

УДК 550.34.06.03.02

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВАЖИНЕ ЕЛИЗОВСКАЯ-1, КАМЧАТКА, ВЫЗВАННЫЕ СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ (по данным наблюдений в 1987–1998 гг.)

© 2001 г. Г. Н. Копылова

Камчатская опытно-методическая сейсмологическая партия ГС РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683006

Поступила в редакцию 10.11.98 г.

Приводятся результаты обработки данных уровнемерных наблюдений 1987–1998 гг. в глубокой ($H = 665$ м) скважине Елизовская-1. В изменениях уровня выявлены вариации, сопутствующие (косейсмические) и предшествующие землетрясениям с магнитудами не менее 6–7, удаленным на расстоянии до 370 км. Зависимость $K \geq 3.39 \lg R + 6.22$ ($M \geq 2.51 \lg R + 0.6$) определяет параметры землетрясений (K – логарифм энергии землетрясения, выраженной в Дж; R – гипоцентрального расстояние, км; M – магнитуда), вызывающих изменения уровня воды. Косейсмические вариации проявляются в повышении уровня от 3.7 до 30 см в течение 9–90 сут после землетрясений. Перед землетрясениями наблюдается преимущественное понижение уровня воды со скоростью не менее 13 мм водяного столба/3 недели в течение недель – первых месяцев. Исключение составляет Кроноцкое землетрясение 5.12.1997 г. с $M = 7, 9$, перед которым в течение 5.5 месяца происходило повышение уровня воды. Ретроспективная прогностическая эффективность признака “скорость понижения уровня воды не менее 13 мм/3 недели” составляет 2.7 при прогнозе землетрясений с $M \geq 6.6$ на временном интервале 3 недели. Прослежена корреляция временных параметров сейсмического режима Камчатской сейсмоактивной зоны и многолетних изменений уровня воды в скв. Е1. Сейсмогенные вариации уровня синхронизированы с изменениями дебита и газогидрохимических параметров режима источников и скв. ГК-1 станции Пиначево (расположена в 7 км) по времени проявления и по их связи с наиболее сильными сейсмическими событиями. Предложена гипотеза, объясняющая долговременные изменения режима и яркие косейсмические аномалии этих водопроявлений.

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы взаимосвязи изменений уровня воды в скважинах с сейсмичностью в течение нескольких десятилетий обсуждаются в научной литературе в связи с необходимостью всестороннего исследования сейсмических воздействий на систему “скважина–водоносный пласт” для решения задач прогноза землетрясений.

Ведущую роль в решении этих задач имеют данные многолетних систематических наблюдений в сейсмоактивных регионах, так как из-за достаточно редкого возникновения сильных землетрясений только многолетний ряд может обеспечить представительную характеристику реакции системы “скважина–водоносный пласт” на процессы подготовки и реализации землетрясений.

В настоящее время достаточно хорошо изучены изменения уровня воды в скважинах вследствие сейсмических дислокаций и распространения сейсмических волн, или косейсмические вариации. В работе [16] приводятся два основных типа косейсмических вариаций в зависимости от механизма сейсмического воздействия. Первый тип выражается в ступенчатых повышениях или понижениях уровня и представляет отклик водонос-

ного пласта на стационарное поле напряжений вследствие дислокации в очаге землетрясения. Повышения уровня наблюдаются в областях сжатия, понижения – в областях растяжения [17].

Второй тип косейсмических изменений уровня возникает при воздействии на систему “скважина – водоносный пласт” сейсмических волн и вызванного ими динамического поля напряжений как от близких землетрясений, так и от сильных землетрясений на расстояниях до сотен километров. В отдельных скважинах прохождение сейсмических волн вызывает затухающие осцилляции уровня воды.

В некоторых скважинах после землетрясений наблюдаются монотонные и достаточно продолжительные повышения или понижения уровня. Для этих скважин направление изменения уровня всегда постоянно и не зависит от местоположения землетрясений и механизмов очага. По данным 10-летних наблюдений на скважине Хаибара, Япония, после землетрясений всегда происходит падение уровня [15]. В то же время по данным 8-летних наблюдений на скважине БВ, Калифорния, США, после землетрясений всегда

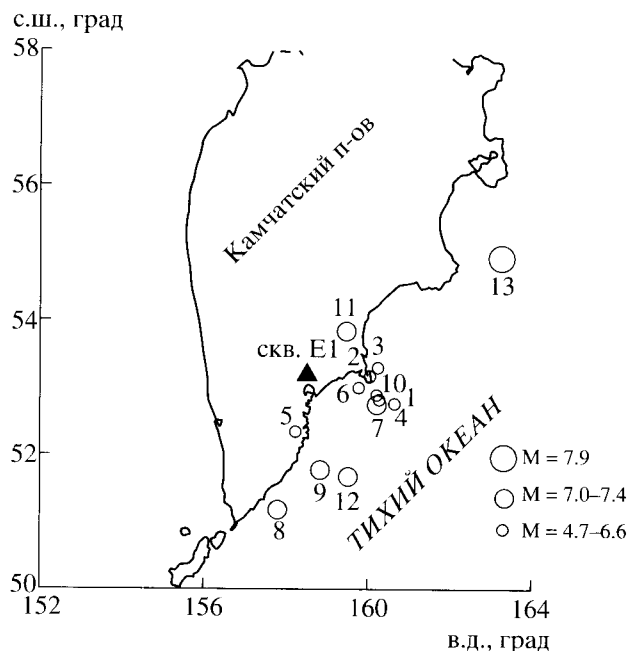


Рис. 1. Положение скважины Елизовская-1 (скв. Е1) на схеме п-ва Камчатка. Кружками показаны эпицентры землетрясений, номера соответствуют номерам землетрясений на рис. 2 и в табл. 3.

