

Можно видеть (см. рис. 5), что при большой остаточной толщине (10 мкм) фон наименьший, но за счет небольшого диаметра сквозных треков (4 мкм) через детектор проходит слабый световой поток, который мало меняется с плотностью треков. При этом режиме травления образуется лишь 30 % сквозных треков. Увеличение диаметра

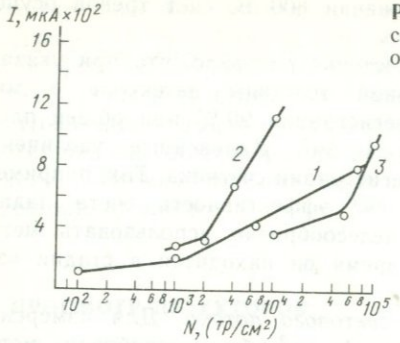


Рис. 5. Зависимость силы тока от плотности сквозных треков в детекторе при различной остаточной толщине

1 — 10 мкм; *2* — 8 мкм; *3* — 7 мкм

треков и уменьшение толщины слоя приводит к увеличению сквозных треков: при толщине слоя в 8 мкм их количество возрастает до 50 % а при 6 мкм — до 80 %. Однако при этом фон увеличивается, а порог регистрации смещается вправо. В последнем случае надежно можно разрешать только плотности треков $5 \cdot 10^4$ тр/см^2 (см. рис. 5, *3*). Данный метод позволяет определять число треков, начиная с плотности $2 \cdot 10^3$ тр/см^2 сквозных треков.

Сочетая оба описанных метода автоматического просмотра, можно достаточно быстро получать информацию о содержании радона в почве и природных водах с помощью диэлектрических детекторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кузнецов И. В., Коваль Г. И.* Установка для непрерывного контроля концентрации радона в воде. Препринт 13—80—402, ОИЯИ, Дубна, 1980, 3 с.
2. *Султанходжаев А. Н., Тыминский В. Г., Спиридонов А. И.* Радиоактивные эманации при изучении геологических процессов. — Ташкент: Фан, 1979, с. 76—90.
3. *Fleischer R. L., Mogro-Campero A.* Techniques and principles for mapping of integrated radon emanation within the earth: GE prepr. N 78CRO93. 1978. 8 p.
4. *Mogro-Campero A., Fleischer R. L., Likes R. S.* Changes in subsurface radon concentration associated with earthquakes. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, N B6, p. 3053—3057.
5. *Monin M. M.* Methods of automatic scanning of SSNTDs. — Nucl. Instrum. and Meth., 1980, vol. 173, p. 63—72.
6. *Sadovsky M. A.* et al. The processors preceding strong earthquakes in some regions of Middle Asia. — Tectonophysics, 1972, vol. 14, N 3/4, p. 295—307.
7. *Somogui G.* et al. Automatic spark counting of alpha-tracks in plastic foils. — Nucl. Track Deteck., 1978, vol. 12, p. 191.
8. *Somogui G., Dajko G.* A proposal for spark counting at high track densities. — IN: SSNTDs. Oxford; New York: Pergamon press, 1980, p. 371—379.
9. *Tanaka F., Makino H., Maki Y.* A device fo continuous moving of film to measure radon by α-track method. — Radioisotopes, 1978, vol. 27, N 5, p. 34—36.
10. *Wilson G., Abu-Yarad F.* Background tracks in LR115 (type II) plastic. — Nucl. Track Detect., 1980, vol. 4, p. 123.

УДК 550.4

Ю. И. Стахеев, А. Х. Фатыхов

НЕДИСПЕРСИОННЫЙ АТОМНО-АБСОРБЦИОННЫЙ РТУТНЫЙ ФОТОМЕТР И МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ РТУТИ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

Ртуть и ее природные соединения характеризуются низкими значениями энергий связи с породообразующими минералами и высокими значениями коэффициентов диффузии в горных породах. Это позволяет надеяться на то, что изменения величин механических напряжений в породах, предшествующие землетрясениям, должны приводить к изменениям величины потока ртути из недр и, следовательно, изменениям содержания ртути в подземных водах и газах.

Содержания ртути в гидросфере 5—10 лет тому назад оценивались в $30—1000 \cdot 10^{-9}$ г/л [3, 8]. Повышение чувствительности аналитической техники и совершенствование методик анализа вместе с резким увеличением объема анализов ртути в природных объектах за последнее десятилетие привели к переоценке этих величин. В среднем содержания ртути в пресных водах по данным работ [6, 7] 1нг/л, а в морях и океанах — 5 нг/л. Это значит, что при объеме анализируемых проб в 500—1000 мл, абсолютный предел обнаружения прибора и метода должен быть ниже 0,1 нг. Определение столь малых количеств, кроме технических затруднений, связанных с достижением высокой чувствительности, приводит и к ряду методических осложнений, связанных с необходимостью контроля уровня загрязнений из атмосферы, контролем используемых конструкционных материалов, посуды, реактивов и т. д.

Нами разработана конструкция недисперсионного атомно-абсорбционного ртутного фотометра, обладающего характеристиками, необходимыми для определений содержаний ртути, при ее содержаниях ниже кларковых, в природных водах, а также атмосферном и почвенном воздухе.

Анализ содержаний ртути производится путем измерения интегрального значения величины поглощения излучения с длиной волны 2537 Å парами ртути в трубчатой кювете *2* (рис. 1), через которую пары прокачиваются с потоком воздуха. Излучение линии ртути с указанной длиной волны возбуждается в газоразрядной лампе ДРТ-375 *1* транзисторным генератором колебаний 7 с частотой 10 кГц. Лампа потребляет 0,6 Вт. Генератор питается от стабилизированного источника постоянного напряжения *6*. Излучение источника света, прошедшее через кювету, регистрируется фотоумножителем ФЭУ-39 *3* с кварцевым окном. Фотоумножитель питается от стабилизированного преобразователя *8* напряжением 800 В, при токе через делитель 200 мкА. Сигнал с фотоумножителя поступает на истоковый повторитель *4* на двух полевых транзисторах и записывается самописцем *5* типа КСП-4.

Величина поглощения света в кювете пропорциональна количеству паров ртути, находящихся в ней в широком (до 10^4) интервале содержаний. Чувствительность прибора недостаточна для прямого анализа паров ртути, содержащихся, например, в атмосферном воздухе. Поэтому для определения малых количеств ртути используется их накопление из

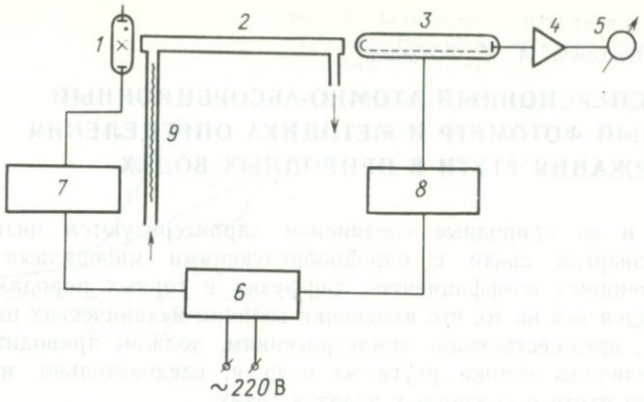


Рис. 1. Блок-схема недисперсионного атомно-абсорбционного ртутного фотометра

1 — ртутная лампа ДРТ-375; *2* — трубчатая кювета; *3* — фотоумножитель ФЭУ-39; *4* — истоковый повторитель; *5* — самописец КСП-4; *6* — стабилизатор напряжения; *7* — ВЧ генератор; *8* — высоковольтный преобразователь напряжения; *9* — золотой сорбент

большого объема на струнном золотом сорбенте *9*. Сорбент представляет собой спираль из нихромовой проволоки диаметром 0,2 мм и длиной 25 см, на которую виток к витку намотана золотая проволока диаметром 20 мкм и массой 40—50 мг. Спираль размещена в кварцевой трубке с внутренним диаметром 3 мм и внешним — 6 мм, длиной 160 мм. При величине потока газа 0,1—1,0 л/мин через сорбент на золоте сорбируется более 95 % ртути, содержащейся в воздухе. Введение паров ртути, накопленных на сорбенте, в фотометр для измерений осуществляется при кратковременном в течение 3 с нагревании спирали электрическом током до 400—500 °С.

Для калибровки фотометра используется введение в кювету дозированного количества воздуха, насыщенного парами ртути при температуре окружающего воздуха: 1 $см^3$ воздуха при 20 °С содержит 13,19 нг насыщенных паров ртути [10]. Комплект трех газовых эталонов с различными объемами воздуха обеспечивает при 20 °С дозировку 1380, 538 и 237 пг паров ртути. Этого достаточно для построения градуировочных графиков, проверки их линейности и определения воспроизводимости отсчетов фотометра. Многократные (более 20) измерения показали, что при регистрации 1380 пг ртути воспроизводимость фотометра характеризуется коэффициентом вариации 3,8 %. Предел обнаружения фотометра (3σ) — 50 пг ртути. Величиной, пропорциональной количеству ртути, введенному в фотометр, является площадь фигуры, записанной самописцем, либо при прямом введении ртути в фотометр, либо после десорбции ртути с золотого сорбента при его нагревании.

При изготовлении всех газовых коммуникаций фотометра исключалось применение металлов, активно сорбирующих ртуть. Из пластмасс предпочтительны фторопласт и полиэтилен, допустимы в качестве соединительных отрезки резиновых трубок, в том числе и из силиконовой резины. В отсутствие паров воды хорошо ведут себя стекло и кварц. Заметно сорбируют и затем в течение длительного времени отдают ртуть

трубки из полихлорвинила. Поэтому перед использованием каких-либо материалов для коммуникаций необходима их проверка на зараженность и сорбцию ртути. В некоторых случаях, например при замене трубок или значительном (5—15 °С) снижении температуры окружающего воздуха, приходится проводить насыщение коммуникаций фотометра до рабочих содержаний ртути от газового эталона. После пропускания через фотометр значительных количеств ртути или после пребывания фотометра в помещении с повышенным содержанием ртути в воздухе необходима дегазация фотометра пропусканием через коммуникации чистого воздуха.

При анализе воды используется стадия перевода ртути, содержащейся в воде, в газовую фазу, а при низких ее содержаниях — концентрирование на золотом сорбенте. Для этого к анализируемой пробе воды добавляют раствор, восстанавливающий ртутные соединения до элементной ртути. Воздух, барботирующий через анализируемую воду, при этом прокачивается микрокомпрессором в замкнутой системе через сорбент.

Широко используемые в отечественной и мировой практике восстановители, представляющие собой кислые растворы хлоридов тяжелых металлов: олова, кадмия, титана [1, 2, 4, 5, 9] или щелочные — станната натрия [1], непригодны для определений ртути в воде, содержащей даже следы сероводорода. Образующийся при добавке этих восстановителей тонкодисперсный, с большой удельной поверхностью осадок сульфидов этих металлов полностью сорбирует восстановленную ртуть.

Мы использовали в качестве восстановителя 2 %-ный раствор борогидрида натрия ($NaBH_4$) в дистиллированной воде. Восстановитель при доведении раствором КОН до $pH = 12$ и хранении в темноте стабилен в течение месяца.

Проверка действия на растворах, содержащих ртуть как в виде неорганических, так и органических ее соединений, показала, что природа раствора, его pH значительно сказываются на константе скорости реакции восстановления. После добавления 1 мл раствора восстановителя к 500 мл анализируемой воды при температуре 20° необходим 60-минутный барботаж воздуха. При анализе проб природных вод нужна проверка полноты восстановления и накопления восстановленной ртути на сорбенте за выбранное время накопления. Для снижения уровня холостого опыта необходима продувка свежеприготовленного раствора восстановителя в течение 30 мин с целью удаления следов ртути, содержащейся на стенках посуды и реактивах. Посуда, в которой транспортируются пробы и проводится восстановление, до и после использования должна ополаскиваться 0,01 %-ным раствором бихромата калия в 5 %-ной азотной кислоте для удаления следов сорбированной ртути.

Воспроизводимость используемой методики при 5-кратном анализе проб воды скважин Явроз холодный и горячий (Таджикистан) составила 12 %, при анализе проб водопроводной воды в Душанбе — 8 %. Правильность анализа воды скважин Явроз и Файзабад проверялась методом добавок, когда к пробам воды добавлялись растворы, содержащие 1 и 2 нг ртути. Расхождения результатов анализов методом добавок и по принятой методике не превышали 20 отн. %.

При хранении и транспортировке проб воды, содержащих ртуть в количестве значительно меньше, чем 1 мкг/л, наблюдается эффект сорбции ртути на стенках стеклянной посуды, приводящий к снижению содержания

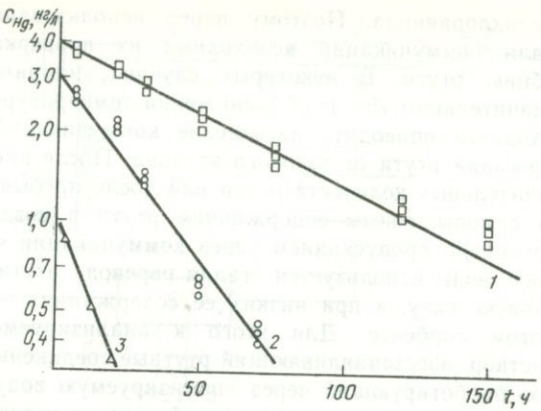


Рис. 2. Кинетика потерь ртути из воды при хранении в стеклянной посуде

1 — вода скважины Явроз горячий; *2* — вода скважины Явроз холодный; *3* — раствор нитрата ртути в дистиллированной воде

ртути в воде. Скорость этого процесса зависит от материала и способа обработки посуды, солевого состава воды, содержания ртути. Быстрее всего сорбируется ртуть из искусственно приготовленных растворов. Если ртуть в воде содержится в виде нитрата, то время на уменьшение содержания от 1 нг/л до 0,5 нг/л составляет 14 ч (рис. 2). Для воды скважины Явроз горячий время уменьшения содержания вдвое составляло 67 ч, для скважины Явроз холодный — 32 ч. С этим эффектом нельзя не считаться, и следует анализировать пробы непосредственно после пробоотбора. Когда это невозможно, необходимо введение поправок на потери при хранении и транспортировке.

Приводимые в таблице результаты определения содержания ртути в природных водах Таджикистана получены при накоплении ртути на сорбентах непосредственно после отбора проб с последующим определением ртути на сорбентах в лабораторных условиях. Режимные измерения содержания ртути в воде скважин Файзабад и Явроз проводили на пробах, доставленных в лабораторию.

Содержания ртути в поверхностных пресных и скважинных водах Таджикистана близки к кларковым. Анализ таких низких содержаний является сложной задачей и требует особой тщательности на всех этапах, начиная с пробоотбора, транспортировки и хранения проб.

Относительно величины вариаций содержания ртути в подземных водах за месячный отрезок можно заметить, что количество факторов, влияющих на изменения содержаний ртути, степень их влияния при низких содержаниях ртути должно быть выше, чем в тех случаях, когда ее содержания относительно высоки. Только часть этих изменений может быть связана с сейсмической активностью. Поэтому возникает задача выделения из всех вариаций содержаний ртути той их части, которая связана с сейсмичностью района наблюдений, а также вида этих взаимосвязей. Тем не менее результаты месячной регистрации содержаний ртути в скважинных водах показали, что даже в период невысокой сейсмической активности, когда сила малочисленных толчков не превышала 3 баллов, содер-

Содержание ртути в природных водах Таджикистана

Источник воды	Содержание ртути, нг/л	Источник воды	Содержание ртути, нг/л
Скв. Файзабад 2ф	0,06—3,1*	Скв. Лучоб 3Л	1,8
Скв. Файзабад 4ф	0,33—2,30*	Источник, Ходжа-Оби-Гарм	1,2
Скв. Явроз холодный	0,40—7,5	Река Мазар, Ходжа-Оби Гарм	5,4
Скв. Явроз горячий	0,56—5,1	Родник, пос. Семиганч	1,8
Ск. Орджоникидзеабад 1-О	0,78	Вода водопроводная, Душанбе	1,2—3,8*
Скв. Гульбиста 5Г	1,0		
Ходжа-Оби-Гарм, куст 4, скв. 4С	3,0		

* Интервал содержаний за период 30.10 1979—29.11 1979 г.

жания ртути в воде изменялись более чем на порядок, коррелируя с энергией сейсмических толчков и предшествуя им. Полученные данные поэтому позволяют считать ртуть весьма перспективным предвестником землетрясений. Окончательные выводы относительно этого можно сделать только после более длительного периода накопления фактического материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виткун Р. А., Зелюкова Ю. В., Полуэктов Н. С.* Атомно-абсорбционное определение ртути. — Зав. лаб., 1974, т. 40, с. 949—951.
2. *Полуэктов Н. С., Виткун Р. А., Зелюкова Ю. В.* Определение миллиграммовых количеств ртути по атомному поглощению в газовой фазе. — Ж. аналит. химии, 1964, т. 19, вып. 8, с. 937—940.
3. *Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А.* Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972, с. 74.
4. BITC standartization of methods for the determination of traces of mercury. 5. Determination of total mercury in waters. — Anal. chim. acta, 1979, vol. 109, p. 209—228.
5. *Hatch W. R., Ott W. L.* Determination of submicrogram quantities of mercury by AAS. — Anal. Chem., 1968, vol. 40, N 14, p. 2085—2087.
6. *Matsunaga K., Goto T.* Mercury in the air and precipitation. — Geochem. J., 1976, vol. 10, N 3, p. 107—111.
7. *Mukherjii P., Kester D. R.* Mercury distribution in the Gulf Stream. — Science, 1979, vol. 204, N 4388, p. 64—65.
8. *Topping G., Pirie J. M.* Determination of inorganic mercury in natural waters. — Anal. chim. acta, 1972, vol. 62, N 1, p. 200—203.
9. *Ure A. M.* The determination of mercury by non-flame atomic absorption and fluorescence spectrometry. — Anal. chim. acta. 1975, vol. 76, N 1, p. 1—26.
10. Handbook of chemistry and physics / Ed. R. E. Weast. 51th ed. Chem. Rubber Co, 1970—1971, p. D 108.

УДК 550.42 : 546.293

В. С. Лебедев, С. С. Сардаров, М. М. Мирзалиев

АВТОМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА РЕГИСТРАЦИИ СОСТАВА ГАЗА САМОИЗЛИВАЮЩИХ СКВАЖИН ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Важнейшее значение для разработки методов прогнозирования землетрясений имеет аппаратура и методика проведения режимных наблюдений за вариациями геохимических параметров на природных объектах (скважинах, источниках).

В данной работе рассмотрим возможности автоматизации процесса режимных наблюдений за вариациями состава газов самоизливающих скважин.

Основной задачей режимных наблюдений является установление с наименьшими погрешностями временных вариаций состава газа. В настоящее время режимные наблюдения за вариациями состава газов выполняются в основном дискретным способом: путем отбора пробы газа (и дегазации воды), транспортировки пробы и определения состава газа в лаборатории [1—3]. Такая методика не позволяет увеличить частоту определения более 3—4 анализов в сутки, и то в случае близкого расположения исследуемого объекта и лаборатории. Кроме того, существующие методы отбора проб газа и дегазации вод не исключают захвата тех или иных количеств воздуха. Все это (отбор, дегазация, транспортировка и анализ) приводит к снижению точности измерений, которая, как правило, не лучше $\pm 10\ \%$.

Автоматизация процесса отбора пробы, анализа и приближения газоанализатора к исследуемому объекту позволит повысить частоту определений и значительно снизить их погрешности. Автоматизировать процесс регистрации состава газа можно различными методами: хроматографическим, оптико-акустическим, спектроскопическим, лазерным и др. При выборе метода измерения был учтен опыт химических, металлургических и других производств, где широко используются автоматические системы регистрации состава газов.

Мы остановились на наиболее доступном и простом методе — хроматографическом. Для этой цели на базе промышленного хроматографа ХП-499 [4], используемого для автоматического контроля состава газов химических производств, была разработана система регистрации состава газа самоизливающих скважин.

Автоматическая система регистрации состава газа состоит из двух основных частей: дегазатора (газоотделителя) и системы регистрации.

Для автоматизации процесса извлечения газов из вод самоизливающих скважин был использован принцип сообщающихся сосудов. Газоотделитель представляет собой цилиндр с внутренней трубкой, по которой снизу поступает вода из скважин, по системе сообщающихся сосудов вода вытекает из цилиндра, а выделяющийся газ скапливается в верхней части цилиндра, откуда и поступает в систему регистрации. Дегазация воды происходит вследствие снижения давления до атмосферного и разбрызгивания струи воды при вытекании через сопла внутренней трубки.

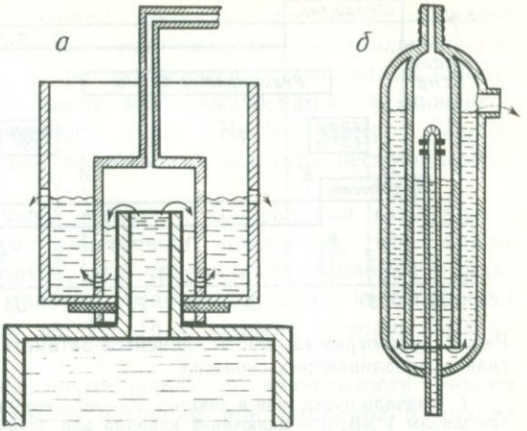


Рис. 1. Схема дегазаторов непрерывного действия

а — скважина Дузлак-25; *б* — скважина Махачкала-22Т

Схемы двух дегазаторов, используемых в Дагестане на скважине Дузлак-25 (*а*) и термальной скважине Махачкала-22Т (*б*), представлены на рис. 1. Конструкция дегазатора, его размеры и материал определяются конструкцией устья скважины, потоком воды и ее газонасыщенностью.

В качестве регистрирующего прибора использован хроматограф ХП-499, модернизированный применительно к нашим требованиям. Хроматограф ХП-499 предназначен для анализа углеводородных и неуглеводородных газов в изотермическом режиме при температуре от 25 до 120 °С. Детектирование осуществляется четырехплечевым детектором теплопроводности. Прибор обеспечивает автоматическое дозирование газовой пробы из потока, разделяет смесь на составляющие компоненты и определяет их концентрации (переключение пределов измерений автоматизировано).

Хроматограф снабжен переключающейся системой набивных колонок. Дистанционные пневматические клапаны осуществляют дозирование пробы и переключение режима работы колонок. Управление клапанами осуществляется сжатым воздухом с помощью электромагнитных клапанов ЭНДК. Последовательность операций, выполняемых хроматографом, и их длительность задаются командным прибором МКП-499, который обеспечивает автоматическое переключение пневматических и электрических цепей (до 10 цепей) и меняет длительность циклов от 3 мин до 18 ч.

Модернизация хроматографа коснулась узлов подготовки газа-носителя, пуска пробы исследуемого газа в прибор. Осуществлена автоматическая подача в хроматограф при каждом цикле анализа контрольного газа, автоматизирована цепь включения компрессора пневматической системы, разработана программа автоматического переключения отдельных узлов системы и их длительность с помощью командного прибора МКП-499 применительно к исследуемому газу.

Проведенная модернизация позволила полностью автоматизировать работу системы регистрации состава газа в течение длительного периода времени.

В хроматографе установлена колонка длиной 2,75 м, заполненная молекулярными ситами 5 Å, температура колонки 45—50 °С (на 10—15 °С выше окружающей), газ-носитель — аргон. Эта система позволяет определять He, H_2, O_2, N_2, CH_4. В случае необходимости исследования других компонентов можно использовать колонки с другими сорбентами.

Кратко рассмотрим работу отдельных узлов системы. Исследуемый газ из дегазатора непрерывно поступает в систему регистрации. В цепи

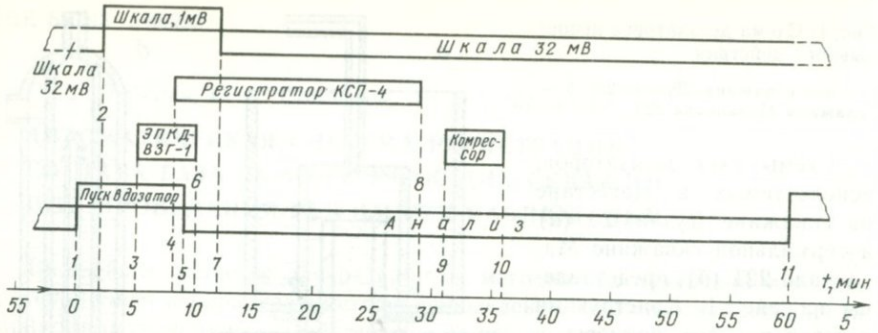


Рис. 2. Циклограмма работы элементов автоматической системы регистрации состава газа самоизливающих скважин

1 — начало пуска газа в дозатор; *2* — выключение шкалы регистратора 32 мВ и включение шкалы 1 мВ; *3* — включение клапана для подачи газа в хроматограф; *4* — включение потенциометра КСП-4; *5* — прекращение пуска газа в дозатор; *7* — выключение шкалы регистратора 1 мВ и включение шкалы 32 мВ; *8* — выключение КСП-4; *9* — включение компрессора для подкачки газа в пневматическую систему; *10* — выключение компрессора; *11* — пуск газа в дозатор — начало нового цикла анализа

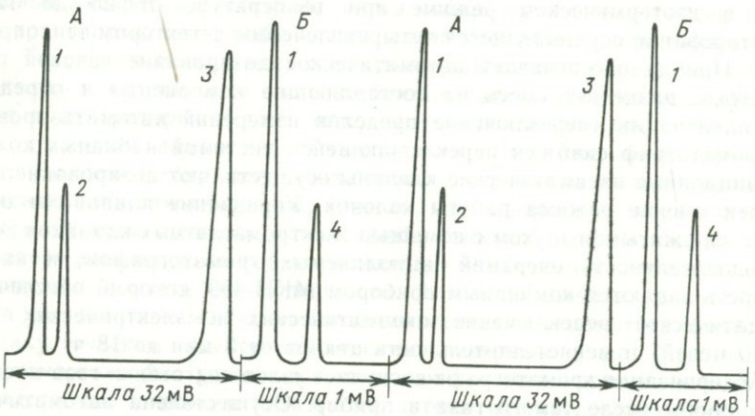


Рис. 3. Хромотограммы исследуемого и контрольного газа. Запись в автоматическом режиме (два цикла анализа при режиме цикл в 1 ч)

Пик: *1* — азота; *2* — кислорода; *3* — метана; *4* — гелия; *А* — контрольный газ; *Б* — исследуемый газ

подачи исследуемого газа установлены электромагнитные клапаны (ЭПДК), позволяющие автоматически переключать подачу исследуемого газа в хроматограф или сторону сброса газа в атмосферу. По команде «пуск» с помощью ЭПДК исследуемый газ через осушитель (хлористый кальций) поступает в хроматограф. Длительность пуска газа в хроматограф при каждом цикле анализа составляет 5—6 мин: первые 3 мин осуществляется продувка коммуникаций исследуемым газом, затем следующие 3 мин — продувка дозы газом. Такая система пуска газа в хроматограф позволяет обеспечить длительную работу осушителя (в течение недели) и полностью промыть коммуникации исследуемым газом.

Для постоянной проверки работы хроматографа после каждого цикла анализа в прибор автоматически подается контрольный газ (воздух из накаченной емкости) и при построении вариационных кривых используются отношения высот пиков на хроматограмме компонентов исследуемого и азота контрольного газа (He/N_2 контр.; CH_4/N_2 контр. и т. д.). Такая операция позволяет исключить нестабильности в работе хроматографа.

Учитывая тот момент, что исследуемый и контрольный газы поступают в дозу под некоторым избыточным давлением, что может привести к искажению результатов, для уравнивания давления в дозе программа работы командного прибора установлена такой, чтобы клапан пуска газа в дозу закрывался на 10—15 с раньше клапана выхода газа из дозы.

Принципиальная схема последовательности и длительности циклов работы отдельных узлов системы регистрации при цикле один анализ в час применительно к газу скважины Махачкала-22Т (He — 0,025 %, H_2 — 0,005 %; N_2 — 57,7 %; CH_4 — 24,7 %; CO_2 до 15 %) представлена на рис. 2 (не учтена подача контрольного газа). В качестве примера на рис. 3 приводятся записи хроматограмм двух аналитических циклов с контрольным газом в автоматическом режиме при цикле один анализ в час газа из скважины Дузлак-25 (He — 0,037 %; N_2 — 1—2 %; CH_4 — 72 %).

Погрешность определения состава газа хроматографом в автоматическом режиме рассчитывали по контрольному газу. Результаты 24 определений (один анализ в час в течение 24 ч) при доверительном интервале 0,95 дали погрешность ± 1 %.

Автоматическая система регистрации состава газа самоизливающих скважин была опробована на двух объектах: Махачкала скв. 22Т и Дузлак скв. 25. Дегазатор устанавливали как непосредственно на устье скважины (Дузлак), так и на некотором отдалении (Махачкала). Регистрирующую аппаратуру устанавливали в полевом передвижном домике непосредственно рядом со скважиной, энергопитание осуществляли от сети переменного тока напряжением 220 В.

Длительная эксплуатация автоматической системы (1977—1981 гг.) показала ее устойчивую работу как в летний, так и в зимний периоды. Автоматическая система может быть использована для проведения режимных наблюдений за вариациями состава газа самоизливающих скважин в комплексе с другими геохимическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Войтов Г. И., Осика Д. Г., Карпов В. П.* и др. Вариации химического состава природных газов и содержание ^{13}C в CO_2 и CH_4 в газах минеральных источников Зурамакент при заполнении водохранилища Чиркейской ГЭС (Дагестан). — Геохимия, 1979, № 3, с. 378—383.
2. *Осика Д. Г.* Опыт разработки и перспективы практического использования геохимических и гедрологических методов прогноза места, силы и времени мелкофокусных землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 354—364.
3. *Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г.* Методические рекомендации к гидрогеосейсмологическим исследованиям. Ташкент: Фан, 1980. 51 с.
4. Хроматограф промышленных XII-499: Техническое описание и инструкции по эксплуатации. М.: Московский завод «Хроматограф», 1975. 102 с.

УДК 550.4

А. С. Пономарев, В. В. Линьков

ХРОМАТОГРАФИЧЕСКАЯ УСТАНОВКА НА БАЗЕ ХРОМАТОГРАФА ХП-499 ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ АЗОТА, МЕТАНА И АРГОНА

Преимуществом хроматографического метода является возможность применения метода внутренней нормализации, когда концентрация каждого из компонентов рассчитывается как отношение площади пика этого компонента к сумме площадей пиков остальных компонентов с учетом весовых коэффициентов, измеренных или взятых из таблиц. Таким образом, отпадает необходимость градуировки прибора, трудно осуществимой в условиях опытных полигонов.

В последнее десятилетие газовые хроматографы с ручным управлением находят все большее применение для регистрации геохимических предвестников землетрясений [1]. Наибольшей методической трудностью в применении газовой хроматографии является корректный отбор и транспортировка газовой пробы для анализа в геохимическую лабораторию ввиду возможности «заражения» пробы атмосферными газами. По этой и другим причинам целесообразно использование автоматического хроматографа, установленного непосредственно на скважине. Однако промышленность выпускает пока только один тип автоматического хроматографа геохимического назначения для анализа исключительно углеводородов [3].

В этой связи представлялось целесообразной разработка хроматографической установки на базе промышленного автоматического хроматографа ХП-499. Для выделения газа из воды термального источника и подачи в хроматограф было разработано устройство газовыделения [2].

Автоматический режим измерений был осуществлен посредством модификации схем измерения и программного управления хроматографа ХП-499, выразившейся в следующем.

Для снабжения сжатым воздухом командной пневмоавтоматики хроматографа был смонтирован блок пневмоснабжения, состоящий из балластной емкости, манометра, регулятора давления и компрессора СО-45А, запускаемого в период измерений от блока программного управления КЭП-12У.

Для устранения возможности попадания следов паров воды и сероводорода в измерительный тракт хроматографа наряду с использованием входного фильтра с аскаритом был применен принцип обратной полупродувки колонок для отсечения паров воды и сероводорода на входной колонке, заполненный синтетическим сорбентом «Порапак Q». После прохождения анализируемой смеси через входную колонку отделенные от нее пары воды и сероводород по команде от блока программного управления выдувались на выброс.

Для получения команд продолжительностью 2—3 мин при 4-часовом цикле измерения был изменен профиль кулачкового механизма блока командного управления КЭП-12У.

Разделение N_2, Ar и следовых количеств CH_4 осуществляли на рабочей

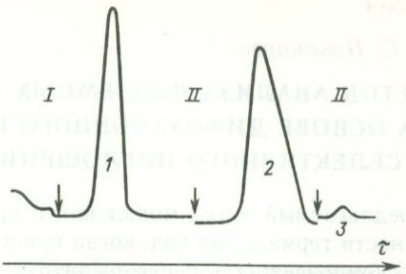


Рис. 1. Пример хроматограммы, полученной на автоматическом хроматографе (колонка — СаА, газ-носитель — гелий)

I — ввод пробы; II — переключение шкалы. Пик: *1* — аргона (1,8 об. %), *2* — азота (98 об. %); *3* — метана (0,07 об. %)

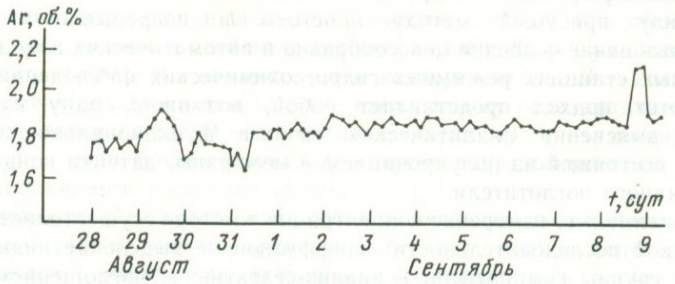


Рис. 2. Фрагмент временной диаграммы изменения содержания аргона (в об. %) в спонтанном газе

колонке длиной 2 м, заполненной цеолитом СаА (фракция 0,25—0,5 мм). Газом-носителем был гелий (v=40 см^3/мин). Время анализа — 25 мин, общее время цикла 4 ч (6 измерений в сутки). На рис. 1 приведена типовая хроматограмма смеси аргона, азота и метана. На рис. 2 приведена временная диаграмма изменения содержания Ar с 28.08.1981 по 09.09.1981 г. Небольшой объем полученных данных не позволяет пока ответить на вопрос, почему изменчивость содержания аргона в средней части кривой не выходит за пределы паспортной воспроизводимости анализов хроматографа ХП-499 (3—4 % при ручной оценке площади хроматографических пиков оператором), а на остальных участках кривой ее превосходит. В целом предварительные опыты показали удовлетворительную работоспособность хроматографической установки в условиях опытного полигона, за исключением блока пневмоснабжения, подвергнутого к настоящему времени значительной переделке.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Зиган Ф. Г.* Особенности формирования газового состава термоминеральных вод. — В кн.: Гидрогеохимические особенности некоторых сейсмоактивных зон Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977, с. 54.
2. *Могилевский А. Н., Славный В. А., Субочев А. И.* и др. Автоматическая установка для регистрации геохимических предвестников землетрясений. — Наст. сб., с. 157.
3. Проспект хроматографа «Геохром-275». М.: / НПО «Геофизика», МИНГЕО СССР, 1980.

УДК 550.4

А. С. Пономарев

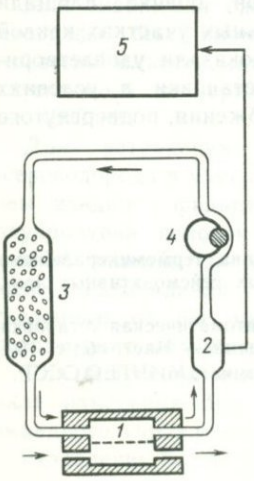
МЕТОД АНАЛИЗА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ОСНОВЕ ДИФФУЗИОННОГО РАЗДЕЛЕНИЯ И СЕЛЕКТИВНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ

Предлагаемый метод может найти применение для анализа подземных, в частности термальных вод, когда присутствующие примеси, агрессивность и многокомпонентность раствора затрудняют прямое применение спектральных, хроматографических и других методов.

В силу присущей методу простоты и непрерывности анализа его использование особенно целесообразно в автоматических и существенно автономных станциях режимных гидрогеохимических наблюдений. Вместе с тем этот подход представляет собой, возможно, одну из первых попыток выяснения аналитических свойств функционально связанной системы, состоящей из полупроницаемой мембраны, датчика концентрации и селективного поглотителя.

Принципиально измерение концентрации в методе осуществляется в виде циклической последовательности: «диффузионное выделение индивидуального или группы компонентов — анализ-селективное поглощение». Стадия «селективного поглощения» необходима для освобождения внутреннего объема замкнутого измерительного контура от вещества с определяемой концентрацией и для поддержания стационарных парциальных диффузионных потоков веществ через мембрану.

Общая схема предлагаемого метода представлена на рис. 1. Суть процесса измерения заключается в следующем. Из линии подачи пробы через пористую мембрану *1* с выбранными свойствами диффундирует в измерительный контур один или несколько компонентов, уносится (или уносятся) потоком вещества-носителя в детектор, вызывая сигнал в электронной схеме регистрации *5* и затем поступает (поступают) в колонку с селективным поглотителем, необратимо осаждаясь на нем. Очевидно, что вещество-носитель (это жидкость или газ) должно обладать следующими свойствами: во-первых, резко отличаться по свойству детектирования от измеряемых компонентов и, во-вторых, не сорбироваться или мало сорбироваться на колонке с поглотителем. Очищенное вещество-носитель вновь поступает в диффузионную ячейку, унося в детектор диффундирующий компонент и т. д.



Динамические свойства системы, характер временного хода концентрации во внешней линии подачи пробы, продолжительность работы контура без перезарядки описывается тремя уравнениями

Рис. 1. Принципиальная схема измерительного контура

1 — мембрана; *2* — детектор; *3* — поглотитель; *4* — насос; *5* — регистратор

(1—3) соответственно

$$t_3 = \frac{V}{v} + \frac{l^2}{6D_э}, \quad (1)$$

$$C_2 = \frac{Dc_1 S}{lv}, \quad (2)$$

$$t = \frac{Mg}{nC_1 v}, \quad (3)$$

где $D_э$ — эффективный коэффициент диффузии нестационарного процесса диффузии ($см^2/с$); S и l — площадь ($см^2$) и толщина (см) диафрагмы; v — скорость циркуляции вещества-носителя ($см^3/с$); V — объем магистрали от диффузионной ячейки до детектора ($см^3$); C_1 и C_2 — концентрация компонента в среде и в измерительном контуре (мг/л); D — стационарный коэффициент диффузии ($см^2/с$); t — время между перезарядками поглотительной колонки (сут); M — масса поглотителя (г); q — удельная емкость (мг/г); n — число циклов в сутки; $t_з$ — время запаздывания при установлении стационарного состояния (мин).

Выражение (1) представляет собой решение уравнения нестационарной диффузии [4] с учетом времени добегания волны концентрации от диффузионной ячейки до детектора, уравнения (2) и (3) получены из рассмотрения материального баланса.

