

## ВЛИЯНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ НА ВОДОНОСНУЮ СИСТЕМУ ПИНАЧЕВСКИХ ИСТОЧНИКОВ (ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Г.Н. Копылова<sup>1,2</sup>, П.В. Воронаев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, gala@emsd.ru

<sup>2</sup> Камчатский государственный университет, Петропавловск-Камчатский, chicoli@mailkamchatka.ru

### Введение

Проведение комплексных наблюдений за вариациями дебитов, температуры и концентраций компонентов химического состава воды термоминеральных источников и скважин в сейсмоактивных районах показывает закономерные изменения в состоянии подземных вод после землетрясений [3, 7, 9, 11]. Обычно дебит всегда повышается и достигает максимальных величин в течение минут-часов после землетрясения. Температура и концентрации компонентов химического состава воды увеличиваются (реже уменьшаются [11]) постепенно и достигают максимальных величин примерно одновременно в течение суток-десятков суток после толчка. На рис. 1 приводится пример таких изменений в режиме термоминерального Пиначевского источника 1, Камчатка, (минерализация 0.5 г/л, гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав воды, метаново-азотный состав газа, температура 7 °С). После землетрясений выше определенного энергетического уровня в режиме всех трех наблюдаемых Пиначевских источников происходит увеличение дебита, температуры воды, концентраций хлора, гидрокарбонат-иона, натрия, кальция и других компонентов химического состава воды [5].

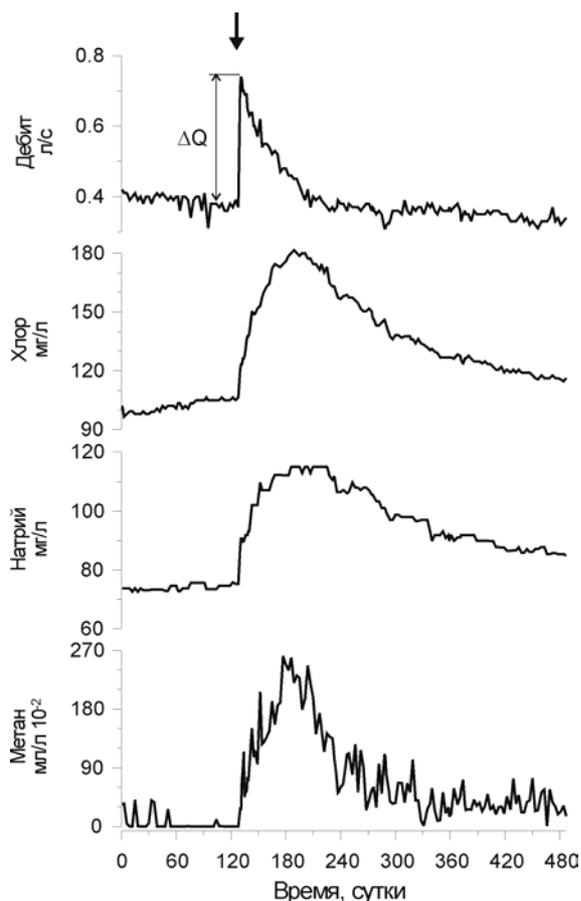


Рис. 1. Изменение параметров режима Пиначевского источника 1 с июня 1987 г. по октябрь 1988 г. Стрелкой показано землетрясение 6.10.1987 г.,  $M=6.5$ ,  $R=135$  км, 5 баллов MSK-64.  $\Delta Q$  – амплитуда косейсмического увеличения дебита источника.

Такие изменения в режиме термоминеральных источников позволяют сделать следующие предположения о механизме формирования постсейсмических аномалий: 1 - динамическое воздействие сейсмических волн на водоносные системы источников вызывает повышение в них флюидного давления, так как дебиты всегда увеличиваются; 2 - увеличение или уменьшение концентраций компонентов химического состава воды вызывается изменением количественного соотношения между водами с различной концентрацией при их смешивании; 3 - повышение давления в водоносных системах источников имеет неоднородное (локализованное) распределение; в противном случае, происходило бы только увеличение дебита без формирования гидрогеохимических аномалий. Объяснение особенностей сейсмического влияния на режим термоминеральных вод может проводиться в рамках физико-математического моделирования процессов в водоносных системах, питающих режимные источники и скважины [8, 11].

В работах [5, 7] отмечалась нерегулярность повышения дебита Пиначевского источника 1 в результате относительно слабых землетрясений. В течение некоторого времени перед наиболее сильными землетрясениями, косейсмическое повышение дебита  $\Delta Q$  (рис. 1) либо относительно понижается, либо не наблюдается. Отсюда следует, что косейсмический отклик источника на

землетрясения, с одной стороны, является реакцией питающей его водоносной системы на сейсмические воздействия, как на естественные возмущения среды с известными энергетическими параметрами и местоположением очагов. Прохождение сейсмических волн вызывает деформацию водовмещающих пород, которая определяется, в основном, соотношением энергетических параметров землетрясений и их удаленности от пункта наблюдений [1, 7].

С другой стороны, вариации отклика источника могут качественно характеризовать состояние и изменчивость свойств водоносной системы в процессе подготовки землетрясений. Поэтому использование относительно слабых землетрясений в качестве зондирующих сигналов состояния водоносной системы представляется полезным для разработки эмпирических критериев, указывающих на опасность подготовки сейсмической катастрофы. Если свойства водоносной системы, питающей режимный источник, изменяются в процессе подготовки сильного землетрясения, то могут быть выделены временные интервалы с аномальной реакцией источника на зондирующее сейсмическое воздействие. Например, путем статистического анализа зависимости амплитуды косейсмического повышения дебита источника  $\Delta Q$  на множество землетрясений с известными величинами магнитуд  $M$  и гипоцентральных расстояний  $R$  [7].