наблюдается повышение уровня [16]. Зависимости вида

$$M \geq a + b \lg R \quad (1)$$

(где M – магнитуда землетрясения; R – эпицентральное расстояние, км; a , b – эмпирические коэффициенты) определяют появление такого отклика уровня. В [16] показано, что для уровней скважин Хаибара и БВ, а также для изменений температуры горячих источников Усами величина коэффициента b в (1) близка к 2 (1.82–2.45).

В меньшей степени в научной литературе представлены изменения уровня воды, предшествующие землетрясениям. В изменениях уровня скв. Хаибара в качестве предполагаемых предвестников выделяются слабые закономерные вариации перед наиболее сильными землетрясениями. Аномалии в изменении уровней воды перед землетрясениями иногда согласуются с данными других (деформометрические, радон и др.) видов наблюдений [18]. Для объяснения изменений уровня накануне землетрясений используется гипотеза о

площадном развитии объемных деформаций при подготовке сейсмического разрыва.

Данная работа посвящена анализу изменений уровня воды в скважине Елизовская-1 (скв. Е1), находящейся в высокосейсмичном районе Восточной Камчатки в 30 км к ССЗ от г. Петропавловска-Камчатского. Исследование основывается на данных двух продолжительных циклов наблюдений за уровнем воды в скв. Е1 в 1987–1994 гг. и в 1996–1998 гг.

Характеристика скважины и данных наблюдений. Скважина Е1 (рис. 1, табл. 1) пробурена в 1984 г. и после проведения геофизических и гидрогеохимических испытаний используется для режимных наблюдений. При этом были сделаны: искусственный забой с глубины 665 м, обсадная скважины металлической колонной диаметром 219 мм, перфорация обсадной колонны в интервале 625–647 м с плотностью отверстий 12 штук на погонный метр.

Скважина расположена в 25 км к северу от побережья Авачинской бухты и в 40 км к СЗ от побережья Авачинского залива на слабонаклонной равнине с абсолютными отметками 70–180 м. В 12 км к СВВ от скв. Е1 расположен вулкан Корякский и в 20 км к ЮВВ вулкан Авачинский. В январе 1991 г. происходило кратковременное извержение Авачинского вулкана с излиянием магмы андезито – базальтового состава. Ближайшие возвышенности Пиначевского массива с высотами до 200–400 м расположены в 3–5 км к СЗ. В направлении СВ абсолютные отметки рельефа плавно повышаются к подножию Корякского вулкана.

По данным бурения скв. Е1 в интервале 0–570 м вскрыты четвертичные гравийно-галечниковые отложения, в интервале 570–665 м – туфы алнейской серии неогена (N_{al}). В зоне слабого водопритока, на глубине 625–647 м, была проведена перфорация обсадной колонны. Уровень воды в скважине установился на глубине около 28 м.

В скв. Е1 наблюдается увеличение с глубиной минерализации подземных вод от 0.2 г/л до 10 г/л и изменение их химического состава от хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого до хлоридного натриевого и кальциево-натриевого. По газовому составу вскрытые подземные воды азотно-метановые, обогащенные гелием (до $n \times 10^{-2}$ об. %) и углеводородными газами. Подземные воды в ин-

Таблица 1. Характеристика наблюдательной скважины Елизовская-1

Скважина, а.о. устья, м	Координаты с.ш. – в.д., °	Глубина, м	Уровень, м	Фильтр, м	Породы, возраст	Температура воды, °С	Минерализация воды, г/л	Химический состав воды	Состав газа
Елизовская-1, 160 м	53.23–158.52	665	28	625–647	туфы N_2	10	1.5	Cl–HCO ₃ /Na	N_2 –CH ₄

Таблица 2. Характеристика циклов режимных наблюдений на скважине Елизовская-1 в 1987–1998 гг.

Цикл	Интервал наблюдений	Средства регистрации параметров				Частота регистрации Частота представления данных	Перерывы в наблюдениях
		уровня		атмосферного давления			
			чувствительность		чувствительность		
I	3.01.1987–8.07.1994 гг.	поплавковый самописец “Валдай”	±1 см	барограф М-22Н	±1 мбар	непрерывная запись 1 сут	11–18.01.1988 г. 1–31.07.1991 г. 31.10–22.11.1991 г. 13–22.02.1994 г.
II	29.01.1996–17.05.1998 гг.	датчик ДУ [1]	±0.1 мм	датчик ДА [1]	±0.05 мбар	10 мин 1 ч	10–19.05.1996 г. 1–14.08.1996 г. 18.09–2.10.1996 г. 8–20.10.1996 г. 16–24.02.1997 г. 11–16.08.1997 г.