Из приведенных уравнений следуют некоторые особенности конструктивного оформления метода. Из первого уравнения очевидно, что время быстродействия (т. е. малые t_3) будет меньше при малых V и l, однако v целесообразно уменьшать только до известных пределов, поскольку v наряду с D определяет величину концентрации измерямого вещества внутри измерительного контура. Стремление к малым l (практически 15, 10 и менее микрон) означает необходимость располагать мембрану на подложке — сетке.

Три функциональных элемента измерительного контура (мембрана, детектор, поглотитель) в рамках предлагаемого метода и в зависимости от их свойств допускают несколько вариаций в достижении полезного эффекта. Рассмотрим основные из них.

Вариант 1. Мембрана обладает высокой селективностью по отношению к одному измеряемому компоненту. В этом случае вообще не требуется селективности от детектора и поглотителя. Следует, однако, отметить относительно редкую возможность реализации этого варианта.

Вариант 2. Мембрана селективна только к группе веществ, одно из которых измеряется селективным к нему детектором. В этом случае поглотитель может быть любым: поглощать всю группу или только измеряемый компонент.

Вариант 3. Мембрана обладает групповой селективностью, детектор также реагирует на всю группу, но поглотитель селективен только к измеряемому компоненту. Тогда измерение одного компонента возможно лишь при жестком условии: сопутствующие компоненты в исследуемой среде не меняют своей концентрации.

Вариант 4. Все три элемента обладают групповой селективностью. В этом случае возможно лишь групповое определение концентрации, однако

есть опасность искажения суммарной концентрации за счет диффузионного фракционирования в мембране.

В качестве конкретного примера использования предлагаемого метода приводится схема измерения концентрации растворенного в природных водах углекислого газа [3]. Полиэтиленовая мембрана диаметром 30 мм, толщиной 15 мк располагается в диффузионной ячейке на подложке—сетке из нержавеющей стали. Детектором служит датчик электропроводности в комплекте с кондуктометром ММ34-04, схема которого перестроена на синхронное детектирование с преобразователем напряжения В9-2 и с выходом на самописец КСП-4. Веществом-носителем служит дистиллированная вода ($R \sim 10^7$ Ом), в качестве поглотителя используется ионообменная колонка, заполненная смесью (1 : 1) анионита АВ-17 в OH^--форме и катионита КУ-2 в H^+-форме.

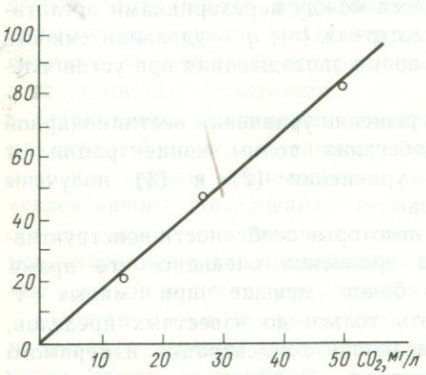


Рис. 2. Градуировочный график зависимости сигнала от концентрации растворенного в воде CO_2

На градуировочном графике (рис. 2) можно видеть линейную зависимость сигнала от величины концентрации растворенного CO_2, что и следует из уравнения (2). Разброс значений составляет в среднем 2,5 % от измеряемой величины. Как известно, полиэтиленовая мембрана, кроме CO_2, пропускает O_2 и N_2, но поскольку из этих газов только CO_2 образует при растворении заряженные ионы, датчик электропроводности может быть рассмотрен в данном случае как селективный по отношению к CO_2. Очевидно, что приведенный пример представляет собой реализацию предлагаемого метода по варианту 2. Для сравнения отметим, потенциометрические датчики растворенного CO_2 в воде, работающие в непрерывном режиме измерений, имеют погрешность ± 15 % [1], кулонометрические ± 4 %.

Для осуществления многопараметрового анализатора целесообразно построение системы параллельных измерительных контуров на основе одного многоканального насоса, например, перистальтического. Система параллельных контуров обеспечивает и независимый выбор основных элементов контура и отсутствие их взаимовлияния. Применение контура из последовательно соединенных элементов представляется малоэффективным [2].

ВЫВОДЫ

1. Предложен метод покомпонентного или группового анализа газообразных и жидких смесей на основе параллельных замкнутых контуров, содержащих полупроницаемую мембрану, детектор, поглотитель и насос для движения фазы-носителя.

2. Поиск селективного датчика в ряде случаев может быть заменен поиском селективных мембран или селективных поглотителей, выбор которых уже достаточно велик. При удачном выборе вещества-носителя в системе мембрана—детектор—поглотитель может оказаться, что в пределах системы неселективный датчик работает как селективный.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кантере В. М., Казаков А. В., Кулаков М. В.* Потенциометрические приборы. М.: Машиностроение, 1970. 340 с.
2. *Корё К.* Пат. Япония, № 47—28354, 1972.
3. *Пономарев А. С.* Метод определения растворенного в природных водах CO_2. — В кн.: Второе Всесоюз. совещ. по анализу природных и сточных вод (Москва, 1977 г.): Тез. докл. М.: Наука, 1980, с. 43.
4. *Тимофеев Д. П.* Кинетика абсорбции. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 82 с.

УДК 540.4 : 543.3 : 546. 13 : 546.14 : 546.15

Г. М. Варшал, Н. С. Замокина, Е. П. Тимакова, Н. А. Бакалдина, Н. Л. Джеглова, Е. Е. Зингер

ГАЛОГЕНИД- И СУЛЬФИД-ИОНЫ КАК ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЕ С ПОМОЩЬЮ ИОНОСЕЛЕКТИВНЫХ ЭЛЕКТРОДОВ

Среди гидрогеохимических предвестников землетрясений — растворенных минеральных компонентов подземных вод — весьма перспективными представляются галогенид- и сульфид-ионы. Многолетие наблюдения на станциях ГЕОХИ АН СССР в Таджикистане, Армении и Киргизии показали, что в сейсмический спокойный период состав подземных вод по растворенным минеральным макро- и микрокомпонентам, в том числе хлорид- и фторид-ионам, остается исключительно стабильным. Вариации фоновых концентраций, как правило, не превышают 2—7 % [1], а аномалии в концентрации этих ионов ($C > \bar{X}_ф + 3S_ф$ и $C < \bar{X}_ф - 3S_ф$) встречаются чрезвычайно редко: 1—3 раза в год (табл. 1). Большое число аномалий, обнаруженных для фторид-ионов в воде месторождения Явроз в 1980—1981 гг. (24 точки), связано с сейсмическими событиями в районе Душанбе в декабре 1980—январе 1981 г. и обсуждаются ниже.

Обобщение экспериментальных и литературных данных [1, 2, 9, 11, 15, 17] показывает, что использование хлорид-иона как предвестника оптимально при краткосрочном прогнозе, так как аномалии в его концентрации, как правило, носят характер всплеска длительностью от нескольких часов до 1—2 дней и проявляются за 1—10 дней

Таблица 1

Вариации фоновых концентраций хлорид-, фторид- и сульфид-ионов в термальных водах Душанбинского, Алма-Атинского и Иссык-Кульского полигонов и число проб в год, обнаруживающих аномальные концентрации этих компонентов $\bar{X}_ф \pm 3\ S_ф$

Месторождение термальных вод	Период наблюдений	Хлорид-ион			Сульфид-ион			Фторид-ион		
		Средняя концентрация, мг-экв/л	Вариации фоновых концентраций, %	Число аномалий	Средняя концентрация, мг-экв/л	Вариации фоновых концентраций, %	Число аномалий	Средняя концентрация, мг-экв/л	Вариации фоновых концентраций, %	Число аномалий
Явроз, 2К	1977	27,3	2,0	3				0,269	15	3
	1978	27,0	7,9	1	0,216			0,260	25	2
	1979	27,0	5,1	0						
	1980									
	1981	27,0	3,4	1	0,207	9,9	24	—	—	—
Файзабад, 12Ф	1977	61,8	4,0	1	0,178			0,48	21	1
Файзабад, 2	1979	—	—	—	0,166	3,19	2	—	—	—
Джойни-Куда-Пойон,	1977	4,48	7,0	3	—	—	—	0,28	21	4
	1978	—	—	—	0,121	—	—	—	—	—
Хирманак	1977	76,0	7,0	—	—	—	—	0,042	37	2
	1978	—	—	—	0,089	—	—			
Лучоб	1977	513,3	1,0	9	—	—	—	39,88	23	—
Орджоникидзеабад	1977	763,1	3,0	—						
	1978	—	—	—	0,074	—	—	3,06	29	—
Долинка	1979	28,66	7,7	5	—	—		—	—	—
Пригородная	1981 апрель-май	—	—	—	0,141	3,0	0	—	—	—

до сейсмического события [1, 2]. Проявление этого предвестника наиболее вероятно в эпицентральных зонах и вблизи них (эпицентральное расстояние не более 50—100 км). Так, перед Дагестанским землетрясением 14 мая 1970 г. (К 16) содержание хлорид-ионов в подземных водах выросло в пять раз [11]. Всплеск концентрации хлорид-ионов (концентрация выросла почти в два раза) наблюдали в воде скважины Лучоб (Душанбинский полигон) перед глубокофокусным землетрясением 3 июня 1977 г. и в воде скважины Орджоникидзеабад перед серией землетрясений 20—25 июня и 26 июля 1977 г. [2].

На Иссык-Кульском полигоне летом 1979 г. аномалия в концентрации хлорид-иона в воде скважины Долинка проявлялась лишь однажды и была связана с местным землетрясением 27 июля 1979 г. с эпицентром в с. Долинка [2]. Ряд предвестниковых аномалий в концентрации хлорид-ионов в подземных водах Китая и Японии приведены в работе [17], например, перед Сунфаньским землетрясением 16 августа 1976 г. концентрация хлорид-ионов в подземных водах выросла вдвое.

Интересно отметить, что при длительной подготовке катастрофических землетрясений, когда зона подготовки велика, возможен иной характер поведения хлорид-ионов как предвестников. По данным, полученным С. В. Казаряном и Ж. Л. Ханбекян на Гидрогеологической режимно-эксплуатационной станции Армсоветкурорта, осуществляющей систематическое наблюдение за подземными водами месторождения Арзни, концентрация хлорид-ионов в воде скважины Арзни № 6/64 (C_{Cl} =2,4—2,5 г/л) начала систематически уменьшаться с марта 1975 г. и была минимальной — 1,6—1,8 г/л в период с апреля по ноябрь 1976 г. Катастрофическое Ванское землетрясение произошло 26 ноября 1976 г. После этого землетрясения наблюдали быстрый рост концентрации хлоридов, причем фоновый уровень 2,5 г/л был достигнут менее чем за месяц, а к маю 1977 г. концентрация хлорид-иона возросла до 3,5 г/л. В целом изменение концентрации хлорид-ионов в этом случае имело вид бухтообразной кривой. Сейсмическое событие произошло на минимуме этой длительной и глубокой бухты. Приведенные данные не исключают возможности использования вариаций в концентрации хлорид-ионов для долгосрочного или среднесрочного прогноза землетрясений.

Для фторид-ионов вариации фоновых концентраций в сейсмически спокойный период не превышают 2—4 %. В период, предшествующий землетрясениям, наблюдали всплеск концентраций фторид-ионов длительностью 1—2 дня. Пример такого поведения фторид-иона как предвестника показан на рис. 1 по данным, полученным при анализе с помощью фторид-селективного электрода подземных вод месторождения Явроз. Аномалии в концентрации фторид-ионов были отмечены за две недели до глубокофокусных землетрясений (К 14) 20 и 26 июня 1979 г., проявившихся в Душанбе силой в 4 балла.

Султанабадское землетрясение 17 декабря 1980 г. и последующая серия землетрясений в районе Душанбе с 2 по 15 января 1981 г. предварялась резкой бухтообразной аномалией в концентрации фторид-ионов длительностью в 1 мес — с 5 декабря 1980 по 5 января 1981 г., причем понижение в целом концентрации фторид-ионов против фонового уровня сопровождалось исключительной нестабильностью их содержания (рис. 2). В период подготовки Таншаньского землетрясения 28 июля 1976 г.,

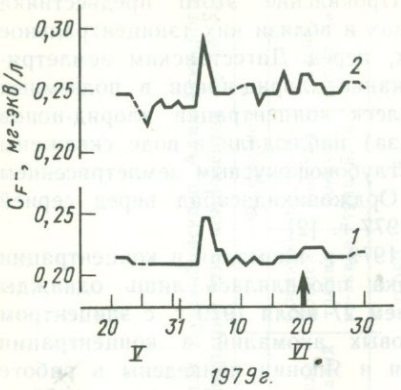
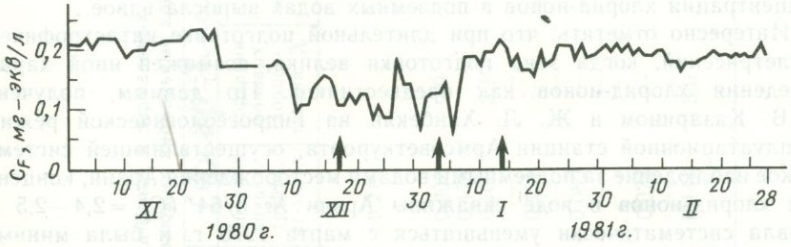


Рис. 1. Вариации концентраций фторид-ионов в термальной воде месторождения Явроз по данным потенциометрических измерений в мае—июне 1979 г.

1 — горячая скважина; *2* — холодная скважина

Рис. 2. Вариации концентраций фторид-ионов в воде горячей скважины месторождения Явроз в связи с серией Султанабадских землетрясений в декабре 1980 — январе 1981 г.



по данным китайских исследователей, концентрация фторид-ионов в подземных водах упала с 5,2 до 1,9 мг/л [17].

Прогностические свойства бромид- и йодид-ионов в литературе не описаны, хотя их перспективное использование в качестве предвестников землетрясений не вызывает сомнений. Различие в геохимических циклах этих элементов может стать причиной их различного поведения как предвестников и тем самым дать дополнительную информацию о предстоящем сейсмическом событии.

Как показали исследования на Душанбинском полигоне, изменения концентраций сероводорода во времени в подземных водах носят пульсационный гармонический характер, в целом подобный поведению других газообразных предвестников землетрясений (гелия, радона и др.) [1]. Вариации фоновых концентраций от 15 до 37 % существенно выше таковых для хлорид- и фторид-ионов (см. табл. 1).

Нами проведено статистическое опробование вод скважины Явроз и было показано, что в среднем вариации, обусловленные точностью аналитического метода и методикой пробоотбора, не превышают 4,5 %, $n=5$, $\bar{X}=0{,}239$ ммоль/л, $\sigma=0{,}0105$, $\Delta X=0{,}013$, $S_r=0{,}04$.

Вариации, обусловленные суточным ходом концентраций сероводорода в сейсмически спокойный период $S=11{,}5$ %, вносят существенный вклад в вариации фона сероводорода:

Время, ч	17^{30}	20^{30}	23^{30}	2^{30}	5^{30}	8^{30}	11^{30}	14^{30}	17^{30}
Концентрация сероводорода, ммоль/л	0,226	0,240	0,265	0,353	0,288	0,257	0,270	0,290	0,270

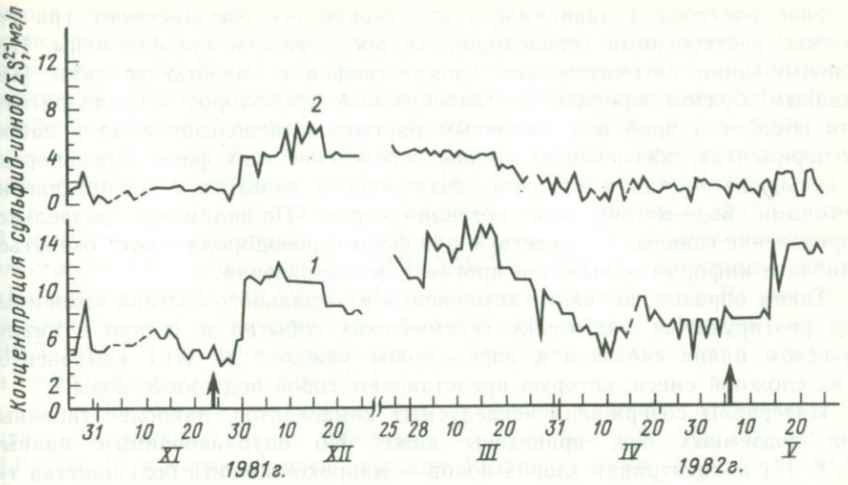


Рис. 3. Вариации концентраций сероводорода в термальной воде месторождения Явроз в период с октября 1981 г. по июль 1982 г.

1 — горячая скважина; *2* — холодная скважина

Относительно высокие вариации фоновых концентраций сероводорода, по-видимому, обусловлены возможностью его поступления в исследуемый водоносный горизонт транспортом как в газовой фазе, так и в фазе раствора. Отсюда его свойства как предвестника. Сероводород, по-видимому, можно использовать для краткосрочного и среднесрочного прогноза местных и сильных далеких землетрясений. Как правило, изменение концентраций сероводорода во времени в период, предшествующий землетрясениям, имеет вид бухтообразной кривой достаточно глубокой (изменение концентрации сероводорода в 1,5—2 раза) и длительной: от нескольких дней до 1,5—2 мес. В исследуемом регионе сейсмические события совпали с минимумами на бухтообразных кривых. Так, катастрофическому Иранскому землетрясению 16 сентября 1978 г. предшествовал импульсный рост, а затем последовательное в течение одного месяца уменьшение концентрации сероводорода в воде месторождения Явроз (горячая скважина) [2]. Трем наиболее значимым сейсмическим событиям, имевшим место в районе Душанбе в период с октября 1981 по июль 1982 г.: землетрясения 24 ноября 1981 г., 6 мая 1982 г. и 2 июля 1982 г., проявившиеся в Душанбе силой 2—3 балла, предшествовали бухтообразные аномалии в концентрации сероводорода, показанные на рис. 3.

Наблюдения в районе Байкальской рифтовой зоны показали высокую эффективность сероводорода как предвестника, однако в этих конкретных гидрогеологических условиях сейсмические события совпали с максимумами на бухтообразных кривых [12]. Сопоставляя данные, полученные на Душанбинском и Байкальском полигонах по поведению сероводорода как предвестника, следует отметить не только различие в геологических условиях, но и способы его регистрации. Известно, что в подземных водах сероводород может находиться в фазе раствора и в газовой фазе.

В фазе раствора в зависимости от условий *pH* сосуществуют три его формы: растворенный сероводород, гидросульфид- и сульфид-ионы. При использовании автоматических хроматографов с газоотделителями [12] главным образом определяется газообразный сероводород, а предварительная обработка проб вод щелочным раствором, использованная в наших экспериментах, обеспечивает полное переведение всех форм сероводорода в сульфиды и, таким образом, возможность валового его определения методами йодо-метрии или потенциометрии. По-видимому, раздельное определение главных сосуществующих форм сероводорода может оказаться наиболее информативным для прогноза землетрясений.

Таким образом, анионные компоненты минерального состава подземных вод реагируют на подготовку сейсмических событий и задача в аналитическом плане сводится к определению каждого из этих компонентов в их сложной смеси, которую представляют собой подземные воды.

Интервалы содержаний исследуемых компонентов, наиболее типичные для подземных вод, приведены ниже. По опубликованным данным [7, 8, 17] концентрация хлорид-ионов — макрокомпонента большинства типов подземных вод — находится в интервале от 100 мг/л до 30 г/л (в некоторых типах вод до 100 г/л). Для бромид-иона наиболее типичны концентрации от 1 до 200 мг/л; йодид-иона — от следов до 20—40 мг/л, но встречаются подземные воды с концентрацией для йодид-иона до 500—1400 мг/л. Весьма широк диапазон концентраций для фторид-ионов: от следов до 1000 мг/л. Однако наиболее типичен интервал концентраций от 3 до 20 мг/л. Обычным компонентом термальных вод является и сероводород, концентрация которого варьирует от следов до 200—500 мг/л и в отдельных случаях может достигать 1,0—1,5 г/л.

Анализ сложных систем, содержащих смеси галогенид- и сульфид-ионов, до сих пор остается одним из наиболее трудоемких и длительных в аналитической химии. Новые возможности открываются при использовании ионоселективных электродов и сочетания хроматографических методов разделения смесей этих веществ с последующей автоматической регистрацией каждого из компонентов в потоке. С нашей точки зрения, перспективным представляется развитие хромато-ионометрических методов анализа смесей галогенидов и сульфидов, сочетающих хроматографическое разделение на сефадексах с последующим определением каждого из компонентов с помощью ионоселективных электродов. Применение ионоселективных электродов оптимальным образом решает проблему автоматизации режимных наблюдений за химическим составом подземных вод в целях прогноза землетрясений. Ассортимент электродов в настоящее время достаточно широк, они успешно применяются в анализе вод [6, 21], в том числе в автоматических станциях контроля качества вод, разработанных в СССР (АСК), ЧССР («Наяда») и других странах [13, 14].

При потенциометрических измерениях галогенид-ионов и сульфид-ионов, как правило, используют электроды с твердыми мембранами на основе соответствующих солей серебра, а для фторид-ионов — мембраны из монокристаллов фторида лантана, активированного европием [6, 10, 16, 21].

Определению фторид-ионов с помощью ионоселективных электродов в подземных водах не мешают большинство обычных макро- и микрокомпонентов подземных вод. В специальных экспериментах исследовали селективность потенциометрического определения фторид-ионов по отноше-

нию к ионам кальция и алюминия, образующих с фторид-ионами достаточно прочные комплексные соединения. В качестве фоновых растворов использовали 0,2 М раствор хлорида натрия, принятого за модель среднего макрокомпонентного состава подземных вод, буферный раствор БРОИС — унифицированные условия определения фторид-ионов в растворах [6] (состав раствора 58,5 г хлорида натрия, 102,0 г трехводного ацетата натрия, 0,258 г цитрата натрия и 14,3 мл ледяной уксусной кислоты в 1 л раствора), а также термальные воды месторождения Явроз. В качестве индикаторного электрода использовали фторид-селективные электроды Опытного завода ГИРЕДМЕТа ЭF—VI, электроды фирмы «Раделкис» (ВНР) тип ОР-F-7111, электроды «Crytur» (ЧССР) тип 09-17. В качестве электрода сравнения использовали хлор-серебряный электрод ЭВЛ-1М3. Измерения проводили с помощью потенциометра *pH* 121 и цифрового вольтметра Щ-1413.

Для построения градуировочных графиков в серию полиэтиленовых стаканов емкостью 30 мл добавляли 0,2; 0,4; 0,6; 0,8; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0; 5,0; 10 мл стандартного раствора фторида натрия: ($C_F = 20$ мкг/мл). Объем раствора доводили до 10 мл дистиллированной водой, добавляли 10 мл буферного раствора БРОИС (или других исследованных фоновых растворов), раствор перемешивали и через 3 мин после погружения электродов в раствор измеряли ЭДС системы. Градуировочный график, построенный в координатах E (мВ) против $\log C_F$ линеен в интервале концентраций фторид-ионов от 10^{-5} до 1 М. При анализе подземных вод объем пробы обычно варьировал в интервале от 1 до 10 мл. Пробу помещали в полиэтиленовый стакан, добавляли дистиллированной воды до 10 мл и 10 мл буферного раствора БРОИС и далее все операции, как описано выше.

При построении градуировочных графиков для определения фторид-ионов с использованием в качестве фоновых растворов 0,1 и 1 М растворов хлорида натрия (рис. 4, *1, 2*) и раствора БРОИС (рис. 4, *3*) показано, что крутизна электродной функции во всех трех случаях остается постоянной около 60 мВ, причем для фоновых растворов с равной ионной силой (рис. 4, *2, 3*) калибровочные графики практически совпадают. Это существенно упрощает задачу автоматизации режимных наблюдений за фторид-ионами в подземных водах: нет необходимости вводить в систему дополнительные реагенты, в частности буферный раствор БРОИС, так как макрокомпонентный фон самих подземных вод обеспечивает хорошую воспроизводимость потенциометрического определения фторид-ионов.

Эксперименты методом добавок с использованием в качестве фоновых растворов 0,2 М раствора хлорида натрия, раствора БРОИС и термальной воды скважины Явроз показали также, что введение раствора БРОИС не улучшает фактора селективности по кальцию (II) и алюминию (III). Значение фактора селективности — весовое отношение Ca : F в растворе, обеспечивающее определение фторид-ионов с относительной ошибкой не выше 10 %, во всех трех случаях остается достаточно высоким и близким к 300—400. Значение фактора селективности по алюминию (III) весьма мало от 0,2 до 0,3 и не улучшается в присутствии раствора БРОИС. Однако содержание алюминия (III) в подземных водах на один-три порядка ниже содержания фторид-ионов, а в тех редких случаях, когда содержание ионов алюминия (III) в термальных водах выше, улучшение фактора селективности по алюминию (III) достигается проведением

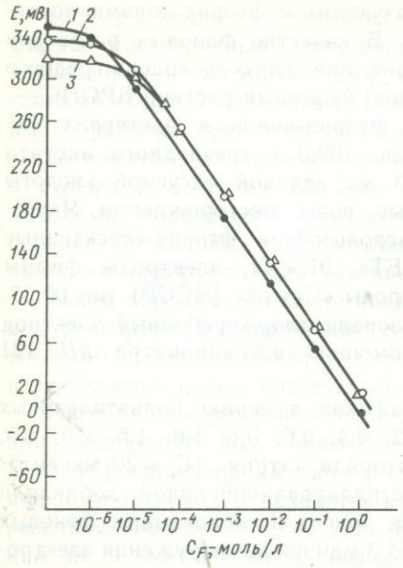


Рис. 4. Градуировочные графики для определения фторид-ионов с помощью фторид-селективного электрода

В качестве фоновых растворов использованы: *1* — 0,1 М раствор хлорида натрия; *2* — 1,0 М раствор хлорида натрия; *3* — раствор БРОИС

потенциометрических измерений в среде 0,5 М раствора цитрата натрия в интервале *pH* от 5 до 6 [4].

Таким образом, правильное потенциометрическое определение фторид-ионов в подземных водах возможно практически для всех наиболее распространенных типов вод в широком диапазоне вариаций их состава прямо в потоке без введения реагентов. Оценка воспроизводимости и правильности определения фторид-ионов в подземных водах, проведенная на основе анализа модельных растворов и природных вод показала, что относительное стандартное отклонение S_r находится в интервале значений от 0,02 до 0,07, т. е. не превышает вариаций фоновых концентраций фторид-ионов в подземных водах в сейсмически спокойный период.

Потенциометрический метод был применен для дискретных лабораторных измерений концентраций фторид-ионов в различных типах термальных вод месторождений Средней Азии (табл. 2), а также для автоматической регистрации с помощью станции «Наяда» содержаний фторид-ионов в термальной воде скважины Пригородная (Алма-Атинский полигон). Этот последний эксперимент проведен совместно с Институтом сейсмологии АН КазССР. Ионоселективный электрод ОР-F-7111 был включен в систему датчиков станции «Наяда» и находился непрерывно в потоке термальной хлоридно-натриево-кальциевой воды скважины Пригородная с суммарным солесодержанием около 14 г/л. Электрод эксплуатировали в течение 50 сут (48 замеров в сутки) с периодической корректировкой системы по стандартным растворам фторида натрия. Полученные данные показали, что в сейсмически спокойный период с 28 марта по 18 мая 1981 г. концентрация фторид-иона была достаточно стабильной: вариации фоновых концентраций по данным ионометрических измерений не превышали 2,9 %, а по данным спектрофотометрических измерений (циркон—ализариновый метод) — 1,5 %. После извлечения электрода из системы на его поверхности было обнаружено обрастание, которое было идентифицировано методами лазерной спектроскопии как сульфид железа. В результате обрастания характеристики электрода резко изменялись. При изучении способов регенерации электрода оптимальным оказался способ, сочетающий механическое удаление обрастания путем многократной полировки поверхности с последующей обработкой 0,1 М раствором хлористоводородной кислоты. На заключительной стадии электрод необходимо выдержать в течение суток в растворе фторида натрия с концентрацией 100 мкг/мл (в расчете на фторид-ион). При такой обработке функции мембраны практически восстанавливаются.

Таблица 2

Содержание фторид-ионов в подземных водах месторождений Средней Азии по данным потенциометрических измерений

Месторождение	Концентрация фторид-иона, мг/л	Месторождение	Концентрация фторид-иона мг/л
Хирманак	1,7	Курская	9,3
Орджоникидзеабад	1,4	Пригородная	2,5
Джойни-Куда-Пойн	2,3	Каскабас	7,2
Файзабад	3,4	Медео	0,75
Явроз (горячая скважина)	4,1	Абай	2,9
		Горельник	6,6
Долинка	7,5	Карасу	18,4
Иссык-Ата (скв. 6К)	6,7		

Фторид-ионы в смеси с галогенид- и сульфид-ионами определяются с высокой селективностью в отличие от других компонентов исследуемой системы: сульфид-, хлорид-, бромид- и иодид-ионов, для которых предварительное разделение обязательно. В литературе имеются данные о возможности разделения смесей фторид-, хлорид-, бромид- и иодид-ионов на сефадексе G-15 с последующим определением фторид-ионов спектрофотометрическим методом, а хлорид-, бромид- и иодид-ионов — аргентометрическим методом [18].

Сочетание хроматографического разделения смесей с потенциометрическим определением каждого из компонентов в потоке создает возможность автоматического контроля с использованием в проточных ячейках индикаторного электрода, чувствительного ко всем компонентам анализируемой смеси. Хромато-ионометрический метод был разработан нами совместно с Исследовательской группой по технической аналитической химии Академии наук ВНР [3]. Разделение на сефадексах основано на различиях в молекулярных массах или размерах молекул компонентов анализируемой смеси [5]. При разделении смесей неорганических веществ главным фактором, определяющим степень разделения, является различие в размерах гидратированных ионов (молекул) компонентов анализируемой смеси.

Оптимальные условия разделения смесей сульфид- и галогенид-ионов создаются при использовании в качестве элюирующего 1 М раствора нитрата натрия. Из сефадексов наиболее пригодным оказался сефадекс G-15 с верхним граничным значением разделяемых молекулярных масс до 1500 [3].

Полуавтоматическая установка для хромато-ионометрического определения каждого из компонентов смесей галогенид- и сульфид-ионов включала стеклянную колонку ($h=51$ см, $D=1{,}5$ см), заполненную сефадексом G-15 (высота слоя сорбента 41 см), 28-канальный перистальтический насос Contiflo фирмы Лабор МИМ (ВНР), проточную ячейку с двумя датчиками: сульфид-серебряным индикаторным электродом ОР-S и каломельным электродом сравнения ОР-830 фирмы «Раделкис» (ВНР). ЭДС в системе измеряли с помощью прецизионного цифрового вольтметра ОР-208, соединенного с самописцем для потенциометрии типа ОН-814/1 фирмы «Раделкис». Схема установки приведена на рис. 5. Следует отметить,

что установка собрана из блоков и модулей, серийно выпускаемых в ВНР по планам СЭВ.

Применение перистальтического насоса в системе обеспечило равномерную, стабильную во времени скорость протекания элюирующего раствора через колонку сефадекса; оптимальное значение скорости элюирования — около 1 мл/мин. Полное разделение трехкомпонентных смесей и почти полное разделение четырехкомпонентных смесей достигается на колонках сефадекса высотой 40—50 см за 1—1,5 ч.

Методика разделения заключается в следующем: на колонку сефадекса G-15 предварительно промытую 1 М раствором $NaNO_3$, наносили 2 мл стандартных растворов индивидуальных галогенидов или сульфидов или их смесей в интервале концентраций для хлорид-ионов от $1 \cdot 10^{-2}$ до $5 \cdot 10^{-1}$ М; бромид-, иодид- и сульфид-ионов от $1 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-3}$ М. Такой концентрационный диапазон исследуемых ионов в целом соответствует существующему соотношению компонентов в подземных водах. Колонку промывали 1 М раствором $NaNO_3$, скорость протекания которого через систему регулировали с помощью перистальтического насоса. Концентрацию индивидуальных компонентов в потоке определяли с помощью сульфид-серебряного индикаторного электрода. Калибровку системы проводили в режиме протока в отсутствие стадии хроматографического разделения. При использовании сульфид-серебряного индикаторного электрода и каломельного электрода сравнения нижние границы определяемых концентраций для хлорид-ионов $1 \cdot 10^{-3}$ М, бромид-ионов $1 \cdot 10^{-5}$ М, иодид-ионов $1 \cdot 10^{-7}$ М, гидросульфид-иона $1 \cdot 10^{-6}$ М.

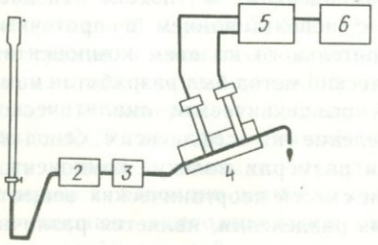


Рис. 5. Схема установки для хроматоионометрического анализа смесей HS^-, Cl^-, Br^-, I^-ионов в растворах

1 — колонка с сефадексом G — 15; *2* — перистальтический насос типа OL-602 фирмы «Лабор Мим» (ВНР); *3* — микроинжектор; *4* — проточная ячейка с индикаторным сульфид-серебряным электродом и каломельным электродом сравнения; *5* — потенциометр типа OP-208 фирмы «Radelkis» (ВНР); *6* — самописец ОН-814/1 фирмы «Radelkis» (ВНР)

Порядок элюирования при разделении смесей сульфид- и галогенид-ионов на сефадексах соответствует различию в гидратации ионов: HS^-, $F^- < Cl^- < Br^- < I^-$. Объемы выхода концентрационных максимумов V_e равны соответственно для гидросульфид-иона 35 мл, хлорид-иона 43,5 мл, бромид-иона 47 мл, иодид-иона 63 мл. При построении кривых элюирования полученные на диаграммных лентах кривые в координатах E, мВ — t, мин (V, мл) обрабатывали вручную, используя градуировочные графики, отражающие зависимость потенциала ионоселективного электрода от логарифма концентрации каждого компонента. В настоящее время в литературе уже описаны проточные автоматические системы, предусматривающие обработку потенциометрических пиков с помощью ЭВМ [19, 20]. При наблюдении за предвестниками землетрясений в автоматическом режиме разработка и использование таких систем с ЭВМ представляется совершенно необходимой. При дискретных лабораторных режимных наблюдениях за составом подземных вод задачу можно упростить, объединяя

фракции индивидуальных веществ в соответствии с объемом выхода, регистрируемого на самописце. В этом случае общую концентрацию каждого из компонентов определяют потенциометрически, используя соответствующий ионоселективный электрод. Частичное перекрывание пиков гидросульфида и бромида пиком макрокомпонента хлорид-иона при разделении четырехкомпонентной смеси не может оказать существенного влияния на правильность определения микрокомпонентов, так как предел обнаружения бромид-ионов с помощью сульфид-селективного электрода на два порядка, а гидросульфид-иона на три порядка ниже предела обнаружения хлорид-иона.

Такая селективность сульфид-серебряного электрода к микрокомпонентам анионного состава подземных вод дает возможность предложить другой эффективный способ применения проточных ионометрических систем в режимных наблюдениях за предвестниками землетрясений, предусматривающий регистрацию в автоматическом режиме суммарного эффекта изменения микрокомпонентного состава вод в период, предшествующий землетрясениям. Стадия хроматографического разделения в этом случае опускается.

В качестве модели, имитирующей импульсный характер проявления гидрохимических предвестников землетрясений, были изучены проточно-инъекционные системы с введением в стационарный поток хлорида натрия с концентрацией $C_{NaCl} = 2{,}8 \cdot 10^{-2}$ М, протекающий через систему со скоростью 2,5 мл/мин, микрообъемов (25 мкл) растворов хлорида натрия, бромида натрия, иодида калия и сульфида натрия с концентрацией $C_{NaCl} = 5{,}6 \cdot 10^{-1}$ М, C_{NaBr} от $2{,}5 \cdot 10^{-3}$ до $2{,}5 \cdot 10^{-2}$; C_{KI} от $1{,}5 \cdot 10^{-5}$ до $1{,}5 \cdot 10^{-3}$ М; C_{Na_2S} от $6{,}4 \cdot 10^{-5}$ до $6{,}4 \cdot 10^{-4}$ М. Растворы вводили в поток инжектированием. Пик введенного компонента появлялся на диаграммной ленте не позднее, чем через 1 мин после инжектирования. В условиях эксперимента каждый компонент в потоке формировал достаточно узкую четкую зону объемом не более 5 мл. На фоне весьма стабильного значения потенциала сульфид-серебряного электрода, обусловленного присутствием в растворе-носителе хлорида натрия, зоны других галогенид-ионов и гидросульфид-иона детектируются сульфид-серебряным электродом в виде узких четких пиков (рис. 6).

Всплесковый характер изменения ЭДС системы по форме проявления близок к типу предвестниковых аномалий в концентрациях растворенных минеральных компонентов подземных вод, наблюдаемых в реальных условиях в период, предшествующий землетрясениям. При введении галогенидов и сульфидов в стационарный поток хлорида натрия предел обнаружения компонентов с сульфид-серебряным электродом составляет для хлорид-ионов $5 \cdot 10^{-1}$ М, бромид-ионов $2 \cdot 10^{-3}$ М, иодид-ионов $1 \cdot 10^{-4}$ М, гидросульфид-ионов $2 \cdot 10^{-5}$ М.

Таким образом, на фоне стационарного потока хлорида натрия возможно четкое детектирование изменения содержания йодид- и гидросульфид-иона на уровне концентраций на 2—3 порядка меньших, чем концентрация хлорида в растворе-носителе. Такие концентрационные условия хорошо согласуются с реальным соотношением компонентов в подземных водах, причем четко проявляются преимущества режимных наблюдений в целях прогноза землетрясений за микрокомпонентами

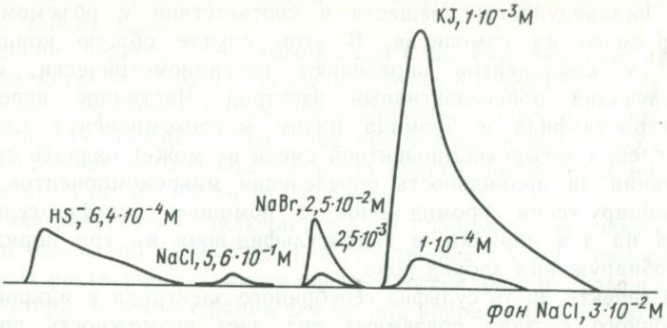


Рис. 6. Определение в проточно-инъекционной системе галогенид- и сульфид-ионов. Фоновый раствор $3 \cdot 10^{-2}$ М хлорида натрия. Скорость записи 1 см/мин; объемная скорость 2,5 мл/мин

состава подземных вод. Использование в качестве предвестника землетрясений вариаций основного компонента хлорид-иона в этих условиях нецелесообразно, так как даже 25-кратное увеличение концентрации хлорид-иона в сравнении с фоновым не приводит к значимому изменению ЭДС в предложенной ионометрической системе.

Применение потенциометрических методов для определения сульфид-ионов и галогенид-ионов в подземных водах в целях прогноза землетрясений может иметь различные принципиальные и технические решения. Ионоселективные электроды эффективны как чувствительные датчики для регистрации аномалий в концентрациях индивидуальных компонентов минерального состава подземных вод, а также суммарного эффекта изменения химического состава вод в период, предшествующий землетрясениям.