Цель настоящей работы заключается в исследовании процессов в водоносной системе Пиначевских источников при воздействии землетрясений по данным режимных наблюдений и моделирования. Для этого проводятся: 1- схематизация гидрогеологических условий в водоносной системе, 2 - моделирование процесса смешивания контрастных по минерализации вод в зоне повышенной водопроницаемости, 3 - изучение особенностей косейсмического отклика дебита источника в связи с возникновением сильных ( $M \approx 7$ ) землетрясений Камчатки. Вариации дебита и концентрации хлора в воде рассматриваются в качестве представительных и достаточных параметров для характеристики гидрогеодинамического и гидрогеохимического режима Пиначевских источников. В работе используются данные режимных наблюдений Камчатской опытно-методической сейсмологической партии ГС РАН на Пиначевских источниках в 1977-1995 гг. [4-6, 9] и материалы гидрогеологического опробования расположенной в 70 м глубиной (1261 м) скважины ГК1 [3, 4].

### **Водоносная система Пиначевских источников**

Пиначевские источники представляют естественный очаг разгрузки одноименной низкотемпературной гидротермальной системы. Они представляют локальные выходы термальных вод на поверхности земли, приуроченные к зонам развития трещиноватости в андезидацитах среднечетвертичного возраста [3, 5, 7]. Постоянство средних величин дебитов, концентраций компонентов химического состава и температуры воды источников показывает, что их головки связываются с глубинной областью скопления термальных вод субвертикальными каналами, относительно изолированными от влияния холодных грунтовых вод. Поэтому можно предположить, что разгрузка и химический состав воды источников формируются за счет смешивания вод с различной концентрацией в зонах повышенной проницаемости (повышенной водопроницаемости), соединенных непроницаемыми каналами с поверхностью земли.

Данные гидрогеологического опробования скважины ГК1 показывают увеличение температуры воды, концентрации хлора, других компонентов химического состава воды и газа с глубиной [3]. Это указывает на наличие в районе восходящего потока термальных вод, в котором температура, минерализация воды и концентрация газа уменьшаются с приближением к поверхности земли. На основании линейной интерполяции точечных данных по изменению концентрации хлора с глубиной, можно оценить характерную величину фоновой концентрации хлора  $Cl_n^n$  в термальной воде для каждой глубины  $Z_n$ .

Данные опробования скважины ГК1 и материалы режимных наблюдений позволяют предложить следующую схему гидрогеологических условий в водоносной системе Пиначевских источников (рис 2 а). Источники 1 и 2 расположены на расстоянии 7 м друг от друга. Они выводят на поверхность воды с концентрациями хлора  $Cl_1$  и  $Cl_2$ , образовавшиеся в результате смешивания одной воды с нормальной концентрацией хлора  $Cl_n$ , соответствующей глубине  $Z_n$ , и второй, более минерализованной воды, с концентрацией  $Cl_m$ . Минерализованная вода с концентрацией  $Cl_m$  поступает в зону повышенной водопроницаемости рассредоточено по системе микротрещин.