тервале 625–647 м относятся к водам гидродинамической зоны затрудненного водообмена вследствие структурного положения толщи алнейских вулканитов, кровля которой находится на 400–600 м ниже поверхности Земли. Газогидрохимические параметры подземных вод (табл. 1) также указывают на относительно застойные условия их формирования.

На скв. Е1 проведены два цикла наблюдений за уровнем воды и атмосферным давлением в 1987–1994 гг. (7 лет 6 мес.) и в 1996–1998 гг. (2 года 5 мес.). Характеристика систем регистрации и данных наблюдений приведена в табл. 2. Данные наблюдений представлены на рис. 2.

В течение первого цикла для регистрации изменений уровня использовался механический поплавковый самописец с недельным заводом и записью на бумаге. Описание системы цифровой регистрации уровня и атмосферного давления во время второго цикла наблюдений приводится в [8]. Датчики изменений уровня (ДУ) и атмосферного давления (ДА) представляют однотипные электрические дифференциальные преобразователи давления с частотным выходом [1]. ДУ помещался на 2.5 м ниже уровня воды и регистрировал изменения высоты столба воды над ним. ДА опускался в ствол скважины на глубину не менее 5 м.

В течение обоих циклов наблюдений периодически замерялась глубина от устья скважины до уровня воды с помощью хлопущки с точностью регистрации ±1 см. Контроль правильности записей атмосферного давления осуществлялся периодическими замерами атмосферного давления ртутным барометром-анероидом.

Общая амплитуда изменения уровня в 1987–1998 гг. составляет 1 м 69 см. В изменении уровня скв. Е1 прослеживаются продолжительные восходящие и нисходящие тренды: подъем уровня с амплитудой около 40 см в 1987–1990 гг.; понижение уровня в 1992–1997 гг. с амплитудой 1.5 м.

Бухтообразные изменения уровня продолжительностью от суток до 4–5 мес. в основном зеркально повторяют низкочастотные вариации атмосферного давления. Периодам пониженных величин атмосферного давления в октябре–феврале соответствуют повышения уровня воды с амплитудами до 22–15 см. Некоторые бухтообразные вариации уровня тяготеют к временам возникновения сильных землетрясений.

В 1987–1998 гг. режим скв. Е1 был естественным, ненарушенным, за исключением интервала с 30 октября до середины декабря 1991 г., когда на скважине проводился эксперимент по наливу воды и последующее восстановление уровня (резкий подъем уровня в конце 1991 г. на рис. 2). Объем залитой в скважину воды составлял 38 л, а амплитуда максимального повышения уровня – 50.5 см. По данным о понижении уровня, средняя величина поглощения воды пластом через фильтр скважины составляла 1.0–1.3 л/сутки. Полное восстановление уровня закончилось не позднее 14–17 декабря.

Спектральный анализ вариаций уровня и атмосферного давления показывает, что барометрический отклик уровня проявляется на периодах не менее 2–3 сут и повышается до максимума на периодах 20–50 сут (рис. 3а). В этом диапазоне величина квадрата модуля спектра когерентнос-