При разработке автоматических систем для регистрации гидрогеохимических предвестников землетрясений целесообразны три варианта систем: проточные, проточно-инъекционные и хромато-ионометрические системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—337.
2. *Барсуков В. Л., Варшал Г. М., Гаранин А. В., Замокина Н. С.* Значение гидрогеохимических методов для краткосрочного прогноза землетрясений. — Наст. сб., с. 3.
3. *Варшал Г. М., Пунгор Э., Тот К., Фехер Ж.* и др. Хромато-ионометрическое определение сульфидов и галогенидов в природных водах. — В кн.: Методы анализа объектов окружающей среды: Тез. докл. М.: Наука, 1983, с. 136—137.
4. *Гельман Е. М.* Ионометрическое определение фтора в минеральном сырье. Инструкция № 188-х, 189-х НСАМ МИНЕГО СССР, М.: ВИМС, 1981. 22 с.
5. *Детерман Г.* Гель-хроматография / Пер. П. Д. Решетова; Под ред. А. С. Хохлова. М.: Мир, 1970. 252 с.
6. Ионоселективные электроды / Пер. А. А. Белюстина; Под ред. М. М. Шульца. М.: Мир, 1972. 430 с.
7. *Красинцева В. В.* Процессы накопления йода в осадочных породах и условия перехода его в раствор: Дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ, 1950. 174 с.
8. *Красинцева В. В.* Гидрогеохимия хлора и брома. М.: Наука, 1968. 196 с.

9. *Киссин И. Г.* Землетрясения и подземные воды. М.: Наука, 1982. 176 с.
10. *Мидгли Д., Торренс К.* Потенциометрический анализ воды / Пер. Б. Г. Кахана; Под ред. С. Г. Майрановского. М.: Мир, 1980. 518 с.
11. *Осика Д. Г.* Опыт разработки и перспективы практического исследования геохимических и гидрогеологических методов прогноза места, силы и времени мелкофокусных землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 354—364.
12. *Пиннекер Е. В., Ясько В. Г., Шкандрий Б. О.* Результаты изучения гидрогеохимических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой области. — Наст. сб., с. 259.
13. *Страдомский В. В.* Проблемы автоматизации контроля химического состава поверхностных вод. — Гидрохим. материалы, 1976, т. 63, с. 3—21.
14. *Страдомский В. В., Сибилев А. П., Белоусов А. П.* Опыт использования автоматических станций и анализаторов для автоматизированных систем контроля качества вод. — Гидрохим. материалы, 1980, т. 77, с. 119—127.
15. *Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г.* Методические рекомендации к гидросейсмологическим исследованиям. Ташкент: Фан, 1980. 52 с.
16. Унифицированные методы исследования качества вод. Ч. 1. Методы химического анализа вод. М.: СЭВ, 1977. 832 с.
17. *Цай Цзухуан, Ши Хуансинь.* Гидрогеохимические предвестники землетрясений. Дичжи Чубаньше, 1980. 206 с. На кит. яз.
18. *Deguchi T.* Separation of holide anions by gel chromatography. — J. Chromatogr., 1975, vol. 108, p. 409—414.
19. *Pungor E., Feher Z., Nagy K.* et al. Injection techniques in dynamic flow-through analysis with electroanalytical sensors. — Anal. chim. acta, 1979, vol. 109, p. 1—24.
20. *Ruzicka J., Hansen E. H.* Flow injection analysis. N. Y. John Willey, 1981. 207 p.
21. *Trojanowicz., Hulanicki A.* Zastosowanie elektrod jonoselektywnych w analizie wod. — Chem. anal., PRL, 1977, vol. 22, s. 615—634.

Раздел IV

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ

УДК 550.4

Ж. С. Ержанов, А. Б. Оспанов, В. А. Мизёв

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА АЛМА-АТИНСКОМ ПРОГНОСТИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ С ЦЕЛЬЮ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

К настоящему времени накоплено большое количество данных, бесспорно доказывающих существование аномальных изменений в динамике, химическом, газовом и изотопном составах подземных вод, предшествующих и сопутствующих сильным землетрясениям [4, 6, 10, 11, 13, 16, 21—23, 25—27]. В отдельных регионах получены обнадеживающие результаты при использовании их для прогноза землетрясений [7, 8, 11]. Зачастую наряду с продолжительными аномальными изменениями отдельных параметров отмечаются короткопериодные скоротечные вариации, что весьма важно для краткосрочного и оперативного прогнозирования землетрясений [2, 7, 12, 15, 24, 28, 29]. Анализ накопленного материала указывает на исключительное многообразие в характере проявления гидрогеохимических аномалий. В некоторых районах перед землетрясениями отмечается аномальное поведение одних элементов, в других более чувствительными оказываются иные параметры. Иногда даже в одних и тех же регионах перед разными землетрясениями наблюдается разный комплекс предвестников с различным характером проявления [5, 9—11, 17—20]. Это обусловлено разнообразием геолого-тектонического строения зон подготовки землетрясений и пунктов наблюдений, их гидрогеологических условий, гидрогеохимических типов вод, механизмов очагов и параметров землетрясений и многих других факторов. Существование каких-либо универсальных предвестников землетрясений, одинаково проявляющихся в различных регионах, маловероятно. В каждой конкретной сейсмоактивной зоне необходима постановка специальных гидрогеохимических исследований с целью выявления комплекса присущих ей предвестников землетрясений и изучения характера их проявления в зависимости от сейсмотектонических, гидрогеологических условий и параметров землетрясений. Эти вопросы должны решаться на базе многолетних экспериментальных наблюдений за газохимическим составом подземных вод.

С целью выбора комплекса наиболее информативных прогностических признаков в пределах Алма-Атинской сейсмоактивной зоны, являю-

Таблица 1

Характеристика месторождений термальных вод в пределах Алма-Атинского прогностического полигона

Месторождение	Расстояние от Алма-Аты, км	№ скважины	Глубина скважины	Водоносный интервал, м	Температура воды на выходе, °С	Общее солесодержание, мг/л	Тип вод
Қаскабас	30 к Ю	1	81,7	16,3—81,7	37	230	Сульфатно-натриевые
Қаскабас	30 к Ю	3	479	120—479	34	220	Сульфатно-натриевые
Қаскабас	30 к Ю	36	97,9	24,7—97,9	35	235	Сульфатно-натриевые
Медео	20 к Ю	30	300	93,1—300	9	278	Гидрокарбонатно-кальциевые
Арапсай	100 к В	48	320	65—320	34	1600	Сульфатно-натриевые
Абай	12 к З	5-Т	2730	1800—2730	56	5968	Хлоридно-натриевые
Пригородный	13 к СЗ	3-Т	3027	2210—2257	55	14 258	Хлоридно-натриевые
Қарасу	16 к С	8-Т	2333	1524—2104	42	1725	Хлоридно-натриевые

щейся одной из наиболее сейсмоопасных на территории СССР [14], Институт сейсмологии АН КазССР с 1978 г. приступил к организации и проведению систематических гидрогеохимических исследований изменений состава подземных вод. К настоящему времени на базе имеющихся глубоких гидрогеологических скважин создано шесть гидрогеохимических станций: «Медео» (скв. 30), «Каскабас» (скв. 1, 3, 36), «Абай» (скв. 5Т), «Пригородный» (скв. 3Т), «Карасу» (скв. 8Т) и «Арапсай» (скв. 7, 48). На них ведутся наблюдения за вариациями содержания радона, гелия, pH, Eh, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, CO_3^{2-}, H_4SiO_4, температуры и дебита.

Скважины 1, 3, 7, 30, 36, 37, 48 расположены в пределах предгорного регионального разлома и вскрывают термальные воды в палеозойских гранитах хребта Заилийский Алатау. Скважины 3-Т, 5-Т, 8-Т вскрывают высокотермальные напорные пластовые воды неогена в пределах Алма-Атинской впадины. Характеристика месторождений термальных вод, вскрытых перечисленными скважинами, приведена в табл. 1.

Значения *pH*, *Eh*, *p*K, *p*Na определяли потенциометрически и концентрацию Rn на эманометре «Радон» непосредственно на гидрогеохимических станциях с частотой от 6 до 12 раз в сутки. Другие компоненты определяли в химико-аналитической лаборатории один раз в сутки.

Измерения температуры и дебита подземных вод на всех станциях проводили один раз в сутки в одно и то же время соответственно ртутными термометрами с ценой деления 0,1 °С и объемным способом с измерительной емкостью и секундомером.

Часто интенсивность гидрогеохимических аномалий, связанных с процессами подготовки землетрясений, не превышает 10—15 % от их фоновых значений [7, 9, 12, 28, 29]. Для выделения таких аномалий необходима высокая точность и стабильность аналитических приборов. Поэтому большое внимание уделяли контролю и настройке аппаратурного комплекса. Все приборы перед началом эксплуатации, а затем раз в год проходят обязательную проверку в Госстандарте. Эманометры «Радон» ежемесячно эталонировали с помощью жидких радиевых эталонов. Проверку и настройку *pH*-метров и иономеров для определения *pH*, *Eh*, *p*K, *p*Na проводили ежедекадно по буферным растворам, приготовленным централизованно в химлаборатории. После каждого ремонта и замены отдельных деталей проводили внеочередную эталонировку и настройку приборов.

По результатам наблюдений проводили оценку погрешностей измерений для каждой станции и каждого параметра. Были взяты наблюдения за период с марта по октябрь 1980 г. Выбирали наиболее характерные участки графиков изменения наблюдаемых параметров во времени без учета резко выпадающих значений, как это производилось в работе [1]. Средние значения параметров $X_{ср}$ вычисляли по 15 единичным определениям. Средние квадратичные отклонения и вариации фоновых концентраций подсчитывали по формулам:

$$S = \sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i-1}^{n}(X_i - X_{ср})^2}, \qquad U = \frac{S}{X_{ср}} \cdot 100\%.$$

Средние значения концентраций растворенных неорганических компонентов в водах самоизливающих скважин Алма-Атинского прогностического полигона и дебита и температуры вод даны в табл. 2 и 3, а в табл. 4 — значения вариаций фоновых концентраций растворенных компонентов.

Приведенные данные позволяют выбрать *pH*, *Eh*, K^+, Na^+, Cl^-, Rn, H_4SiO_4, CO_3^{2-}, HCO_3^-, Ca^{2+} как параметры, режимные наблюдения за которыми в целях прогноза землетрясений целесообразно проводить исходя из вариаций фоновых концентраций для конкретных условий минерализации подземных вод и принятой методики анализов. Исключение составляют: *Eh* — по скважинам 3Т, 5Т, 8Т, 1 и 48, Cl — по гидрогеохимической ст. «Каскабас», H_4SiO_4 — по скв. 3Т, CO_3^{2-} — по скв. 8Т, HCO_3^- — по скважинам 3Т, 5Т, 1, Ca^{2+} — по станциям «Карасу» и «Каскабас» и Rn — по станции «Каскабас», где коэффициенты вариации превышают 10 %. В силу непродолжительности периода наблюдений пока еще трудно судить о наличии и характере длиннопериодных вариаций изучаемых параметров. Однако в пределах Алма-Атинской сейсмоактивной зоны Министерством геологии республики в течение ряда лет проводятся режимные гидрогеологические наблюдения. Особое внимание в комплексе этих работ уделялось изучению вариаций содержания радона в подземных

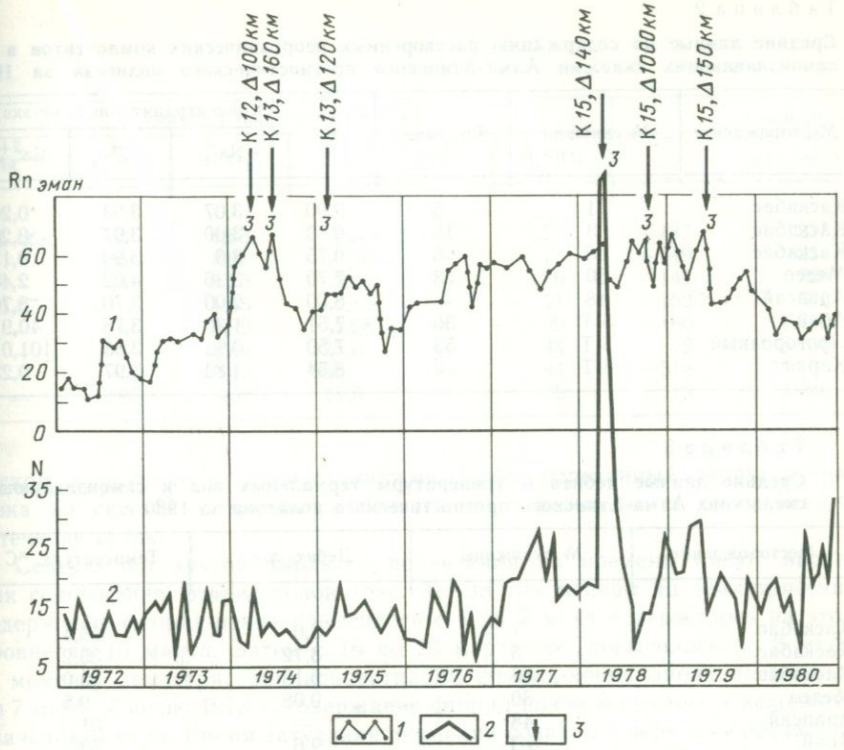


Рис. 1. Вариации концентраций радона в воде скважины 5-Т и среднемесячного количества землетрясений в Алма-Атинской сейсмоактивной зоне

1 — содержание радона; *2* — количество землетрясений; *3* — моменты землетрясений

водах. На рис. 1 показаны графики содержания радона по скв. 5Т по данным Министерства геологии КазССР [3] и графики среднемесячного количества землетрясений в пределах Алма-Атинской сейсмоопасной зоны за период с 1972 по 1980 г. Характерной их особенностью является резкое увеличение содержания радона со второй половины 1973 г. более чем в два раза: от 20—30 до 50—60 эман. Затем после незначительного спада до 40—50 эман во второй половине 1974 г. наметился небольшой, но устойчивый рост с 1976 по 1979 г. до 60—70 эман. В 1980 г. произошел спад концентраций радона до 40 эман. Такая же картина отмечена практически по всем скважинам Алма-Атинской сейсмоактивной зоны. Совершенно аналогичным образом ведут себя графики среднемесячного количества землетрясений Алма-Атинской сейсмоактивной зоны, если не учитывать афтершоки сильных и ощутимых землетрясений региона. Отмеченный факт, по нашему мнению, подтверждает тектоническую природу указанных региональных изменений концентраций радона.

На графике стрелками показаны все достаточно сильные и ощутимые местные и удаленные землетрясения с эпицентральным расстоянием от 100 до 1000 км. Почти все они предваряются и сопровождаются

Таблица 2

Средние данные по содержанию растворенных неорганических компонентов в водах самоизливающих скважин Алма-Атинского прогностического полигона за 1980 г.

Месторождение	№ скважин	Rn, эман	*pH*	Концентрация ионов, мг-экв/л		
				Na^+	K^+	Ca^{2+}
Каскабас	1	5	9,90	3,07	3,93	0,20
Каскабас	3	15	9,99	3,00	3,97	0,20
Каскабас	36	6	9,75	3,0	3,90	0,17
Медео	30	58	7,70	3,36	4,02	2,40
Арапсай	48	—	8,00	2,00	3,70	3,70
Абай	5-Т	36	7,51	1,30	3,78	40,9
Пригородный	3-Т	53	7,50	0,93	3,85	101,0
Карасу	8-Т	—	8,54	1,83	3,97	0,23

Таблица 3

Средние данные дебита и температуры термальных вод в самоизливающих скважинах Алма-Атинского прогностического полигона за 1980 г.

Месторождение	№ скважины	Дебит, л/с	Температура, °С
Каскабас	1	5,0	36,4
Каскабас	3	3,12	35,2
Каскабас	36	0,19	33,0
Медео	30	0,08	9,5
Арапсай	48	—	31
Абай	5-Т	9,6	53
Пригородный	3-Т	5,58	55
Карасу	8-Т	—	40

короткопериодными аномалиями радона на фоне повышенного его содержания. Несистематичность и небольшая частота наблюдений, к сожалению, не позволяют рассмотреть важный вопрос о различии в проявлениях аномалий перед местными и удаленными землетрясениями.

Наиболее значительными сейсмическими событиями в районе за период наблюдений явились 8—9-балльное Жаланаш-Тюпское с M 6,6 25 марта 1978 г., 7-балльное Баканасское с M 6,1 25 сентября 1979 г. и 6-балльное Иссык-Кульское 6 июля 1980 г. землетрясения. Рассмотрим предвестниковые гидрогеохимические аномалии. На рис. 2 показаны аномалии радона, наблюдавшиеся в водах скв. 5Т и 33 перед Жаланаш-Тюпским землетрясением. Выше уже отмечено, что фоновое содержание радона за несколько лет до этого повысилось в два и более раз (см. рис. 1). За сутки до землетрясения концентрация радона резко повысилась до 80—90 эман на обеих скважинах. На скв. 5Т момент землетрясения совпал с максимальной концентрацией радона, на скв. 33 сейсмическое событие произошло в период увеличения концентрации радона. Интенсивность аномалии составила 20—30 эман. Затухание ее в первом случае произошло плавно, за 10—12 дней после землетрясения, а во втором — резко, всего за два дня. Такое различие в проявлении аномалий, возможно, обусловлено разницей в сейсмотектони-

Концентрация ионов, мг-экв/л						*Eh*	Суммарное солесодержание, мг/л
Mg^{2+}	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	H_4SiO_4		
Не обн.	1,6	0,63	0,35	—	73	—137	237
—	1,6	0,61	0,38	—	71	—149	234
—	1,4	0,75	0,30	—	76	—142	228
1,07		4,36	0,15	—	21	152	383
—	—	0,99	2,98	—	29	160	1 210
—	—	0,49	125,0	—	44	72	5 758
—	—	0,42	260	—	44	—318	14 103
—	0,85	6,50	11,5	—	30	79	1 240

ческом положении и глубине скважин. Более изрезанный характер графика на скв. 5Т объясняется непостоянным режимом ее эксплуатации в течение суток.

Совершенно другой характер проявления во времени имеют вариации содержания фторид-ионов (рис. 3). За три месяца до землетрясения содержание фторид-ионов повысилось с 4 до 7 мг/л и держалось на этом уровне до 16 марта. Затем с 16 по 20 марта оно повысилось до 8 мг/л. К моменту землетрясения концентрация фторид-ионов вновь понизилась до 7 мг/л. К июлю 1978 г. содержание фторид-ионов вернулось к исходному значению 4 мг/л. Время затухания аномалии совпало с периодом затухания афтершоков землетрясения. В данном случае первое повышение можно рассматривать как краткосрочный предвестник, а второе — как оперативный.

Рассмотрим предвестниковые явления перед Баканасским землетрясением, происшедшим в 150 км к северу от Алма-Аты 25 сентября 1979 г. Отличительной его особенностью явилось то, что оно произошло в районе, который ранее считался асейсмичным и согласно карте СР-78 [14] находился в 6-балльной зоне. Никакой форшоковой и афтершоковой активности в районе эпицентра отмечено не было. Возможно, это было связано с большой глубиной очага землетрясения (около 40 км). Никаких сейсмических, наклономерных и деформационных предвестников на полигоне не наблюдалось. Да и по гидрогеохимическим наблюдениям четкие предвестниковые аномалии зафиксированы только на станции «Арапсай» (рис. 4). На графике *pH* отмечалась отрицательная аномалия величиной 0,57 единиц, начавшаяся 10 сентября, т. е. за две недели до землетрясения, момент которого совпал с минимумом кривой. В начале октября значения *pH* вернулись к исходному. На графике концентрации радона перед землетрясением наблюдались аномальные возмущения интенсивностью до 20 эман в следующей последовательности: подъем—спад—подъем—толчок. Первый подъем начался 10 сентября, второй — 23 сентября, т. е. за двое суток до землетрясения.

Наряду с отмеченными аномальными изменениями в ряде случаев зафиксированы более короткопериодные аномалии, время существования которых измеряется часами. В качестве примера рассмотрим результаты наблюдений на станции «Абай» за 5, 6 и 7 июля 1980 г. В 01 ч местного

Таблица 4

Вариации фоновых концентраций минеральных и газовых компонентов термальных вод Алма-Атинского прогностического полигона (в %, период с марта по октябрь 1980 г.)

Месторождение	№ скважины	*Eh*	K^+	Na^+	Cl^-
Каскабас	1	14	4,3	2,4	21,8
Каскабас	3	8	4,0	4,3	17,0
Каскабас	36	8,6	1,3	4,3	17,4
Каскабас	37	5,9	1,9	2,4	10,5
Медео	30	10	1,6	1,9	4,4
Арапсай	48	12	1,7	4,8	1,8
Абай	5-Т	15	1,8	2,4	5,9
Пригородный	3-Т	12	3,8	4,8	2,4
Карасу	8-Т	20	2,4	2,0	3,3

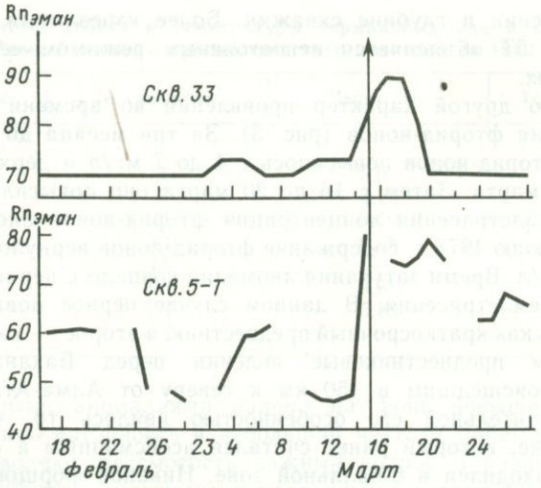


Рис. 2. Вариации концентраций радона в водах скважин 33 и 5Т перед Жаланаш-Тюпским землетрясением (стрелкой обозначен момент землетрясения)

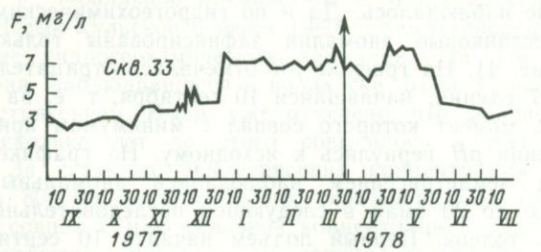


Рис. 3. Вариации концентраций фторид-ионов по скв. 33 перед Жаланаш-Тюпским землетрясением (вертикальная линия)

H_4SiO_4	CO_3^{2-}	CO_3^-	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Rn
9,3	5,8	7,5	—	30,0	23,0
9,3	7,6	16,0	—	35,7	14,9
6,8	9,7	9,0	—	31,2	14,6
6,1	5,8	7,0	—	31,2	11,0
7,4	—	0,7	10	4,8	—
9,1	—	6,7	—	3,0	—
5,6	—	11,4	—	3,6	—
12,7	—	10,6	—	6,7	7,7
10,0	13,6	1,8	—	30,0	—

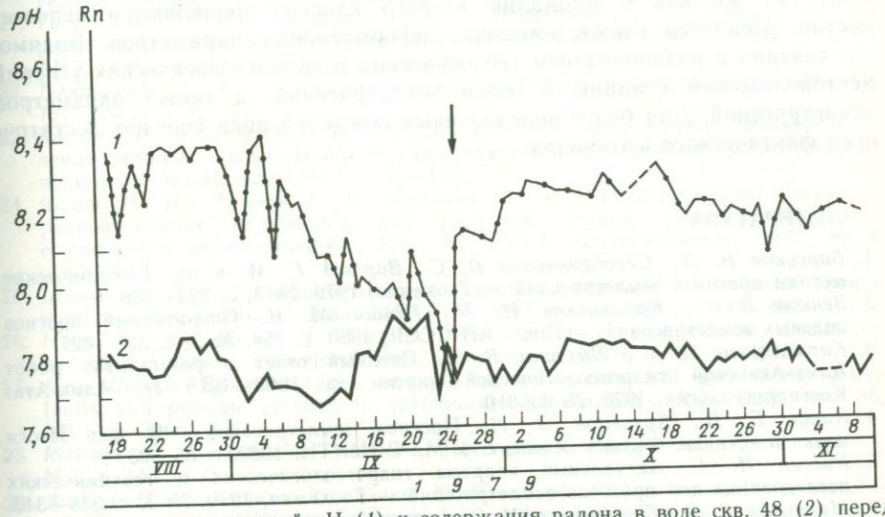


Рис. 4. Изменение значений pH (*1*) и содержания радона в воде скв. 48 (*2*) перед Баканасским землетрясением *M* 6,1 (стрелкой показан момент землетрясения)

времени 6 июля в 140 км к югу от Алма-Аты произошло землетрясение с К 13,5, ощущавшееся в Алма-Ате с силой 3—4 балла. Аномальные изменения содержания радона интенсивностью до 40 эман так же, как и в предыдущем случае, происходили в последовательности: подъем — спад—подъем—толчок. Первый подъем произошел за 9 ч, второй — за три часа до землетрясения. Его момент совпал со вторым максимумом. Значения *pH* за 11 ч до землетрясения резко повысились с 7,5 до 7,9. Сразу после землетрясения они снова вернулись к исходному уровню 7,5. Еще более короткая положительная аномалия отмечена по *Eh*. За три часа до землетрясения оно резко повысилось с 40 до 110 мВ. Землетрясение произошло на спаде кривой после максимума. Бухтообразная положительная аномалия зафиксирована по *p*K. За 11 ч до толчка началось его повышение, интенсивность которого к моменту землетрясения составила 0,3 мВ. В течение 17 ч после него значения *p*K вернулись к исходному уровню.

Таким образом, анализ гидрогеохимических данных показывает, что в целом наблюдаемые аномалии можно разделить на три класса. К первому относятся длиннопериодные аномалии, время существования которых составляет от нескольких до десятка лет (см. рис. 1). Аномалии этого класса, как правило, проявляются на больших площадях и тесно связаны с особенностями регионального сейсмического режима и могут служить долгосрочными предвестниками сильных землетрясений. Аномалии второго класса проявляются на фоне вышеописанных. Время существования их составляет от нескольких суток до нескольких месяцев (см. рис. 2—4). Отличительной особенностью таких аномалий является неповсеместное (локальное) проявление. Как правило, они сопровождаются сильными землетрясениями в регионе. Аномалии третьего класса проявляются на фоне первых двух. Время существования их обычно составляет от нескольких часов до первых суток и сопровождаются местными землетрясениями с энергетическим классом К 10—13. Они, так же как и аномалии второго класса, проявляются неповсеместно. Меняется также комплекс информативных параметров. Видимо, это связано с разнообразием геологических и гидрогеологических условий местоположений станций и очага землетрясений, а также параметров землетрясений. Для более определенных суждений пока еще нет достаточного фактического материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М.* и др. Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—336.
2. *Зенков В. С., Калинников И. М., Нюнин М. И.* Оперативный прогноз сильных землетрясений. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 325—327.
3. *Каратлеуова С. С., Лихтина В. А.* Сводный отчет о результатах работ Алма-Атинской гидрогеологической партии за 1968—1975 гг. Алма-Ата: Казгидрогеология, 1978, № 030810.
4. *Карус Е. В., Кузнецов О. Л.* Прогноз землетрясений. — В кн.: Итоги науки и техники. Физика Земли, т. 6. М.: ВИНИТИ, 1980, с. 85—93.
5. *Киссин И. Г.* Актуальные вопросы гидрогеологических и геохимических исследований для прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 338—343.
6. *Мархинин Е. К., Божкова Л. И.* Зависимось химического состава термальных вод от сейсмической активности. — Бюл. вулканол. ст. ДВНЦ АН СССР, 1976, № 52, с. 37—41.
7. *Монахов Ф. И., Ашихин В. П., Божкова Л. И.* и др. Краткосрочные гидрогеодинамические и гидрогеохимические предвестники землетрясений на острове Кунашир. — Геохимия, 1979, № 3, с. 345—353.
8. *Монахов Ф. И., Ашихин В. П., Божкова Л. И.* и др. Предвестники Шикотанского землетрясения декабря 1978 г. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 4, с. 93—95.
9. *Мячкин В. И., Зубков С. И.* Сводный график предвестников землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 6, с. 28—31.
10. *Осика Д. Г., Саидов С. А., Мегаев А. Б.* О механизме формирования и оперативном прогнозе Дагестанских землетрясений. — Сейсмол. бюл. Кавказа, январь—декабрь 1974(1976). Тбилиси: Мецниереба, 1976, с. 158—170.
11. *Осика Д. Г.* Опыт разработки и перспективы практического использования геохимических и гидрогеологических методов прогноза места, силы и времени мелкофокусных землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 354—363.
12. *Рикитаке Т.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979, с. 5—359.
13. *Сардаров С. С., Гадимов Б. С., Газалиев И. М.* и др. Вариации гелия и аргона в сейсмически активных зонах. — Сейсмол. бюл. Кавказа, январь—декабрь 1974 (1976). Тбилиси: Мецниереба, с. 170—177.

14. Сейсмическое районирование территории СССР Под ред. В. И. Бунэ и Г. П. Горшкова. М.: Наука, 1980, с. 194—203.
15. *Сидорин А. Я.* Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния. — Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 4, с. 825—828.
16. *Султанходжаев А. Н.* Гидрогеохимические предвестники землетрясений в Узбекистане. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 62—64.
17. *Султанходжаев А. Н., Хасанова Л. А., Мавлинбердыева Р. А.* Гидрогеосейсмологические предвестники Газлийского землетрясения. — Докл. АН Узб ССР, 1976, № 9, с. 45—47.
18. *Султанходжаев А. Н., Чернов И. Г., Закиров Т.* Гидрогеосейсмологические предвестники Газлийского землетрясения. — Докл. АН Узб ССР, 1976, № 7, с. 51—53.
19. *Султанходжаев А. Н. Зиган Ф. Г., Файзуллаев М. И.* Гидрогеосейсмологические предвестники Газлийского землетрясения. Вариации газового состава подземных вод. — Докл. АН УзССР, 1976, № 10, с. 45—48.
20. *Султанходжаев А. Н.* Современное состояние и перспективы развития гидрогеосейсмологии. — Узб. геол. журн. 1977, № 5, с. 30—36.
21. *Тугаринов А. И., Сардаров С. С.* Изменения в глубинных потоках радиогенных газов как следствие упругих деформаций земной коры. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 4, с. 856—859.
22. *Тыминский В. Г.* Геохимические предвестники землетрясения. — Природа, 1979, № 2, с. 46—47.
23. *Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Лебедев В. С.* О геохимических предвестниках землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 165—170.
24. *Чалов П. И., Тузова Т. В., Алехина В. М.* Кратковременные вариации радиоизотопных параметров вод разломов земной коры и их связь с прогнозом землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 8, с. 62—72.
25. *Штенгелов Е. С.* Зональность современного напряженного состояния земной коры и сейсмичность. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2, с. 444—447.
26. *Irwin W. P., Barnes I.* Tectonic relations of carbon dioxide discharges and earthduakes. — J Geophys. Res., 1980, vol. 85, NB 6, p. 3115—3121.
27. *King Chi-Yu.* Episodic radon changes in subsurface soil gas along active faults and possible relation to earthquakes.—J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, NB 6, p. 3065—3078.
28. *Rikitake T.* Earthquakes and its forecasting. — Geojourhal, 1980, vol. 4, N 2, p. 145—152.
29. *Wakita H., Nakamura Y., Notsu K. V.* et al. Radon anomaly a possible precursor of the 1978 Izu-Oshimakinkai earthquake. — Science, 1980, vol. 207, N 4433, p. 882—883.

УДК 550.4

Г. М. Рура, В. Н. Крат

ОРГАНИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ С ЦЕЛЬЮ ВЫЯВЛЕНИЯ ПРЕДВЕСТНИКОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПОЛИГОНЕ ФАЙЗАБАД (Таджикская ССР)

За последние 15 лет в СССР и других странах выполнен значительный объем исследований по определению влияния сейсмотектонических процессов на режим подземных вод. При этом был выявлен довольно обширный ряд гидродинамических и гидрогеохимических параметров, перспективных с точки зрения прогноза землетрясений [5—14].

На созданном в соответствии с программой исследований Управления геологии ТаджССР полигоне Комплексной геологической экспедиции «Файзабад» на первом этапе наблюдений за режимом подземных вод предполагается решение следующих задач.

1. Осуществление непрерывной записи возможно большего количества гидродинамических, гидрогеохимических и метеорологических параметров, поскольку точность дискретных наблюдений по принятым методикам зачастую бывает недостаточной для выявления вариаций гидрогеологической обстановки.

2. Выявление в первую очередь факторов несейсмического характера, вызывающих изменения параметров режима подземных вод.

3. Выявление в вертикальном гидрогеологическом разрезе водоносных комплексов (горизонтов), наиболее чувствительных к проявлениям сейсмической активности в районе наблюдений.

Полигон Файзабад расположен к востоку от Душанбе в зоне сочленения глубинных сейсмогенных разломов — Гиссаро-Кокшаальского и Илякского (Вахшского). Первый из них отделяет область длительного погружения — Афгано-Таджикскую впадину — от Гиссаро-Алайской горно-складчатой области [2]. Амплитуда неотектонических движений по Гиссаро-Кокшаальскому разлому достигает 3—4 км и более. Разлом хорошо фиксируется в рельефе поверхности Мохоровичича [3], что дает основание полагать его заложение через всю земную кору.

Илякский (Вахшский) глубинный разлом отделяет быстро растущие периферические хребты Афгано-Таджикской впадины от Гиссарского прогиба. Амплитуда новейших вертикальных тектонических движений по этому разлому достигает 2—3 км, а глубина заложения оценивается в 25—30 км [3].

Район полигона относится к 9-балльной сейсмической зоне, в которой чаще, чем в других районах Таджикистана, происходят коровые землетрясения с магнитудой вплоть до 6,5 [1]. Так, известны два сильных землетрясения в 8 и 9 баллов в 1930 и 1943 гг., происшедшие в непосредственной близости от полигона [4].

Таким образом, высокая сейсмическая активность района полигона позволяет собрать представительный материал для выявления гидрогеологических предвестников сильных землетрясений.

Для проведения режимных наблюдений на полигоне пробурено четыре скважины: 2 ф, 3 ф, 4 ф и 5 ф. Скважинами вскрыт полный

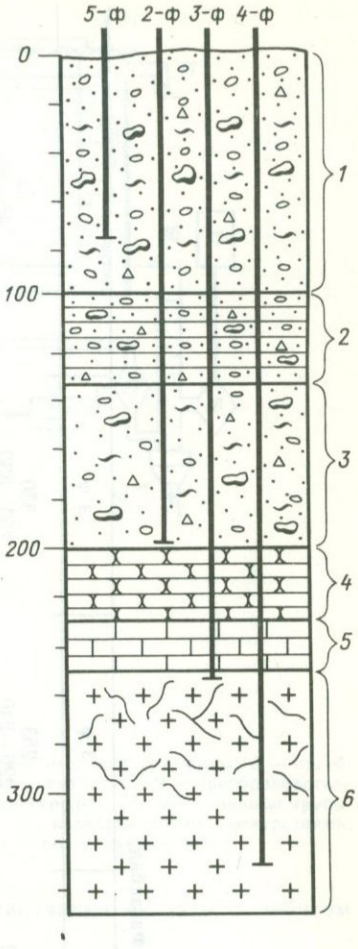


Рис. 1. Геологический разрез скважин полигона

1, 3 — верхнечетвертичные валунно-галечниковые отложения; *2* — плотные глины четвертичного возраста; *4* — нижнемеловые окварцованные песчаники; *5* — верхнеюрские известняки; *6* — верхнекарбоновые мелкозернистые трещиноватые граниты

разрез отложений четвертичной, меловой и юрской систем и верхняя часть палеозоя (рис. 1).

Скважинами 2 ф, 3 ф и 4 ф вскрыты самоизливающие подземные воды, а скважиной 5 ф — грунтовые воды. Параметры скважин сведены в таблицу.

В процессе режимных наблюдений была выявлена четкая взаимосвязь гидродинамических параметров скважин 2 ф и 3 ф, вследствие чего наблюдения проводятся только на скважинах 3 ф, 4 ф и 5 ф.

Каждая из изливающих скважин 3 ф и 4 ф оборудована (рис. 2) съемным оголовком с боковым отводом *2* для вывода кабеля датчика пластовой температуры *1* и вентилем *4* для регулирования расхода воды. Оголовок соединен с установленной над скважиной специальной емкостью *5* размерами $0{,}8\times0{,}4\times0{,}5$ м с герметично закрывающейся крышкой. Емкость внутри разделена перегородками на три отсека.

Первый отсек образуется между боковой стенкой и перегородками *11* и *12*, образующими водяной затвор, и служит для сбора свободных газов. На стенке отсека укреплен датчик *pH* и *Eh* воды *8*. Из этого же отсека вода поступает в установку для определения содержания радона в воде *20*. Для отбора проб воды и газа установлены краны *6* и *10*.

Второй отсек образован перегородками *12* и *14* и предназначен для размещения в нем «вкладыша» *13* размерами $0{,}3\times0{,}3\times0{,}45$ м, приваренного к крышке емкости. «Вкладыш» служит для размещения внутри его критичных к изменению температуры приборов. Уровень воды в этом отсеке постоянен, а мало изменяющаяся температура воды, поступающей из скважины, позволяет термостатировать находящиеся во «вкладыше» узлы аппаратуры.