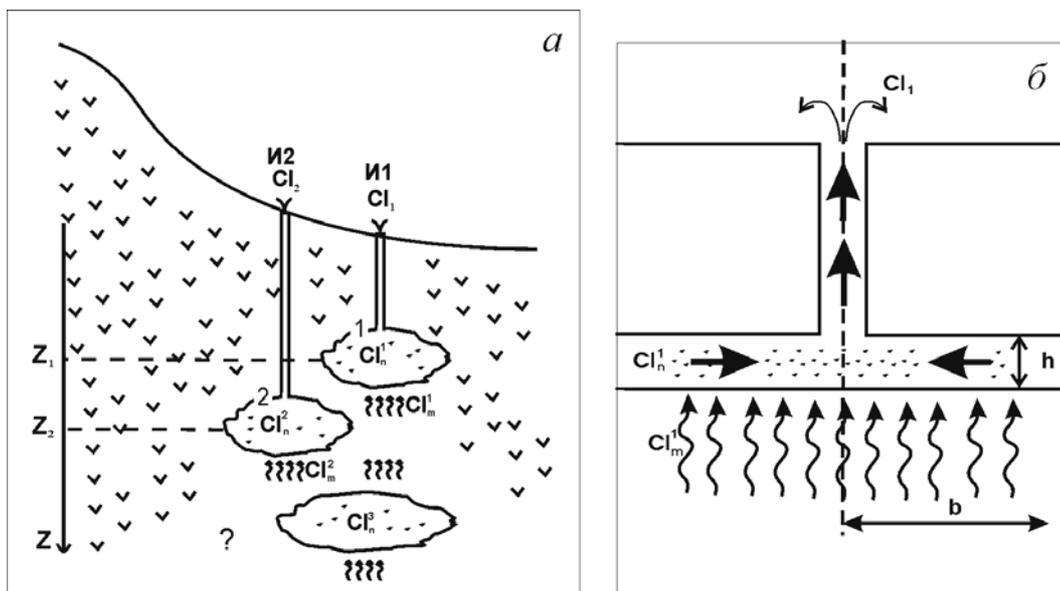


Рис. 2. Схематизация гидрогеологических условий в водоносной системе Пиначевских источников: *а* – схема водоносной системы: И1 – источник 1, И2 – источник 2;  $Z_1, Z_2$  – глубины, соответствующие зонам повышенной водопроницаемости (зонам смешивания) 1 и 2;  $Cl_n^1, Cl_n^2$  – концентрации хлора в восходящем потоке термальных вод на глубинах  $Z_1$  и  $Z_2$  ( $Cl_n^1 < Cl_n^2$ );  $Cl_m^1, Cl_m^2$  – концентрации хлора в минерализованной воде, поступающей в зоны смешивания 1 и 2 по системе микротрещиноватости ( $Cl_m^1 < Cl_m^2$ );  $Cl_1, Cl_2$  – концентрации хлора в воде источников 1 и 2 ( $Cl_1 < Cl_2$ ); *б* – модель смешивания двух контрастных по минерализации вод в зоне повышенной водопроницаемости (на примере источника 1):  $h$  – мощность и  $b$  – радиус зоны повышенной водопроницаемости.

Концентрация хлора в воде источника 2 превышает в 2.5-3 раза концентрацию хлора в воде источника 1, поэтому величины  $Cl_n$  и  $Cl_m$  для источника 2 больше соответствующих величин для источника 1. Смешивание контрастных по минерализации вод происходит в зонах с повышенной водопроницаемостью (1 и 2 на рис. 2 *а*), соединенных с поверхностью каналами источников. При линейном и мгновенном характере смешивания двух вод для каждого источника можно записать:  $Cl = nCl_n + mCl_m$ ,  $n + m = 1$  и  $Cl_n < Cl < Cl_m$ , где  $n$  и  $m$  – доли воды с концентрацией  $Cl_n$  и  $Cl_m$  в смешанной воде с концентрацией  $Cl$ .

Концентрация хлора в воде источника 1 ( $Cl_1$ ) в невозмущенных условиях составляет 60-125 мг/л и достигает 140-330 мг/л после сейсмического воздействия. Отсюда следует, что  $Cl_n^1 < 60$  мг/л, а  $Cl_m^1 > 330$  мг/л. Если принять  $Cl_n^1 = 50$  мг/л, а  $Cl_m^1 = 350$  мг/л, то соотношение долей фоновой и минерализованной воды в невозмущенных условиях  $n : m = 75 - 87\% : 25 - 13\%$ . Для источника 2  $Cl_n^2 < 320$  мг/л, а  $Cl_m^2 > 355-500$  мг/л.

Смешивание двух вод происходит в зонах повышенной водопроницаемости, которые связаны с поверхностью непроницаемыми каналами (рис. 2 *б*). При этом количество поступающей в зону смешивания минерализованной воды увеличивается с приближением к каналу источника. Это обусловлено локальным понижением флюидного давления вблизи канала вследствие постоянной разгрузки источника. Линейные размеры зоны повышенной водопроницаемости характеризуются ее радиусом  $b$  и эффективной мощностью  $h$ .

### Математическая модель смешивания двух контрастных по минерализации вод

Математическая модель разрабатывалась с использованием материалов работы [11] и полностью приводится в [8]. Она строилась для фоновых условий смешивания и для возмущенного состояния. В фоновых условиях принимался стационарный поток через зону смешивания. Параметры потока в зоне смешивания –  $q_m(r)$  – скорость поступления минерализованной воды,  $v(r)$  – скорость потока и  $\sigma(r)$  – концентрация хлора, зависят только от

горизонтального расстояния до канала источника  $r$ . Разгрузка источника принимается постоянной  $Q_0 = \text{const}$ . Распределение концентрации хлора в смешанной воде описывается уравнением

$$\sigma(r) = \frac{n\sigma_n + m\sigma_m e^{-r^2/b^2}}{n + m e^{-r^2/b^2}}, \text{ где } \sigma_n - \text{ концентрация хлора в воде, соответствующей глубине зоны}$$

смешивания  $Z_n$ ;  $\sigma_m$  - концентрация хлора в минерализованной воде.

В возмущенных условиях (при воздействии землетрясения) параметры квазистатического потока через зону смешивания зависят от времени:  $q_m(r) \rightarrow q_m(r, t)$ ,  $v(r) \rightarrow v(r, t)$ ,  $\sigma(r) \rightarrow \sigma(r, t)$ ,  $Q_0 \rightarrow Q(t)$ . Рассматривалось отклонение параметров от их стационарного состояния. В этом случае, уравнение перемещения потока смешивающихся вод с учетом изменения концентрации хлора записывается следующим образом:

$$\frac{\partial}{\partial t} \delta\sigma(r, t) - \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} [rv(r)\delta\sigma(r, t)] = \frac{\sigma_m - \sigma(r)}{h} \times \left( \delta q_m(r, t) - \frac{q_m(r)}{v(r)} \delta v(r, t) \right). \quad (1)$$

Из условия неизменности пространственной структуры потока следует:

$$\delta q_m(r, t) = \delta m(t) \frac{Q_0}{\pi b^2} e^{-r^2/b^2}, \quad \delta v(r, t) = \frac{Q_0}{2\pi h r} (\delta n(t) + \delta m(t) e^{-r^2/b^2}), \quad \delta Q(t) = Q_0 [\delta n(t) + \delta m(t)], \text{ где}$$

$\delta Q(t)$  - изменения дебита на постсейсмической стадии; функции  $\delta m(t) = \alpha \frac{\delta Q(t)}{Q_0}$  и

$\delta n(t) = (1 - \alpha) \frac{\delta Q(t)}{Q_0}$  выражают зависимость от времени вклады вод с различной минерализацией в