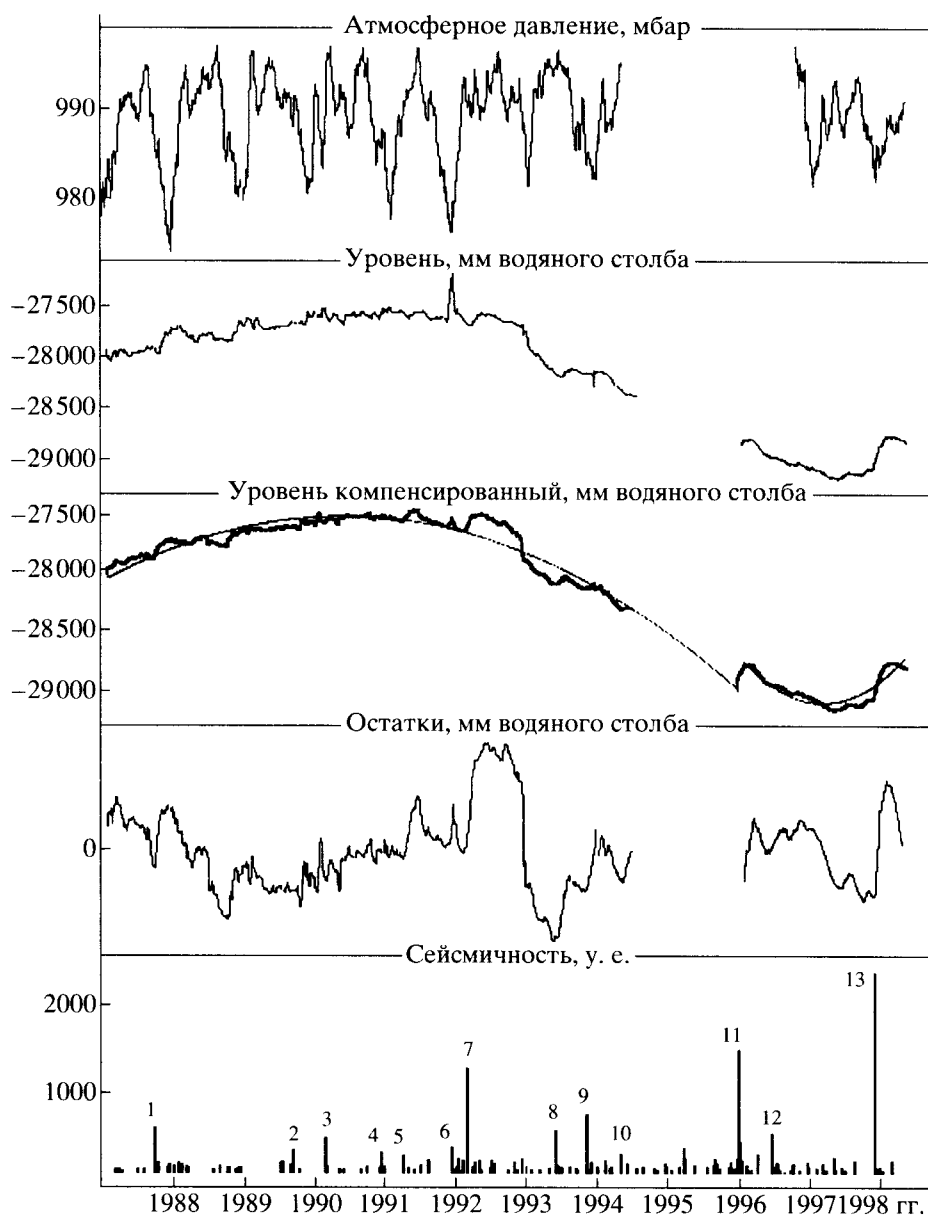


Рис. 2. Данные наблюдений за уровнем воды и атмосферным давлением на скв. Е1 в 1987–1998 гг. в сопоставлении с моментами сильных землетрясений. Данные по атмосферному давлению сглажены скользящим средним с окном 21 сут и с шагом 1 сут. Показаны тренды уровня в 1987–1995 гг. и в 1996–1998 гг. и изменения уровня после вычитания трендов. Номера землетрясений соответствуют номерам на рис. 1 и в табл. 3.

ти вариаций уровня и атмосферного давления $|\gamma|^2$ возрастает от 0.2 до максимальной величины 0.87 (по данным второго цикла наблюдений). По данным первого цикла наблюдений прослеживается примерно такое же изменение $|\gamma|^2$, но его значения не превышают 0.35 для периодов 35–50 сут.

Амплитудная частотная передаточная функция от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня (А) возрастает от 0.5 до 2.0 мм водяного ст./мбар в диапазоне периодов от 10 до 70–80 сут (рис. 3б). На периодах 70–100 сут ее величина ос-

тается примерно постоянной. По оценкам, сделанным отдельно для первого и второго циклов наблюдений, прослеживаются синхронное изменение когерентности и одинаковые величины амплитудной частотной передаточной функции в диапазоне периодов от первых суток до 100–150 сут. Это указывает на постоянство связи вариаций уровня и атмосферного давления за весь период наблюдений с 1987 по 1998 г.

В изменениях уровня скв. Е1 не выявляются 12 и 24-часовые компоненты, соответствующие земным приливам. По-видимому, приливные эф-

фекты в вариациях уровня не проявляются, либо их суточная амплитуда составляет менее 0.5–1 см.

Особенности изменений уровня воды скв. Е1 – отсутствие внутрисуточных приливных эффектов и барометрического отклика на периодах менее двух суток – могут указывать на низкую водопроницаемость системы “скважина–водоносный пласт” и ее большую инерционность. Оценка поглощающей способности системы всего в 1–1.3 л/сут также подтверждает ее низкие водопроницающие свойства. Повышенная инерционность скважины может быть обусловлена сравнительно большим диаметром ствола скважины (21.9 см) и значительным объемом находящейся в скважине воды ($\approx 48.5 \text{ м}^3$).

Компенсация влияния атмосферного давления на изменение уровня проводилась при частоте дискретизации данных 1 сут по алгоритму [9–11]. Поведение скорректированного уровня показано на рис. 2. Проверка результативности компенсационной процедуры показывает, что баровариации уровня в диапазоне сутки–десятки суток скомпенсированы вполне удовлетворительно. Величина $|y|^2$ для вариаций компенсированного уровня и атмосферного давления составляет 0–0.2, а величина амплитудной частотной передаточной функции не превышает 0.3 мм водяного столба/мбар, т.е. примерно в 4–6 раза меньше, чем для исходных данных (рис. 3).

Влияние землетрясений на изменение уровня воды в скв. Е1. Данные двух циклов наблюдений достаточно полно характеризуют уровенный режим скв. Е1 в 1987–1998 гг. и используются для исследования связи между возникновением бухтообразных вариаций уровня и сильными землетрясениями.