Третий отсек образован перегородкой *14* и боковой стенкой бака, к которой приварены две трубы *15* и *16*. Верхняя предназначена для аварийного слива воды, а на нижней смонтированы датчик дебита воды *18* и водоструйный насос *21* для обеспечения циркуляции воздуха через установку для определения радона *20*. Нижняя труба оканчивается насадкой *19* с калиброванным отверстием. Поскольку уровень воды в этой трубе пропорционален количеству протекающей через нее воды,

Характеристика скважин полигона Файзабад

Параметр	2 ф	3 ф	4 ф	5 ф
Глубина, м	200	253	330	75
Интервал фильтрации, м	170—190	220—240	250—330	45—65
Возраст пород в интервале фильтрации	Верхнечетвертичные (Q_3)	Нижний мел (K_1)	Верхний карбон (C_3)	Четвертичный (Q_4)
Дебит воды, л/с	0,05	0,22	0,20	—
Температура воды, °С	21	25	26,5	—
pH воды	8,0	8,0	8,1	7,8
Формула химического состава	$M_{3,5}\frac{Cl96SO_44}{Na78Ca20Mg1}$	$M_{3,1}\frac{Cl94SO_45HCO_31}{Na76Ca22K1Mg1}$	$M_{3,5}\frac{Cl96SO_43HCO_31}{Na77Ca21}$	$M_{0,7}\frac{HCO_349SO_428Cl17CO_34NO_31}{Ca37Mg34Na29}$
Содержание радона, эман	40—60	70—90	160—200	—
Содержание растворенных газов, об. %:				
He	0,3	0,3	0,3	—
N_2	94,8	95,0	93,1	—
O_2	3,2	1,6	1,1	—
CO_2	1,5	2,7	5,1	—
H_2	0,2	0,4	0,4	—

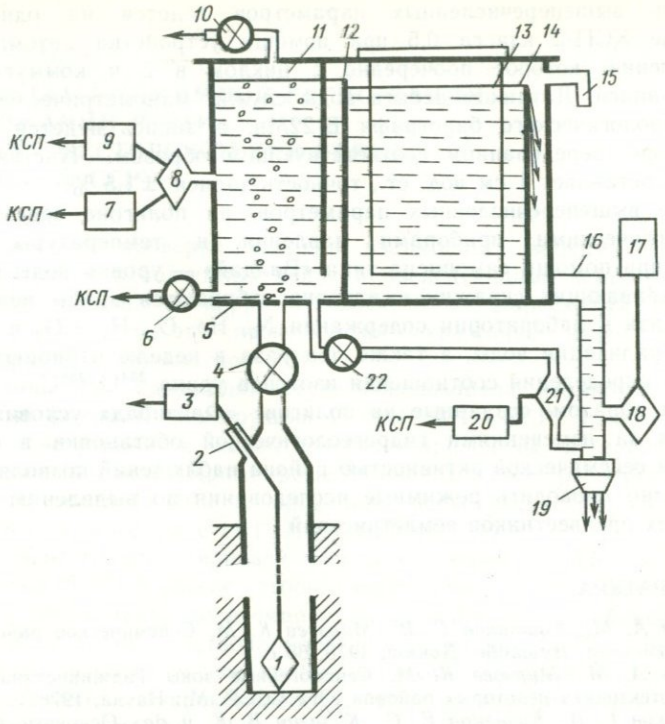


Рис. 2. Схема оборудования скважин полигона
1 — датчик пластовой температуры; *2* — боковой отвод оголовка скважины; *3* — преобразователь датчика температуры; *4, 6, 10, 22* — вентили; *5* — емкость; *7, 9* — преобразователи датчиков *pH* и *Eh*; *8* — датчик *pH* и *Eh*; *11, 12, 14* — перегородки; *15, 16* — сливные трубы; *17* — барограф; *18* — датчик дебита; *19* — насадка с калиброванными отверстиями; *20* — установка для определения содержания радона; *21* — водоструйный насос

то показания датчика уровня *18* можно однозначно связать с дебитом воды через скважину.

В качестве датчика температуры используется медное сопротивление в сочетании со схемой преобразования сопротивления в частоту следования импульсов напряжения. Эта частота сравнивается с частотой опорного генератора в преобразователе *3*, который вырабатывает соответствующий аналоговый сигнал для записи на самописце. Точность записи температуры $\pm 0{,}02°$.

Регистрация величины *pH* и *Eh* производится при помощи промышленных датчиков ДМ-5г и преобразователей П-201 и П-205 с точностью $\pm 0{,}02pH$ и ± 2 мВ. Установка для регистрации содержания радона содержит устройство перевода радона из воды в поток воздуха, сцинтилляционный детектор, устройство стабилизации скорости потока воздуха и водоструйный насос. На полигоне используются в качестве сцинтилляционного детектора соответствующим образом переделанные полевые эманометры ЭМ-6П.

Чувствительность установки в целом можно регулировать в пределах 1 . . . 4 имп/с • эман, точность записи составляет $\pm 1{,}5$ %.

Запись вышеперечисленных параметров ведется на одноточечном самописце КСП-2 класса 0,5 при помощи устройства автоматического переключения, которое поочередно с циклом в 2 ч коммутирует все каналы записи. Датчиком дебита воды служит манометрическая коробка от метеорологического барографа Б-22Мн, а запись ведется на таком же приборе, переделанном соответствующим образом. Чувствительность системы составляет 1 см вод. ст., точность записи ±1,5 %.

Кроме вышеперечисленных параметров, на полигоне ведется запись метеорологическими приборами давления и температуры воздуха, а также при помощи самописца типа «Валдай» — уровня воды в скв. 5ф.

Из изливающих скважин ежедневно отбираются пробы воды и газа для анализа в лаборатории содержания N_2, He, O_2, H_2, CO_2 и определения минерализации воды, а также два раза в неделю отбираются пробы воды для определения соотношения изотопов урана $^{234}U/^{238}U$.

Таким образом, созданные на полигоне «Файзабад» условия для наблюдения за изменениями гидрогеологической обстановки в сочетании с высокой сейсмической активностью района наблюдений позволяют достаточно полно проводить режимные исследования по выявлению гидрогеологических предвестников землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бабаев А. М., Кошлаков Г. В., Мирзоев К. М.* Сейсмическое районирование Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1978. 68 с.
2. *Бабаев А. М., Мирзоев К. М.* Сейсмогенные зоны Таджикистана. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 25.
3. *Кошлаков Г. В., Кузнецов Е. С., Кулагин В. К. и др.,* Основные результаты геолого-геофизических исследований по изучению сейсмоопасных зон в Таджикской ССР. — В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, с. 78—92.
4. *Кухтикова Т. И.* Землетрясения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1966. 45 с.
5. *Мавлянов Г. А. Касимов Х. К., Султанходжаев А. Н.* и др. Гидрогеохимические особенности подземных вод некоторых сейсмоактивных районов Узбекистана. Ташкент: Фан, 1973. 96 с.
6. *Мархинин Е. К., Божкова Л. И.* Зависимость химического состава термальных вод от сейсмической активности. — Бюл. вулканол. ст. ДВНЦ АН СССР, 1976, № 52, с. 37—41.
7. *Осика Д. Г., Мегаев А. Б., Янковская Т. С., Саидов О. А.* Гидрогеохимические аномалии, предшествующие тектоническим землетрясениям, отражение условий формирования их очаговых зон. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1, с. 74—80.
8. *Садовский М. А., Монахов Ф. И., Семенов А. Н.* Гидрогеодинамические предвестники Южно-Курильских землетрясений.—Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 50—54.
9. *Солоненко В. П.* Прогноз землетрясений — желаемое и достигнутое. — Природа, 1979, № 2, с. 13—20.
10. *Чалов П. И., Тузова Т. В., Алехина В. М.* Изотопные параметры вод разломов земной коры в сейсмически активной зоне. Фрунзе: Илим, 1980, 105 с.
11. *Isao K.* Связь режима термальных вод горячих источников района Кагаи и Мацуширских землетрясений, префектура Нагано, Тигакудзаси. — J. Geogr., 1967, vol. 76, N 2, p. 100—115.
12. *Smith P. J.* Radon to predict earthquakes. — Nature, 1976, vol. 261, N 5556, c. 97—98.
13. *Spall H.* Water-level changes and earthquake prediction. — Earthquake Inform. Bull, 1978, vol. 10, N 2, p. 55—59.
14. *Wakita H.* Предсказание землетрясений: Геохимический подход. — Бунсэки, Bunseki, 1976, N 13, p. 36—42.

УДК 550.4

Ю. И. Стахеев

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕЖИМНОЙ РЕГИСТРАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ РТУТИ В ВОДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯВРОЗ (Таджикская ССР)

Необходимость проверки наличия взаимосвязи между вариациями содержания ртути в подземных водах и последующими землетрясениями была сформулирована чл.-корр. АН СССР В. Л. Барсуковым [1]. Было предложено провести эту проверку на скважинах Явроз холодный и Явроз горячий в Таджикской ССР.

Для измерения содержания ртути использовали атомно-абсорбционный ртутный фотометр конструкции ГЕОХИ АН СССР, принцип работы которого, конструкция и характеристики приведены в нашей статье в настоящем сборнике. Кроме регистрации содержания ртути в воде, с 30.10.1979 по 29.11.1979 г. проводили регистрацию потока ртутных паров: почва—атмосфера с 11.11.1979 по 29.11.1979 г.

Пробы воды транспортировали в бутылках емкостью 0,5 л и анализировали через 2—6 ч после отбора ежесуточно. Ртуть, растворенную в воде, восстанавливали до атомарного состояния путем добавки к 0,5 л пробы 1 $см^3$ 2 %-ного раствора борогидрида натрия $NaBH_4$. Восстановленная ртуть выносилась из пробы воздухом, который барботировали через нее с помощью микрокомпрессора МК-1, и накапливалась в течение 1 ч на золотом сорбенте. Накопленная ртуть сбрасывалась с сорбента кратковременным нагревом сорбента электрическим током. Количество накопленной ртути измеряли фотометром. Воспроизводимость результатов определений по такой методике равна 12 %. Абсолютный предел обнаружения, определяемый в основном флуктуациями холостого опыта, равен 10^{-10} г ртути.

Величину почвенного потока ртутных паров регистрировали по количеству ртути, накопленной на сорбенте за 12 ч циркуляции почвенного газа в замкнутой системе: пробоотборник—сорбент. Пробоотборник устанавливали на глубине 1 м от поверхности грунта. Воспроизводимость определений — 5 %, абсолютный предел обнаружения 10^{-11} г ртути.

Результаты регистрации содержания ртути в термальной воде и почвенного потока ртутных паров представлены на рис. 1 вместе с расчетными данными по логарифмам энергии сейсмических толчков, выделившейся в течение суток в районе регистрации. Среднее содержание ртути в воде скважины Явроз холодный за период регистрации $\overline{C}_{Hg} = 2{,}5$ нг/л, с 17-кратным размахом содержаний. Для скважины Явроз горячий $\overline{C}_{Hg} = 2{,}0$ нг/л, с 5-кратным размахом содержаний. Значения почвенного потока ртутных паров обнаруживали существенную (до 4-кратной) систематическую разницу ночных и дневных значений, поэтому на графике величина потока приведена как сумма данных за дневное и ночное время. Среднее значение потока за время регистрации — $\overline{\Phi}_{Hg} = 19$ нг/м^2 · сут. Размах значений 2,5-кратный. Величина погрешностей в определениях содержания ртути указана на первых точках соответствующих реализаций.

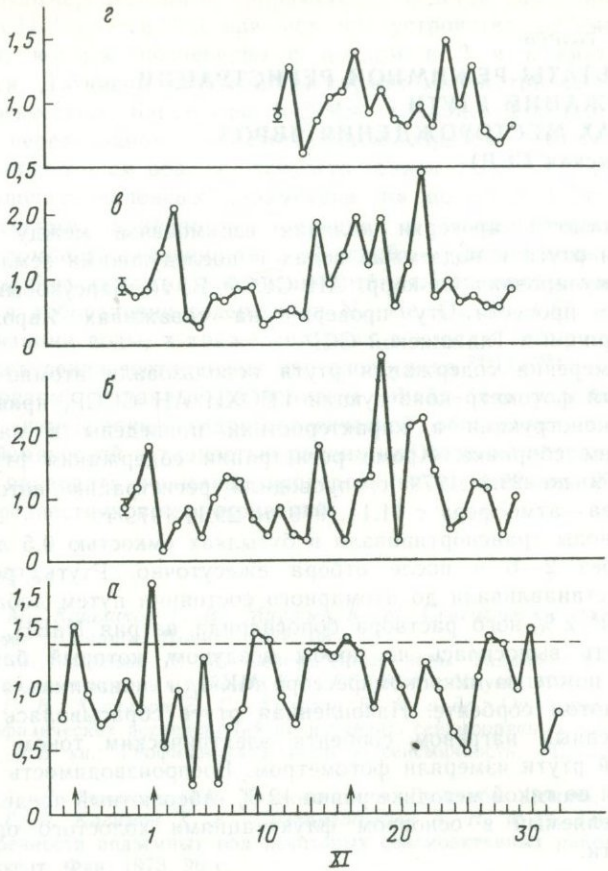


Рис. 1. Изменения энергии сейсмических толчков за сутки, содержания ртути в скважинной воде и почвенного потока ртутных паров с 25 X. 1979 по 2 XII. 1979 г., нормированные к среднему за период регистрации

а — логарифм энергии сейсмических толчков; *б* — содержания ртути в воде скважины Явроз холодный; *в* — содержания ртути в воде скважины Явроз горячий; *г* — почвенный поток ртутных паров; стрелками указано время землетрясений силой 2—4 балла

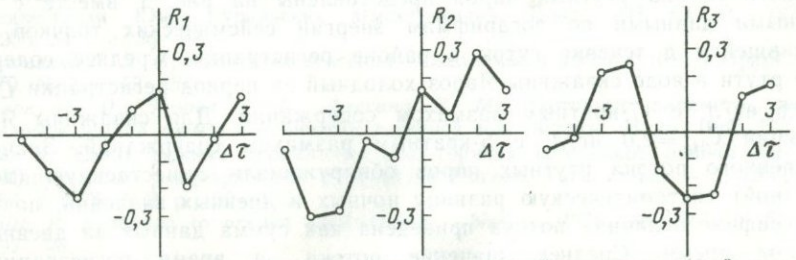


Рис. 2. Взаимные корреляционные функции логарифма энергии сейсмических толчков в пункте регистрации

R_1 — содержания ртути в воде скважины Явроз хододный; R_2 — содержания ртути в воде скважины Явроз горячий; R_3 — почвенного потока ртутных паров

Визуальное сопоставление характера изменений энергий сейсмических толчков, содержания ртути в скважинной воде и почвенного потока ртутных паров сильно затруднялось значительными и неупорядочными вариациями сравниваемых величин. Кроме того, визуальное сравнение не позволяет количественно оценить силу связи энергии толчков и соответствующего геохимического предвестника.

Для количественной оценки каких-либо систематических отклонений геохимического предвестника и установления степени взаимосвязанности предвестника и сейсмической активности мы использовали расчет взаимных корреляционных функций логарифмов энергии сейсмических толчков за сутки и содержания ртути в воде, а также величин почвенного потока ртути. В данном случае взаимно-корреляционная функция представляет собой совокупность парных линейных коэффициентов корреляции [2], получаемых при последовательном сдвиге оцениваемых совокупностей друг относительно друга в положительном и отрицательном направлениях по оси времени. Результаты расчетов представлены на рис. 2. Отсюда видно, что возрастаниям энергий сейсмических толчков предшествуют спады содержания ртути в воде скважины Явроз холодный за 3 сут ($R_1 = -0{,}23$, при $\Delta\tau = -3$) и за 4 сут для скважины Явроз горячий ($R_2 = -0{,}30$, при $\Delta\tau = -4$). В том и другом случае имеется эффект «последствия», причем содержание ртути падает в воде скважины Явроз холодный через сутки после возрастания энергии толчков ($R_1 = -0{,}19$, при $\Delta\tau = +1$), в воде скважины Явроз горячий возрастает через 2 сут после толчков ($R_2 = 0{,}30$, при $\Delta\tau = +2$). Почвенный поток паров ртути возрастает за 2 сут до толчков ($R_3 = 0{,}25$, при $\Delta\tau = -2$) и падает одновременно и через сутки после них ($R_3 = -0{,}23$ при $\Delta\tau = 0$ и $\Delta\tau = 1$).

Числовые значения взаимно-корреляционных функций в точках, предшествующих возрастанию энергий толчков, равны $-0{,}23$; $-0{,}30$ и $+0{,}25$ соответственно, т. е. сила связи переменных невелика. Проверка значимости показала, что эти значения коэффициентов корреляции значимы на уровнях 70, 80 и 80 % соответственно.

Причиной низких числовых значений коэффициентов корреляции не обязательно может быть слабая взаимосвязь переменных. Низкие значения могут получаться также при несоответствии законов распределения рассматриваемых переменных нормальному и значительной нелинейности связей переменных.

Проверка соответствия распределения логарифмов энергий сейсмических толчков за время регистрации нормальному закону по критерию Пирсона дала положительный результат. Такой же результат получен и при проверке распределения содержаний ртути в воде скважины Явроз холодный. Закон распределения содержаний ртути в воде скважины Явроз горячий оказался ближе к логарифмически нормальному, чем к нормальному закону.

Для проверки линейности связи логарифма энергии толчков и содержаний ртути в толчках $\Delta\tau = -3$ и $\Delta\tau = -4$ для скважин Явроз холодный и Явроз горячий были вычислены значения корреляционных отношений η_1 и η_2. Они численно равны коэффициентам корреляции при линейной связи переменных и, как и коэффициенты корреляции, меняются от 0 до 1, при переходе от независимости к полной синхронности переменных. В то же время их числовые значения становятся больше

значений коэффициентов корреляции с ростом нелинейности связей переменных [2].

Расчет показал, что $\eta_1(\Delta\tau=-3)=0{,}47$ и $\eta_2(\Delta\tau=-4)=0{,}58$, т. е. предположение о нелинейности связи рассматриваемых переменных подтвердилось. Отсюда вытекает необходимость в дальнейшем провести поиск вида функциональных зависимостей величины предвестника с энергией последующих землетрясений.

Другими причинами низких числовых значений коэффициентов корреляции и их значимостей могут быть недостаточная длина реализаций и недостаточная частота измерений. То и другое в дальнейшем может быть резко увеличено при автоматизации процесса измерения содержаний ртути. Опыт работы показал, что из-за чрезвычайно низких содержаний ртути в термальных водах наибольшие затруднения при длительной регулярной эксплуатации фотометра вызываются систематическим увеличением уровня холостого опыта, из-за загрязнений посуды и газовых коммуникаций фотометра. Поэтому необходим постоянный контроль и периодическая чистка вручную, поскольку эта операция трудно поддается автоматизации. Для технических измерений значительно перспективнее метод регистрации почвенного потока ртутных паров, так как он не требует периодической чистки коммуникаций и поэтому характеризуется достаточной долговременной стабильностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, 323—337.
2. Справочник по вероятностным расчетам Г. Г. Абезгауз, А. П. Тронь, Ю. Н. Копенкин, И. А. Коровина. М.: Воениздат, 1970. 530 с.

УДК 550.348.4(575.2)

К. Е. Калмурзаев, А. У. Абдуллаев, Ц. М. Касымова

О ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТАХ В ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДАХ КИРГИЗИИ В ПЕРИОДЫ ПРОЯВЛЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

За последние годы проблема прогноза сильных землетрясений приобретает исключительную актуальность. Территория Киргизии является одной из наиболее сейсмоактивных областей Советского Союза и представляет собой уникальный объект для постановки гидрогеохимических исследований. Предпосылками для этого служит ряд факторов: блоковое строение основных структурно-тектонических зон Тянь-Шаня, разграниченных системами крупных глубинных разломов, в пределах которых чаще всего формируются очаги землетрясений; приуроченность к этим региональным разрывным нарушениям выходов многочисленных источников термоминеральных вод глубокой циркуляции и высокая сейсмическая активность районов исследования. Достаточно отметить, что

только за последние 10 лет в Киргизии произошли такие сильные землетрясения, как 8-балльное Сарыкамышское (1970 г.), 8-балльное Маркансуйское (1974 г.), 6-балльное Чонгаринское (1977 г.), 8-балльное Исфара-Баткенское (1977 г.), 6—7-балльное Хайдарканское (1977 г.), 8-балльное Жаланаш-Тюпское (1978 г.), 8-балльное Дараут-Курганское (1978 г.), 7-балльное Заалайское (1979 г.), 6—7-балльное Барскаунское (1979 г.), 7-балльное Барскаунское (1980 г.).

В Киргизии гидрогеохимические исследования в целях прогнозирования землетрясений начались с 1976 г. на базе месторождений термоминеральных вод Джеты-Огуз, Иссык-Ата, Джалал-Абад и Долинка, где в настоящее время организованы стационарные режимные сейсмогеохимические станции. Последние позволяют вести постоянные наблюдения на трех региональных прогностических полигонах: Чуйском, Иссык-Кульском и Южно-Ферганском, охватывающих сейсмогенерирующие зоны 9-балльной активности [3].

1. На Иссык-Кульском полигоне стационарное наблюдение ведется с 1977 г. на курорте Джеты-Огуз по скважинам 6, 15, 20, глубина которых от 70 до 500 м. С июля 1979 г. наблюдения также ведутся по скважинам в селах Долинка и Курское на северном берегу оз. Иссык-Куль. Глубина скважин 1500—1700 м.

2. На Чуйском полигоне с 1977 г. изучаются воды скважин 3-к и 6-к на территории курорта Иссык-Ата, находящегося в 70 км к юго-востоку от Фрунзе. Глубина скважин до 170 м.

3. На Южно-Ферганском полигоне с июля 1979 г. аналогичные исследования проводятся на трех скважинах 1, 3, 5 курорта Джалал-Абад. Глубина скважин 1700—2000 м.

В настоящее время завершается создание еще трех станций на базе целевых скважин в Фрунзе (урочище Аламедин), Таласской долине и в Акталинской впадине в Центральном Тянь-Шане.

Режимные наблюдения осуществляли за гидрогеохимическими предвестниками и за гидродинамическими параметрами. Концентрацию ионов магния, кальция, карбонат-, гидрокарбонат-, сульфат-, хлорид-ионов, содержание кремниевой кислоты, углекислого газа, радона и величину *pH* определяли ежедневно. Замеряли гидрогеодинамические параметры. Исследовали также вариации в концентрации ртути и радона в почвенном воздухе в прогностических целях. Проводили серию экспериментов по выяснению закономерностей нестационарных процессов эманирования в воду при изменении физико-химических параметров окружающей среды.

Изучение влияния сильных афтершоков на газовый и химический составы термальных вод проводили на примерах 8-балльных Исфара-Баткенского (1977 г.) и Жаланаш-Тюпского (1978 г.) землетрясений.

Характер изменения химического и газового состава вод в зависимости от тектонических напряжений изучали путем сопоставления вариаций концентрации компонентов с сейсмическими событиями в районе во времени, согласно рекомендованным методическим приемам [1, 2, 4, 9]. Следует отметить, что существует ряд факторов, которые могут значительно исказить истинную «конфигурацию» этих аномалий. К таковым относятся: разнопериодные колебания динамических и химических параметров термальных вод, т. е. гидрогеологические и гидрохимические ритмы; влияние атмосферного давления и температуры, лунно-солнечных приливов и других процессов.

Необходимо учитывать погрешности измерений. Важен также сам принцип отбора сейсмологического материала в прогностических исследованиях. Отбор полученного сейсмологического материала для корреляции с изменением концентраций компонентов подземных вод во времени был осуществлен согласно рекомендациям В. И. Уломова [10] по шкале предельных расстояний ощутимости землетрясений в зависимости от магнитуды последних и размеров очага и радиусов зон выборок. При этом имелось в виду, что землетрясение, будучи тектоническим процессом неожиданного и внезапного характера, не имеет никакой связи с любыми повторяющимися вариационными циклами на графиках, т. е. они могут быть лишь следствием каких-то периодических явлений.

Напряженное состояние земной коры в период проявления сейсмических толчков с энергетическим классом $K \geqslant 10$ четко фиксируется аномалиями всех изученных компонентов в радиусе около 50 км от наблюдательных скважин. Это иллюстрируется на примере проявления сильных афтершоков Жаланаш-Тюпского землетрясения 25 марта 1978 г. в Восточном Прииссыккулье. На рис. 1, где приведены вариации концентрации компонентов химического и газового состава по данным анализа термальных вод месторождений Джеты-Огуз и Джергалан, отчетливо видны аномалии в концентрациях карбонат- и гидрокарбонат-ионов, углекислого газа и радона в плейстосейстовой области после основного 8-балльного толчка. Характерно, что афтершокам предшествовало существенное возрастание концентраций этих компонентов со стабилизацией в кратковременные периоды относительного затишья. На этом примере можно видеть возможность корреляции напряженного состояния земной коры с аномальными изменениями в концентрации радона, углекислого газа, гидрокарбонат-иона.

Аналогичную картину отмечали в период появления афтершоков 8-балльного Исфара-Баткенского землетрясения 31 января 1977 г. [4] по данным режимных наблюдений за изменением химического состава подземных вод фонтанирующих скважин 3, 9 и 36 в районе с. Баткен (эпицентральная зона) [5], проведенных в период с января по май 1977 г. Отмеченная закономерность подтверждается также изучением афтершоков 7-балльного Алайского (Маркансуйского) землетрясения [2] в августе 1974 г., проведенным С. У. Латиповым с сотрудниками Института сейсмологии АН УзбССР, в радиусе 60 км от эпицентра.

На примере данных режимных наблюдений за химическим составом вод скважины Долинка на Иссык-Кульском прогностическом полигоне с июля 1979 г. по июль 1980 г. можно видеть (рис. 2), что все ощутимые землетрясения, в особенности в Северной Киргизии, зафиксированы в виде геохимических аномалий. Такие же аномалии в составе вод зафиксированы на станции Иссык-Ата.

Характерно, что в очаговой области гидрогеохимические аномалии проявляются даже при слабых землетрясениях. В течение 15—23 июля 1979 г. в районе скважин Долинка и Курское, в радиусе около 75 км отмечена группа слабых землетрясений с К 7—9,1 и глубиной очага около 5 км в полосе от г. Пржевальска до г. Рыбачье на южном склоне Кунгей Ала-Тоо (см. рис. 2). Среди них наиболее ощутимым было землетрясение, происшедшее 27 июля 1979 г. с энергетическим классом 9,1. Этим толчкам предшествовали четко выраженные аномалии в концен-

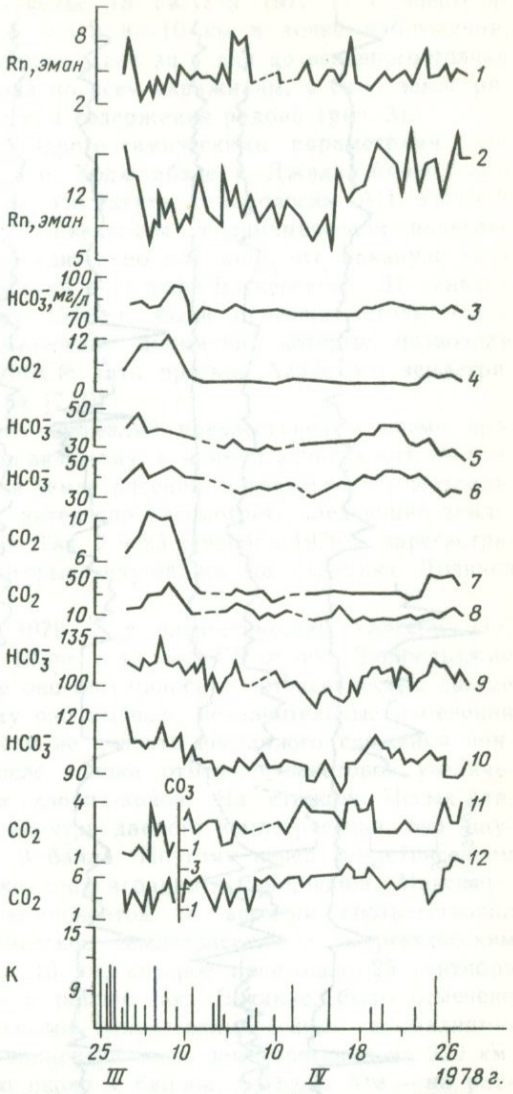


Рис. 1. Вариации концентраций компонентов химического и газового составов термальных вод месторождения Джеты-Огуз и Джергалан в период сильных афтершоков Джаланаш-Тюпского землетрясения 25 марта 1978 г.

1 — Rn, скв. 1а; *2* — Rn, скв. 2/74; *3* — HCO_3^-, скв. 15; *4* — CO_2, скв. 15; *5* — HCO_3^-, скв. 20; *6* — HCO_3^-, скв. 6; *7* — CO_2, скв. 20; *8* — CO_2, скв. 6; *9* — HCO_3^-, скв. 1а; *10* — HCO_3^-, скв. 2/74; *11* — CO_2, скв. 1а; *12* — CO_2; скв. 2/74; вертикальные линии — зарегистрированные землетрясения

трациях ионов макрокомпонентов в скважинах в поселках Долинка и Курское.

Нарастание концентрации компонентов отмечали начиная с 18 июля, т. е. за семь дней до ощутимых толчков. Например, по ст. Долинка содержание хлорид-иона при фоновом значении 950 мг/л увеличилось до 1209 мг/л, сульфат-ионов с 759 до 1133 мг/л, ионов кальция с 66 до 108 мг/л. По скважинам станции Иссык-Ата отмечено, что слабые землетрясения 14 и 19 июня 1980 г. с К 9,4—10,6, эпицентры которых оказались на расстоянии 15 и 45 км от точки наблюдения, дали более четкие аномалии в концентрациях радона, хлорид- и гидрокарбонат-ионов. Еще одним примером может быть слабое землетрясение 24 июля 1980 г. с К 10,6, которое произошло в 30 км к юго-западу от Джалалабадских скважин. Наблюдали заметные аномалии в содержании радона, ионов магния и хлорид-ионов. Еще одним примером может быть слабое землетрясение 24 июля 1980 г. с К 10,6, которое произошло в 30 км к юго-западу от Джалалабадских скважин. Наблюдали заметные аномалии в содержании радона, ионов магния и хлорид-ионов.

На основании режимных наблюдений в Джеты-Огузских термальных водах установлено, что землетрясениям, происшедшим 2 и 4 сентября 1976 г. с энергетическим классом соответственно 9,6 и 9,7 с эпицентром на южном склоне Кунгей Ала-Тоо, в 100 км от станции наблюдения, предшествовало аномальное повышение концентрации радона, углекислого газа, хлорид- и гидрокарбонат-ионов. Землетрясение, которое

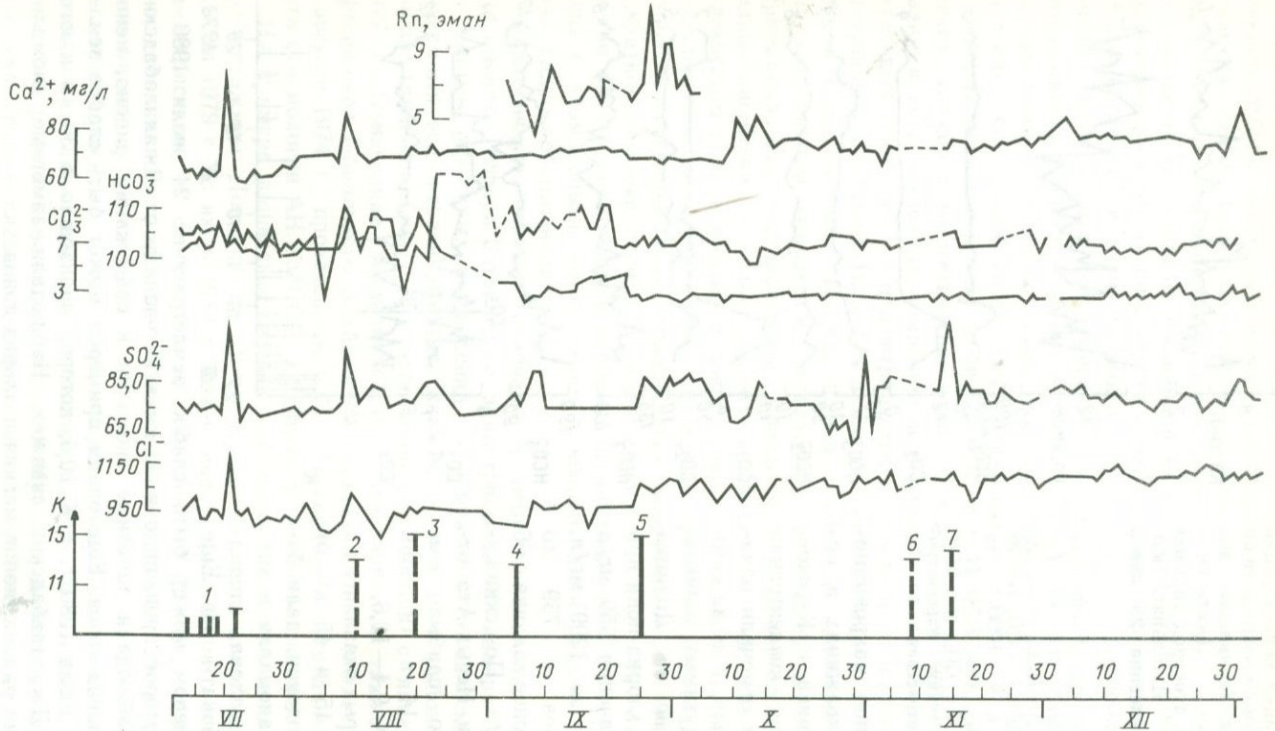


Рис. 2. Вариации концентраций компонентов химического состава термоминеральной воды в скважине Долинка на северном берегу оз. Иссык-Куль за второе полугодие 1979 г. Вертикальные линии — землетрясения

1 — Иссык-Кульские; *2* — Алайское, Δ 490 км; *2* — Южно-Тяньшаньское, Δ 370 км; *4* — Центрально-Тяньшаньское, Δ 200 км; *5* — Южно-Казахстанское, Δ 220 км; *6* — Южно-Тяньшаньское, Δ 600 км; *7* — Центрально-Тяньшаньское, Δ 360 км

произошло в Южном Прииссыккулье 18 августа 1977 г. с энергетическим классом 9,8 и глубиной очага 8—10 км, в точке наблюдения, расположенной в 73 км от эпицентра, дало за 4 дня до основного толчка предвестниковые аномалии радона по всем скважинам, а само землетрясение произошло вслед за всплеском содержания радона (рис. 3).

Режимные наблюдения за гидрогеохимическими параметрами термальных вод в городах Андижане, Ходжаабаде и Джалал-Абаде, проведенные Андижанским отделом Института сейсмологии АН УзбССР (Г. Ю. Азизов и др.) и на Ташкентском геодинамическом полигоне (А. Н. Султанходжаев и др.), убедительно показали, что накануне двух сильных 8-балльных землетрясений — Исфара-Баткенского 31 января 1977 г. и Алайского 2 ноября 1978 г. были отмечены столь явные геохимические и гидрогеодинамические аномалии, которые позволили Институту сейсмологии АН УзбССР дать прогноз Алайского землетрясения за 6 ч до основного толчка [7, 9].

Величины гидрогеохимических аномалий предвестника и время проявления аномалии находятся, по-видимому, в прямой зависимости от размеров очага и силы готовящихся землетрясений, а также от эпицентрального расстояния. В этом плане интересно рассмотреть следующие землетрясения в Северном Тянь-Шане. Так, 7 и 25 сентября 1979 г. зарегистрированы два землетрясения, которые ощущались на станциях Долинка и Иссык-Ата.

Землетрясение 7 сентября 1979 г. с энергетическим классом 11,6 произошло в Центральном Тянь-Шане, в 40 км к СВ от пос. Дюрбельджин и в 200 км от ст. Долинка, где оно ощущалось с интенсивностью свыше 2 баллов (см. рис. 2). Поэтому оно вызвало незначительные изменения в химическом составе воды, если не считать внезапного снижения концентрации карбонат-ионов. После толчка отмечено некоторое увеличение концентрации сульфат- и хлорид-ионов. На станции Иссык-Ата, расположенной в 125 км от эпицентра данного землетрясения, оно ощущалось с интенсивностью 2,5—3 балла. Поэтому перед землетрясением наблюдали заметное увеличение концентрации хлорид-ионов. Максимум аномальных всплесков этих компонентов во времени соответствовал моменту землетрясения. Баканасское землетрясение с энергетическим классом 14,2 и глубиной очага 13 км, которое произошло 25 сентября 1979 г. в Южном Казахстане в районе пос. Баканас, было отмечено на этих станциях более сильными гидрогеохимическими аномалиями. На ст. Долинка, удаленной от эпицентра этого землетрясения на 220 км, оно ощущалось интенсивностью около 4 баллов, в Иссык-Ате — на расстоянии 320 км 3,5 балла. Это землетрясение вызвало существенные гидрогеохимические аномалии (см. рис. 2, 4). Например, в воде скважины Долинка за несколько дней до толчка началось повышение концентрации хлорид-ионов с 950 до 1100 мг/л, которое приобрело необратимый характер после землетрясения и установилось в пределах 1000—1100 мг/л до конца года. Содержание сульфат-ионов резко возросло за сутки до события с 75 до 85 мг/л, хотя максимальная концентрация сульфат-ионов была отмечена через сутки—двое после толчка. Концентрация карбонат-ионов и гидрокарбонат-ионов за 4 дня до землетрясения резко снизилась и оставалась на этом уровне до конца года (рис. 2, 4). По скважине Курская, которая находилась в 8 км к западу от скважины

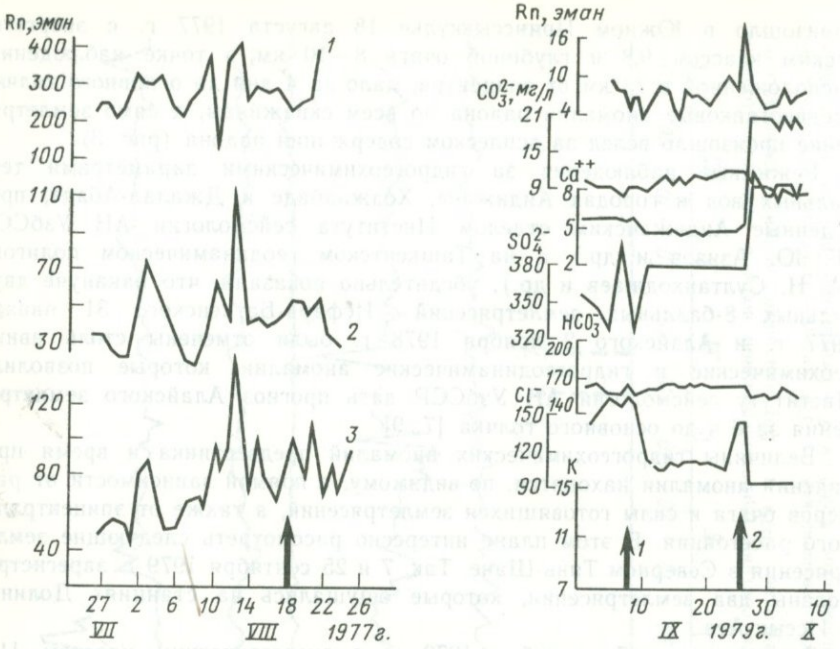


Рис. 3. Радоновые предвестниковые аномалии перед Тюпским землетрясением 18 августа 1977 г. К 9,8, Δ 73 км в Джеты-Огузских термальных водах (стрелкой отмечен момент землетрясения)

1 — скв. 15; *2* — скв. 6; *3* — скв. 20

Рис. 4. Вариации концентрации компонентов химического состава воды скважины Курская на северном берегу оз. Иссык-Куль за сентябрь—октябрь 1979 г. в период подготовки землетрясений в Центральном Тянь-Шане 7 сентября 1979 г. К 11,6, Δ 200 (*1*) и Баканасского 25 сентября 1979 г. в Южном Казахстане К 14,2, Δ 220 (*2*)

Долинка, отмечена аналогичная картина, в частности наблюдали увеличение содержания хлорид-ионов со среднего фонового значения 130 мг/л до 169 мг/л к моменту землетрясения; концентрация сульфат-ионов изменилась с 360 до 380 мг/л. Особый интерес вызывает четкое проявление радоновых аномалий. Так, в скважине Долинка концентрация радона существенно увеличилась к моменту землетрясения в сравнении со среднефоновым значением (8 эман) и достигла максимума (16 эман) 27 сентября, т. е. через 2 сут после события; такая же картина отмечена по скважине Курская: при фоновом значении 8 эман максимум концентрации радона 23 эман был достигнут 27 сентября, т. е. также с опозданием на 2 сут.