процесс смешивания;  $\alpha$  - корреляционный параметр, характеризующий вынужденное изменение долей смешивающихся вод с различной концентрацией. Динамика постсейсмического изменения концентрации хлора описывается решением уравнения перемещения потока (1), которое в случае положительных аномалий в режиме Пиначевских источников, описывается уравнением:

$$\delta\sigma(t) = \lim_{r \rightarrow 0} \delta\sigma(r, t) = (m + \alpha) \Delta\sigma \int_0^t \frac{\delta\sigma(t')}{Q_0} e^{-(t-t')/\tau_0} dt', \quad \text{где } \Delta\sigma = \sigma_m - \sigma_n - \text{ разность между}$$

концентрациями хлора в двух водах,  $\tau_0 = \frac{\pi b^2 h}{n Q_0}$  - параметр, характеризующий время

перемещения потока через область смешивания и определяющий форму постсейсмической аномалии в изменении концентрации хлора,  $Q_0$  - средний дебит источника до возмущения.

Постсейсмическое уменьшение дебита источника (рис. 1) определяется релаксацией флюидного давления в водоносной системе и может описываться экспоненциальной функцией  $\delta Q(t) = \delta Q_0 e^{-t/t_0}$ , где  $\delta Q_0$  - амплитуда косейсмического увеличения дебита,  $t_0$  - характерное время релаксации напора.

Динамика постсейсмического повышения концентрации хлора выражается как  $\delta\sigma(t) = \delta\sigma_0 \frac{e^{-t/t_0} - e^{-t/\tau_0}}{(1 - \tau_0/t_0)\beta(\tau_0, t_0)}$ , где  $\delta\sigma_0 = (m + \alpha) \Delta\sigma \frac{\delta Q_0}{Q_0} \beta(\tau_0, t_0)$  - максимальная амплитуда

постсейсмического повышения концентрации хлора;  $\beta(\tau_0, t_0) = (\tau_0/t_0)^{\frac{t_0}{t_0 - \tau_0}}$  - нормализованный коэффициент функции времени  $(e^{-t/t_0} - e^{-t/\tau_0})/(1 - \tau_0/t_0)$ , зависящий только от отношения  $\tau_0/t_0$ . Динамика постсейсмического повышения концентрации хлора определяется тремя свободными параметрами:  $t_0$  - параметром времени релаксации напора в водоносной системе;  $\tau_0$  - параметром времени движения потока через зону смешивания;  $\alpha$  - параметром, характеризующим вынужденную разгрузку двух вод с различной минерализацией.

Отношение долей смешивающихся вод на постсейсмической стадии определяется выражением  $\frac{n + (1 - \alpha)\delta Q_0/Q_0}{1 + \delta Q_0/Q_0} : \frac{m + \alpha\delta Q_0/Q_0}{1 + \delta Q_0/Q_0} = n' : m'$ .

На рис. 3 и в таблице представлены результаты моделирования шести постсейсмических аномалий в изменении дебита и концентрации хлора в воде источника 1. Изменения этих параметров после пяти землетрясений (1-3, 5-6 в табл.) хорошо описываются модельными зависимостями. Для наиболее сильного землетрясения 2.03.92 г. (4 в табл.) не удалось подобрать параметры  $t_0$  и  $\tau_0$ , которые бы полностью описывали восходящую ветвь повышения концентрации хлора и понижение дебита в начальной стадии аномалии. Для этого землетрясения