В 1987–1998 гг. на Камчатке происходили сейсмические события в диапазоне энергетических классов от $K \leq 6$ до 14.9 ($M \leq 7.9$). Для характеристики воздействия отдельных землетрясений на скважину наряду с традиционными параметрами (энергетический класс, магнитуда, балльность, гипоцентральное расстояние) использовалась величина $E = (10^{K/2}/R^3)S$ [2], где K – энергетический класс землетрясения; R – гипоцентральное расстояние до скв. Е1, км; S – эпицентральное расстояние до скв. Е1, км.

В табл. 3 и на рис. 1, 2 перечислены 13 наиболее сильных землетрясений в 1987–1998 гг. с $K = 12.9–14.9$ ($M = 5.5–7.9$) и $E \geq 200$. Эти землетрясения произошли на гипоцентральном расстоянии 94–360 км от скв. Е1. Интенсивность сотрясений в районе скв. Е1 составляла от 4 до 6 баллов по 12-балльной шкале MSK-64. Сравнение изменений уровня с моментами землетрясений (нижний график на рис. 2) показывает, что после сильных событий ($E \geq 200–300$) происходят повы-

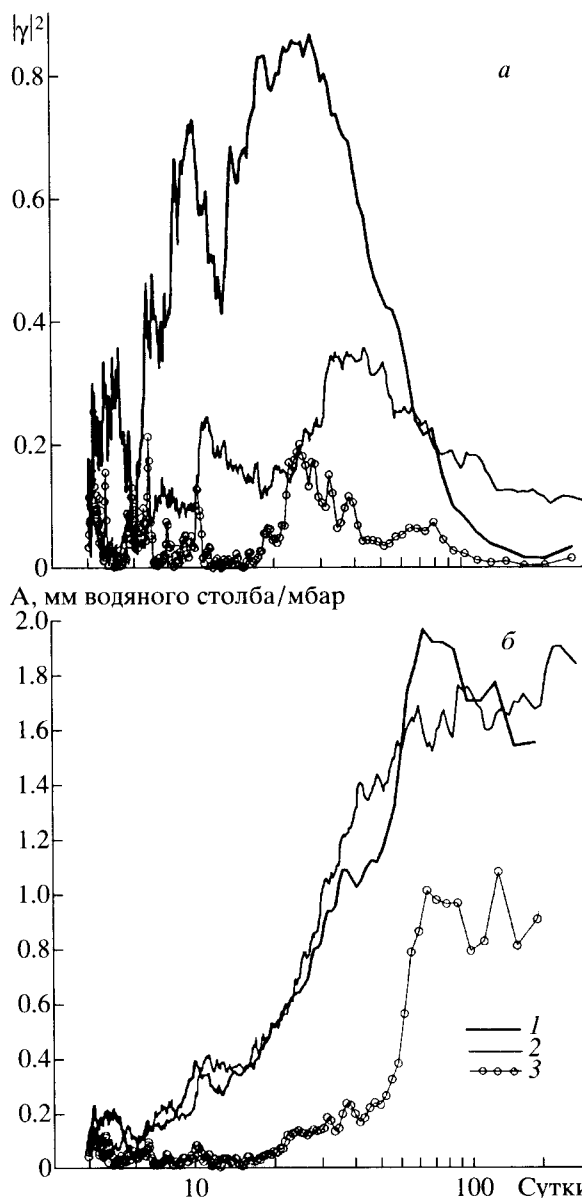


Рис. 3. Спектральные оценки связи вариаций уровня воды в скв. Е1 и атмосферного давления: *a* – изменение квадрата модуля спектра когерентности вариаций уровня и атмосферного давления ($|y|^2$); *b* – изменение амплитудной частотной передаточной функции от вариаций атмосферного давления к изменениям уровня воды (A): 1 – по данным наблюдений 1996–1998 гг.; 2 – по данным наблюдений 1987–1994 гг.; 3 – по данным 1996–1998 гг. для компенсированного уровня и атмосферного давления.

шения уровня в течение недель – первых месяцев. До землетрясений наблюдается преимущественное понижение уровня. В табл. 3 приводятся амплитуды (A) и продолжительности (T) косейсмических повышений уровня, а также оценки амплитуд (a) и продолжительностей (t) понижений уровня перед землетрясениями. Значения A и T даны для повышений уровня от момента земле-

Таблица 3. Основные данные об изменениях уровня скв. Е-1, вызванные сильными землетрясениями 1987–1998 гг.

№ п/п	Дата (день, мес., г.)	Землетрясения							Повышение уровня после землетрясения		Понижение уровня до землетрясения	
		Координаты, град		M_{LN}	K_s	Н, км	R, км	E, у.е.	А, см	Т, сут	а, см	t, неделя
		с.ш.	в.д.									
1	06.10.87	52.85	160.24	6.6	13.9	34	127	534	17.7	90	4.0	5
2	15.09.89	53.19	160.01	4.9(5.6)	13.0	44	108	245	<3.0	–	–	–
3	01.03.90	53.29	160.23	5.8	13.5	24	116	406	4.0	26	7.9	3
4	19.12.90	52.77	160.65	6.1	13.5	24	153	237	<3.0	–	<3.0	–
5	08.04.91	52.36	158.21	4.7(6.0)	14.0	139	170	199	7.5	55	<3.0	–
6	16.12.91	53.00	159.76	4.9(5.3)	12.9	36	94	296	5.5	9	н.д.	н.д.
7	02.03.92*	52.76	160.20	7.1	14.6	20	125	1250	12.4	42	11.8	9.5
8	08.06.93*	51.20	157.80	7.4	14.9	40	234	506	7.5	60	~47.4	~36
9	13.11.93*	51.79	158.83	7.1	14.6	40	166	701	3.7	40	~10.5	~12
10	07.05.94	52.89	160.19	5.5(6.7)	13.0	20	119	219	–	–	~12.4	~12
11	01.01.96*	53.84	159.47	7.0	14.3	1	92	1476	~15	~45	н.д.	н.д.
12	21.06.96*	51.69	159.52	7.3	14.4	3	184	468	–	–	16.4	~14
13	05.12.97*	54.95	163.23	7.9	14.9	4	362	2418	29.8	80	?	–