На станции Иссык-Ата отмечены аномалии в содержании сульфат- и хлорид-ионов, а также радона. Так, за 5 дней до толчка с 19 сентября началось повышение концентрации сульфат-иона с 70 до 93,2 мг/л, достигнув максимума 21 сентября. Содержание хлорид-ионов начало увеличиваться с 20 сентября с 32 мг/л и достигло 42,6 мг/л 26 сентября, т. е. моменту землетрясения предшествовал устойчивый подъем этих компонентов. Концентрация радона к моменту землетрясения начала

резко возрастать, правда максимальные концентрации (двукратное увеличение) отмечали через сутки после землетрясения.

Геохимические предвестники и последствия относительно сильного землетрясения на различном удалении от эпицентра можно рассмотреть на примере Барскаунского землетрясения с энергетическим классом 13,8 и глубиной очага 15 км, которое произошло 6 июля 1980 г. в Южном Прииссыккулье, на северном склоне Терской Ала-Тоо с эпицентром в 20 км к юго-востоку от с. Барскаун.

Анализируя фактический материал по всем гидрогеохимическим станциям, можно отметить, что изученным землетрясениям, как правило, предшествует резкое увеличение концентрации радона и других микро- и макрокомпонентов за несколько дней до события, а сами землетрясения следуют после снижения концентрации компонентов — предвестников. Следовательно, эти аномальные значения можно рассматривать как краткосрочные предвестники, информирующие об изменении сейсмотектонического процесса перед моментом разрядки. Кратковременность и значительная фрагментарность исследований в Киргизии не позволяют на данном этапе изучения проблемы давать окончательную прогностическую оценку всем изученным компонентам. Но тем не менее можно сделать следующие основные выводы.

1. При землетрясениях с энергетическим классом 12 по информативным наблюдательным скважинам в радиусе около 50—100 км могут быть зафиксированы краткосрочные предвестники землетрясений в виде геохимических аномалий по радону, хлорид-ионам и в некоторой степени по карбонат-ионам и углекислому газу.

2. Можно полагать, что время проявления и величины аномальных концентраций компонентов находятся в прямой зависимости от силы готовящегося землетрясения и от эпицентрального расстояния до точки наблюдения.

3. Наиболее информативным компонентом среди изученных предвестников является радон. Концентрация радона аномально увеличивается за 3—15 дней до землетрясения, а затем резко снижается перед землетрясением. Этот эффект отмечен по всем скважинам в периоды ощутимых землетрясений в Киргизии. Может быть предложена схема проявления радоновых аномалий: подъем — максимум — спад — землетрясение. Но эта закономерность отчетливо проявляется в радиусе до 200 км от эпицентра. Далее возможно запаздывание проявления максимума радона по отношению к землетрясению.

4. Хлорид-ионы четко реагируют на происходящие сейсмические воздействия, причем его содержание в период подготовки землетрясения увеличивается. Такой эффект менее выражен в вариациях ионов кальция и сульфат-ионов.

5. Концентрация карбонат- и гидрокарбонат-ионов, в особенности углекислого газа, при возникновении землетрясений и в период афтершоков возрастают в значительных количествах, а по мере стабилизации сейсмической обстановки содержание их уменьшается до фоновых значений. Такой эффект отмечается за 1—3 дня в период ощутимых землетрясений.

6. Замечено, что по информативности каждая режимная геохимическая станция отличается различной степенью реагирования химических компонентов, а также радиусами чувствительности (50—200 км).

Обработка данных режимных наблюдений за напором, дебитом и температурой термоминеральных вод Джалал-Абадского и Джеты-Огузского месторождений с целью выявления их связи с сейсмичностью показывает, что реакция гидрогеохимических параметров на землетрясения, ощущающиеся на этих станциях, замечена при интенсивности 4—5 баллов и выше. Величина аномалии определяется силой землетрясения — чем выше энергетический класс и меньше эпицентральное расстояние, тем больше вызванные им изменения гидрогеодинамического и температурного режима. В целом отмечена тенденция увеличения температуры воды, дебита и пластового давления перед ощутимыми землетрясениями.

Экспериментальные работы, проводимые А. А. Мусиным и С. Идрисовой в лаборатории радиогеологии, сейсмогеохимии и геофизики Института сейсмологии АН КиргССР по нестационарному эманированию при изменении физико-химических параметров окружающей среды, показывают, что такие параметры, как усиление смачивания пород, повышение температуры окружающей среды (20—90 °С) и присутствие в системе растворов хлорида кальция и натрия, чрезвычайно быстро увеличивают десорбцию радона в жидкую фазу. Учитывая результаты этих экспериментов и анализируя обширный литературный материал по поводу радоновых аномалий в связи с землетрясением, можно подойти к объяснению возможной причины этого явления.

Прежде всего следует отметить, что почти совместное возникновение аномальных геохимических всплесков радона и хлорид-ионов накануне землетрясения, по-видимому, не случайно. Радон, очевидно, выжимается из вмещающих термальные воды горных пород путем десорбции при нарастающих сжимающих напряжениях, когда лавинообразно увеличивается трещинообразование с одновременным смачиванием всех микропоровых пространств. Это обстоятельство в совокупности с повышением температуры воды перед землетрясением приводит к исключительно быстрому поступлению радона в жидкую фазу. Резкое повышение концентрации хлорид-иона в термоминеральных водах перед толчками и ее возможная стабильность в течение длительного времени связаны, по всей вероятности, с глубинными подтоками этого компонента из нижележащих слоев гидросферы по субвертикальным глубинным разломам.

В целях эффективного изучения информативности геохимических предвестников землетрясений в различных районах Киргизии впервые произведено геохимическое районирование территории республики на базе комплексного рассмотрения сейсмичности, сейсмотектоники и истории геологического развития, условий формирования и геохимической классификации термоминеральных вод. На основе такого районирования выделены геохимические типы вод с характерным комплексом информативных типоморфных компонентов и обосновывается создание специальной сети геохимической службы оперативного прогноза в пределах всей территории Киргизии с увязкой со станциями подобных наблюдений соседних республик.

Дальнейшее развитие исследований поисков сейсмогеохимических предвестников землетрясений должно идти по пути создания сети геохимических станций и режимного изучения газового (He, Rn, H_2,

Hg, CH_4 и др.), изотопного и микрокомпонентного составов термоминеральных вод путем применения современной аналитической аппаратуры и автоматической измерительной техники с переходом от дискретных замеров к непрерывным.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 323—336.
2. Гидрогеохимические особенности некоторых сейсмоактивных зон Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977. 168 с.
3. *Калмурзаев К. Е., Джанузаков К. Д., Кнауф В. И.* Карта сейсмического районирования КиргССР. Фрунзе: Илим, 1979, с. 23.
4. *Калмурзаев К. Е.* и др. Предварительные результаты изучения Исфара-Баткенского землетрясения 31 марта 1977. — Изв. АН Кирг ССР, 1977, № 5, с. 11—19.
5. *Калмурзаев К. Е., Хусаинов У. Х., Кабо А. Э.* Концентрация радона и некоторые другие параметры подземных вод как возможные предвестники афтершоков Исфара-Баткенского землетрясения 1977 г. Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1980, с. 93—100.
6. *Мавлянов Г. А., Султанходжаев А. Н., Уломов В. И., Хасанова Л. А.* и др. Явление изменения химического состава подземных вод при землетрясениях. Диплом на открытие № 129. Бюл. откр. и изобрет. 1973, № 42, с. 3—4.
7. *Мавлянов Г. А., Ганиев К. Г.* Многолетний режим грунтовых вод орошаемых территорий в бассейне Аральского моря. Ташкент: Фан, 1980, 135 с.
8. *Осика Д. Г.* Опыт разработки и перспективы практического использования геохимических и гидрогеохимических методов прогноза места, силы и времени мелкофокусных землетрясений. — Геохимия, 1976, № 3, с. 354—366.
9. *Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г.* Методические рекомендации к гидрогеосейсмологическим исследованиям. Ташкент: Фан, 1980. 52 с.
10. *Уломов В. И.* Методика поиска прогностических признаков землетрясений. Информ. сообщ. № 186 Ин-та сейсмологии АН Узб ССР, 1977. 11 с.
11. *Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Лебедев В. С.* О геохимических эффектах, сопутствующих тектоническим землетрясениям. — В кн.: Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 303—327.

УДК 550.343.4.(575.1)

К. Е. Калмурзаев, А. У. Абдуллаев, Ц. М. Касымова, С. А. Денисов, Э. Э. Оролбаев

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ И ПОСЛЕДСТВИЯ БАРСКАУНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 6 ИЮЛЯ 1980 г.

К югу от оз. Иссык-Куль на северном склоне хр. Терской Ала-Тоо 5 июля 1980 г. в 06 ч 07 мин 09 с по Гринвичу произошло землетрясение с энергетическим классом К 13,8 с магнитудой 5,6. Эпицентр землетрясения имел координаты $\varphi = 41°48'$ с. ш., $\lambda = 77°31'$ в. д. и был приурочен к системе разломов линии Николаева.

Область 5—6-балльного сотрясения имеет субширотно-вытянутую форму эллипса. Землетрясение 4—5-балльной интенсивности ощущалось почти на всей площади Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления. Оно сопровождалось подземным гулом, беспокойством животных и птиц. Гидрогеохимические предвестники этого землетрясения наблюдали на стан-

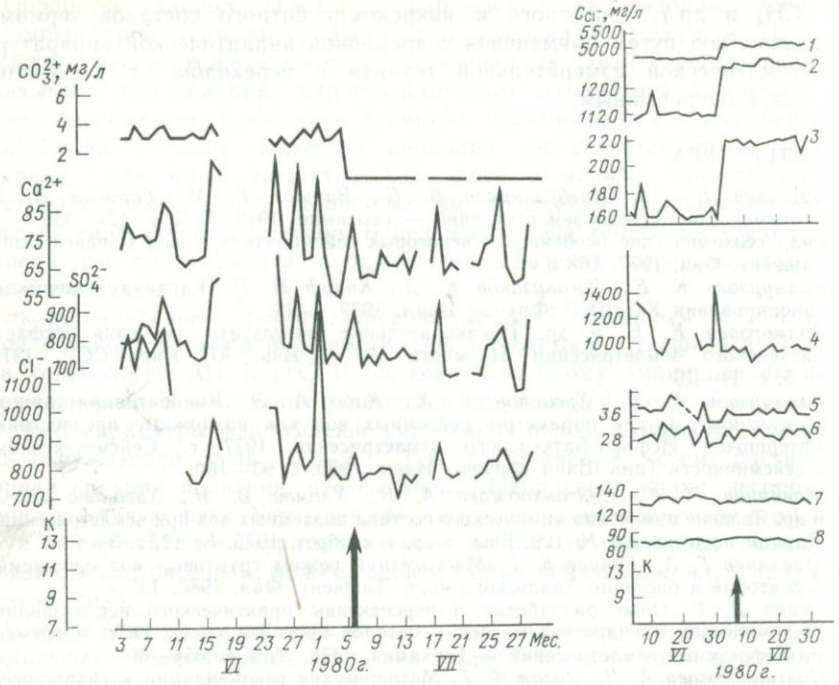


Рис. 1. Аномальные всплески в изменении химического состава термоминеральной воды по скважине Долинка на северном берегу оз. Иссык-Куль, предшествующие землетрясению 6 июня 1980 г. Стрелкой отмечено Барскаунское землетрясение К 13,8, Δ 95 км

Рис. 2. Изменение содержания хлорид-ионов в зависимости от эпицентрального расстояния Барскаунского землетрясения 6 июня 1980 г. К 13,8 (отмечено стрелкой) в термальных водах Киргизии

Станция Джеты-Огуз Δ 70 км. *1* — скв. 6; *2* — скв. 20; *3* — скв. 15; ст. Долинка Δ 95 км; *4* — скв. Илим; ст. Иссык-Ата Δ 232 км; *5* — скв. 3К, *6* — скв. 6К; ст. Джалал-Абад Δ 395 км; *7* — скв. 1; *8* — скв. 3

циях, расположенных на различном расстоянии от эпицентра. На станции Джеты-Огуз, в 70 км от эпицентра землетрясение ощущалось интенсивностью 5 баллов. За 3 дня до толчка резко повысилась концентрация хлорид-ионов в водах всех скважин (рис. 1 и 2). Содержание сульфат-иона начиная с 26 июня стало снижаться, что особенно заметно на примере воды скв. 20. К моменту толчка в водах скважин 20 и 15 концентрация сульфат-иона начала повышаться и далее стабилизировалась. Концентрация иона кальция в воде (скв. 6, 15) за 5 дней до землетрясения оставалась практически неизменной.

Содержание гидрокарбонат-ионов начало увеличиваться с 1 июля и достигло максимума 3—4 июля, затем за сутки до толчка концентрация начала уменьшаться. Концентрация радона начала резко увеличиваться в период с 12 по 26 июня и возросла с 170 до 380 эман, т. е. повысилась более чем в 2 раза. К 28 июня концентрация радона резко упала до 100 эман. В течение 29 июня—5 июля она колебалась в пределах 100—140 эман,

и в момент очередного снижения концентрации радона произошло землетрясение.

На станции Долинка, на северном берегу оз. Иссык-Куль, землетрясение ощущалось с интенсивностью 4,5 балла. Здесь ему предшествовали интенсивные, резко скачкообразные экстремальные синхронные вариации всех макрокомпонентов и радона, проявившихся в течение почти 20 дней до землетрясения. Концентрация всех макрокомпонентов начала повышаться с 15 июня, превышая в некоторые дни, в особенности за 5 дней до землетрясения, на 20—50 % фоновые значения. Эти всплески особенно контрастны на фоне довольно стабильных значений концентрации химических компонентов в водах в период с января по июнь 1980 г.

С 3 июня наблюдается небольшое увеличение содержания хлорид-ионов до максимального значения 1240 мг/л 9 июня. В период с 9 по 13 июня концентрация хлоридов резко падает до 755 мг/л. С 30 июня до 1 июля она возрастает до 1419 мг/л и 2 июля падает до 765 мг/л. В дальнейшем концентрация хлорид-ионов колеблется незначительно, в пределах 750—850 мг/л. Таким образом, резкое снижение концентрации хлорид-ионов наблюдалось за 27 дней, а аномальный всплеск концентрации хлорид-ионов длительностью в один день за 5 дней до сейсмического события.

Содержание карбонат-ионов в течение нескольких месяцев варьировало в пределах 3—4 мг/л; 7 мая концентрация карбонат-ионов возрастает до 6,7 мг/л и к 25 мая неравномерно «пилообразно» снижается до своих прежних значений. 5 июля, за сутки до землетрясения, содержание карбонат-ионов резко падает до значений 0,08—0,1 мг/л и в дальнейшем практически не изменяется.

Концентрация гидрокарбонат-ионов за двое суток до толчка однодневно резко снижается до 81,5 мг/л, против фонового значения 90 мг/л. После землетрясения эта концентрация остается на уровне 85 мг/л.

По Ca^{2+} и SO_4^{2-} корреляционные связи с землетрясением 6 июля 1980 г. проявляются наиболее ярко. Начиная с 8 июня наблюдаются весьма четкие синхронные аномальные изменения содержаний этих макрокомпонентов. 9 июня концентрации Ca^{2+} и SO_4^{2-} соответственно возрастают до 86,5 и 95,5 мг/л, затем в течение 4—5 дней наблюдается минимальное снижение концентрации соответственно до 65—67 и 730—740 мг/л. 16 июня содержания Ca^{2+} и SO_4^{2-} резко увеличиваются до 102,5 и 990 мг/л и до 1 июля прослеживаются значительные 70—102,5 мг/л и 770—1095 мг/л синхронные суточные перепады в концентрациях этих компонентов. 3—4 июля, т. е. за двое—трое суток до землетрясения, отмечаются минимальные концентрации Ca^{2+} : 56 и 54 мг/л, а к моменту толчка концентрация повышается до 79 мг/л. Аналогичный характер кривой прослеживается и по SO_4^{2-} (см. рис. 1).

Концентрация радона к 16—17 июня начала повышаться, достигая 10—11 эман при среднефоновом значении 6—7 эман. К сожалению, до 22 июня содержание радона в воде скважины Долинка не определяли, а 23 июня началось очередное снижение концентрации радона, минимум содержания которого 3 эмана наблюдали 30 июня—1 июля, т. е. за 5 дней до толчка. К моменту землетрясения содержание радона начало повышаться до фоновых значений. Таким образом, можно предположить, что предвестниковая радоновая аномалия продолжительностью около 10 дней имела место в термальных водах Долинка с 17 по 26 июня.

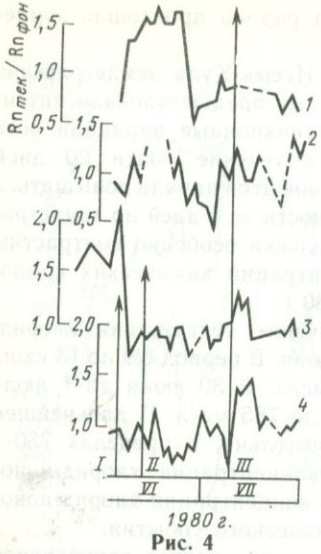


Рис. 4

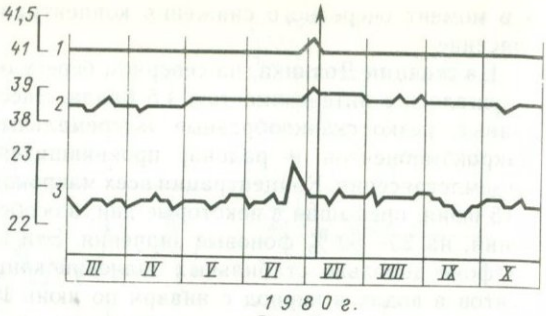


Рис. 3

Рис. 4. Изменение температуры термоминеральных вод в скважинах Джеты-Огузского месторождения в период Барскаунского землетрясения

1 — скв. 1К; *2* — скв. 6; *3* — скв. 5; стрелкой отмечено Барскаунское землетрясение К 13,8, Δ 70 км

Рис. 3. Радоновые аномалии, вызванные Барскаунским землетрясением 6 июля 1980 г. в термальных водах Киргизии

Стрелками отмечены Иссык-Атинские (I, II) и Барскаунское (III) землетрясения

1 — Джеты-Огуз, скв. 20, Δ 70 км; *2* — скв. Долинка Δ 95 км; *3* — Иссык-Ата, скв 6, Δ 232 км; *4* — Джалал-Абад, скв. 5рэ Δ 390 км

На станции Иссык-Ата, расположенной на расстоянии 232 км к юго-западу от эпицентра, землетрясение ощущалось интенсивностью всего 2 балла. Поэтому оно отразилось на вариационных графиках незначительными эффектами по радону, хлорид-ионам. Характерно, что на этой станции момент землетрясения соответствовал подъему в содержании радона, т. е. ввиду удаленности эпицентра здесь имело место запаздывание максимума радона в отношении сейсмического события (рис. 3). Зато на этой станции отчетливые предвестниковые аномалии зафиксированы по радону и хлорид-ионам перед местными землетрясениями 14 июня с К 9,4 и 19 июня 1980 г. с К 10,6, эпицентры которых находились на расстоянии соответственно 20 и 45 км в Киргизском хребте.

На станции Джалал-Абад на расстоянии 395 км Барскаунское землетрясение не ощущалось и никаких аномалий не было отмечено.

Анализируя фактический материал по всем режимным скважинам по Барскаунскому землетрясению 6 июля 1980 г. представляется интересным сопоставить наиболее эффективные проявления аномалий в концентрациях радона и хлорид-ионов. Как видно из рисунков 2—4, наиболее контрастные и однозначные аномалии перед землетрясением проявляются по радону и хлорид-ионам вблизи от эпицентральной зоны, в радиусе 70—100 км на северном и восточном берегах оз. Иссык-Куль. Уже на расстоянии 200 км эти аномальные эффекты затушевываются, что и видно на вариационных кривых. Совершенно не отмечено никаких гидрогеохимических аномалий на расстоянии 395 км на станции Джалал-Абад.

Весьма показательно поведение радона. Как видно на вариационных

графиках содержания радона (рис. 3), построенных для величин отношений текущих концентраций радона к их фоновому значению по скважинам станций Джета-Огуз, Долинка, Иссык-Ата и Джалал-Абад, предвестниковые аномалии и время их фиксации убывают по мере удаления от эпицентральной зоны землетрясения. На расстоянии более 200 км (станция Иссык-Ата, 232 км) максимум содержания радона запаздывает. На станции Джала-Абад (395 км) фиксируется лишь местный пилообразный фон радона. Интересно отметить, что на этой станции, по-видимому, зафиксирован и радоновый предвестник Кокандского землетрясения с энергетическим классом К 12,2, которое произошло на северном склоне Туркестанского хребта, в 40 км к югу от Коканда 11 июля 1980 г.

Не меньшего внимания, на наш взгляд, заслуживает изменение температуры термоминеральных вод в скважинах месторождения Джеты-Огуз, ближайшего к эпицентру Барскаунского землетрясения.

Данные режимных наблюдений, проводимых гидрогеологической режимно-эксплуатационной станцией два раза в неделю, позволяют выявить аномальные колебания температуры термоминеральных вод, предшествующие землетрясению. Как видно из графиков (рис. 4), температура воды в скв. 1к, будучи постоянной в течение года, за два дня до землетрясения увеличилась на 0,2°, после чего она восстановилась. Аналогично изменялась температура и в скв. 6. Здесь величина колебания от среднегодового до экстремального значения составила 0,5°. Интересна аномалия температуры в скв. 5 за 12 дней до землетрясения, которая составила 22,8 °С при среднегодовом значении 21,6 °С.

Следует отметить, что глубина скв. 5 около 253 м, в то время как скв. 1к и 6 глубиной 70 и 163 м соответственно. Следовательно, допуская наличие связи между отмеченными аномальными изменениями температуры и происшедшим землетрясением, можно предположить, что аномалия проявляется раньше и с большей величиной отклонения от среднего значения в более глубоких скважинах.

УДК 550.4

М. Р. Милькис, А. А. Мрыхин

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИИ КОПЕТДАГСКОГО СЕЙСМОАКТИВНОГО РЕГИОНА В СВЯЗИ С ВЫЯВЛЕНИЕМ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ТУРКМЕНИИ

Копетдаг является одной из крупных гидрогеологических областей в системе горноскладчатых сооружений альпийской системы на юге СССР. Он сложен толщей осадочных пород (известняки, доломиты, песчаники, глины) мощностью свыше десяти тысяч метров. Его многочисленные складчатые структуры осложнены дизъюнктивными дислокациями, вдоль которых по трещинным коллекторам формируются запасы подземных вод.

Гидрогеологическое обособление Копетдага от прилегающих территорий обусловлено системой региональных разломов и наличием вдоль них крупных предгорных и межгорных прогибов. На севере Копетдаг отделен Передовым

глубинным разломом от Предкопетдагского прогиба, на западе — системой меридиональных разломов Аладаг-Мессерианской зоны от Каспийской впадины, на востоке — Теджен-Питнякским глубинным разломом Урало-Оманского линеамента — от складчатых областей Банди-Туркестана и Парапамиза; на юге он ограничен Кучано-Мешхедским межгорным прогибом от Аладаг-Биналудской складчатой зоны.

Исходя из гидрогеологических особенностей Копетдага, его структурной и гидрогеологической изолированности от прилегающих территорий, наличия в нем подземных вод своеобразного геохимического облика, он выделяется нами в самостоятельный горноскладчатый артезианский бассейн.

Литолого-структурные и гидрохимические особенности разрезов Копетдага позволяют выделить в нем Западный, Центральный и Восточный горноскладчатые гидрогеологические районы.

Первый гидрогеологический район расположен к западу от линии Нухур—Ширван. Охватывает территорию низкогорного рельефа и преимущественного выхода на поверхность неоген-палеогеновых и верхнемеловых отложений. Их литологический состав характеризуется преобладанием глинистых водоупорных пород. Мощность зон активного водообмена здесь ограничена и не превышает 500 м. К западу от Кара-Кала, где преимущественное развитие имеют отложения глин палеогена, развиты воды, характерные для зон замедленного водообмена. Район характеризуется широким распространением хлоридно-натриевых вод с солесодержанием, достигающим 30 г/л и более. В подземных водах содержатся повышенные концентрации йода, брома. В газовом составе преобладают углеводороды.

Центральный гидрогеологический район является наиболее крупным. Его западная граница является одновременно границей развития право-сдвиговых дислокаций Центрального Копетдага, с которыми связана наибольшая обводненность. Восточная граница района проводится условно по линии Ашхабад—Мешхед. Характерной особенностью района является его высокогорный рельеф (абс. отм. до 3000 м), широкое распространение карбонатных отложений нижнего мела (неокома). В целом Центральный гидрогеологический район соответствует площади Копетдага с интенсивным развитием нарушений право-сдвигового характера в известняках неокома. Это сочетание обусловливает значительную обводненность района. Здесь сосредоточено наибольшее количество крупных источников пресных подземных вод. Их суммарный расход составляет 98 % расхода всех источников Советского Копетдага. Мощность зоны активного водообмена достигает в Центральном Копетдаге 1500—2000 м. Наряду с этим имеются и источники минеральных вод (Арчман, Коу и др.).

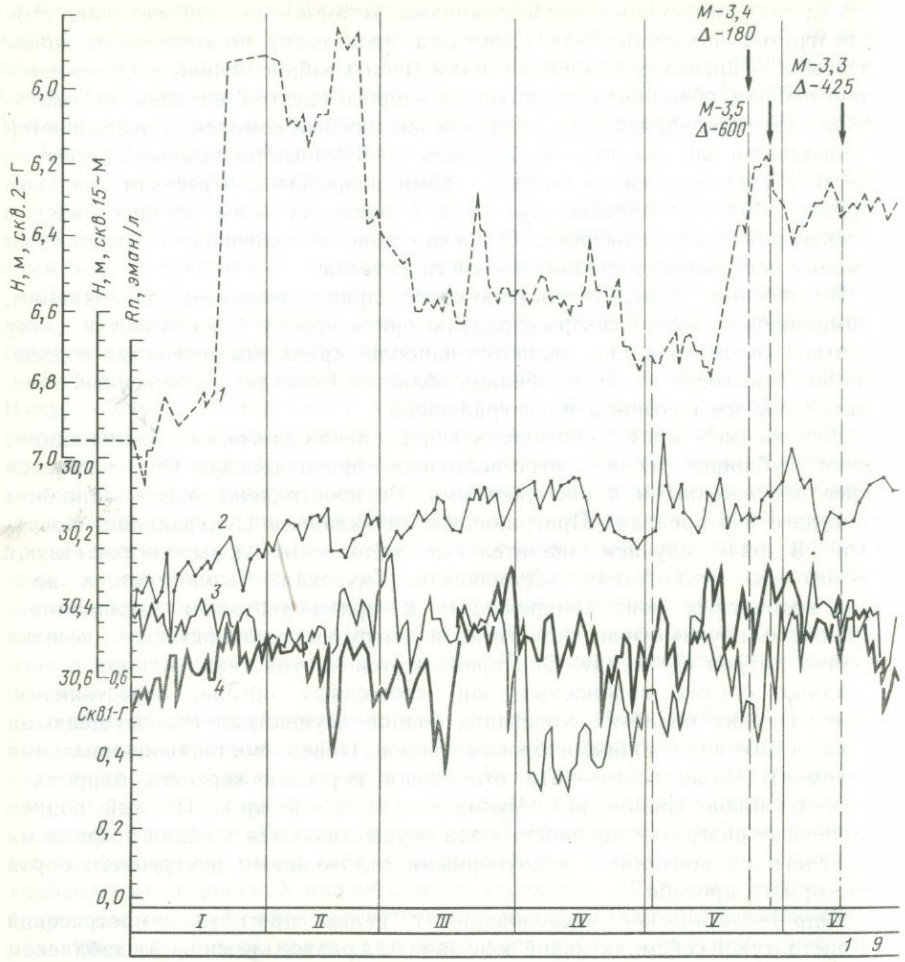
Восточный гидрогеологический район расположен к востоку от линии Ашхабад-Мешхед и большая его часть находится на территории Ирана. На значительной площади в Иране распространены отложения верхней и средней юры. В пределах советской территории к Восточному гидрогеологическому району относится обособленная разломами Гяурсдагская антиклиналь и структуры Восточного Копетдага. Характерной гидрогеологической особенностью Восточного гидрогеологического района является высокое содержание в подземных водах сероводорода — от 100—500 мг/л в ущелье Шерлоук (Гяурсдагская антиклиналь) до 1500 мг/л в ущелье Арчиньян (Келатская антиклиналь).

Гидрогеологическими исследованиями установлено, что питание, сток и разгрузка подземных вод Копетдага происходят по отдельным зонам разломов — преимущественно по зонам правых взбросо-сдвигов. Отмечается значительная обводненность крупных взбросо-сдвигов на всем их протяжении. По мере удаления от разломов водоносные комплексы оказываются маловодными или практически безводными. Крупные разрывные нарушения вместе с оперяющими их более мелкими разрывами, пересекая скальные породы, образуют обводненные зоны в пределах зоны распространения интенсивной трещиноватости. Особенно ярко обводненность проявляется в мальм-неокомской карбонатной части разреза.

Водоносные зоны, соответствующие право-сдвиговым дислокациям, прямолинейны, имеют северо-западную ориентировку и достигают в длину десятков километров. Они являются наиболее крупными артериями подземных вод и выводят их из внутренних областей Копетдага в передовой зоне. Такие зоны мы называем магистральными.

Водоносные зоны, соответствующие лево-сдвиговым дислокациям, имеют субширотную и северо-восточную ориентировку. Они являются менее протяженными и обводненными. Распространены они в Западном Копетдаге и в пределах Приграничной антиклинали Центрального Копетдага. В ряде случаев значительные водоносные зоны соответствуют надвиговым дислокациям (Душакская, Гяурская, Тырновская и др.). Для водоносных зон, приуроченных к право-сдвиговым дислокациям, характерны крупные очаги естественной разгрузки подземных вод — десятки и сотни литров в секунду. Они проявляются на участках подпора в юго-западных бортах водоносных зон, сложенных обычно известняками. Во внутренних областях Копетдага подпор осуществляется опущенными по разломам водоупорными блоками пород (северо-восточными крыльями разломов). Чаще всего — это отложения мергелей верхнего баррема—нижнего альба (район ист. Чулинка, Гермаб и др.). Полный подпор и конечные разгрузки водоносных зон осуществляются у главного разлома Копетдага на контакте с водоупорными отложениями внутреннего борта предгорного прогиба.

Гидрогеологические исследования с целью прогноза землетрясений в Копетдагской сейсмоактивной зоне начаты в разное время на Ашхабадском (1974 г.), Нижне-Фирюзинском (1977 г.) и Бахарденском (1978 г.) месторождениях термоминеральных вод, которые сосредоточены в шовной зоне сочленения Центрального Копетдага и его предгорного прогиба [1]. На указанных месторождениях скважинами глубиной от 1200 до 2500 м вскрыты водоносные отложения мальм-неокомского карбонатного комплекса и выведены для исследований подземные воды из различных интервалов. Имеется скважина (2Г, Фирюзинское ущелье), в которой водоносные отложения мощностью свыше 1000 м не обсажены и исследуются по программе режимных наблюдений за уровнем подземных вод. По этой программе исследуется также водоносный комплекс на глубинах 1200—2100 м (скв. 15М, Нижнефирюзинское месторождение) и 2200—2400 м (скв. 8М, Ашхабадское месторождение). Систематические комплексные исследования проводятся по самоизливающим скважинам, выводящим подземные воды с глубин 900—2000 м. В них с частотой 4—5 раз в сутки изучается режим дебита, давлений, температуры, содержания радона и отбираются пробы воды для изучения химического и газового состава (1—3 раза в месяц).

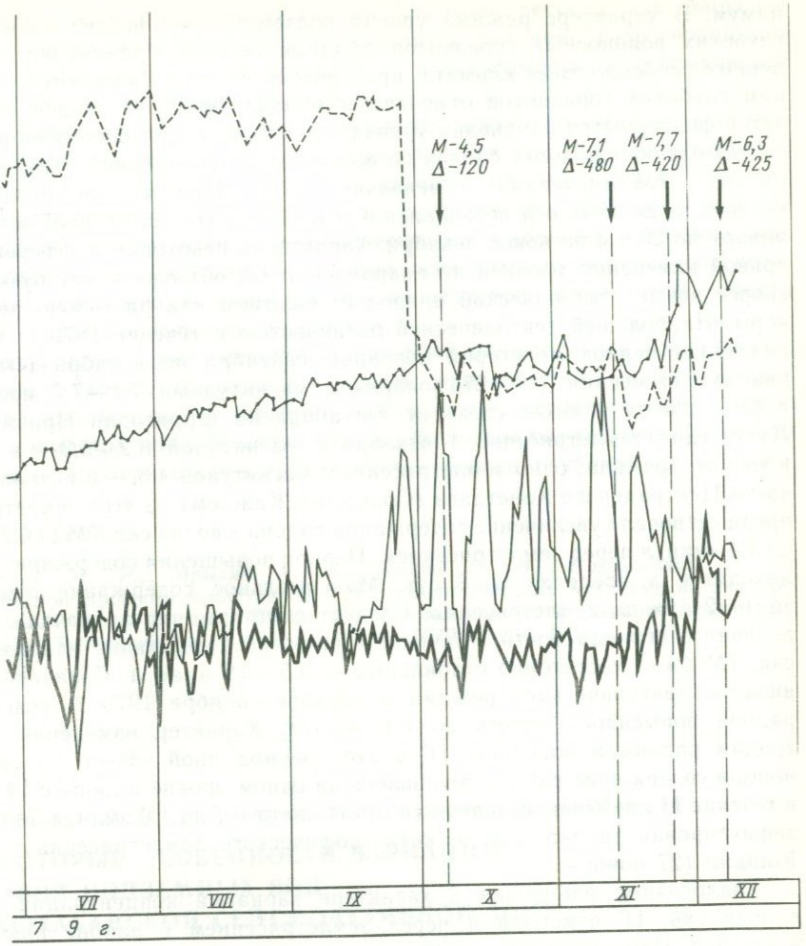


Изменение содержания радона и положение уровней подземных вод в скважинах ашхабадской системы водоносных зон

Кривые изменения уровней: *1* — в скв. 2Г; *2* — в скв. 15М. Кривые изменения концентраций радона: *3* — в скв. 1Г; *4* — в скв. 7М; Δ — расстояние до эпицентра, км; *M* — магнитуда

Данный комплекс наблюдений проводится по скв. 7М на Ашхабадском, скв. 1Г — на Нижнефирюзинском и группе скважин — 17, 19 и 20 — на Бахарденском месторождениях минеральных вод. Подземные воды, выведенные этими скважинами, являются азотными термами сульфатно-натриевого или кальциевого состава с солесодержанием 2—5 г/л и содержанием сероводорода от 5—10 до 25—100 мг/л. Температура воды на устьях изливающих скважин от 24 до 50 °С.

Накопленный фактический материал по изучению измерений гидрогеохимических особенностей подземных вод в связи с тектонической активностью показывает, что наиболее представительными в аспекте прогноза



являются вариации в концентрации радона. Для ряда землетрясений за один—два, а в некоторых случаях и за 5 дней до землетрясения отмечали аномально высокие содержания радона в воде. В наибольшей степени это относится к землетрясениям, эпицентры которых находятся к юго-востоку и к югу от Копетдага на расстоянии до 500—600 км. Следует отметить, что закономерные изменения гидрогеохимических показателей можно понять и использовать как прогнозный признак при сопоставлении их с результатами исследований гидрогеодинамического режима глубоких горизонтов подземных вод.

Как известно, в гидрогеологии изменение естественного режима уровня подземных вод связывают прежде всего с влиянием метеорологических факторов. Это несомненно было справедливым до тех пор, пока исследованию подвергалась верхняя гидродинамическая зона до глубин 100—500 м. В Копетдаге для верхней гидродинамической зоны ярко фиксируется весенне-зимний максимум уровней подземных вод и осенне-летний их ми-

нимум. В характере режима уровня подземных вод исследованных нами глубоких водоносных горизонтов обычные сезонные изменения, обусловленные особенностями климата, практически не прослеживаются. По уровням глубоких горизонтов отмечаются совершенно иные тенденции. Здесь четко фиксируются изменения уровня, связанные с тектоническим режимом отдельных обводненных блоков по водоносным зонам (рис.). Так, в 1979 г. по скв. 15М (интервал исследований 1700—2100 м) пьезометрический уровень подземных вод повышался в течение всего года от 30,57 м в начале января до 28,8 м на конец декабря. Характерна некоторая дифференциация кривой изменения уровней по направленности, объяснить которую можно, скорее всего, тектонической природой: сжатием или растяжением земной коры. Наибольшей тектонической активностью в течение 1979 г. характеризовался период от второй половины сентября по декабрь (см. рис.): два землетрясения (14—27 ноября) с магнитудами 7,1—7,7 произошли в 420—480 км к юго-востоку от Ашхабада на территории Ирана (плато Лут); одно землетрясение 4 декабря с магнитудой 6,2—6,3 — в 425 км к югу от Арчмана; одно землетрясение с магнитудой 4,5 — в юго-восточной части Центрального Копетдага (Солюкли). Каждому из этих землетрясений предшествовало увеличение содержания радона в водах скв. 7М от 0,7 эман/л до 1,4 эман/л перед землетрясением. Период повышения содержания радона находится в пределах 3—8 сут. Максимальное содержание отмечается за 1—2 дня до землетрясения. Следует отметить, что до начала сейсмоактивного периода почти в течение всего года содержание радона в воде скв. 7М было достаточно стабильным — 0,5—0,9 эман/л. С началом активизации тектонического режима в октябре—ноябре 1979 г. содержание радона повысилось вплоть до 1,4 эман/л. Характер изменения концентрации радона в воде скв. 1Г в этот период иной. Здесь до середины ноября содержание радона оставалось на одном уровне и лишь с 14 ноября в течение 11 дней оно постепенно возрастало от 0,7 до 1,0 эман/л. Максимум зафиксирован за два дня до катастрофического землетрясения в районе Кошана (27 ноября).

Аналогичные изменения в характере вариаций концентрации радона в воде скв. 1Г отмечали и перед землетрясением в районе плато Лут 9 декабря. Изменения в концентрации радона в воде скв. 7М в этот период не наблюдали. Одновременно с начальным периодом увеличения содержания радона в воде скв. 7М со второй половины сентября начался резкий спад уровня подземных вод. В скв. 2Г он составил 0,9 м, в скважине 8М — 0,15 м. После резкого спада уровень подземных вод в течение периода повышений активности до декабря месяца сохраняет относительную стабилизацию на общем пониженном фоне. Амплитуды изменений уровня в этот период находятся в пределах 0,1—0,2 м. Землетрясения 14 и 27 ноября и 9 декабря приурочены к восходящим ветвям кривых. В то же время некоторые землетрясения приурочены к нисходящим участкам кривых (5 августа 1974 г. в районе г. Ашхабада и 6 октября 1979 г. в районе Солюкли). Необходимо отметить, что после землетрясений направленность кривых уровней (спад или подъем) сохраняется в течение нескольких дней (1—4 сут).

Изложенное позволяет сделать следующие выводы:

Устанавливается обусловленность гидродинамического и гидрохимического режима глубоких горизонтов подземных вод в связи с тектонической активностью земной коры в радиусе 500—600 м от пунктов наблюдений.