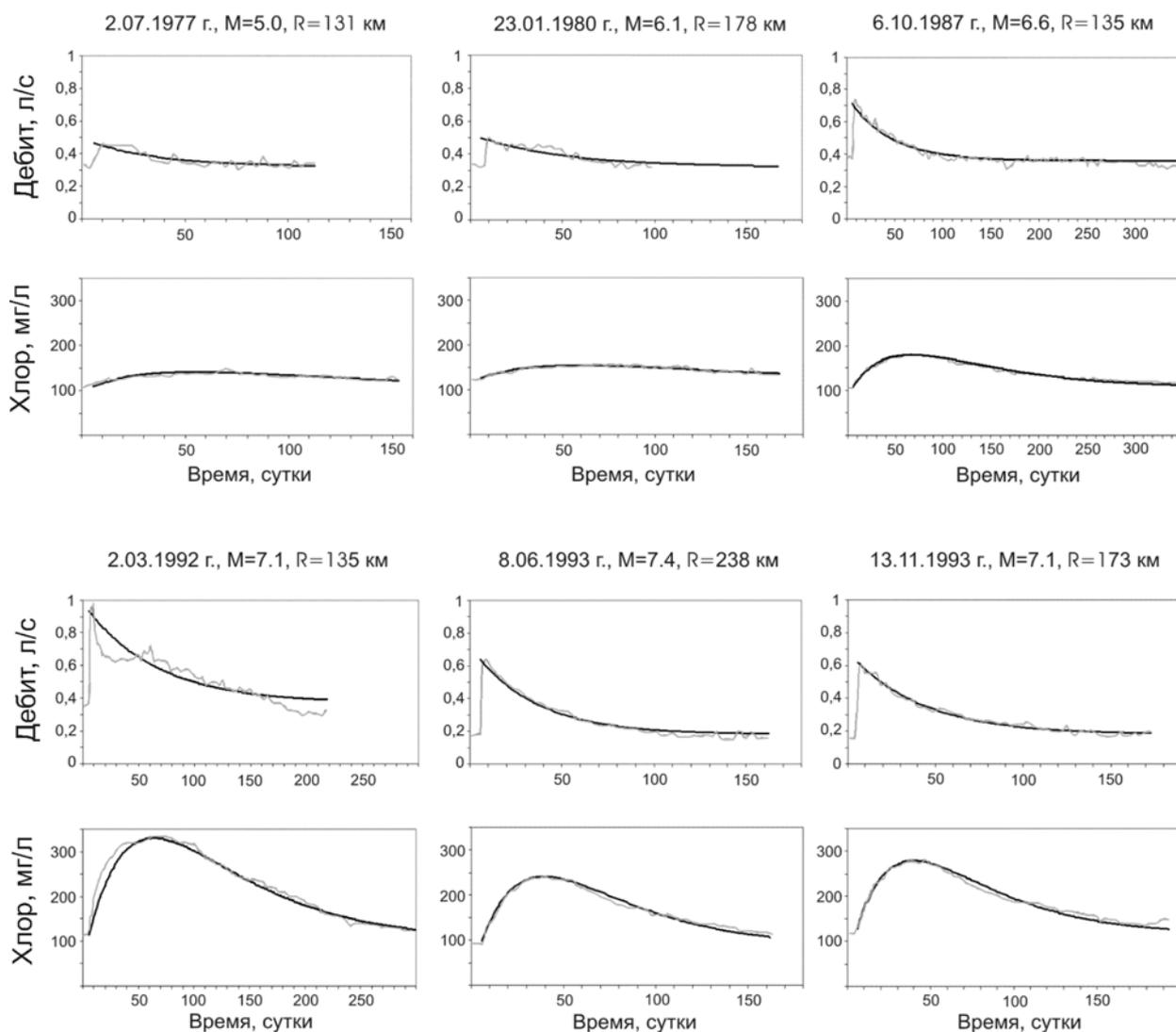


Рис. 3. Постсейсмическое изменение дебита и концентрации хлора в воде источника 1 в результате воздействия шести землетрясений 1977-1993 гг. (табл.). Серым цветом показаны данные наблюдений, черным цветом - их модельное приближение.

расчет величины  $n' : m'$  производился из предположения о существенном увеличении концентрации  $Cl_m^1$  до 500-1000 мг/л.

Рис. 4 характеризует изменение условий смешивания двух контрастных по минерализации вод в водоносной системе источника 1 во времени. Изменение условий смешивания после землетрясения 2.03.92 г проявилось в относительном смещении долей  $n' : m'$  в сторону увеличения доли минерализованной воды и при двух последующих землетрясениях 1993 г. (5 и 6 в табл.). Это указывает на значительное и долговременное влияние сильных землетрясений на условия в водоносной системе источника.

Таблица. Характеристика землетрясений, вызвавших изменения в режиме источника 1; параметры моделирования постсейсмических аномалий и результаты при  $Cl_n^1=50$  мг/л и  $Cl_m^1=350$  мг/л ( $\Delta\sigma=300$  мг/л)

№	Дата ггггммдд	M	R, км	M/lgR	$Q_0$ , л/с	$\delta Q_0$ , л/с	$\sigma_0$ мг/л	$\delta\sigma_0$ мг/л	$t_0$ , сут	$\tau_0$ , сут	$n/m$	$n'/m'$
1	19770702	5.0	131	2.36	0.32	0.15	107	35	34	76	0.81/0.19	0.77/0.23
2	19800123	6.1	178	2.71	0.32	0.18	125	30	49	60	0.75/0.25	0.71/0.29
3	19871006	6.6	135	3.10	0.36	0.36	105	75	43	94	0.81/0.19	0.74/0.26
4	19920302	7.1	135	3.33	0.37	0.57	105	225	64	55	0.86/0.14	0.45/0.55*
5	19930608	7.4	238	3.11	0.18	0.47	87	154	34	35	0.87/0.13	0.68/0.32
6	19931113	7.1	173	3.17	0.18	0.45	115	164	41	30	0.78/0.22	0.64/0.36

\* на постсейсмической стадии принималась концентрация  $Cl_m^1=500$  мг/л.

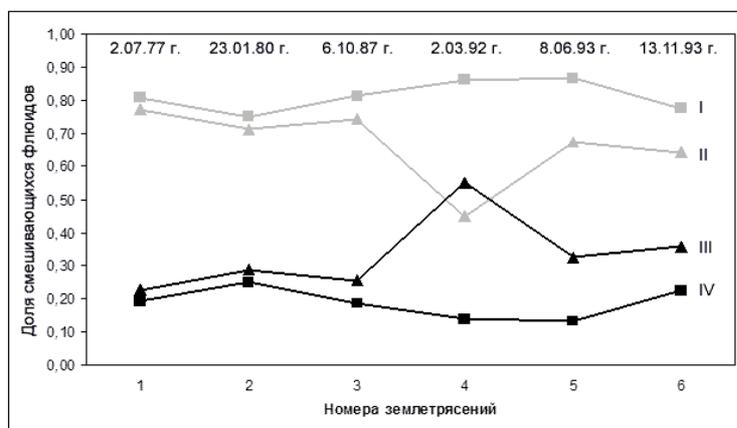


Рис. 4. Изменение параметров смешивания двух контрастных по минерализации вод в водоносной системе Пиначевского источника 1 перед и после шести землетрясений (табл.). Серым цветом показано изменение доли слабоминерализованной воды: I – до землетрясений (фоновые условия), II – после землетрясений (возмущенные условия). Темным цветом показано изменение доли минерализованной воды: III – после землетрясения (возмущенные условия), IV – до землетрясений (фоновые условия).