Примечание. В графе M_{LN} в скобках даны магнитуды M_{pva} ; Н – глубина гипоцентра; R – гипоцентрально-расстояние; А, а – амплитуда изменения уровня; Т, t – продолжительность изменения уровня; н.д. – нет данных; * – землетрясения, сопровождавшиеся интенсивными афтершоками; ? – повышение уровня в течение 5.5 мес. до землетрясения.

трясения до максимально высокого положения уровня.

На рис. 4 представлены графики нормированного уровня на 150-суточных интервалах до и после

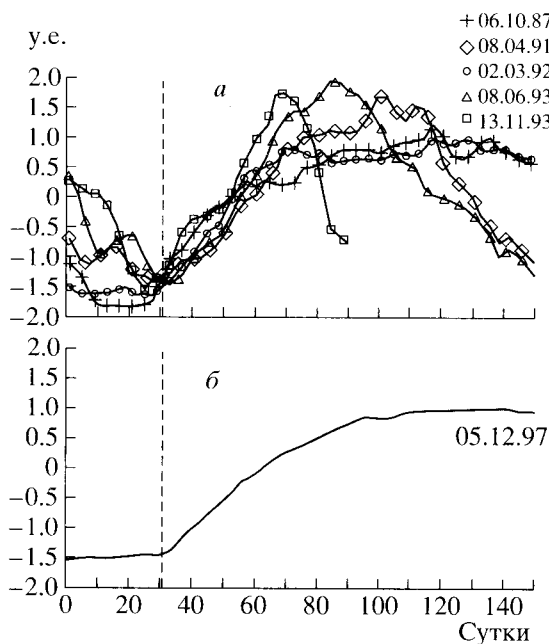


Рис. 4. Графики шести наиболее сильных косейсмических изменений уровня воды в скв. Е1: а – по данным наблюдений 1987–1994 гг.; б – по данным 1996–1998 гг. Пунктирная вертикальная линия показывает моменты землетрясений (пояснения см. в тексте).

возникновения землетрясений 1, 5, 7–9 и 13 (табл. 3). Каждый интервал включает 30 сут до землетрясения и 120 сут после землетрясения. В случае землетрясения 9 длительность интервала составляет 90 сут (30 сут до и 60 сут после землетрясения). Для этих событий так же, как и для события 3, выделяются косейсмические стадии по закономерному повышению уровня после землетрясений.

Для землетрясения 6, происшедшего непосредственно по окончании восстановления уровня после наливов, приводится лишь оценка косейсмического повышения уровня (табл. 3).

Положение уровня воды в скв. Е1 на 1.01.96 г. (землетрясение 11) оценивалось двумя способами: 1 – путем расчета прогнозной функции 2-го порядка, характеризующей поведение уровня во второй половине 1994–1995 гг., по данным 1987–1994 гг.; 2 – путем оценки скорости повышения уровня с 29.01 по 16.02.96 г. на косейсмической стадии и ее интерполяции на временной интервал 1–28.01.96 г. Положение уровня, определенное по второму методу, было на 5 см выше, чем по оценке тренда (рис. 2). Это может быть связано с учетом возможного повышения уровня с амплитудой порядка 3–5 см после землетрясения 1.04.95 г. ($K = 13.4$; $E = 284$). На основе оценок развития тренда уровня можно полагать, что во второй половине 1994–1995 гг. продолжалось понижение уровня, и в результате Карымского роя в январе 1996 г. произошло повышение уровня с амплитудой не менее 15 см в течение 1.5 месяцев.

После землетрясения 12 (21.06.96 г.) не было зарегистрировано ожидаемого для такого класса событий ($M = 7.3$; $E = 468$) повышения уровня с амплитудой не менее 3 см. По-видимому, реакция уровня на это землетрясение проявилась лишь в замедлении скорости понижения уровня в конце июня–июле 1996 г.

Всего девять землетрясений вызвали повышение уровня воды с амплитудами от 3.7 до 29.8 см и продолжительностью от 9 до 90 сут при характерных значениях 1.5–2 мес. для землетрясений с M порядка 7. После достижения максимального положения уровня дальнейшее его изменение определяется направлением господствующего многолетнего тренда и, по-видимому, последующими сейсмическими воздействиями.