Сложное геолого-гидрогеологическое строение региона, его блоковое строение предопределяет разнонаправленную реакцию гидрогеодинамических и гидрогеохимических показателей в зависимости от сейсмической активизации его различных участков.

Полученные предварительные результаты гидрогеологических исследований для выявления предвестников землетрясений свидетельствуют о больших перспективах исследований по изложенным принципам. Прогноз землетрясений станет реальностью при создании широкой сети станций гидрогеодинамических и гидрогеохимических исследований подземных вод. Гидрогеологические станции необходимо оснастить приборами, обеспечивающими непрерывную регистрацию исследуемых параметров, спектр которых следует значительно расширить.

В большинстве случаев существующий фонд пробуренных и используемых в настоящее время скважин по разным причинам не может служить надежной базой для организации специальных исследований с целью прогноза землетрясений. В связи с этим в сейсмоопасных районах Туркмении необходимо пробурить специальную сеть скважин глубиной до 3—5 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Милькис М. Р., Мрыхин А. А., Лыков В. И., Соколовский Л. Г.* К проблеме прогноза землетрясений гидрогеологическими методами на примере Туркменистана. — В кн.: Проблемы использования и охраны природных ресурсов Туркменистана. Ашхабад: Ылым, 1979, с. 28—39.

УДК 550.343.6

Т. Аширов, Е. В. Дубровская, М. Р. Милькис, А. А. Мрыхин

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В АШХАБАДСКОЙ СЕЙСМОАКТИВНОЙ ЗОНЕ

В период сейсмотектонической активизации земной коры происходят значительные изменения режима подземных вод, такие, как изменение уровня воды в скважинах и колодцах и дебита изливающих скважин [1, 2]. Впервые связь временных вариаций уровня подземных вод с сейсмотектонической активизацией земной коры на основе кондиционных данных непрерывных замеров была получена М. А. Садовским и др. [4]. Они показали, что бухтообразные флуктуации уровня подземных вод могут быть предвестниками сильных землетрясений. Ими отмечено, что чаще всего моменты землетрясений фиксируются на минимумах уровня подземных вод.

Вместе с тем на изменение уровенного режима подземных вод оказывают большое влияние и гидрометеорологические факторы. В связи с этим можно полагать, что уровень подземных вод является функцией времени, а структура гидродинамического поля сложна и обусловлена различного рода атмосферными и деформационными процессами в приповерхностных частях земной коры.

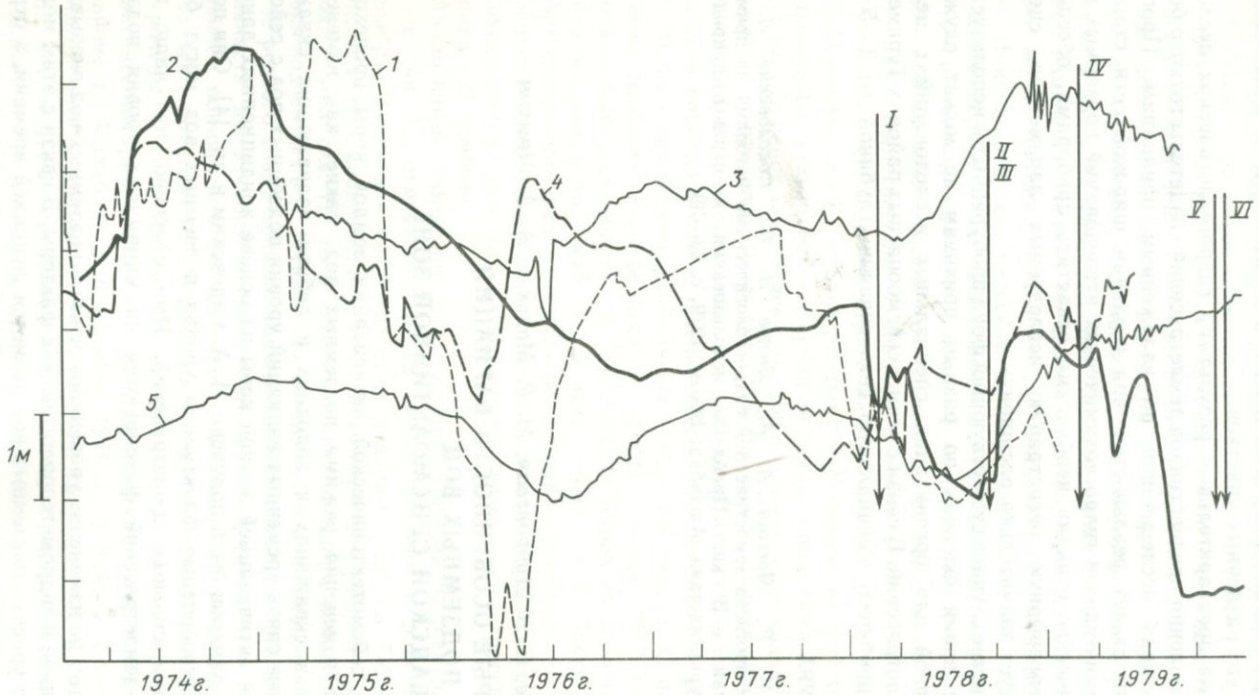


Рис. 1. Изменение уровней подземных вод в Ашхабадской сейсмоактивной зоне за 1974—1979 гг.

1 — скв. 2Г; *2* — скв. 8М; *3* — скв. 12М; *4* — скв. 13М; *5* — скв. 15М. Стрелками отмечены землетрясения: I — M5,0; Δ 120 км; II — M4,5; Δ 10 км; III — M7,7; Δ 550 км; IV — M6,7; Δ 400 км; V — M7,0; Δ 500 км; VI — M7,7; Δ 550 км

В настоящей статье, с изложенной точки зрения, рассматривается временная структура гидродинамического поля в водоносных горизонтах Ашхабадской сейсмоактивной зоны.

Ашхабадская сейсмоактивная зона в гидрогеологическом отношении расположена на стыке двух артезианских бассейнов: бассейна складчатой области Копетдага и Каракумского артезианского бассейна. В пределах бассейна складчатой области Копетдага распространены преимущественно воды скальных пород юры и мела, сложенных известняками и песчаниками мальм—неокома, песчаниками и алевролитами апта—сеномана и карбонатно-глинистыми отложениями турона, сенона и датского яруса. Общая мощность этих пород превышает 5000 м. Отложения палеогена представлены преимущественно плотными глинами и являются водоупорами. Неогеновый комплекс осадков, представленный слабопроницаемыми породами, является относительным водоупором. Комплекс четвертичных отложений имеет широкое распространение и содержит грунтовые воды. В состав этого комплекса входят грунтовые воды аллювия горных долин, пролювиальных отложений верховий конусов выноса и делювиальных шлейфов на погружениях Передового хребта Копетдага. Питание водоносных комплексов происходит в основном за счет атмосферных осадков, преимущественно в зонах тектонических нарушений в сводовых частях и на крыльях положительных структур Копетдага. Разгрузка осуществляется многочисленными источниками, кяризами и скважинами как в области питания, так и в зоне разрывных дислокаций, ограничивающих Копетдаг с севера.

Режим уровней подземных вод глубоких и грунтовых водоносных горизонтов в пределах Ашхабадской сейсмоактивной зоны в течение длительного времени измерялся подразделениями Управления геологии СМ ТССР. Измерения велись три раза в месяц замерной лентой. Лишь с 1974 г. в скв. 8м, а затем с 1979 г. в скв. 15м начаты непрерывные наблюдения уровня подземных вод с использованием поплавковых уровнемеров типа «Валдай».

На рис. 1 приведены графики изменения уровня подземных вод мел—неокомских водоносных горизонтов Копетдага. Они построены по данным измерений, выполненных подразделениями УГ СМ ТССР и по данным ИС АН ТССР.

Анализ приведенных графиков показывает наличие в структуре гидродинамического поля как периодических, так и непериодических скачкообразных и бухтообразных во времени изменений уровней подземных вод. Отметим некоторые особенности временных вариаций в структуре гидродинамического поля.

1. В целом все рассмотренные скважины характеризуются идентичными изменениями уровня подземных вод. В скважинах Ашхабадского района четко отмечаются максимумы и минимумы пьезометрических уровней, имеющие цикличность около 2 лет, которые скорее всего связаны с гидрометеорологическим режимом в областях питания.

2. Общий ход уровней подземных вод (скв. 2г, 13м), в зоне которых ведется эксплуатация неглубоких водоносных горизонтов, подвергнут резким короткопериодным флуктуациям.

3. По мере увеличения частоты наблюдений значительно уточняется структура гидродинамического поля (скв. 12м, 13м — период с октября 1978 г. по август 1979 г.).

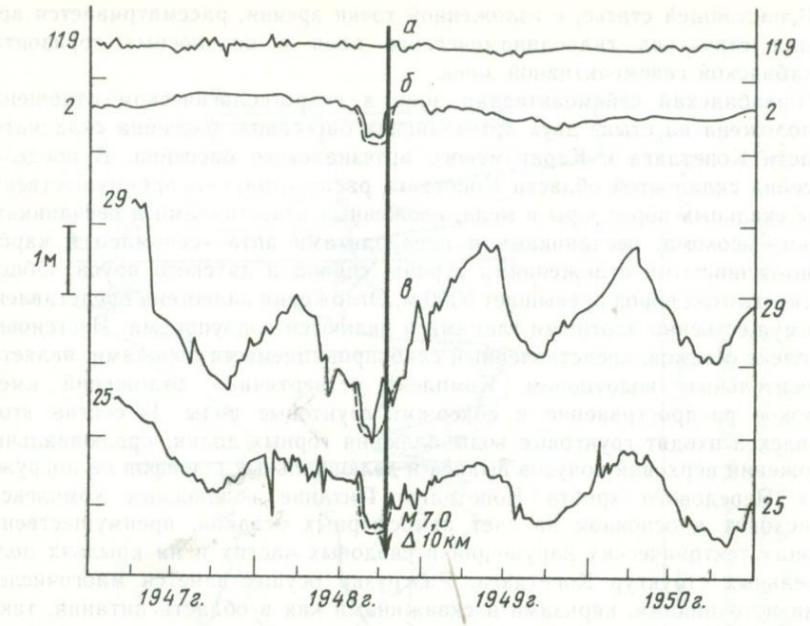


Рис. 2. Изменение уровней грунтовых вод за 1947—1950 гг.

а — вблизи г. Красноводска (Δ 550 км), *б* — пос. Бахардок (Δ 90 км), *в* — в пределах г. Ашхабада

Стрелкой обозначено катастрофическое Ашхабадское землетрясение 1948 г. Пункты наблюдения расположены в зоне действия предвестниковых деформаций [3]

4. При сопоставлении временных изменений уровня подземных вод с сейсмотектонической активизацией земной коры удается выявить определенную закономерность. Она заключается в том, что минимумы короткопериодных бухтообразных флуктуаций уровня подземных вод предваряют отдельные крупные сейсмические события. Это наиболее отчетливо проявляется на уровне подземных вод на скв. 8м, вскрывающей приразломный водоносный комплекс (см. рис. 1).

5. Намечается тенденция к проявлению в уровнях подземных вод, нарушенных эксплуатацией неглубоких водоносных горизонтов до и после сильных сейсмических событий короткопериодных флуктуаций. Причем длительность таких изменений составляет от нескольких часов до суток.

Вышеприведенные данные об особенностях гидродинамического поля в Ашхабадской сейсмоактивной зоне указывают на довольно сложную его структуру, обусловленную как периодическими возмущениями, так и бухтообразными флуктуациями. На наш взгляд, последние могли бы быть рассмотрены на фоне региональных изменений как предвестниковые временные аномалии. Такую закономерность удается четко наблюдать на графиках уровня грунтовых вод в период Ашхабадского землетрясения 5—6 октября 1948 г. Действительно, из рис. 2, где приведены графики уровней грунтовых вод в скважинах вблизи Красноводска (см. рис. 2, *а* — эпицентральное расстояние 600 км), пос. Бахардока (см. рис. 2, *б* — эпицентральное расстояние 90 км) и на территории Ашхабада (см.

рис. 2, *в*), видно, что короткопериодные бухтообразные флуктуации гидродинамического поля были отмечены в период Ашхабадского землетрясения 1948 г. в скважинах Ашхабада и пос. Бахардок.

Таким образом, отмеченные особенности гидродинамического поля в пределах Ашхабадской сейсмоактивной зоны позволяют сделать вывод о возможности рассмотрения короткопериодных бухтообразных флуктуаций уровня подземных вод как предвестниковых аномалий сильных землетрясений. При этом моменты землетрясений приходятся на выположенный участок минимума бухтообразных возмущений уровня подземных вод. Эти результаты позволяют надеяться на возможность использования гидродинамических наблюдений в комплексе методов, направленных на разработку методики прогнозирования землетрясений. Но это требует в первую очередь решения следующих методологических задач: постановки высокоточных, синхронных, непрерывных измерений уровня подземных вод в скважинах, пробуренных как на глубокие водоносные горизонты, так и на грунтовые воды, разработки алгоритмов и учета периодической составляющей вариаций уровня подземных вод; разработки системы наблюдений с учетом сейсмотектонических особенностей отдельных разломов Ашхабадской сейсмоактивной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Киссин И. Г.* Об исследовании роли воды в сейсмических процессах. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1971, № 3, с. 39—48.
2. *Милькис М. Р., Мрыхин А. А., Лыков В. И., Соколовский Л. Т.* К проблеме прогноза землетрясений гидрогеологическими методами на примере Туркменистана. — В кн.: Проблемы использования и охраны природных ресурсов Туркменистана. Ашхабад: Ылым, 1979, с. 28—39.
3. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978, 232 с.
4. *Садовский М. А., Монахов Ф. И., Семенов А. Н.* Гидрогеодинамические предвестники Южно-Курильских землетрясений. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 50—53.

УДК 550.4

В. А. Игумнов, Р. Г. Геворкян

РЕЖИМНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИМИ ПРЕДВЕСТНИКАМИ НА ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ АРМЕНИИ

Геохимические исследования с целью прогноза землетрясений на территории Армении ведутся в пределах Ереванского и Зангезурского прогностических полигонов.

Основным структурным элементом Ереванского полигона является Ереванский глубинный разлом северо-западного простирания [1] и система разрывных нарушений, поперечных по отношению к нему. Здесь исследуются минеральные воды, приуроченные к разрывным нарушениям, на разных уровнях от поверхности земли с целью охвата наблюдениями верхних частей земной коры. К сожалению, нужно отметить, что подходящих для наблюдений с прогностическими целями скважин очень мало, поэтому

их выбор продиктован прежде всего стабильностью дебита и температуры и относительной независимостью от других водозаборных скважин. На Араратском кусте Ереванского полигона под наблюдением находятся трещинные и пластово-трещинные воды, выведенные на поверхность скважинами: Арарат — водоносный горизонт ~60 м, слаботермальная ($T=24$ °С) гидрокарбонатно-кальциевая вода с солесодержанием 1,5 г/л, гелиеносная ($n \cdot 10^{-3}$ мл/л); Суренаван — водоносный горизонт 350 м, слаботермальная ($T=20$ °С) хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-магниевая вода с солесодержанием ~6,0 г/л со значительным содержанием общей CO_2, до 4,5 г/л, гелиеносная ($n \cdot 10^{-3}$ мл/л). Ежедневно исследуется температура, дебит, *pH*, *Eh*, содержание макрокомпонентов: Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}; микрокомпонентов: F^-, Li^+, кремнекислоты и газовых компонентов: CO_2, N_2, He. Дискретными наблюдениями охвачена минеральная вода Азатаван, выведенная скважиной с глубины 2600 м, термальная ($T=41$ °С) хлоридно-натриевая с солесодержанием 38,0 г/л, гелиеносная ($n \cdot 10^{-3}$ мл/л).

Особое внимание уделяется наблюдениям за содержанием гелия. Его лучшая информативность объясняется более высокими градиентами концентраций по сравнению с другими компонентами. Ежедневно исследуется водорастворимый гелий, ежемесячно — гелий в спонтанной газовой фазе.

Корректность анализов подтверждается внутрилабораторной проверкой и контрольными анализами в лабораториях Еревана и Москвы. Математическая обработка результатов на предварительном этапе заключается в выделении концентрационных аномалий по отдельным компонентам, корреляции их с сейсмическими событиями, характеризуемыми энергетическим классом и дальностью от сейсмостанции «Ереван». Низкий уровень варьирования фоновых концентраций, высокая воспроизводимость (для гелия по 3—5 пробам не более 5 %) позволяют довольно четко выделять концентрационные аномалии измеряемых компонентов.

К настоящему времени выяснено, что наиболее активно реагируют на землетрясения компоненты газовой фазы, особенно гелий. Содержание гелия перед землетрясением падает, причем время падения зависит от того, сильное или слабое землетрясение произойдет, далекое или местное. Изменения перед слабыми местными землетрясениями ($M<4{,}0$; $R\sim50$ км) продолжаются 1—3 дня, в то время как для более сильных землетрясений ($M \sim 4{,}0$) аномальный период растягивается на 7—10 дней. Важно отметить, что землетрясения всегда происходят или в самой нижней точке, или в начале подъема линии содержания гелия. Характер краткосрочного предвестника по вариациям содержания гелия напоминает гидрогеодинамический предвестник [5], когда землетрясения обычно происходят в начале подъема уровня. При этом нужно отметить, что колебания содержаний остальных компонентов незначительны, очевидно, для значительных вариаций макро-и микрокомпонентов нужны местные землетрясения более высоких энергетических классов. Отсюда следует вывод о раздельном поступлении газов по глубинному Ереванскому разлому в сформированные в палеозойских известняках Араратские минеральные воды; для гелия этот вывод имеет довольно веские подтверждения.

Необходимость прогнозных исследований на Ереванском полигоне обусловлена тем, что Ереван расположен в сфере опасных в сейсмическом

отношении очагов: Паракарского, Гарнийского, Двинского, Бюраканского и др., с которыми связаны разрушительные землетрясения в прошлом. Недавние коровые землетрясения 1937 г. и 1973 г. указывают на современную сейсмическую опасность в пределах полигона.

Полученные результаты гидрогеохимических режимных наблюдений на Ереванском прогностическом полигоне (1979—1980 гг.) позволяют наметить предварительную связь вариаций химического состава, особенно гелия, с местными землетрясениями и с землетрясениями, группирующимися в сейсмичной области, расположенной на продолжении Антикавказской структуры (Эльбрус—Арарат) на границе Турции и Ирана. Подобная связь намечается и с землетрясениями, пиуроченными к сбросовой зоне Северной Анатолии, являющейся продолжением Ереванского глубинного разлома [1].

Основным структурным элементом Зангезурского прогностического полигона является зона глубинного Анкаван-Зангезурского разлома, разделяющего Сомхето-Кафанскую и Армянскую складчатую зону. С запада и востока зона ограничена Дебаклинским и Хуступ-Гирратахским разломами; внутри зона разбита более молодыми близширотными разломами (Гярдский, Охчинский, Личкский и др.) на блоки, современные дифференцированные движения которых, вероятно, явились причиной местных сильных землетрясений (1931 г. с M 6,5; 1968 г. с M 5,0).

Под наблюдением находятся минеральные воды из скважин, пробуренных в интрузивных породах Мегринского плутона. Нужно отметить, что все исследуемые воды Зангезурского полигона относятся к трещинному типу и приурочены к молодым субширотным структурам или к местам их пересечения с более древними разломами СЗ простирания. Ежедневные исследования проводятся на Каджаранских скважинах: 491, с глубины 400 м выводит слабоминерализованную ($M \sim 2{,}0$ г/л) слаботермальную ($T = 21$ °С) сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевую воду, гелиеносную ($n \cdot 10^{-4}$ мл/л); 488, с глубины 450 м выводит воду такого же состава с солесодержанием ~3,0 г/л, температурой — 17 °С, гелиеносную ($n \cdot 10^{-4}$ мл/л). Эти скважины приурочены к субширотной Охчинской структуре. Летом и осенью исследуются воды скв. 550 (Шабадин), расположенной в месте пересечения СЗ Дебаклинского разлома с Охчинской структурой и выводящей с глубины 500 м воду гидрокарбонатно-натриево-кальциевого состава с солесодержанием ~1,5 г/л, температурой — 16 °С, гелиеносную ($n \cdot 10^{-3}$ мл/л); а также вод скв. 35 (Лернадзор), расположенной в месте пересечения СЗ Лернадзорского разлома с Охчинским разломом и выделяющей с глубины 100 м воду хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевого состава с солесодержанием 2,5 г/л, температурой 16 °С, сильногелиеносную ($n \cdot 10^{-2}$ мл/л).

В результате режимных наблюдений была выявлена связь между вариациями концентрации гелия и слабыми местными землетрясениями (К 10,0—12,0), приуроченными к молодым субширотным структурам: Охчинской и Гярдской. За 1—3 дня до землетрясения начинается резкое падение содержания гелия, сейсмический толчок происходит или в нижней точке, или в самом начале подъема содержания гелия. Характер предвестника сохраняется перед местными коровыми землетрясениями (расстояния до 50 км), независимо от местоположения и глубины очага.

Исследованиями [2] показано, что вариации содержаний хлорид-ионов

в минеральном источнике Личк, расположенном в месте пересечения Дебаклинского разлома с субширотной Личкской зоной повышенной трещиноватости, имеют характер долгосрочного предвестника. Новые исследования, проведенные в 1979—1980 гг. подтвердили это предположение.

Близповерхностные минеральные воды этого района имеют сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый состав и малое солесодержание до 4,0 г/л. Более глубинные воды — хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые с солесодержанием до 10 г/л. По литературным данным и собственным наблюдениям прослежены вариации содержаний хлорид-ионов в источнике Личк, начиная с 1948 г. До землетрясения 1968 г. (M 5,0; глубина очага 10—15 км, расстояние от эпицентра ~25 км) содержание хлорид-ионов падало с 1100 до 800 мг/л, а вода из гидрокарбонатно-хлоридной стала хлоридно-гидрокарбонатной. После землетрясения 1968 г. содержание хлоридов резко возросло до 1350 мг/л, а состав снова стал гидрокарбонатно-хлоридным. С 1971 г. содержание хлорид-ионов снова стало падать — до 902 мг/л (1971 г.), 880 мг/л (1973 г.), 860 мг/л (1975 г.). После Иранского землетрясения 1976 г. содержание хлоридов в воде Личк снова возросло до 1200 мг/л. В настоящее время содержание хлорид-ионов опять стало уменьшаться — 1150 мг/л (1980 г.), 1080 мг/л (1981 г.), а состав воды в настоящее время хлоридно-гидрокарбонатный, причем концентрации хлорид- и гидрокарбонат-ионов примерно равны. Еще до землетрясения 1968 г. было высказано предположение, что усиливающиеся тектонические напряжения влияют на связь близповерхностных вод с более глубинными [3]. Землетрясения 1968 и 1976 г. подтвердили это предположение, и сейчас вариации содержаний хлорид-ионов в минеральном источнике Личк могут рассматриваться как долгосрочный предвестник для этого района.

Интересно отметить, что длительные режимные наблюдения за вариациями химического состава подземных вод на Зангезурском прогностическом полигоне позволяют наблюдать за изменениями полей напряжений в пределах зоны Анкаван-Зангезурского глубинного разлома. Судя по изменениям содержания хлоридов в источнике Личк, перед землетрясениями 1968 г. и 1976 г. субширотная Личская зона повышенной трещиноватости испытывала сжатие, происходило ограничение связи близповерхностных сульфатно-гидрокарбонатных вод с более глубинными хлоридно-гидрокарбонатными. После землетрясений происходило раскрытие трещин, связь с глубинными водами восстанавливалась и состав воды изменялся до гидрокарбонатно-хлоридного. Довольно стабильный характер краткосрочного предвестника по вариациям гелия, возможно, связан с условиями близповерхностного трещинообразования. Трещинообразование или обновление поверхностных систем трещиноватости перераспределяет после землетрясения сконцентрированный до того поток гелия по новым или обновленным трещинам. В работе [4] показано, что непосредственно перед сейсмическим толчком, когда ослабевают тектонические напряжения и увеличение объема очага сменяется его уменьшением, поверхностные трещины закрываются, что, возможно, приводит к кратковременному уменьшению содержания гелия в подземных водах.

Таким образом, режимные наблюдения за вариациями химического состава минеральных подземных вод на прогностических полигонах Армении

позволили наметить зависимость между изменениями содержаний компонентов и сейсмическими событиями, причем вариации содержания гелия имеют характер краткосрочного предвестника, в то время как изменения содержаний хлорид-ионов на Зангезурском полигоне позволяют считать их долгосрочным предвестником землетрясений для данного района.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, с. 275—277.
2. *Игумнов В. А., Халатян Э. С.* Геохимические исследования с целью прогноза землетрясений на территории Армянской ССР. — Геохимия, 1979, № 3, с. 368—370.
3. *Игумнов В. А.* Гидрогеохимия зоны Дебаклинского разлома: Автореф. дис. канд. геол.-минерал наук. М: МГУ, 1971, с. 19—20.
4. *Латынина Л. А., Кармалеева Р. М.* Измерение медленных движений в земной коре как метод поисков предвестников землетрясений. — В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970, с. 52—57.
5. *Монахов Ф. И.* Механизм формирования гидрогеодинамического предвестника землетрясений. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251 № 4, с. 828—831.

УДК 550.42 : 546.293

В. С. Лебедев, С. С. Сардаров, М. М. Мирзалиев

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ РЕГИСТРАЦИИ СОСТАВА ГАЗА

Автоматическая система регистрации состава газа самоизливающих скважин, детально рассмотренная в данном сборнике [3], была опробована при проведении режимных наблюдений на Махачкалинской брахиантиклинали, приуроченной к вершине Дагестанского клина, и на структуре Дузлак, расположенной в ядре Восточной антиклинальной зоны Предгорного Дагестана.

При проведении режимных наблюдений основное внимание было уделено вопросам методики, опробованию отдельных узлов и системы автоматической регистрации в целом.

Объекты для опробования системы регистрации выбраны различными как по геологическому строению, так и по геохимической характеристике газов и вод. Геологическое строение и изотопно-геохимические характеристики газовых компонентов вод детально рассмотрены в статье [2].

Разрез Махачкалинской брахиантиклинали сложен мощной толщей отложений кайнозоя, на глубинах более 3000 м вскрыты меловые отложения. В караган-чокракских отложениях на глубине 900—1700 м установлены водоносные горизонты со слабо минерализованными термальными водами. В наблюдаемой нами скв. 22Т воды изливаются из отложений чокрака с глубины 1591 м, температура воды у устья 97 °С, солесодержание 15 г/л, газонасыщенность около 150 $см^3/л$; газы по составу — метаново-азотные (He — 0,025 %; H_2 — 0,005 %; N_2 — 57,7 %; CH_4 — 24,7 %; ТУ — 0,6 %; CO_2 до 15 %).

Изотопная характеристика газов ($\delta\ ^{13}C$ метана — 5,9 % относительно стандарта PDB) и вод ($\delta D = -9$ % относительно стандарта SMOW) говорит об образовании углеводородов на ранних стадиях преобразования органического вещества и сингенетичности их с вмещающими породами, об инфильтрационной природе подземных вод чокракских отложений.

Вода из скважины через задвижку изливалась в отводную трубу с открытым концом. В 20 м от скважины к основной отводной трубе приварена трубка, по которой вода поступает в автоматическую систему. Концентрацию He, H_2, O_2, N_2 и CH_4 определяли с периодичностью 15 мин. Результаты режимных наблюдений представлены на рис. 1 и 2.

Можно видеть (см. рис. 1) наличие четких вариаций концентраций N_2, CH_4 и He с периодичностью около 12 ч. Так, концентрация азота варьирует в пределах ±10 % от среднего значения (см. рис. 1, толщина линии среднего значения азота учитывает погрешность измерений ±1 %). Причем вариации имеют квазисинусоидальный характер: максимальные значения приходятся на дневное время, минимальные — на ночное.

Следует отметить близкий к симметричному характер положительных и отрицательных колебаний от среднего. Характер суточных вариаций концентраций CH_4 и He идентичен изменениям содержания азота, причем картина вариаций содержания компонентов близка для различных периодов времени измерений (см. рис. 1).

Особо следует обратить внимание на вариации содержания водорода. На рис. 1 хорошо видно, что с начала измерений концентрация H_2 падает во времени до сравнительно стабильных значений. Это объясняется тем, что скважина была закрыта на ремонт и открылась за несколько часов до начала измерений. Видимо, за время простоя в стволе скважины скопился электролитический водород (скважина обсажена), концентрация которого снизилась до фоновых значений в результате циркуляции жидкости в скважине. Эти наблюдения заставляют критически относиться к вариациям содержания водорода в обсаженных скважинах.

Автоматические измерения, проводящиеся без нарушения герметичности системы, показали отсутствие кислорода в исследуемом газе. Обнаружение кислорода, который постоянно измеряется, свидетельствует о нарушении герметичности системы измерений.

Наблюдения за суточными вариациями проводили в сейсмоспокойный период. Таким образом, наблюдаемые закономерности не связаны, видимо, с сейсмическим режимом недр и являются «фоновыми»; природа этих вариаций имеет, по-видимому, приливной характер.

В качестве примера более длительных наблюдений на рис. 2 представлены результаты непрерывных измерений состава газа скв. 22Т за период с 17.01.1979 г. по 15.02.1979 г.

На фоне плавных незначительных вариаций содержания отдельных компонентов наблюдаются довольно резкие и несистематические вариации, которые трудно объяснить приливными явлениями, что, видимо, связано с изменением сейсмического режима недр. Следует отметить, что за период наблюдений сейсмические толчки были слабыми (максимальный энергетический класс 10) и удаленными от места наблюдений на 40—200 км. Этим можно объяснить отсутствие четкой связи вариаций с сейсмическими толчками, хотя большинство толчков приходится на повышенные концентрации азота. Перед некоторыми толчками за 1—2 дня наблюдали повы-

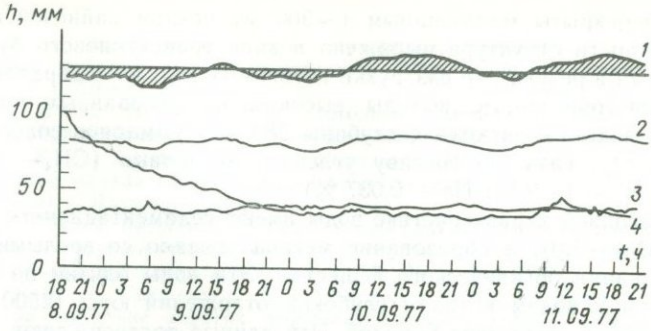


Рис. 1. Суточные вариации состава газа скв. Махачкала-22Т за период с 8 IX. 1977 г. по 11 IX. 1977 г.

По оси ординат отложена высота пиков хроматографических зон, мм:
1 — N_2; *2* — CH_4; *3* — H_2; *4* — He

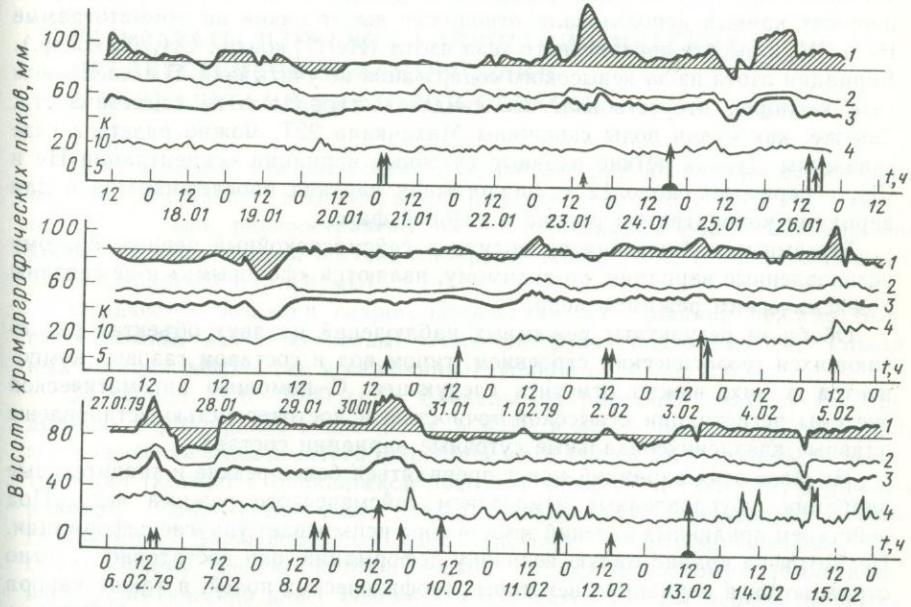


Рис. 2. Вариации состава газа скв. Махачкала-22Т за период с 18 I. 1979 по 15 II 1979 г.

К — энергетический класс, стрелками обозначены — сейсмические толчки, зарегистрированные станциями Буйнакск и Махачкала
1 — N_2; *2* — He; *3* — CH_4; *4* — H_2

шение содержания азота. Изменение концентрации метана (и частично гелия) в целом повторяет характер вариаций азота, что, видимо, обусловлено теми же причинами.

Вторым объектом, где проводили опробование автоматической системы регистрации, была самоизливающая скв. 25 на структуре Дузлак. Структура Дузлак расположена в наиболее приподнятой части ядра Восточной антиклинальной зоны и разбита многочисленными разломами. Отложения

мезозоя перекрыты маломощным (~300 м) чехлом кайнозойских пород. На поверхности структура выражена в виде травертинового бугра, образовавшегося в результате разгрузки глубинных вод; на поверхности наблюдаются многочисленные выходы высокоминерализованных вод и газа. В скв. 25 воды изливаются с глубины 283 м. Суммарное солесодержание около 70 г/л, газы по составу углекислометановые (CH_4 — 72 %; CO_2 до 25 %; N_2 — 1—2 %; He — 0,037 %).

По изотопной характеристике воды имеют седиментационное происхождение ($\delta D = -5{,}0$), а образование метана связано со зрелыми стадиями преобразования органического вещества. Эти воды близки по изотопным параметрам к водам и газам глубоких отложений юры (2500 м) рядом расположенной структуры Берикой. Эти данные подтверждают, что структура Дузлак является зоной разгрузки глубинных газов и вод. Автоматически проводилось измерение концентрации He, H_2, O_2, N_2 и CH_4 с периодичностью один анализ в час. В каждом цикле автоматически измерялся контрольный газ (воздух). Для учета нестабильности работы хроматографа и снижения погрешности измерений при построении вариационных кривых использовали отношение высот пиков на хроматограмме He и CH_4 к высоте контрольного газа азота (He/N_2 контр.; CH_4/N_2 контр.). Вариации азота из-за невысокого содержания не учитывали. В исследуемом газе кислород отсутствовал, что свидетельствовало о ее герметичности. Так же, как и для воды скважины Махачкала 22Т, можно видеть в газе скважины Дузлак четкие плавные суточные вариации концентрации He и CH_4 с периодом около 12 ч; аналогичная картина прослеживается и для вариации концентрации радона в газовой фазе.

Режимные наблюдения проводили в сейсмоспокойный период, поэтому установленные вариации, по-видимому, являются «фоновыми» и не связаны с сейсмическим режимом недр.

Обобщая результаты режимных наблюдений на двух объектах различающихся геологическим строением, типом вод и составом газовых компонентов в них, важно отметить следующее. С помощью автоматической системы регистрации с высокой точностью и достоверностью установлены плавные квазисинусоидальные суточные вариации состава.

На фоне этих вариаций могут проявляться более резкие и значительные вариации, обусловленные изменением сейсмического режима недр. Под действием приливных явлений земная кора испытывает упругие деформации. Несмотря на крайне малую величину деформаций, они достаточно заметно отражаются в вариациях некоторых геофизических полей, а также напора подземных вод. Имеются сведения о геохимических эффектах, в том числе вариациях состава газа, обусловленные солнечно-лунными приливами [1, 4, 5].

Проведенное опробование автоматической системы регистрации состава газовой фазы самоизливающих вод скважин показало надежную работу системы. Она может быть использована для проведения режимных наблюдений за вариациями состава газа в комплексе с другими геохимическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кравцов А. И., Войтов Г. И.* Приливные явления и распространение внезапных выбросов и газа в шахтах. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 9, с. 78—81.
2. *Лебедев В. С.* Использование изотопного состава водорода и углерода при разработке методов прогнозирования землетрясений. — Наст. сб., с. 92.
3. *Лебедев В. С., Сардаров С. С., Мирзалиев М. М.* Автоматическая система регистрации состава газов самоизливающих скважин для проведения режимных наблюдений — Наст. сб., с. 188.
4. *Осика Д. Г.* Опыт разработки и перспективы практического использования геохимических и гидрологических методов прогноза места, силы и времени мелкофокусных землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, 354—364.
5. *Тугаринов А. И., Сардаров С. С.* Изменения в глубинных потоках радиогенных газов как следствие упругих деформаций земной коры. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 4, с. 856—859.

УДК 551.49

Е. В. Пиннекер, В. Г. Ясько, Б. О. Шкандрий

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ОБЛАСТИ

Исследования с целью прогноза землетрясений по гидрогеологическим показателям начаты в Байкальской рифтовой области с 1976 г., а затем в 1977 г. были распространены на пограничные районы — Байкальский хребет (краевой шов на востоке Сибирской платформы) и Иркутск (южная часть Сибирской платформы).

В качестве объектов гидрогеологических исследований режима были использованы как естественные очаги разгрузки подземных вод (холодных и термальных), так и скважины глубиной от 40 до 750 м.

За период 1976—1980 гг. в Байкальской рифтовой области и сопредельных территориях, в том числе в КНР и МНР, произошло более 200 землетрясений выше десятого энергетического класса. Основная часть землетрясений тяготеет к Байкальской рифтовой области, а также пограничным районам (Саяно-Тувинскому, Южно-Байкальскому, Верхнеангарско-Баргузинскому, Верхнеангарско-Северомуйскому, Витимо-Сюльбанскому, Олекминскому, Селенгино-Монгольскому и Уда-Даурскому). Максимальный энергетический класс сейсмических толчков за этот период не превышал 12—14. Наибольший интерес представляют землетрясения, происшедшие в пределах трех районов Байкальской рифтовой области: Верхнеангарско-Северомуйского, Верхнеангарско-Баргузинского и Южно-Байкальского, поскольку они располагаются в непосредственной близости к пунктам режимных наблюдений в Иркутске, у Северо-Муйского и Байкальского тоннелей.

Для режимных наблюдений в Иркутске была использована скв. 110 глубиной 750 м, заложенная в отложениях нижнекембрийского возраста для снабжения курорта «Ангара» лечебными рассолами. Скважина около 25 лет эксплуатируется для подачи рассола в ванный корпус и оборудована запорной арматурой. На дневную поверхность с напором до 20 м поступают

рассолы хлоридно-натриевого состава с солесодержанием 62 г/л. В воде содержится (мг/л): стронция 25, брома не более 16, сероводорода от 12 до 30, а также гелия от 1200 до 2600 • 10^{-5} мл/л и радона от 1 до 20 эман; температура в среднем 16 °С.

С целью выявления полезного сигнала перед землетрясением была принята следующая методика обработки материала: определялись модульные значения основных показателей подземных вод, рассчитывались стандартные отклонения и величина изменений того или иного показателя по отношению к стандартному отклонению. Последнее особенно важно для выявления аномалий в режиме подземных вод и оценки достоверности величины полезного сигнала.