### Изменение параметров косейсмического отклика дебита источника

Амплитуда повышения дебита источника после землетрясения  $\Delta Q$  (рис. 1) является наиболее представительной характеристикой косейсмического отклика водоносной системы, вызванной изменением ее напряженно-деформированного состояния в результате прохождения сейсмических волн [7, 10]. Связь между увеличением дебита и параметрами землетрясений характеризуется зависимостью  $\Delta Q=0.096M-0.345\log R+0.34$ , полученной по данным о 44-х случаях проявления косейсмической реакции дебита источника 1 в 1977-1995 гг. [1, 7]. Диапазоны величин составляют  $\Delta Q=0.03-0.57$  л/с,  $M=3.9-7.5$ ,  $R=106-456$  км.

При минимальной величине отклика  $\Delta Q=0.03$  л/с нижняя граница облака распределения землетрясений в координатах  $M-R$  (рис. 5) определяется выражением  $M \geq 3.59\lg R - 3.23$ . Выше этой границы (показана жирной линией) располагаются землетрясения, для которых ожидается повышение дебита источника.

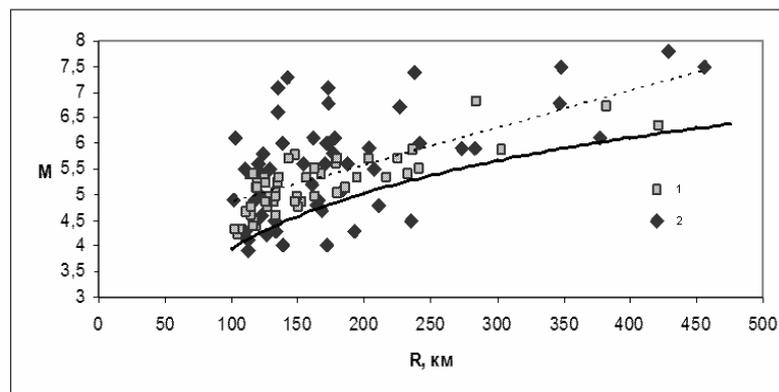


Рис. 5. Зависимость проявления косейсмического увеличения дебита источника 1 от величин магнитуды (M) и гипоцентрального расстояния (R). Условные обозначения: 1 – землетрясения, после которых увеличение дебита не обнаружено; 2 – землетрясения, вызвавшие косейсмическое увеличение дебита. Пояснения см. в тексте.

Вместе с тем, имеется достаточное количество землетрясений с сопоставимыми параметрами M и R, в результате

которых повышение дебита не наблюдалось (рис. 5). Эти землетрясения по своему воздействию на водоносную систему источника не относятся к наиболее сильным, т. к. они располагаются, в основном, ниже линии среднего тренда для облака точек на рис. 5 (показан пунктирной линией). С другой стороны, имеется достаточное число землетрясений с более низкими величинами  $M$  и большими величинами гипоцентральных расстояний  $R$ , после которых наблюдалось отчетливое повышение дебита. Это указывает на нерегулярность косейсмического увеличения дебита источника для относительно слабых землетрясений. Такая нерегулярность может быть связана с изменчивостью свойств питающей источник водоносной системы во времени.

На рис. 6 представлено распределение землетрясений, вызвавших различные типы косейсмического отклика дебита источника в 1977 – 1995 гг. [7]. На графике 6 А показаны землетрясения, вызвавшие повышенный и нормальный тип отклика дебита. На графике 6 Б показаны землетрясения, вызвавшие пониженный отклик источника, а также землетрясения, после