На рис. 5 приводится диаграмма, на которой в координатах K_s – $\lg R$ показаны землетрясения с $K_s \geq 11.0$, происшедшие с 3.01.87 г. по 17.05.98 г. в радиусе 450 км от скв. Е1. Здесь же приведена зависимость

$$K = 3.39 \lg R + 6.22, \quad (2)$$

где K – десятичный логарифм энергии землетрясения, измеряемой в Дж; R – гипоцентральное расстояние, км. Зависимость (2) описывает нижнюю границу области землетрясений, вызывающих изменения уровня скв. Е1. Используя известное соотношение между энергетическим классом ($K_s^{Ф68}$) и магнитудой M_{LH} для камчатских землетрясений $M_{LH} = 0.74 K_s - 4.00$ [3], получаем выражение

$$M = 2.51 \lg R + 0.6. \quad (3)$$

Оценка области землетрясений, вызывающих косейсмические изменения уровня скв. Е1, не имеет принципиального отличия от оценок, сделанных ранее для Пиначевских источников по косейсмическим изменениям дебита, температуры и гидрогеохимических параметров [5]. Кроме этого отметим, что угловой коэффициент в выражении (3) так же, как и для скважин Хаибара [15] и БВ [16], близок к 2.

Статистическая оценка эффективности использования данных наблюдений за уровнем воды в скважине Е1 для прогноза сильных землетрясений. Перед семью землетрясениями (1, 3, 7–10, 12 в табл. 3) наблюдались понижения уровня воды в скв. Е1 (рис. 2, 4). Нами проведена ретроспективная статистическая оценка эффективности прогноза землетрясений, основанного на использовании прогностического критерия понижений уровня. Для расчета эффективности прогноза использовалась методика А.А. Гусева [4].

Предварительно данные наблюдений, очищенные от баровариаций, фильтровались скользящим средним с окном 21 сут при шаге 3 сут и приводились к частоте дискретизации 21 сут. На рис. 6

представлен график первых разностей от полученного ряда, показывающий вариации амплитуды изменения уровня на трехнедельных интервалах или скорость изменения уровня в единицах “мм водяного столба/21 сут”. Величины разности изменения уровня присваивались правым концам 21-суточных временных окон. Шкала N показывает номер 21-суточного интервала для периода январь 1987–май 1998 г.

Всего получено 169 оценок скорости изменения уровня: 129 значений для первого цикла наблюдений (N с 1 по 129) и 40 значений для второго цикла наблюдений (N с 150 по 189). Жирная горизонтальная линия соответствует величине – 13 мм водяного столба/21 сут и показывает границу “фоновых” понижений уровня. Все значения, равные или менее – 13 мм водяного столба/21 сут рассматривались в качестве “аномальных”, и в конце каждого соответствующего трехнедельного интервала давался прогноз первого типа о возможности землетрясения (“есть”). Для значений > -13 мм водяного столба/21 сут давался прогноз второго типа о невозможности землетрясения (“нет”). Анализировалось соответствие двух типов прогнозов временам возникновения двенадцати землетрясений 1–10 и 12–13 из табл. 3 (первый вариант), а также отдельно соответствие прогнозов временам семи землетрясений с $M \geq 6.6$ (второй вариант). Результаты прогнозирования разделяются на 4 груп-

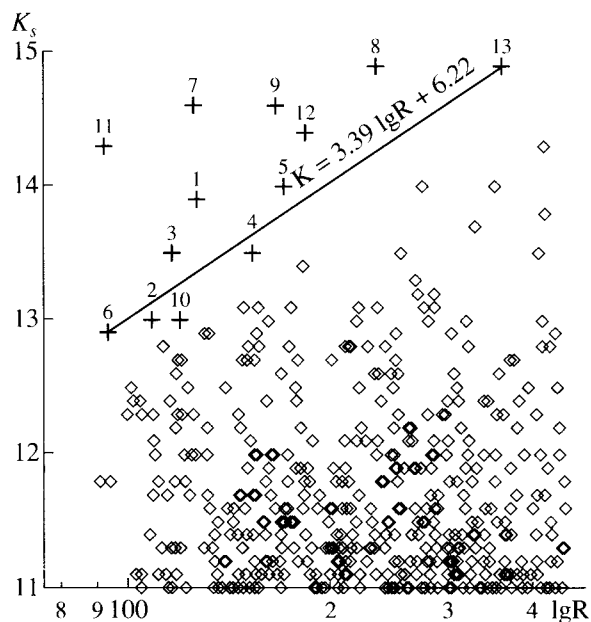


Рис. 5. Диаграмма, показывающая зависимость возникновения косейсмических повышений уровня воды в скв. Е1 от энергетического класса землетрясений K_s и гипоцентрального расстояния R , км. Крестиками показаны землетрясения из табл. 3. Ромбами показаны землетрясения 1987–1998 гг. с $K_s \geq 11.0$ в радиусе 450 км от скв. Е1.