За время наблюдений в Иркутске на расстоянии 120—270 км к востоку от пункта наблюдений произошло восемь землетрясений К 10—12 под южной котловиной оз. Байкал и вдоль подводного Академического хребта, разделяющего озеро на северную и южную котловины. Гипоцентры землетрясений, по данным С. И. Голенецкого, располагаются ориентировочно на глубинах 10—30 км.

Вследствие удаленности такие слабые землетрясения не отличались изменениями ионно-солевого состава рассолов: вариации концентраций ионов натрия, калия, а также хлорид-, фторид- и бромид-ионов находились в пределах фоновых. Однако перед отдельными землетрясениями за несколько суток фиксировали повышение концентрации сероводорода на 10—20 мг/л и гелия до 900—1200 • 10^{-5} мл/л. Подобная реакция подземной гидросферы установлена для относительно близких толчков: 24 февраля 1978 г. К 11 в 159 км (дельта р. Селенги) и 11 октября 1978 г. К 10 в 120 км от пункта наблюдений.

Как видно из рис. 1, сейсмические события в обоих случаях совпали с повышенным содержанием гелия и сероводорода в растворенном газе рассолов, причем в случае землетрясения с более высоким энергетическим классом гидрогеохимические предвестники оказались более четкими. Так, пределы изменений содержания Не и H_2S, превышающие три стандартные отклонения, характерны для землетрясения К 11. В этом случае формируется четкая гидрохимическая аномалия третьего рода ($M \pm 3\sigma$). Второе землетрясение 10 октября 1978 г. при меньшем расстоянии между эпицентром и пунктом наблюдений выразилось менее значительными вариациями гелия и особенно сероводорода (см. рис. 2), хотя общая тенденция положения сейсмического события относительно гидрогеохимических вариаций газов сохранилась прежней.

Режимными наблюдениями на скв. 110 выявлены факторы, затрудняющие использование гидрогеологических наблюдений в прогностических целях. Это относится прежде всего к высокой динамичности рассолов по всем показателям. Так, температура их изменяется от 10 до 20 °С, причем общий характер температурной кривой в течение года отражает, скорее всего, годовой ход температуры воздуха. Содержание гидрокарбонат-ионов варьирует от 50 до 120 мг/л, сульфат-ионов от 4 до 4,8 г/л, хлорид-ионов от 31,5 до 33,7 г/л, фторид-ионов от 2 до 5 мг/л, бромид-ионов от 15 до 20 мг/л, бора от 4 до 12 мг/л, сероводорода от 4 до 50 мг/л, гелия от 1200 до 2600 × $\times 10^{-5}$ мл/л. Подобные изменения, вероятно, объясняются и непостоянством водоотбора рассолов из скважины в течение суток и некоторым несовершенством методики определения показателей, в частности температуры.

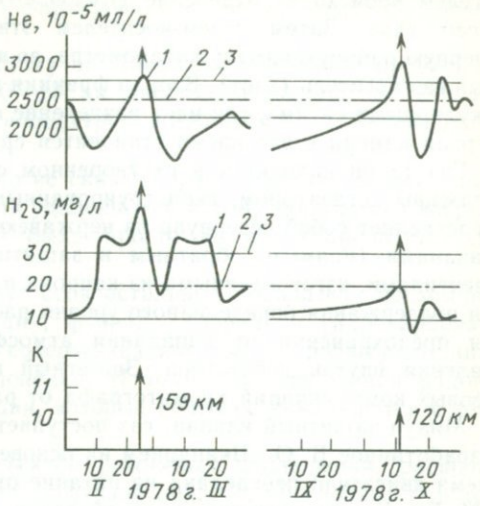


Рис. 1. Вариации концентрации сероводорода и гелия в рассолах из скв. 110 курорта «Ангара» (Иркутск) при землетрясениях 10—11-го энергетических классов

1 — графики изменения концентрации сероводорода, мг/л и гелия — 10^{-5} мл/л; *2* — модальные значения показателей; *3* — границы стандартных отклонений от модальных значений ($M \pm \pm \sigma$). Стрелками обозначены землетрясение и эпицентральные расстояния

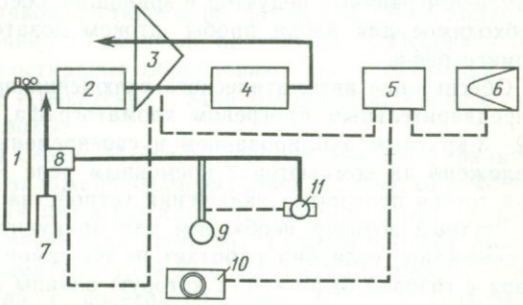


Рис. 2. Схема установки автоматической регистрации химических и физико-химических параметров минеральных вод с целью прогноза землетрясений

1 — баллон с газом-носителем; *2* — колонка с селикагелем; *3* — детектор; *4* — колонка с молекулярными ситами; *5* — регистратор; *6* — термограф; *7* — дегазатор; *8* — устройство ввода пробы; *9* — ртутный дозатор; *10* — компьютер; *11* — вакуумный насос

Чтобы избежать в будущем влияния искусственных факторов, трудно поддающихся учету, с июля 1980 г. скв. 110 в Иркутске оборудована установкой для автоматической записи содержания газовых компонентов с частотой опроса четыре раза в сутки.

В Институте земной коры СО АН СССР на базе лабораторного хроматографа ЛХ-72 разработан прибор «Рифт-1», который обеспечивает определение суммы газовых компонентов в минеральных водах в течение длительного времени (недели, месяцы). Одновременно регистрируется температура и давление минеральной воды на устье скважины.

Установка состоит из хроматографа, баллона с газом-носителем, регистратора, датчика температуры, ртутного дозатора с вакуумным насосом, приставки для ввода пробы, барографа и компьютера (рис. 2).

Хроматограф ЛХ-72 использован для определения гелия, водорода, метана, углекислого газа и сероводорода, для чего применены две хроматографические колонны, соединенные последовательно (см. рис. 2): колонка 2, заполненная силикагелем, длиной 1,5 м, диаметром 4 мм для определения углекислого газа и сероводорода и колонка 4, заполненная молекулярными ситами 13Х, для определения водорода, гелия и метана. В колонке с сили-

кагелем происходит отделение углекислоты и сероводорода от остальной массы газа. Затем газом-носителем эта фракция пробы вымывается в первую рабочую камеру катарометра, во второй в это время находится чистый газ-носитель (азот). Вторая фракция подается во вторую камеру с молекулярными ситами, где идет разделение смеси гелия, водорода и метана. Первая камера в это время становится сравнительной; вторая — рабочей.

Газ (а он находится в растворенном состоянии) отбирается на устье скважины дегазатором, сконструированным Б. О. Шкандрием. Дегазатор представляет собой резервуар из нержавеющей стали с тремя стеклянными клапанами (прямым, обратным и защитным), а также трубопроводами и вентилями, изготовленными из капрона и резины. Прямой клапан служит для поддержания определенного уровня рассола в дегазаторе; обратный — для предохранения от попадания атмосферного воздуха при перепаде давления внутрь дегазатора. Защитный клапан необходим для защиты газовых коммуникаций хроматографа от рассола.

Минуя защитный клапан, газ поступает в устройство для ввода пробы, разработанное Б. О. Шкандрием на основе реверсивного двигателя РД-09. Схема двигателя переделана на питание от сети переменного тока в 220 В и 50 Гц. Для понижения числа оборотов и увеличения рабочего момента применен червячный редуктор и кривошип, обеспечивающий усилие до 4 кг, необходимое для ввода пробы штоком дозатора в аналитический тракт хроматографа.

Обеспечение автоматического включения прибора четыре раза в сутки с предварительным прогревом хроматографа, ввода газообразной пробы с 2—3-кратным дублированием и своевременной записью хроматограммы возложено на компьютер с временным реле РВМ-2, в которое вмонтирована третья программа включения устройства ввода пробы.

Ртутный дозатор необходим для принудительной откачки пробы газа из скважины, если она работает не на самоизливе. Он состоит из резервуара с газовой бюреткой, в которую впаяны контакты вакуумного насоса и реле, обеспечивающие запуск насоса при очередном цикле всасывания анализируемого газа.

В качестве температурного датчика используется термограф с недельной записью, заключенной в специальный термостат, омываемый исследуемой жидкостью. Датчиком давления служит барограф, анероидные коробки которого соединены через мембрану с рассолом из скважины.

Режимные наблюдения за содержанием гелия на скв. 110 в течение июля и августа 1980 г. показали, что с середины августа 1980 г. наметился резкий подъем его содержания, который, возможно, предварял подготовку землетрясения К 13 в 80 км от скважины, совершившегося 26.IX 1980 г.

Режимые наблюдения в районе строительства Байкальского тоннеля проводятся с 1977 г. на скв. 3, заложенной в осевой части перевала Даван. Эта скважина глубиной 250 м вскрыла напорные воды в зоне разлома в интрузивных породах протерозойского возраста. Напор воды 186 м и скважина фонтанировала с дебитом 1,3 л/с при понижении 3,4 м. В августе 1980 г. она была осушена в связи с подсечением обводненной зоны транспортно-дренажной штольней.

Подземные воды, вскрытые этой скважиной, характеризовались фторидно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом при солесодержании от 20 до 60 мг/л. Содержание гелия в воде — не более $20 \cdot 10^{-5}$ мл/л,

а концентрация радона, сильно варьировавшая во времени, достигала 360—1100 эман.

За период наблюдений к востоку от Даванского перевала произошло тринадцать землетрясений К 10—13 на расстоянии от 109 до 245 км с ориентировочными глубинами гипоцентров, по данным С. И. Голенецкого, от 5 до 24±7 км.

Эти землетрясения совершенно не сказались на величине дебита скважины. Вероятно, подготовка столь удаленных и к тому же низкого энергетического класса землетрясений была просто не в состоянии оказать воздействие на гидродинамику.

Столь же индифферентно ведут себя остальные показатели подземных вод: ионы натрия, калия, кальция, фторид-, хлорид- и гидрокарбонатионы, а также гелий, вариации содержания которых не превышают значений одного стандартного отклонения. И только в содержании радона отмечаются значительные вариации, которые почти не увязываются с сейсмическим режимом.

В отличие от описанных объектов режимных наблюдений, расположенных вне пределов Байкальской рифтовой области, прогнозный участок у Северо-Муйского тоннеля расположен в осевой части рифта в районе, где ежегодно количество толчков достигает, по данным В. М. Кочеткова, 600 и более. Здесь на расстоянии 20 км вдоль протяженного Перевального разлома северо-западного простирания оборудовано для наблюдений два термальных (Окусиканский и Итыкитский), один холодный источник и скв. 124, вскрывшая термальные воды.

Вблизи западного портала Северо-Муйского тоннеля, там, где в гранитах раннепалеозойского возраста заложена вдоль разломов Итыкитская эмбриональная впадина, заполненная кайнозойскими отложениями, оборудована для наблюдений одна из головок Итыкитского очага разгрузки субтермальных вод с дебитом 0,4 л/с и температурой 23,5 °С. Вода гидрокарбонатно-сульфатно-натриевого состава с солесодержанием 0,21 г/л, содержит до 7 мг/л фторидов; концентрация гелия в среднем не превышает $200—300 \cdot 10^{-5}$ мл/л, радона — 4 эмана.

Окусиканский термальный источник, представлявший до его осушения в результате строительства тоннеля в июле 1980 г. крупный (до 120 л/с с учетом субаквальной составляющей) очаг разгрузки термальных вод, также являлся объектом гидрогеологических исследований. Одна из головок с дебитом до 6 л/с и температурой воды 40 °С, приуроченная к трещине в гранитах, оборудована для режимных наблюдений, а в 45—50 м от нее на правобережье руч. Окусикан термальные воды вскрыты неглубокой (до 40 м) скв. 124. Вода источника имеет фторидно-гидрокарбонатно-натриевый состав с солесодержанием 0,2—0,25 г/л; содержание гелия в среднем $400—600 \cdot 10^{-5}$ мл/л и радона 10—15 эман. Дебит воды в скв. 124 (глубина 20 м) 3,3 л/с; температура 62 °С; солесодержание 0,45 г/л, концентрация гелия в среднем $800 \cdot 10^{-5}$ мл/л и радона до 20 эман/л.

В 450—500 м к северо-западу от границы Окусиканского очага разгрузки термальных вод в сеть режимных наблюдений включен холодный источник 99, который в отличие от термальных вод имеет весьма низкую температуру (1 °С), средний дебит 0,7 л/с, вода его гидрокарбонатно-натриево-кальциевая с солесодержанием 0,04 г/л. Фоновая концентрация гелия в среднем $5 \cdot 10^{-5}$ мл/л, а радона — 1—5 эман.

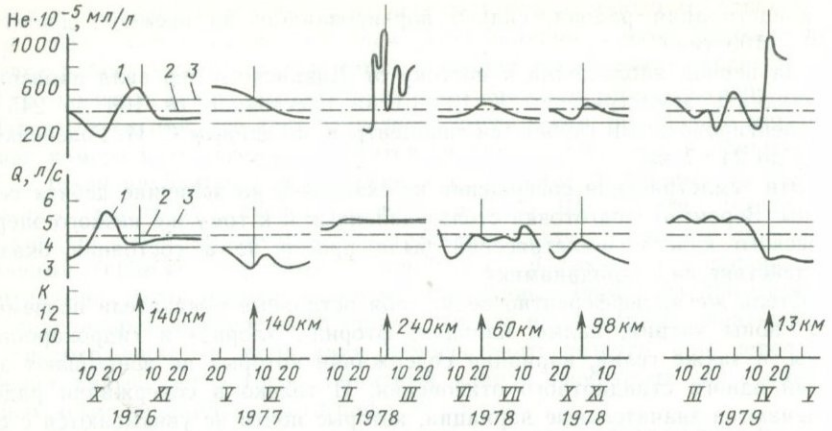


Рис. 3. График изменения дебита и содержание гелия в термальной воде Окусиканского источника при землетрясениях 12—14 энергетических классов

1 — графики изменения дебита (л/с) и содержания гелия (10^{-5} мл/г); *2* — модальное значение показателей; *4* — границы стандартных отклонений от модальных значений ($M \pm \sigma$). Стрелками обозначены землетрясение и эпицентральное расстояние

За период наблюдений на территории, отстоящей от пунктов наблюдений на расстоянии 13—272 км, произошло 39 землетрясений К 10—14 и глубиной гипоцентров от 2 до 22 км. Наиболее сильными были два Уоянских землетрясения: 1—2 ноября 1976 г. К 14 и 11—4 июня 1977 г. К 13. Они произошли к западу от выхода Окусиканских терм в 140 км. Из других толчков, которые могли предваряться гидрогеодинамическими или гидрогеохимическими аномалиями, можно указать следующие: землетрясение 3 марта 1978 г. в бассейне р. Конды К 12 на расстоянии 240 км; 20 июня 1978 г. в междуречье Чуро и В. Ангары К 12 на расстоянии 60 км; 30 октября 1978 г. землетрясение с эпицентром у оз. Бусани К 12 на расстоянии 98 км и 15 апреля 1979 г. в верховьях р. Ангаракан К 12 в 13 км от пункта наблюдений.

Как же реагировала термальная вода Окусиканского источника на подготовку перечисленных сейсмических событий? Рассмотрим это на примере естественного очага разгрузки терм, имеющего наиболее длительный цикл наблюдений. Можно видеть, что дебит характеризуется определенной тенденцией в изменении перед толчком (рис. 3), что наиболее ярко видно на примере первого Уоянского землетрясения. Во время второго, более слабого толчка тенденция оставалась прежней, правда, дебит источника в это время был минимальным. В период третьего толчка, наиболее удаленного, дебит не испытывал изменений и был в течение двух месяцев удивительно стабильным. Вероятно, на таком удалении от очага землетрясений гидрогеодинамическая перестройка не захватила область Окусиканского источника.

Два близких землетрясения в 60 и 98 км произошли в момент, когда очередной минимум дебита сменился кратковременным подъемом и только толчок 15 апреля 1979 г. сопровождался вариациями дебита источника, почти синхронным Уоянским землетрясениям.

Таким образом, в данных условиях гидрогеодинамический предвестник землетрясения недостаточно однозначен и зона его возможного проявления при толчках К 12—14 не превышает 100—150 км. Основные компоненты ионно-солевого состава Окусиканского источника также остались инертными к подготовке землетрясений, в частности вариации концентраций некоторых макрокомпонентов (сульфатов, например) были незначительными (менее одного стандартного отклонения), так же как фторид- и хлорид-ионов и ионов стронция.

Одним из наиболее информативных гидрогеохимических показателей для прогноза землетрясений является гелий. Оба Уоянских землетрясения 2.XI.1976 г. и 4.VI.1977 г. сопровождались ростом концентрации и момент уменьшения концентрации гелия отвечал завершению сейсмического события. Примерно такие же вариации концентраций гелия в составе растворенного газа характерны для землетрясений К 12 3 марта 1978 г. (см. рис. 3). И только при землетрясениях 20 июня и 30 октября 1978 г. они совпали с периодами увеличения содержания гелия в составе растворенного газа.

Таким образом, результаты дискретных наблюдений за режимом подземных вод в Байкальской рифтовой области и сопредельных территориях свидетельствует о возможности использования в прогностических целях нескольких гидрогеохимических и гидрогеологических показателей. Хорошие результаты дают измерения вариаций дебита и содержания гелия. Не исключено, что организация непрерывных наблюдений позволит выявить и другие прогностические показатели.

УДК 550.4 : 550.343.62

С. Б. Ахундова, Т. А. Золотовицкая

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ

В трудах М. А. Садовского, Е. Ф. Саваренского, Т. Рикитаке, А. Н. Султанходжаева, Н. И. Хитарова, П. Н. Чалова и др. [19—21, 24, 27, 28] дан обзор современного состояния изученности проблемы прогнозирования землетрясений различными методами.

В настоящей статье сделана попытка проследить историю развития геохимических методов прогнозирования землетрясений.

После катастрофического землетрясения 3 января 1911 г. в г. Верном (ныне Алма-Ата) в России остро встал вопрос предсказания землетрясения. Считая проблему предсказания землетрясения очень важной, «имеющей громадное практическое значение в смысле сохранения человеческих жизней и разного рода имущества» [6, с. 213], Б. Б. Голицын в 1911 г. составляет программу практических работ для сейсмологов по прогнозу землетрясений. Ученый ясно понимал, что землетрясениям предшествуют сложные физические процессы, непрерывно совершающиеся в недрах Земли. Для поисков предвестников землетрясений Б. Б. Голицын предложил проводить сейсмические, геодезические, топографические, гравиметрические исследования. Вместе с тем интуиция ученого предсказала ему, что этот комплекс исследований недостаточен. Представляя, что в недрах Земли перед землетря-

сением происходят и химические процессы, Голицын высказал идею о возможности изменения химического состава вод в связи с землетрясениями. Этим самым впервые он наметил новый путь к решению прогноза землетрясений: «возможно, что со временем обнаружатся и другие явления, имеющие связь с возникновением землетрясения, как, например, изменение количества того или иного газа, выделяемого в различных местностях из недр Земли и т. п.» [7, с. 425—426]. Голицын составил специальную программу, предусматривающую проведение химических анализов воды различных минеральных источников, анализ содержащихся в воде и выделяющихся из нее газов, исследование радиоактивности источников в определенные интервалы времени. Причем методика этих исследований была очень проста. Б. Б. Голицын еще в то время подчеркивал необходимость унификации измерений: «все наблюдения должны проводиться едиными методами с указанием всех условий, в которых проводились наблюдения» [7, с. 425—426].

Таким образом, впервые в мире идея о возможности изменения химического состава вод перед землетрясением была высказана русским ученым. Кроме того, им была составлена первая в мире конкретная, практически осуществимая программа наблюдений, исходящая из технических возможностей сейсмической службы России.

К сожалению, идея Б. Б. Голицына о возможности изменений химического состава вод в связи с землетрясением не нашла должного развития в последующие 55 лет. Геохимические исследования не были включены ни в первую советскую программу по прогнозу землетрясений, составленную в начале 50-х годов Г. А. Гамбурцевым, ни в американскую и японскую программы 60-х годов, ни в программу по прогнозу землетрясений, составленную в Институте физики Земли в 1971 г.

Вместе с тем надо отметить, что в заметках Г. А. Гамбурцева «О прогнозе землетрясений» в числе путей, намечаемых для разрешения задач о прогнозе момента землетрясения, наряду с наклонами земной поверхности, изменением уровня дневной поверхности и т. д. (всего 9 пунктов) третьим по счету упоминается режим глубоких источников: «косвенно небольшие перемещения горных масс могут отразиться и на других явлениях, например на режиме глубоких источников, особенно если последующие связаны с разломами, по которым происходят подвижки. Представляется интересным возобновить наблюдение над режимом подземных источников в одном из сейсмических районов» (личный архив Г. А. Гамбурцева).

В 1942 г. В. В. Чердынцев отмечал корреляцию тектонической активности с радиоактивностью вод [29]. З. Хатуда [30] наблюдал повышенное содержание радона в почвенном воздухе над зоной разрывных нарушений во время землетрясений. В начале 60-х годов под руководством Ф. А. Алексеева (ВНИИЯГГ) было налажено систематическое изучение химического состава минеральных вод Ташкентского артезианского бассейна и отмечены высокие концентрации гелия, радона, аргона и изменения концентраций этих инертных газов во времени [2, 9].

Примерно в это же время в Японии велись наблюдения за содержанием радона и торона в газах вулкана Хаконе. Ретроспективно было установлено, что в течение 1960—1965 гг. содержание радона в вулканогенном газе увеличилось, а после землетрясения 1966 г. резко уменьшилось [31].

В 1965 г. Р. А. Агамирзоев и Т. А. Золотовицкая при радиометрических наблюдениях в зоне шемахинских очагов землетрясений впервые обнару-

жили вариации уровня гамма-поля в эпицентральной зоне в связи с Мыхтекянским 7-балльным землетрясением 1965 г. и объяснили это явление изменением содержания радона в почвенном воздухе в надочаговой зоне землетрясений. После этого были проведены режимные наблюдения в Шемахинской зоне, подтвердившие связь вариации радиоактивности с сейсмичностью [1, 18, 22].

К середине 60-х годов идея о возможности появления геохимической аномалии как бы «носилась в воздухе». Необходим был импульс к ее осуществлению. Им и стало Ташкентское землетрясение 1966 г.

В результате работ по изучению химического состава подземных вод и газов Ташкентского артезианского бассейна после Ташкентского землетрясения (апрель 1966 г.) советскими учеными впервые в мире ретроспективно были выявлены гидрогеохимические предвестники землетрясений: установлено резкое повышение содержания радона в воде бальнеологической скважины в Ташкенте в период, предшествующий землетрясению [2, 9, 24]. Это явление изменения концентрации радона, гелия, аргона, фторидов, урана, а также изотопного состава элементов в связи с землетрясениями было зарегистрировано как научное открытие [12].

Это открытие и результаты систематических гидрогеохимических наблюдений, проводимых в Узбекистане А. Н. Султанходжаевым с сотрудниками, подтвердили возможность использования отдельных гидрогеохимических параметров в качестве поисковых критериев предсказания землетрясений и способствовали развитию этих исследований в других сейсмоактивных районах страны. Так, в Донбассе Ю. А. Рябоштан наблюдал изменение содержания радона в почвенном воздухе при Анапском землетрясении 12 июля 1966 г. Тогда же А. И. Фридман отметил изменение химического состава газа и изотопного состава углерода в приповерхностных отложениях на одном из рудопроявлений Краснодарского края. Ретроспективно были отмечены изменения химического состава газов в минеральных источниках Южного Дагестана в связи с Касумкентским землетрясением 20 апреля 1966 г. [2]. С 1970 г. в Дагестане проводятся систематические исследования по поиску геохимических методов прогноза сильных землетрясений [15].

Детальные режимные наблюдения за составом минеральных вод с целью выбора подходящих компонентов в качестве предвестника землетрясений проводятся с 1968 г. в Армении на Приереванском и Зангезурском полигонах [8].

В Таджикистане начиная с 1972 г. на гидрохимических станциях Оби-Гарм, Явроз и Шаамбары ведутся наблюдения за режимом термальных вод и содержанием радона [13]. В Киргизии сотрудниками Института физики и математики АН КиргССР (П. И. Чалов, Т. В. Тузова, В. М. Алехин) изучаются изотопные параметры вод разломов земной коры в пределах Северо-Тянь-Шаньской сейсмической зоны. Сопоставление геохимических аномалий, выделяемых в различных сейсмоопасных районах страны, связанных с землетрясениями, показало, что геохимические параметры не могут быть одинаково информативными во всех регионах [28]. И. А. Лучин предложил способ предсказания времени землетрясения в сейсмоактивной зоне по резкому увеличению градиента концентрации газов в местах разрыва сплошности пород [10]. В период 1967—1971 гг. в СССР геохимическими методами была предсказана серия землетрясений.

Геохимические методы поисков предвестников землетрясений стали развиваться не только в СССР, но и за рубежом. В частности, режимные наблюдения за вариациями содержания радона ведутся в Японии, США на разломе Сан-Андреас, в Италии. В Китае в программу работ по прогнозированию землетрясений были включены наблюдения по измерению содержания радона в водах. В этих странах имеется ряд примеров предсказания сейсмических явлений с помощью радона.

После Ташкентского землетрясения резко усилились работы по всем направлениям проблемы прогноза землетрясений. Широкий размах получили исследования по поиску прогностических признаков в зонах подготовки землетрясений: изучение сейсмического режима, изменения величины отношения скоростей продольных и поперечных волн, деформаций земной коры, электромагнитных аномалий и др. Координировал эти работы Междуведомственный Совет по сейсмологии и сейсмостойкому строительству — МСССС при Президиуме АН СССР, созданный в октябре 1967 г. К середине 60-х годов прогноз землетрясений становится одной из фундаментальных проблем геофизики. В СССР была создана новая программа по предсказанию землетрясений ИФЗ-71, в основу которой легли результаты многолетних исследований на Гармском полигоне в Таджикистане, проводимые под руководством И. Л. Нерсесова. Вслед за Советским Союзом национальные программы по прогнозу землетрясений стали принимать страны, на территории которых происходят разрушительные землетрясения (США, Япония, Китай). Каждая национальная программа имела свои отличительные особенности, но методология работ этих лет была одинакова — эмпирический подход к решению проблемы: наблюдение большого количества предвестников в течение длительного периода с целью отбора наиболее эффективных для целей прогноза сильных землетрясений.

Начинается разработка теории очага землетрясений с привлечением современных представлений о физике разрушения и проводятся экспериментальные работы по изучению механизма трещинообразования. Выдвигаются модели очага землетрясения — дилатанно-диффузионная (ДД) [13], лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) [14, 32]. В 1974 г. на Ташкентском международном симпозиуме по предвестникам землетрясений [16] советскими исследователями были прочитаны доклады по геохимическим предвестникам. Проводимые в последние годы исследования по радиоизотопным предвестникам, изменению содержания радона и гелия до и после землетрясения, изменению химического состава подземных вод в периоды, предшествующие землетрясениям и после них, не дали однозначных результатов. Надо отметить, что выбор анализируемых компонентов при гидрогеохимических прогностических исследованиях носил порой случайный характер и определялся часто аналитическими возможностями исследователей. Необходимо было установить оптимальный набор компонентов предвестников, характерных для изучаемых регионов. Назрела необходимость в создании научно-координационного и консультативного органа, направляющего работу по поиску геохимических предвестников землетрясений. В сентябре 1975 г. на Сессии Совета МСССС в Душанбе была обсуждена программа гидросейсмологических исследований в СССР и разработано положение о Рабочей Комиссии по гидросейсмологии, созданной по инициативе председателя МСССС члена-корреспондента АН СССР Е. Ф. Саваренского.

В декабре 1975 г. решением Бюро МССС в составе этой организации была создана Рабочая группа по гидрогеологическим и гидрогеохимическим методам поиска предвестников землетрясений под председательством А. Н. Султанходжаева. В состав Рабочей группы вошли представители ведущих академических институтов: ИФЗ АН СССР, ГЕОХИ АН СССР, УНЦ АН СССР, ДВНЦ АН СССР, СО АН СССР и республиканских академий — сейсмологи, геохимики, геофизики и гидрологи. Первый семинар Рабочая группа провела в октябре 1976 г. в Ташкенте, где в это время происходило расширенное заседание МССС совместно с Институтом сейсмологии АН УзбССР, посвященное обсуждению предварительных результатов исследований Газлийских землетрясений. На заседании секции «Гидросейсмологические предвестники землетрясений» были прочитаны доклады по геохимическим предвестникам Газлийского землетрясения. В соответствии с Координационным планом МССС на 1976—1980 гг. была утверждена научная программа работ «продолжить разработку методов изысканий предвестников землетрясений: исследовать закономерности процесса, исследовать изменение геофизических полей, гидрохимических условий и деформации земной коры во времени, связанных с подготовкой землетрясений».

Появилась необходимость в обмене информации о работах в области разработки и использования геохимических методов для прогноза землетрясений и обсуждения его перспектив. С этой целью в мае 1977 г. было созвано совещание по геохимическим предвестникам землетрясений, которое проходило в ГЕОХИ АН СССР под председательством члена-корреспондента АН СССР В. Л. Барсукова. На совещании были проанализированы экспериментальные исследования по выявлению наиболее надежных геохимических предвестников и даны единые методические указания и рекомендации по комплексному изучению гидрогеологических и геохимических предвестников.

Тогда же при МССС была организована Комиссия по физике очага и прогнозу землетрясений под председательством академика М. А. Садовского. В ноябре 1977 г. было принято решение о создании в составе этой Комиссии Рабочей группы по гидрогеохимическим предвестникам, которую возглавил член-корреспондент АН СССР В. Л. Барсуков. Рабочей группе предстояло провести большую работу по унифицированию методов химического анализа для целей прогноза землетрясений, выявить оптимальные прогностические компоненты для конкретных регионов. В 1978 г. на основании анализа состояния исследований по гидрогеохимическим предвестникам землетрясений были подготовлены материалы Рабочей группы, которые легли в основу программы по геохимическим предвестникам. Программа определила научную задачу — выявление механизма формирования гидрогеохимических предвестников, практическую задачу — отбор комплекса информативных гидрогеохимических предвестников для прогноза землетрясений различных регионов. Были даны рекомендации по выбору объектов наблюдений за гидрогеохимическими предвестниками и по методике исследований. Следствием теоретических разработок явилась предложенная модель возникновения геохимических аномалий в составе подземных вод в период подготовки землетрясений. Были даны представления о механизме возникновения аномалий в составе подземных вод в период подготовки землетрясений [4].

В 1979 г. в декабре на совещании Рабочей группы было отмечено, что

проведенные исследования принципиально доказали возможность использования гидрогеохимических предвестников для прогноза времени и силы землетрясений. Однако отсутствие развитой сети наблюдений за предвестниками не позволяет пока решить проблему дальнодействия предвестников и определить район расположения эпицентра ожидаемого землетрясения. Было намечено расширить сеть прогностических станций в системе АН СССР и Министерства геологии СССР, проводить комплексную обработку гидрогеологических, геохимических и сейсмологических данных в связи с особенностями строения и вариациями физических параметров среды. Необходимо было усилить работу по унификации способов наблюдения, аппаратуры, главным образом автоматической и созданию комплекса.

Надо отметить большую организационную работу ГЕОХИ АН СССР, который проводит исследования совместно с республиканскими академиями наук на Душанбинском, Ереванском, Фрунзенском, Алма-Атинском и других полигонах. На Фрунзенском полигоне в районе курорта Иссык-Ата, в Молдавии и Алма-Атинском полигонах начали действовать первые в стране автоматические установки «Прогноз», разработанные специалистами ГЕОХИ АН СССР. В дальнейшем предусмотрены разработка и внедрение автоматических систем регистрации геохимических предвестников на всех полигонах страны для повышения достоверности получаемых данных и ликвидации разрыва во времени между отбором пробы и ее анализом.

Интересно проследить историю развития геохимических предвестников и по научным публикациям. Первые научные статьи в связи с прогнозом землетрясений появились после Ташкентского землетрясения 1966 г. Первая информация по геохимическим предвестникам была дана Б. З. Мавашевым, Г. А. Мавляновым с сотрудниками в 1966 г. [11], а также В. И. Уломовым и Б. З. Мавашевым в 1967 г. [25]. В. И. Уломовым в 1968 г. была предпринята попытка объяснить механизм образования радоновой аномалии в подземных водах перед землетрясением [26].

Монография, в которой были рассмотрены гидрогеологические критерии возможных землетрясений, была составлена в 1973 г. Г. А. Мавляновым, Х. К. Касимовым и др. [5]. Научные статьи о результатах поисков геохимических предвестников землетрясений в различных сейсмоактивных районах страны были включены в сборник «Поиски предвестников землетрясений», представляющий материалы Ташкентского международного симпозиума в 1974 г. [16]. Результаты систематических гидрогеохимических наблюдений за изменением газохимического состава подземных вод в связи с проявлением сейсмичности отражены в монографии [23].

Материалы Совещания по гидрогеохимическим предвестникам 1977 г. были опубликованы в журнале «Геохимия», № 3 за 1979 г. В «Методических рекомендациях к гидрогеосейсмологическим исследованиям» А. Н. Султан-Ходжаева и Ф. Г. Зиган определено место гидрогеохимических, гидрогеофизических и изотопных методов исследования в общем комплексе работ, направленных на решение прогноза землетрясений [24]. В монографии П. Н. Чалова, Т. В. Тузовой, В. М. Алехиной «Изотопные параметры вод разломов земной коры в сейсмически активной зоне» критически обсуждается вопрос информативности различных геохимических параметров для прогноза времени землетрясений в сейсмоактивных зонах страны и выделяются изотопные параметры, пригодные для идентификации вод разломов и представляющие интерес для прогноза сейсмических явлений [28].

Анализ публикаций за 1975—1983 гг. по различным направлениям поисков предвестников землетрясений показывает, что публикации по гидрогеохимическим предвестникам имеют тенденцию роста с каждым годом как новое направление в науке.

Геохимические предвестники землетрясений имеют короткую историю, но уже сейчас очевидна перспективность их применения как одного из важных методов для краткосрочного прогноза землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агамирзоев Р. А., Золотовицкая Т. А., Исмаил-Заде Т. А.* и др. Поиски предвестников землетрясений в Азербайджане. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 213—216.
2. *Алексеев Ф. А., Войтов Т. Н., Лебедев В. С., Фридман А. И.* О радиохимических, изотопных и геохимических эффектах в сейсмоактивных областях. — В кн.: Ядерная геология. М.: ОНТИ ВНИИЯГ, 1974, с. 91—105.
3. *Ахундова С. Б., Мамед-Заде Р. Н.* Проблема прогноза землетрясений в научной литературе. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 6, с. 61—64.
4. *Барсуков В. Л., Серебренников В. С., Варшал Г. М., Гаранин А. В.* Геохимические методы прогноза землетрясения. — Геохимия, 1979, № 3, 323—337.
5. Гидрогеохимические особенности подземных вод некоторых сейсмоактивных районов Узбекистана /Г. А. Мавлянов, Х. К. Касимов, А. Н. Султанходжаев и др. Ташкент: Фан, 1973. 96 с.
6. *Голицын Б. Б.* Лекции по сейсмометрии. СПб.: Российская АН, 1912. 213 с.
7. *Голицын Б. Б.* Новая организация сейсмической службы в России. Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 2, с. 425—426.
8. *Игумнов В. А., Халатян Э. С.* Геохимические исследования с целью прогноза землетрясений на территории АрмССР. — Геохимия, 1979, № 3, с. 365—372.
9. *Карус Е. В., Кузнецов О. Л.* Прогноз землетрясений. Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли, М.: ВИНИТИ, 1980, 184 с.
10. А. с. (СССР). Способ предсказания времени землетрясений в сейсмоактивном районе / Авт. изобрет. Лучин И. А. Заявл. 26. VII 67. № 1175793/26—25; Опубл. Б. И. 1970, № 32.
11. *Мавашев Б. З., Мавлянов Г. А.* и др. Аномалии радиоактивности Ташкентской минеральной воды в 1965 г. — Строительство и архитектура Узбекистана, 1966, № 8, с. 9.
12. *Мавлянов Г. А., Султанходжаев А. Н.* и др. Явление изменения химического состава подземных вод при землетрясении. — Диплом № 129 по заявке № 01—7928 от 14 апреля 1971 г. Бюл. № 42, 1973.
13. *Мирзоев К. М., Маламуд А. С.* и др. Поиск пространственно-временных закономерностей изменения параметров, предваряющих сильное землетрясение. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 241—251.
14. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.
15. *Осика Д. Т.* Опыт разработки и перспективы практического использования геохимических и гидрологических методов прогноза места, силы и времени мелкофокусных землетрясений. — Геохимия, 1979, № 3, с. 354—364.
16. Поиски предвестников землетрясений Под ред. Е. В. Саваренского. Ташкент: Фан, 1976. 264 с.
17. Поиски предвестников землетрясений (во времени) 1911—1978. — Аннотированный библиогр. указатель опубл. лит. Баку: ОНТИ ИГ АН Аз. ССР, 1979, вып. 1. 519 с.
18. Радиодыхание недр. — Газ. «Баку», 1966, 12 янв., № 9 (817).
19. *Рикитаке Т.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1979. 388 с.
20. *Саваренский Е. Ф.* Ташкентское землетрясение и его возможные причины. — Вестн. АН СССР, 1966, № 8, с. 34—43.
21. *Садовский М. А., Нерсесов И. Л.* Вопросы прогноза землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 9, с. 13—29.

22. Сигналы очагов землетрясений. — Бакинский рабочий, 1966, 11 янв.
23. *Султанходжаев А. Н., Азизов Г. Ю., Закиров Т.* и др. Гидросейсмологические исследования в Восточной Фергане. Ташкент: Фан, 1978. 189 с.
24. *Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г.* Методические рекомендации к гидросейсмологическим исследованиям. Ташкент: Фан, 1980. 52 с.
25. *Уломов В. И., Мавашев Б. З.* О предвестнике сильного тектонического землетрясения. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 2, с. 319—321.
26. *Уломов В. И.* На пути к прогнозу землетрясений. — Земля и Вселенная, 1968, № 3, с. 23—30.
27. *Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Лебедев В. С.* О геохимических предвестниках землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 165—170.
28. *Чалов П. И., Тузова Т. В., Алехина В. М.* Изотопные параметры вод разломов коры в сейсмически активной зоне. Фрунзе: Илим, 1980. 108 с.
29. *Чердынцев В. В.* О зонах трещиноватости тектонических поднятий. — Изв. Ан Каз ССР. Сер. астр. и физ., 1946, № 2, с. 90—96.
30. *Hatuda Z.* Radon Content and change in Soil air near Ground Surface. — In: Memoire of the College of Science, University of Kyoto, ser. B. XX, Art. 6, 1953, p. 38.
31. *Iwasaki I., Ozawa T., Yoshida M., Kanda H., Yamaya K.* The change in the radon (^{222}Rn) and thoron (^{222}Rn, Tn) contented of the volcanic gases in the Gowakudani district, Hakone volkano from 1960 to 1967. — Bull. Volcanol. Soc. Japan, 1968, vol. 13, N 1, p. 50.
32. *Miachkin V. I., Sobolev G. A., Dolbilkina N. A., Morozov V. N., Preobrazensky V. B.* The stidy of variations in geophysical fields hear focal zones of Kamchatka. — Tectonophysics, 1972, vol. 14 p. 287—293.
33. *Sholz C. H., Sykes L. R., Aggarwal Y. P.* Earthquake prediction a physical basis. — Science, 1973, vol. 181, p. 803.