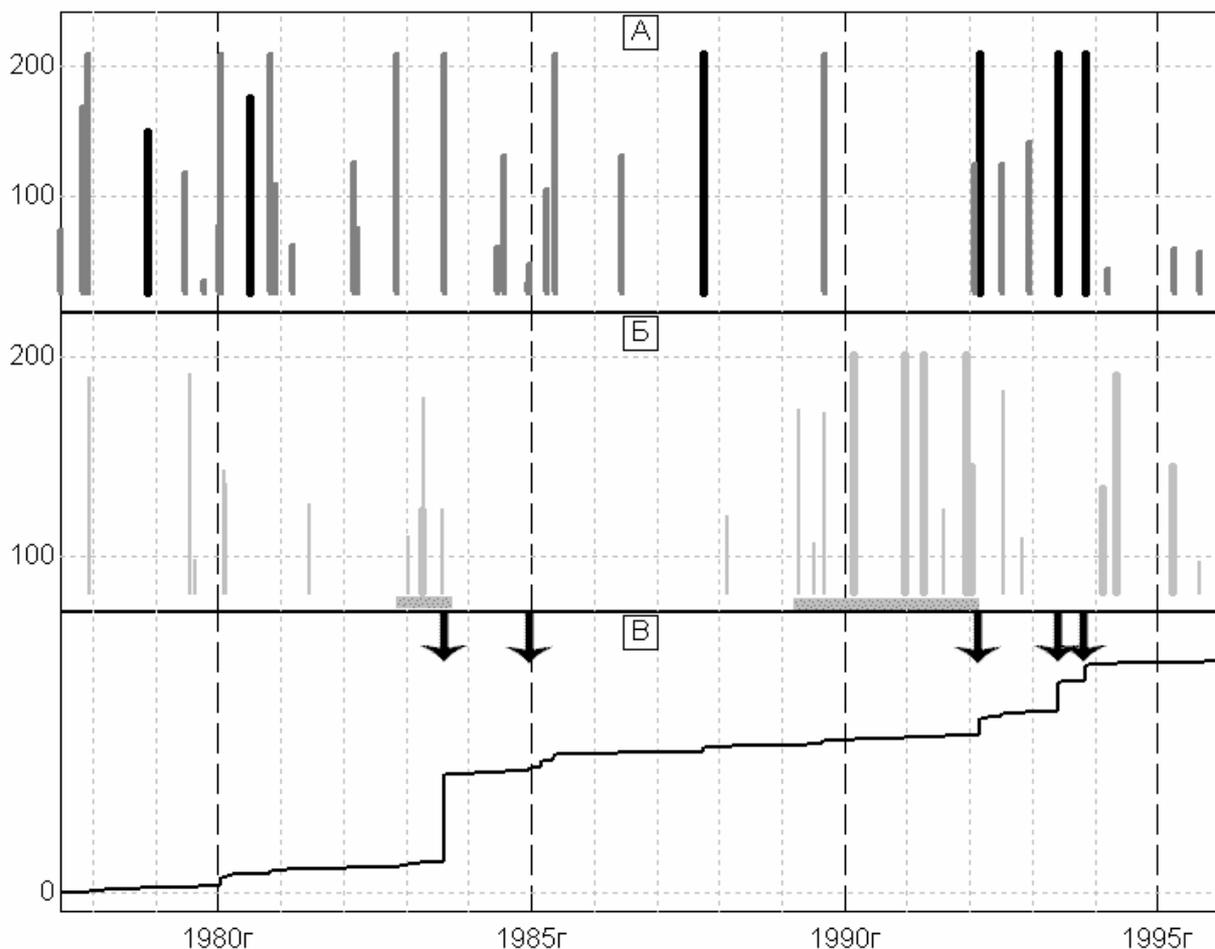


Рис. 6. Распределение во времени землетрясений 1977 – 1995 гг., вызвавших различный отклик в изменении дебита источника 1: А – землетрясения, вызвавшие повышенный (черные вертикальные линии) и нормальный (темно-серые вертикальные линии) типы отклика; Б – землетрясения, вызвавшие пониженный тип отклика источника (толстые серые линии) и землетрясения, не вызвавшие изменение дебита (тонкие серые линии); В – кумулятивный график выделения сейсмической энергии (пояснения см. в тексте). Стрелками показаны землетрясения с  $M \geq 6.8$ .

которых изменения в режиме источника не проявлялись. На рис. 6 В представлен кумулятивный график выделения сейсмической энергии на 10-суточных интервалах для землетрясений с  $K_s \geq 9.0$ ,  $H=0-200$  км в радиусе до 450 км от п. Пиначево. Диапазон изменения накопленной сейсмической энергии составляет от  $9.7 \times 10^9$  до  $6.65 \times 10^{15}$  Дж.

Землетрясения с относительно пониженным типом косейсмического отклика (рис. 6 Б) либо перемежаются с событиями, вызвавшими нормальный тип отклика (это наблюдалось в 1977–1982 гг., в 1984–1989 гг. и в 1992–1995 гг.), либо они образуют во времени компактные группы совместно с землетрясениями, не сопровождавшимися изменениями в режиме источника.

Проявление **группируемости событий** исключительно с пониженным типом косейсмического отклика или с его отсутствием соответствует **двум временным периодам**: 1 - первая половина 1983 г.; 2 - 1990-1991 гг. (показаны горизонтальными серыми линиями на рис. 6 Б).

В сейсмическом режиме Камчатки в 1977–1995 гг. выделяются два периода повышенной активности, которые проявляются в поведении кумулятивного графика в виде ступенек (рис. 6 В). В период с августа 1983 г. по декабрь 1984 г. произошли два землетрясения с  $M_s \geq 6.8$  на севере Камчатки. В течение второго периода с марта 1992 г. по ноябрь 1993 г. произошли три землетрясения с  $M_s \geq 7.1$  в южной части Камчатки. Отсюда следует, что проявление пониженного отклика дебита источника 1 на землетрясения предшествует двум выделенным периодам сейсмической активизации на Камчатке. При этом понижение отклика дебита источника происходило в течение не менее полугода перед активизацией в 1983-1984 гг. на севере Камчатки и в течение не менее двух – двух с половиной лет перед сейсмической активизацией на юге Камчатки в 1992-1993 гг. Такое ослабление косейсмического отклика дебита источника в течение 0.5–2.5 лет до возникновения групп землетрясений с  $M$  порядка 7 и более указывает на изменение свойств его водоносной системы в процессе подготовки сейсмических активизаций на Камчатке.

### **Обсуждение результатов**

Механизмы влияния сейсмичности на водоносную систему Пиначевских источников включают: 1- динамическое воздействие сейсмических волн, вызывающих деформацию водовмещающих пород, и 2 - процессы подготовки землетрясений, которые могут сопровождаться развитием в горных породах трещинной дилатансии [2].

В результате воздействия сейсмических волн происходит резкое увеличение флюидного давления в водоносной системе и повышение дебитов источников (рис. 1), а также изменение условий смешивания контрастных по минерализации вод в зоне повышенной водопроницаемости за счет увеличения доли более минерализованной воды (рис. 4). Необходимым условием развития постсейсмических гидрогеохимических аномалий является неоднородное повышение флюидного давления в водоносной системе Пиначевских источников. В предложенной схеме водоносной системы (рис. 2) постсейсмический рост концентраций химического состава и температуры воды может происходить при относительном увеличении флюидного давления с глубиной. Это означает, что при сейсмическом воздействии рост давления в потоке минерализованной воды происходит с большей амплитудой, по сравнению с ростом давления в потоке воды в зоне повышенной водопроницаемости. Только при таких условиях может происходить избыточное поступление более минерализованной и горячей воды в зону смешивания.