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I

ВОПРОСЫ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В ПЕРИОД, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ

В. Л. Барсуков, Г. М. Варшал, А. В. Гаранин, Н. С. Замокина. Значение гидрогеохимических методов для краткосрочного прогноза землетрясений 3

Г. А. Соболев. Вопросы развития модели лавинно-неустойчивого трещинообразования 17

И. Г. Киссин, Ю. И. Стклянин. О формировании гидрогеохимических предвестников землетрясений 23

В. Т. Дубинчук. Кинетика выделения компонентов из скелета породы в подземные воды под действием напряжения 30

Э. В. Бородзич, А. М. Галинский, И. Н. Яницкий. Гелиеметрические исследования в комплексе прогностических методов 34

А. Н. Султанходжаев, Ф. Г. Зиган, Н. Г. Умарходжаева. Некоторые особенности вариаций газов, растворенных в подземных водах, в связи с проявлением сейсмической активности 41

Г. М. Варшал, Г. А. Соболев, В. Л. Барсуков, А. В. Кольцов, Б. И. Костин, Т. Ф. Кудинова, Ю. И. Стахеев, С. П. Третьякова, В. А. Пономаренко, О. М. Калинкина, И. В. Кубракова, А. Х. Галузинская, В. В. Мячкин. Изучение закономерностей выделения летучих компонентов из пород при их нагружении в связи с проблемой прогноза землетрясений гидрогеохимическими методами 49

Я. А. Мусин, С. Идрисова, В. А. Кабо, Н. У. Мусин, А. М. Федоров. К вопросу о механизме аномалий радона в период подготовки землетрясений . 62

А. Б. Оспанов, В. А. Мизев. О некоторых деталях механизма формирования гидрогеодинамических и гидрогеохимических предвестников землетрясений по данным модельных взрывов 71

А. Б. Оспанов. Об одной особенности прогнозирования землетрясений по аномалиям радона в подземных водах 74

Н. М. Елманова, Л. С. Балашов. О возможной прогностической роли азотных терм глубоких тектонических трещин 81

В. С. Лебедев. Использование изотопного состава водорода и углерода при разработке методов прогнозирования землетрясений 92

А. Н. Султанходжаев, И. Г. Чернов. Аномальные изменения отношений стабильных изотопов подземных вод и их связь с сейсмичностью на Ташкентском геодинамическом полигоне 99

Ф. И. Монахов, А. М. Хантаев, В. С. Кечайкина, А. А. Шишкин. Сравнительная характеристика реакции уровня и дебита подземных вод на подготовку землетрясений 108

Ф. И. Монахов, Л. И. Божкова. Газогеодинамический предвестник курильских землетрясений 112

Раздел II

ОРГАНИЗАЦИЯ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ПРЕДВЕСТНИКАМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В. С. Серебренников, Р. В. Арсеньева, Ю. А. Бакалдин. Основные принципы выбора объектов наблюдательной сети для изучения геохимических предвестников землетрясений 117
Е. А. Попов, Н. Я. Кунин, Г. И. Войтов. Принципы комплексирования геофизических и геохимических исследований при прогнозировании землетрясений 121
Л. С. Балашов, Н. М. Елманова. Об организации режимных наблюдений за содержанием радона в подземных водах при поиске предвестников землетрясений 127

Раздел III

МЕТОДИКА ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ. АППАРАТУРА

Т. С. Желанкина, А. Ф. Кушнир, В. Ф. Писаренко, С. Л. Цванг, Ф. Г. Зиган, С. У. Латипов, А. Н. Султанходжаев, И. Г. Чернов. Комплексный статистический анализ геохимических предвестников землетрясений 135
В. Л. Барсуков, А. А. Беляев, В. С. Серебренников, Ю. А. Бакалдин, М. Х. Урунов, Р. В. Арсеньева. Использование дисперсии содержания гелия в подземных водах для прогноза землетрясений 148
Ю. А. Бакалдин, В. С. Серебренников. Опыт автоматического контроля содержания гелия в термальных водах месторождения Иссык-Ата 153
А. Н. Могилевский, В. А. Славный, А. И. Субочев, А. С. Пономарев, В. С. Серебренников, П. Н. Астафьев, Ю. А. Бакалдин, Ю. И. Фабелинский. Автоматическая установка для регистрации геохимических предвестников землетрясений 157
В. П. Рудаков, Г. А. Соболев. К вопросу об использовании эманационного метода для прогноза землетрясений 163
С. Атаев, Т. Аширов, Г. Н. Флеров, А. Н. Кузнецов. Методика и некоторые результаты эманационных исследований на Ашхабадском прогностическом полигоне 169
С. П. Третьякова, В. А. Пономаренко. Изучение возможности использования диэлектрических детекторов для измерения активности радона 178
Ю. И. Стахеев, А. Х. Фатыхов. Недисперсионный атомно-абсорбционный ртутный фотометр и методика определения содержания ртути в природных водах 183
В. С. Лебедев, С. С. Сардаров, М. М. Мирзалиев. Автоматическая система регистрации состава газа самоизливающих скважин для проведения режимных наблюдений 188
А. С. Пономарев, В. В. Линьков. Хроматографическая установка на базе хроматографа ХП-499 для измерения азота, метана и аргона 192
А. С. Пономарев. Метод анализа подземных вод на основе диффузионного разделения и селективного поглощения 194
Г. М. Варшал, Н. С. Замокина, Е. П. Тимакова, Н. А. Бакалдина, Н. Л. Джеглова, Е. Е. Зингер. Галогенид- и сульфид-ионы как предвестники землетрясений и их определение с помощью ионоселективных электродов . . . 197

Раздел IV

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ

Ж. С. Ержанов, А. Б. Оспанов, В. А. Мизёв. Гидрогеохимические исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне с целью прогноза землетрясений 210
Г. М. Рура, В. Н. Крат. Организация гидрогеологических наблюдений с целью выявления предвестников сильных землетрясений на полигоне Файзабад (Таджикская ССР) 220
Ю. И. Стахеев. Результаты режимной регистрации содержаний ртути в водах месторождения Яврос (Таджикская ССР) 225

К. Е. Калмурзаев, А. У. Абдуллаев, Ц. М. Касымова. О гидрогеохимических эффектах в термальных водах Киргизии в периоды проявления сейсмической активности 228
К. Е. Калмурзаев, А. У. Абдуллаев, Ц. М. Касымова, С. А. Денисов, Э. Э. Оролбаев. Геохимические предвестники и последствия Барскаунского землетрясения 6 июня 1980 г. 237
М. Р. Милькис, А. А. Мрыхин. Особенности гидрогеологии Копетдагского сейсмоактивного региона в связи с выявлением предвестников землетрясений в Туркмении 241
Т. Аширов, Е. В. Дубровская, М. Р. Милькис, А. А. Мрыхин. Некоторые особенности вариаций уровня подземных вод в Ашхабадской сейсмоактивной зоне 247
В. А. Игумнов, Р. Г. Геворкян. Режимные наблюдения за гидрогеохимическими предвестниками на прогностических полигонах Армении 251
В. С. Лебедев, С. С. Сардаров, М. М. Мирзалиев. Результаты режимных наблюдений на территории Дагестана с использованием автоматической системы регистрации состава газа 255
Е. В. Пиннекер, В. Г. Ясько, Б. О. Шкандрий. Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой области . 259
С. Б. Ахундова, Т. А. Золотовицкая. История развития геохимических предвестников 269

УДК 550.4

Барсуков В. Л., Варшал Г. М., Гаранин А. В., Замокина Н. С. **Значение гидрогеохимических методов для краткосрочного прогноза землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье рассмотрены вопросы механизма возникновения аномалий в химическом составе подземных вод в связи с физическими процессами подготовки землетрясений. Обсуждаются требования к выбору точек наблюдений и методологии режимных наблюдений. Дана классификация гидрогеохимических предвестников и рассмотрены на основе данных многолетних режимных наблюдений в сейсмоопасных районах СССР особенности поведения каждой группы предвестников в период, предшествующий землетрясениям. Обсуждаются возможности гидрогеохимического метода в прогнозе места, силы и времени землетрясений. Приведены примеры прогнозов. Систематизированы данные по методам режимных наблюдений за предвестниками — компонентами состава подземных вод, применяемыми на прогностических полигонах.

Табл. 2. Ил. 8. Библиогр. 30 назв.

УДК 550.344.098

Соболев Г. А. **Вопросы развития модели лавинно-неустойчивого трещинообразования.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Созданная в начале 70-х годов модель подготовки землетрясений на основе лавинно-неустойчивого трещинообразования в Земле может служить основой для развития качественной теории происхождения предвестников в статистически однородной среде. Для количественного описания предвестников, в том числе гидрогеохимических, необходимо уточнение законов роста числа и размеров разрывов со временем, накопление данных о длительности лавинообразной стадии трещинообразования, экспериментальное исследование стадии перехода от объемного к двумерному разрушению. В статье излагается современное состояние модели ЛНТ и описываются установленные к настоящему времени закономерности кинетики разрушения применительно к условиям крупномасштабного разрушения в условиях земных недр. Подчеркиваются различия в протекании процессов образования и проявления предвестников внутри и вне очаговой области землетрясения.

Ил. 1. Библиогр. 15 назв.

УДК 550.4

Киссин И. Г., Стклянин Ю. И. **О формировании гидрогеохимических предвестников землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье рассмотрены факторы, влияющие на фоновые (не связанные с сейсмической активностью) вариации химического и газового состава подземных вод. Применительно к наиболее общему случаю формирования гидрогеохимического предвестника землетрясений приведены расчеты, показывающие, что аномальные изменения состава вод перед землетрясением могут быть объяснены поступлением воды иного состава из слабопроницаемых частей массива в проницаемую зону, дренируемую скважиной.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 8 назв.

УДК 550.343 : 550.4 : 546.02

Дубинчук В. И. **Кинетика выделения компонентов из скелета породы в подземные воды под действием напряжения.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

На основе линейных гидравлически стационарных гидрогеологических систем полного перемешивания получены соотношения, определяющие зависимость гидрогеохимического сигнала от величины действующего в породе напряжения. Показано, что согласно молекулярно-кинетической теории

в первом приближении дополнительный (по сравнению с ненапряженным состоянием) поток компонента из скелета породы в поровый раствор под действием механических напряжений пропорционален этому напряжению, а вызванное им изменение во времени концентрации компонента определяется интегральной сверткой функции Грина для данных гидрогеологической системы и компонента, а также функций скорости изменения напряжения. Получено в явном виде выражение для относительной величины сигнала как функции времени на стадиях подготовки землетрясения и снятия напряжения после главного толчка в зависимости от времени пребывания воды, времени жизни компонента в гидрогеологической системе за счет радиоактивного распада и процессов выведения из раствора.

Библиогр. 12 назв.

УДК 550.4

Бородзич Э. В., Галинский А. М., Яницкий И. Н. **Гелиеметрические исследования в комплексе прогностических методов.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены методические вопросы непрерывных режимных измерений по гелию, радону, углекислому газу и выбора наиболее информативных для исследований точек. Приведено описание используемой в ВИМСе аппаратуры. На основе полученных экспериментальных данных сделан вывод о существовании короткоживущих подкоровых локальных возмущений, ответственных за значимо наблюдаемые вариации всех исследуемых параметров.

Ил. 2. Библиогр. 8 назв.

УДК 556.314.2 : 550.348.098.64

Султанходжаев А. Н., Зиган Ф. Г., Умарходжаева Н. Г. **Некоторые особенности вариаций газов, растворенных в подземных водах, в связи с проявлением сейсмической активности.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Изложены результаты многолетних систематических режимных наблюдений за изменением газового состава подземных вод Ташкентского геодинамического полигона. Установлены долговременные фоновые значения наблюдаемых параметров и произведено сопоставление нормированных по полигону содержаний гелия и углекислого газа с сильными землетрясениями на территории Средней Азии. Характер и длительность проявления аномалий зависят от энергии землетрясений и эпицентрального расстояния. Линейная зависимость, выраженная формулой $\lg Rt = 0{,}63M + 0{,}15$ с коэффициентом корреляции 0,97, свидетельствует о тесной связи наблюдаемых аномалий с процессами подготовки землетрясений.

Табл. 4. Ил. 3. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.4

Варшал Г. М., Соболев Г. А., Барсуков В. Л., Кольцов А. В., Костин Б. И., Кудинова Т. Ф., Стахеев Ю. И., Третьякова С. П., Пономаренко В. А., Калинкина О. М., Кубракова И. В., Галузинская А. Х., Мячкин В. В. **Изучение закономерностей выделения летучих компонентов из пород при их нагружении в связи с проблемой прогноза землетрясений гидрогеохимическими методами.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Изложены результаты крупномасштабного эксперимента на 50 000-тонном прессе, в котором изучали процессы подготовки разрушения больших образцов базальта и гранита при циклически возрастающем одноосном давлении. Наряду с изменением физических полей впервые изучен химический состав летучих компонентов, выделяющихся при механических нагрузках как один из возможных источников вещества при формировании гидрогеохимических предвестников землетрясений. Выявлены основные закономерности выделения воды, ртути и радона из пород при их механических нагрузках: количество выделяющихся из пород летучих компонентов растет на 1—2 по-

рядка. Для ртути и радона процесс выделения может носить импульсный характер с резким возрастанием интенсивности выделения непосредственно перед разрушением породы. Импульсный характер выделения летучих компонентов из пород в ходе их нагружения позволяет понять механизм формирования краткосрочных гидрогеохимических предвестников и иллюстрируется примерами реальных прогнозов.

Табл. 6. Ил. 4. Библиогр. 10 назв.

УДК 553.495 : 550.8 + 550.348.433

Мусин Я. А., Идрисова С., Кабо В. А., Мусин Н. У., Федоров А. М. **К вопросу о механизме аномалий радона в период подготовки землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Приведены результаты экспериментов по десорбции радона из образцов радиоактивных порфиритов при погружении их в воду и растворы солей хлорида кальция и натрия. Показано уменьшение эманирующей способности этих образцов при длительном изотермическом эманировании в воду. Обсуждается возможный механизм радоновых аномалий при подготовке землетрясений.

Табл. 4. Ил. 3. Библиогр. 13 назв.

УДК 550.4

Оспанов А. Б., Мизёв В. А. **О некоторых деталях механизма формирования гидрогеодинамических и гидрогеохимических предвестников землетрясений по данным модельных взрывов.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье обсуждаются результаты наблюдений за гидрогеохимическими и гидрогеодинамическими эффектами экспериментального взрыва на Алма-Атинском прогностическом полигоне. Выделены два типа эффектов, рассмотрены механизмы их формирования.

Ил. 2. Библиогр. 6 назв.

УДК 550.4

Оспанов А. Б. **Об одной особенности прогнозирования землетрясений по аномалиям радона в подземных водах.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье обсуждаются результаты наблюдений за содержанием радона в подземных водах во время серии промышленных взрывов. Рассмотрен механизм формирования радоновых аномалий за пределами очага землетрясений. Объясняется одна из возможных причин отсутствия радоновых предвестников перед рядом сильных землетрясений.

Ил. 2. Библиогр. 17 назв.

УДК 550.4

Елманова Н. М., Балашов Л. С. **О возможной прогностической роли азотных терм глубоких тектонических трещин.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье охарактеризована специфика тектонического строения основных районов распространения азотных терм глубоких тектонических трещин. Показана взаимосвязь активизации землетрясений и формирования путей циркуляции азотных терм с единым комплексом геологических процессов. Приводятся представления о генезисе этих вод, особенностях их циркуляции, делаются предположения об их прогностических возможностях.

Табл. 3. Библиогр. 19 назв.

УДК 550.42.546.293

Лебедев В. С. **Использование изотопного состава водорода и углерода при разработке методов прогнозирования землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены возможности изотопии водорода и углерода при разработке методов прогнозирования землетрясений: обоснование выбора режимных наблюдательных объектов, вариации изотопных параметров при землетрясениях, природа вариаций изотопного состава углерода метана и углекислоты на стадии подготовки и в момент землетрясения. Использование изотопии водорода и углерода при решении указанных вопросов рассмотрено на примере сейсмоактивных областей Дагестана.

Табл. 1. Библиогр. 17 назв.

УДК 550.4

Султанходжаев А. Н., Чернов И. Г. **Аномальные изменения отношений стабильных изотопов подземных вод и их связь с сейсмичностью на Ташкентском геодинамическом полигоне.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Рассматриваются результаты наблюдений за изотопным составом углерода CO_2 и кислорода H_2O в термальных водах Ташкентского геодинамического полигона за период 1979—1981 гг. Бухтообразные аномалии во временных зависимостях $\delta^{18}O_{H_2O}$ и $\delta^{13}C_{CO_2}$ связываются с подготовкой и свершением землетрясения 11 декабря 19 Г7 (Назарбек) с магнитудой M 5,3. Разбираются возможные причины наблюдаемых вариаций. Предполагается, что изменение $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ обусловлено возможностью поступления в водоносный горизонт эндогенной углекислоты и углекислоты микровключений, а также конкурирующими процессами в изотопных обменах системы карбонаты $\leftrightarrow H_2O \leftrightarrow CO_2$.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 24 назв.

УДК 550.341.5

Монахов Ф. И., Хантаев А. М., Кечайкина В. С., Шишкин А. А. **Сравнительная характеристика реакции уровня и дебита подземных вод на подготовку землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

По результатам наблюдений за колебаниями уровня и дебита подземных вод в скважинах Курильских островов и о-ва Сахалин установлено, что за несколько дней до землетрясений определенного класса уровень подземных вод начинает понижаться, а дебит возрастать. Это явление противофазности объясняется ростом трещиноватости и пористости горных пород в приповерхностном слое земной коры в период подготовки сейсмического толчка. В результате увеличивается водопроницаемость пород и дебит воды возрастает. Заполнение водой увеличенного трещинно-порового пространства приводит к понижению уровня подземных вод.

Ил. 2. Библиогр. 15 назв.

УДК 550.341.5

Монахов Ф. И., Божкова Л. И. **Газогеодинамический предвестник Курильских землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены результаты режимных наблюдений за дебитом газа в скважине на о-ве Кунашир, из которой происходит излив термальной воды и выход газа. Показано, что в большинстве случаев изменения дебита газа и его флуктуаций связаны с возникновением землетрясений. Предшествующий им, за несколько дней до сейсмического события дебит газа увеличивается, а непосредственно перед толчком и после него резко убывает. Выявлен ряд преимуществ газогеодинамического предвестника перед гидрогеодинамическими

предвестниками и достаточно высокая сейсмопрогностическая эффективность газогеодинамического предвестника.

Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 7 назв.

УДК 550.4

Серебренников В. С., Арсеньева Р. В., Бакалдин Ю. А. **Основные принципы выбора объектов наблюдательной сети для изучения геохимических предвестников землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Выбор объектов наблюдательной сети является весьма важным этапом при постановке режимных наблюдений за геохимическими предвестниками землетрясений, в значительной степени определяющим ценность получаемой информации. Показано, что среди трещинно-жильных вод глубокой циркуляции наиболее благоприятны азотные термы. Среди артезианских бассейнов предпочтительнее те, где в разрезе имеются резко различающиеся по минеральному и газовому составу водоносные горизонты. Для наблюдений должны использоваться самоизливающие скважины, характеризующиеся стабильным гидродинамическим режимом.

Библиогр. 7 назв.

УДК 550.4

Попов Е. А., Кунин Н. Я., Войтов Г. И. **Принципы комплексирования геофизических и геохимических исследований при прогнозе землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В работе рассмотрены вопросы комплексирования геохимических, гидродинамических и геофизических методов прогноза землетрясений. Показана неоднозначность интерпретации хода гидродинамических и геохимических параметров в сейсмически активных областях, необходимость дальнейшего изучения особенностей их вариаций и связи с геофизическими процессами. Делается заключение о целесообразности на данной стадии разработки проблемы включения геохимии в работы по текущему прогнозу сейсмической опасности лишь в качестве подсобного материала.

Табл. 2. Библиогр. 9 назв.

УДК 550.4

Балашов Л. С., Елманова Н. М. **Об организации режимных наблюдений за содержанием радона в подземных водах при поиске предвестников землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье приводится краткая геохимическая и радиологическая характеристика радона, оцениваются предпосылки использования этого компонента в прогностических целях и даются рекомендации по организации режимных наблюдений за радоном.

Табл. 2. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.4

Желанкина Т. С., Кушнир А. Ф., Писаренко В. Ф., Цванг С. Л., Зиган Ф. Г., Латипов С. У., Султанходжаев А. Н., Чернов И. Г. **Комплексный статистический анализ геохимических предвестников землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье предложена методика статистической обработки многокомпонентных гидрогеохимических данных. Методика основана на применении статистического спектрально-временного и дискриминантного анализа и опробована на данных Ташкентского геодинамического полигона. Обнаружена отчетливая статистическая связь между периодами повышенной сейсмичности и низкочастотными изменениями концентрации газов. С достаточно большим уровнем статистической значимости обнаружена связь отдельных землетрясений с локальными изменениями концентрации газов.

Табл. 1. Ил. 8. Библиогр. 8 назв.

УДК 550.4

Барсуков В. Л., Беляев А. А., Серебренников В. С., Бакалдин Ю. А., Урунов М. Х., Арсеньева Р. В. **Использование дисперсий содержания гелия в подземных водах для прогноза землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Приведены результаты опытного прогноза землетрясений на основе разработанного ранее метода. Метод основан на использовании дисперсии содержаний гелия в термальных водах. Прогноз проводился по данным текущего опробования с опережением на полтора месяца.

Ил. 2. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.4

Бакалдин Ю. А., Серебренников В. С. **Опыт автоматической регистрации гелия в термальных водах месторождения Иссык-Ата.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Предложена конструкция установки для автоматической регистрации гелия непосредственно из воды, состоящая в основном из серийно выпускающихся приборов (ИНГЕМ-1; потенциометр-самописец КСП-4). Установка была испытана на одной из скважин месторождения термальных вод Иссык-Ата. Испытания показали, что она может быть использована для оценки информативности новых скважин, а также для проведения систематических наблюдений за вариациями концентраций гелия при изучении геохимических предвестников землетрясений. Результаты полуторамесячных непрерывных наблюдений за поведением гелия на Иссык-Атинском месторождении показали высокую стабильность его концентрации. Вариации в течение всего периода исследований отсутствовали. В это время в районе работ не отмечены сколько-нибудь заметные проявления сейсмической активности.

Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 6 назв.

УДК 550.4

Могилевский А. Н., Славный В. А., Субочев А. И., Пономарев А. С., Серебренников В. С., Астафьев П. Н., Бакалдин Ю. А., Фабелинский Ю. И. **Автоматическая установка для регистрации геохимических предвестников землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Дано описание автоматической установки «Прогноз-1», предназначенной для измерения концентраций гелия и радона в газовой фазе термальных вод, а также температуры термальных вод и термостата с датчиками. В установке применена специальная схема калибровки датчика гелия, позволившая существенно снизить влияние колебаний температуры на показания датчика. Установка испытана на Иссык-Атинском полигоне (Киргизская ССР). Месячные вариации концентраций не превышают: гелия 2—3 %, радона — 3 %. Изменение температуры термальных вод — не более 0,6 °С.

Ил. 4. Библиогр. 3 назв.

УДК 550.343

Рудаков В. П., Соболев Г. А. **К вопросу об использовании эманационного метода для прогноза землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье рассматривается проблема связи вариаций содержания радона с изменениями уровня грунтовых вод. Приводятся примеры аномальных изменений этих параметров в сейсмоактивных районах. Предложена методика использования наблюдений за вариациями содержания радона с целью оценки деформаций в массиве горных пород.

Ил. 2. Библиогр. 11 назв.

УДК 539.163 : 550.343.6

Атаев С., Аширов Т., Флеров Г. Н., Кузнецов А. П. **Методика и некоторые результаты эманационных исследований на Ашхабадском прогностическом полигоне.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены вопросы непрерывной регистрации поля радиоактивных эманаций в сейсмоактивных районах. Описана блок-схема автоматической установки и результаты ее испытаний. Приведены первые результаты изучения временных вариаций концентрации радона в подземных водах на Ашхабадском прогностическом полигоне. Рассмотрена связь интенсивных аномалий временных флуктуаций концентрации радона в подземных водах с сейсмотектонической активизацией земной коры Копетдагского сейсмоактивного региона. Определены задачи дальнейших исследований.

Ил. 4. Библиогр. 6 назв.

УДК 539.1.074+621.372.233

Третьякова С. П., Пономаренко В. А. **Изучение возможности использования диэлектрических детекторов для измерения активности радона.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Изучалось влияние толщины поглотителя на эффективность регистрации α-частиц радона-222 детектором из нитрата целлюлозы с целью предохранения его от влажности. Установлено, что 8 мкм лавсановая пленка увеличивает эффективность регистрации. Приведены результаты автоматического счета треков α-частиц с помощью искрового счетчика и метода измерения интегрального светового потока, проходящего через сквозные поры в окрашенном нитроцеллюлозном детекторе.

Ил. 5. Библиогр. 10 назв.

УДК 550.4

Стахеев Ю. И., Фатыхов А. Х. **Недисперсионный атомно-абсорбционный ртутный фотометр и методика определения содержаний ртути в природных водах.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Приводится конструкция недисперсионного атомно-абсорбционного ртутного фотометра с пределом обнаружения $5 \cdot 10^{-11}$ ртути и воспроизводимостью определений 3,8 %. Для восстановления ртути к 500 мл пробы воды добавляется 1 мл 2 %-ного водного раствора борогидрида натрия. Через анализируемую воду и струнный золотой сорбент в течение 1 ч в замкнутом цикле прокачивается воздух со скоростью 0,1—1 л/мин при помощи микрокомпрессора. Накопленная на сорбенте ртуть вводится в кювету фотометра при нагревании сорбента пропусканием через него электрического тока. Приводятся результаты определений содержания ртути в воде 8 скважин и питьевой воде в окрестностях Душанбе. Интервал содержания ртути 0,06—11,0 нг/л.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 550.42 : 546.293

Лебедев В. С., Сардаров С. С., Мирзалиев М. М. **Автоматическая система регистрации состава газа самоизливающих скважин для проведения режимных наблюдений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Дается описание автоматической системы регистрации состава газа самоизливающих скважин для проведения режимных наблюдений в связи с проблемой прогноза землетрясений. Система состоит из двух основных частей: дегазатора и регистрирующего устройства. Дегазаторы разработаны по принципу системы сообщающихся сосудов. В качестве регистратора

использован хроматограф ХП-499, модернизированный применительно к решаемым задачам. Все процессы от дегазации до анализа автоматизированы.

Ил. 3. Библиогр. 4 назв.

УДК 550.4

Пономарев А. С., Линьков В. В. **Хроматографическая установка на базе хроматографа ХП-499 для измерения азота, метана и аргона.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Описана автоматическая хроматографическая установка для работы в условиях опытного полигона. Проведены необходимые изменения в схемах измерения и программного управления хроматографа ХП-499. Разработан метод очистки пробы от паров воды и сероводорода непосредственно в процессе хроматографического разделения.

Ил. 2. Библиогр. 3 назв.

УДК 550.4

Пономарев А. С. **Метод анализа подземных вод на основе диффузионного разделения и селективного поглощения.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены общие свойства и аналитические возможности измерительного контура, состоящего из полупроницаемой мембраны, детектора, поглотителя и насоса принудительной прокачки для движения фазы-носителя. Приведены уравнения, описывающие работу измерительного контура, и рассмотрены варианты сочетаний его основных элементов.

Ил. 2. Библиогр. 4 назв.

УДК 540.4 : 543.3; 546.13 : 546.14 : 546.15

Варшал Г. М., Замокина Н. С., Тимакова Е. П., Бакалдина Н. А., Джеглова Н. Л., Зингер Е. Е. **Галогенид- и сульфид-ионы как предвестники землетрясений и их определение с помощью ионо-селективных электродов.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

На основе данных многолетних режимных наблюдений за составом подземных вод в сейсмоопасных районах показано, что для галогенид-ионов предвестниковые аномалии в концентрации носят, как правило, характер всплеска длительностью от нескольких часов до 1—2 дней. Время проявления предвестника 1—10 дней до сейсмического события. Проявление предвестника наиболее вероятно в эпицентральных зонах и вблизи них.

Перед серией достаточно сильных землетрясений аномалии в концентрации галогенид-ионов могут становиться бухтообразными длительностью до месяца и более. Изменения концентрации сероводорода в подземных водах во времени носят пульсационный характер, а предвестниковые аномалии проявляются в виде глубоких и длительных (до 1—2 мес) бухтообразных кривых. Для сероводорода как предвестника характерно большое дальнодействие. Предложен рациональный комплекс методов для режимных наблюдений за концентрацией галогенид- и сульфид-ионов в подземных водах, основанный на использовании проточных, проточно-инъекционных систем с ионометрической регистрацией.

Табл. 3. Ил. 6. Библиогр. 21 назв.

УДК 550.4

Ержанов Ж. С., Оспанов А. Б., Мизёв В. А. **Гидрогеохимические исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне с целью прогноза землетрясений.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье дано описание сети гидрогеохимических станций Алма-Атинского прогностического полигона и комплекса проводимых на ней исследований. Обсуждаются предварительные результаты работ. Выявлен ряд долгосрочных

и краткосрочных предвестников, предварявших наиболее сильные землетрясения региона. По времени проявления все наблюдаемые предвестники разбиты на три класса.

Табл. 4. Ил. 4 Библиогр. 29 назв.

УДК 550.4

Рура Г. М., Крат В. Н. **Организация гидрогеологических наблюдений с целью выявления предвестников сильных землетрясений на полигоне Файзабад** (Таджикская ССР). — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Описаны сейсмотектоническая обстановка района наблюдений и комплекс оборудования самоизливающих скважин с непрерывной записью ряда гидродинамических и гидрогеохимических параметров.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.4

Стахеев Ю. И. **Результаты режимной регистрации содержаний ртути в водах месторождения Явроз** (Таджикская ССР). — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Приводятся результаты измерений содержаний ртути в воде скважин Явроз холодный и Явроз горячий с 30.10.1979 г. по 29.11.1979 г., а также почвенного потока паров ртути. Средние содержания ртути в воде $2{,}5 \cdot 10^{-9}$ и $2{,}0 \cdot 10^{-9}$ г/л; почвенный поток ртути равен $19 \cdot 10^{-9}$ г/м^2 · сут. Размах колебаний 17-, 5- и 2,5-кратный соответственно. Для обнаружения изменений содержаний, предшествующих землетрясениям, предложено вычислять взаимнокорреляционную функцию логарифма энергии землетрясений за сутки и содержаний ртути в воде или почвенного потока ртути. Это вычисление позволило установить, что землетрясениям предшествуют снижения содержаний ртути в воде скважины Явроз холодный за 3 сут. и Явроз горячий — за 4 сут, и возрастания почвенного потока ртутных паров — за 2 сут до землетрясений.

Ил. 2. Библиогр. 2 назв.

УДК 550.348.4 (575.2)

Калмурзаев К. Е., Абдуллаев А. У., Касымова Ц. М. **О гидрогеохимических эффектах в термальных водах Киргизии в периоды проявлений сейсмической активности.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Излагаются результаты исследований по выявлению гидрогеохимических предвестников землетрясений путем изучения закономерностей вариаций химического состава термоминеральных вод Киргизии в периоды, предшествующие и сопутствующие землетрясениям. Установлено, что в периоды проявления сейсмической активности в зависимости от силы готовящегося землетрясения и масштаба очаговой зоны, а также от эпицентрального расстояния образуется четкое поле геохимических аномалий по ряду химических компонентов и газов. На основании полученных данных можно заключить, что при землетрясениях с энергетическим классом $K \geqslant 12$ вокруг наблюдательной скважины в радиусе 50—100 км могут быть зарегистрированы краткосрочные предвестники этих событий по радону и хлор-иону, которые дают за 1—8 дней перед землетрясениями аномальные «всплески» на фоне обычной их концентрации.

Ил. 4. Библиогр. 11 назв.

УДК 550.343.4.(575.1.)

Калмурзаев К. Е., Абдуллаев А. У., Касымова Ц. М., Денисов С. А., Оролбаев Э. Э. **Геохимические предвестники и последствия Барскаунского землетрясения 6 июня 1980 г.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

На сейсмогеохимических наблюдательных станциях, расположенных в различном удалении от эпицентра Барскаунского землетрясения, осущест-

влено его режимное изучение. Установлены предшествующие и сопутствующие этому землетрясению аномалии в химическом составе термоминеральных вод Иссык-Кульской впадины в радиусе 100 км от эпицентра. Контрастные всплески концентраций радона и хлорид-ионов рассматриваются как предвестники этого землетрясения.

Ил. 4.

УДК 550.4

Милькис М. Р., Мрыхин А. А. **Особенности гидрогеологии Копетдагского сейсмоактивного региона в связи с выявлением предвестников землетрясений в Туркмении.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены литолого-структурные и гидрогеохимические особенности Копетдагского сейсмоактивного региона. Выделены Западный, Центральный и Восточный гидрогеологические районы. Описаны месторождения термоминеральных вод, на которых ведутся гидрогеологические исследования в целях прогноза землетрясений. Рассмотрен комплекс гидрогеодинамических и гидрогеохимических параметров подземных вод, изучаемых в качестве предвестников сейсмических событий в Копетдагском регионе. Показан характер предвестниковых аномалий уровня вод и концентрации радона и большое дальнодействие этих предвестников до 500—600 км.

Ил. 1. Библиогр. 1 назв.

УДК 550.343.6

Аширов Т., Дубровская Е. В., Милькис М. Р., Мрыхин А. А. **Некоторые особенности вариаций уровня подземных вод в Ашхабадской сейсмоактивной зоне.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Приведены результаты наблюдений уровня подземных вод в пределах Ашхабадской сейсмоактивной зоны. Отмечены главные особенности структуры гидродинамического поля в связи с сейсмотектонической активизацией земной коры. Делается вывод о том, что короткопериодные бухтообразные флуктуации уровня подземных вод могут служить одним из предвестников сильных землетрясений. В связи с этим намечены задачи дальнейших исследований.

Ил. 2. Библиогр. 4 назв.

УДК 550.4

Игумнов В. А., Геворкян Р. Г. **Режимные наблюдения за гидрогеохимическими предвестниками на прогностических полигонах Армении.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Режимные геохимические наблюдения для поисков предвестников землетрясений ведутся в пределах Ереванского и Зангезурского прогностических полигонов.

Отбор и анализ проб производится ежедневно, каждый компонент определяется 3—5 раз. Отклонения от среднего не превышает 5 %. Низкий уровень варьирования фоновых концентраций, высокая воспроизводимость позволяют довольно четко выделять концентрационные аномалии.

По предварительным результатам характер краткосрочного предвестника имеют вариации гелия. Обычно перед местными относительно сильными землетрясениями ($K > 9$—10,0) содержание гелия падает, а размах и время падения зависят от того — сильное или слабое землетрясение произойдет, далекое или близкое. На Зангезурском полигоне вариации содержаний хлора в источнике Личк можно рассматривать в качестве долгосрочного предвестника для этого района.

Библиогр. 5 назв.

УДК 550.42 : 546.293

Лебедев В. С., Сардаров С. С., Мирзалиев М. М. **Результаты режимных наблюдений на территории Дагестана с использованием автоматической системы регистрации состава газа.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье рассмотрены результаты опытной эксплуатации автоматической системы регистрации состава газовых компонентов вод самоизливающих скважин Махачкала-22Т и Дузлак-25 в связи с проблемой прогноза землетрясений. Установлены вариации состава газа с периодом около 12 ч и амплитудой ±10 % и высказано предположение о приливной природе этих вариаций. Длительная в течение четырех лет эксплуатация автоматической системы регистрации состава газа показала ее надежность и возможность использования при проведении режимных наблюдений.

Ил. 2. Библиогр. 5 назв.

УДК 551.49

Пиннекер Е. В., Ясько В. Г., Шкандрий Б. О. **Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой области.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

В статье приводятся сведения о результатах режимных наблюдений за составом подземных вод в Байкальской рифтовой области и сопредельных территориях, проведенных с целью выявления предвестников землетрясений. Положительные результаты получены на курорте «Ангара» (г. Иркутск), где на поверхность выведены рассолы и на Окусиканском термальном источнике. Повышенные содержания гелия перед толчком, а в рассолах и сероводорода являются наиболее информативными предвестниками.

Рассматривается опыт непрерывных наблюдений газового состава подземных вод на базе лабораторного хроматографа.

Ил 3.

УДК 550.4 : 550.343.62

Ахундова С. Б., Золотовицкая Т. А. **История развития геохимических предвестников.** — В кн.: Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1985.

Рассматривается история развития геохимических предвестников. Подчеркивается роль Ташкентского землетрясения в развитии всей проблемы прогноза землетрясений в СССР и, в частности, геохимических предвестников. Анализ научной публикации по различным направлениям поисков предвестников землетрясений за 1975—1980 гг. показывает тенденцию роста публикаций по гидрогеохимическим предвестникам.

Геохимические предвестники землетрясений имеют короткую историю, но перспективность их применения в комплексе прогностических методов вполне очевидна.

Библиогр. 33 назв.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Утверждено к печати
Институтом геохимии
и аналитической химии
им. В.В. Вернадского

Редактор *Д.Д. Багдатлишвили*

Художник *Е.Н. Волков*

Художественный редактор *Л.В. Кабатова*

Технический редактор *Г.И. Астахова*

Корректор *В.П. Крылова*

ИБ № 29206

Подписано к печати 25.01.85. Т – 00816
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура литературная (фотонабор)
Печать офсетная. Усл.-печ.л. 18,0
Усл.-кр-отт. 18,0 Уч.-изд.л. 23,6
Тираж 800 экз. Тип. зак. 1894
Цена 3 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати

П а в л е н к о В.С. **Геохимия и металлоносность палингенных гранитных пород и складчатых областей**

Впервые разработана количественная геохимическая модель палингенеза, позволившая оценить перспективы металлоносности различных областей. Детально разработана методология петрологогеохимического анализа палингенеза и рудообразования на базе комплексной количественной модели этого процесса.

Для геологов, геохимиков, петрографов.

П о в и л а й т и с М.М. **Размещение вольфрамоворудных формаций, их групп и ассоциаций в структурах земной коры, рудных поясах и провинциях**

В книге показано размещение вольфрамоворудных формаций, их групп и ассоциаций в структурах континентов – на древних платформах и в их складчатом обрамлении (каледониды, герциниды, альпиды). Рассмотрены эволюция оруденения, различия времени, длительности геодинамической обстановки формирования плутоногенного, вулкано-плутоногенного оруденения. Описаны особенности оруденения, залегающего в геосинклинальных, орогенных и платформенных комплексах (этажах).

Для геологов и специалистов по металлогении.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА–ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

4340