Рост флюидного давления с глубиной можно объяснить относительным увеличением концентрации свободного газа при его выделении из воды и порового пространства в результате сейсмических сотрясений. Данные о газовом составе показывают наличие газа метаново-азотного состава в воде источников и скважины ГК1 [6, 9]. При увеличении глубины зоны смешивания  $Z$  (рис. 2 а) происходит увеличение концентрации свободного газа [7]. Повышение давления в водоносной системе может происходить при удалении пузырьков газа из порового пространства и соответствующего увеличению проницаемости водонасыщенных пород, а также за счет адвекции и триггерного воздействия на дегазацию в зоне смешивания перенасыщенной газом минерализованной воды [11]. Эти процессы более интенсивно развиваются в зонах с повышенной концентрацией газа.

Изменение параметров смешивания двух контрастных по минерализации вод (рис. 4) указывает на изменчивость условий в зоне повышенной проводимости во времени. С 1997 г. по начало 1992 г. наблюдается относительное уменьшение доли минерализованной воды и увеличение доли слабоминерализованной воды в невозмущенных условиях. В результате землетрясения 2.03.1992 г. произошло значительное изменение условий в водоносной системе Пиначевских источников. Это проявилось в существенном увеличении доли минерализованного флюида, как в фоновых, так и в возмущенных условиях, а также в уменьшении параметра модели  $\tau_0$  (табл.), характеризующего время движения потока смешивающихся вод в зоне повышенной проводимости. При этом минерализация воды в более концентрированном флюиде значительно возросла. Модель позволяет принять величину концентрации хлора в диапазоне от 500 до 1000 мг/л на постсейсмической стадии землетрясения 2.03.1992 г. Это показывает, что в результате сейсмического воздействия произошло импульсное поступление в зону смешивания

минерализованного флюида с концентрацией хлора, значительно превышающей его обычную концентрацию ( $\approx 350$  мг/л).

Модель смешивания двух вод (рис. 2 б) не объясняет восходящую ветвь повышения концентрации хлора после землетрясения 2.03.1992 г. (рис. 3). Для объяснения этого явления можно привлечь механизм смешивания не двух, а трех вод с различной минерализацией в зоне повышенной водопроницаемости за счет резкого увеличения проницаемости водоносной системы по отношению к восходящему потоку термоминеральных вод. При этом концентрация хлора в минерализованной воде, поступающей в зону смешивания, может достигать 500-1000 мг/л. Это указывает на определенную зависимость состояния водоносной системы от интенсивности сейсмического воздействия, а также и от других факторов, вызывающих деформацию и изменение проницаемости водонасыщенных пород [2, 3, 5, 7].

Наиболее вероятной причиной вариаций косейсмического отклика дебита во времени (рис. 6) и условий смешивания контрастных по минерализации флюидов в зоне повышенной водопроницаемости (рис. 4) является изменение проницаемости насыщенных пород, которое контролирует режим косейсмической разгрузки источника и формирования химического состава воды на постсейсмической стадии. При этом изменение проницаемости на постсейсмической стадии связано с динамическим воздействием сейсмических волн и с увеличением дегазации термоминеральных вод. Понижение косейсмического отклика дебита источника на стадиях подготовки сильных землетрясений Камчатки может быть связано с длительным развитием трещинной дилатансии во всем объеме водоносной системы и понижением ее упругих свойств. При этом фильтрационные свойства насыщенных пород водоносной системы могут улучшаться. И это приводит к изменению условий взаимодействия потоков подземных вод с разной минерализацией и концентрацией газа в зонах повышенной водопроницаемости.

#### Список литературы

1. Воропаев П. В. Оценка параметров косейсмического отклика режимного источника // Вестник КРАУНЦ. Серия наук о Земле. 2004. № 3. С. 53-56.
2. Гольдин С.В. Макро- и мезоструктура очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 5-14.
3. Гриц Г.Н. Роль геодинамических факторов в формировании режима гидротерм на примере Пиначевских источников (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1986. № 3. С. 30-37.
4. Гриц Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Некоторые результаты наблюдений за режимом подземных вод на Камчатке в связи с поиском предвестников сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 62-71.
5. Копылова Г.Н. Анализ влияния сейсмичности на режим Пиначевских термопроявлений на Камчатке (по результатам наблюдений в 1979-1988 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1992. № 2. С. 3-18.
6. Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53-70.
7. Копылова Г. Н., Воропаев П. В. Отклик режимного источника на землетрясения как индикатор состояния его водоносной системы // Вулканология и сейсмология. 2005. № 2. С. 32-44.
8. Копылова Г. Н., Воропаев П. В. Моделирование гидрогеохимических аномалий в подземных водах, вызванных землетрясениями // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Матер. 2-го междунар. симпоз. 12-16 сентября 2005 г. Академгородок, Новосибирск. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. С. 196 – 202.
9. Хаткевич Ю. М., Рябинин Г. В. Гидрогеохимические исследования на Камчатке // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 96 – 112.
10. Roeloffs E. Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. No. B1. P. 869-889.
11. Wang R., Woith H., Milkereit C., Zschau J. Modelling of hydrogeochemical anomalies induced by distant earthquakes // J. Geophys. Int. 2004. V. 157. P. 717-726.