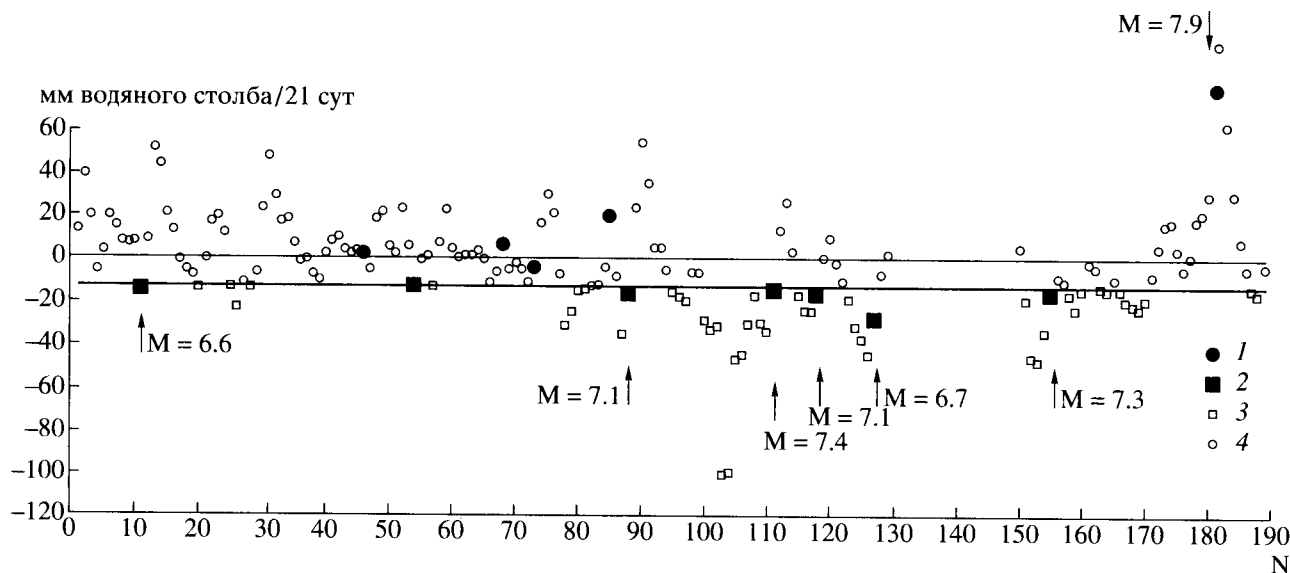


Рис. 6. Вариации амплитуды изменения уровня воды в скв. Е1 на 21-суточных интервалах в 1987–1998 гг. Результаты ретроспективного прогнозирования землетрясений: 2 – прогноз “есть” – землетрясение “есть”; 1 – прогноз “нет” – землетрясение “есть”; 3 – прогноз “есть” – землетрясение “нет”; 4 – прогноз “нет” – землетрясение “нет”. Стрелками показаны землетрясения с $M \geq 6.6$.

пы в соответствии с типом и наличием удачного или неудачного прогноза (см. также рис. 6):

1-й вариант

Землетрясение ($K \geq 12.9$; $M \geq 5$; $E \geq 200$)

		Есть	Нет	Сумма
Прогноз	Есть	7	47	54
	Нет	5	110	115
	Сумма	12	157	169

2-й вариант

Землетрясение ($M \geq 6.6$; $E \geq 200$)

		Есть	Нет	Сумма
Прогноз	Есть	6	48	54
	Нет	1	114	115
	Сумма	7	162	169

При отсутствии связи между прогнозом и землетрясением математические ожидания чисел случайно спрогнозированных землетрясений составляют для первого варианта $54 \times 12/169 = 3.8$, а для второго варианта – $54 \times 7/169 = 2.2$. В вариантах 1 и 2 числа удачно спрогнозированных землетрясений (7 и 6) превышают эти величины, и это может указывать на наличие связи между прогнозами и землетрясениями. Принимая за меру эффективности прогноза отношение вероятности

землетрясений в прогнозируемые интервалы времени к их средней вероятности [4], получаем величины эффективности прогноза 1.8 (7/3.8) и 2.7 (6/2.2).

Таким образом, использование понижений уровня с амплитудой ≥ 13 мм водяного столба/21 сут может улучшить прогнозирование землетрясений с $K \geq 12.9$ ($E \geq 200$) в 1.8 раза по сравнению со случайным прогнозированием при вероятности возникновения землетрясений в конце прогнозируемого интервала 0.58 (7/12). В то же время при прогнозировании землетрясений с $M \geq 6.6$ прогноз может улучшиться в 2.7 раза при вероятности возникновения землетрясений 0.86 (6/7).

Использованная методика предполагала продолжительность предвестника не более 3-х недель и не учитывала фактическое время “аномального” поведения уровня перед землетрясениями. Перед удачно спрогнозированными землетрясениями число интервалов со скоростью понижения уровня 13 мм водяного столба/21 сут и более составляло от 1 до 12 (рис. 6) при среднем значении 4.8, т.е. реальная продолжительность предвестника составляла от трех недель до 7 мес. при среднем значении 3.4 мес.

Возможно, отмеченная особенность примененной методики явилась причиной того, что в число пропущенных попало наиболее значительное сейсмическое событие 5.12.1997 с $M = 7.9$. Этот факт, а также невысокая статистическая значимость предвестника предполагают его практическое применение лишь в комплексе с прогностическими данными других (сейсмологических, геодези-

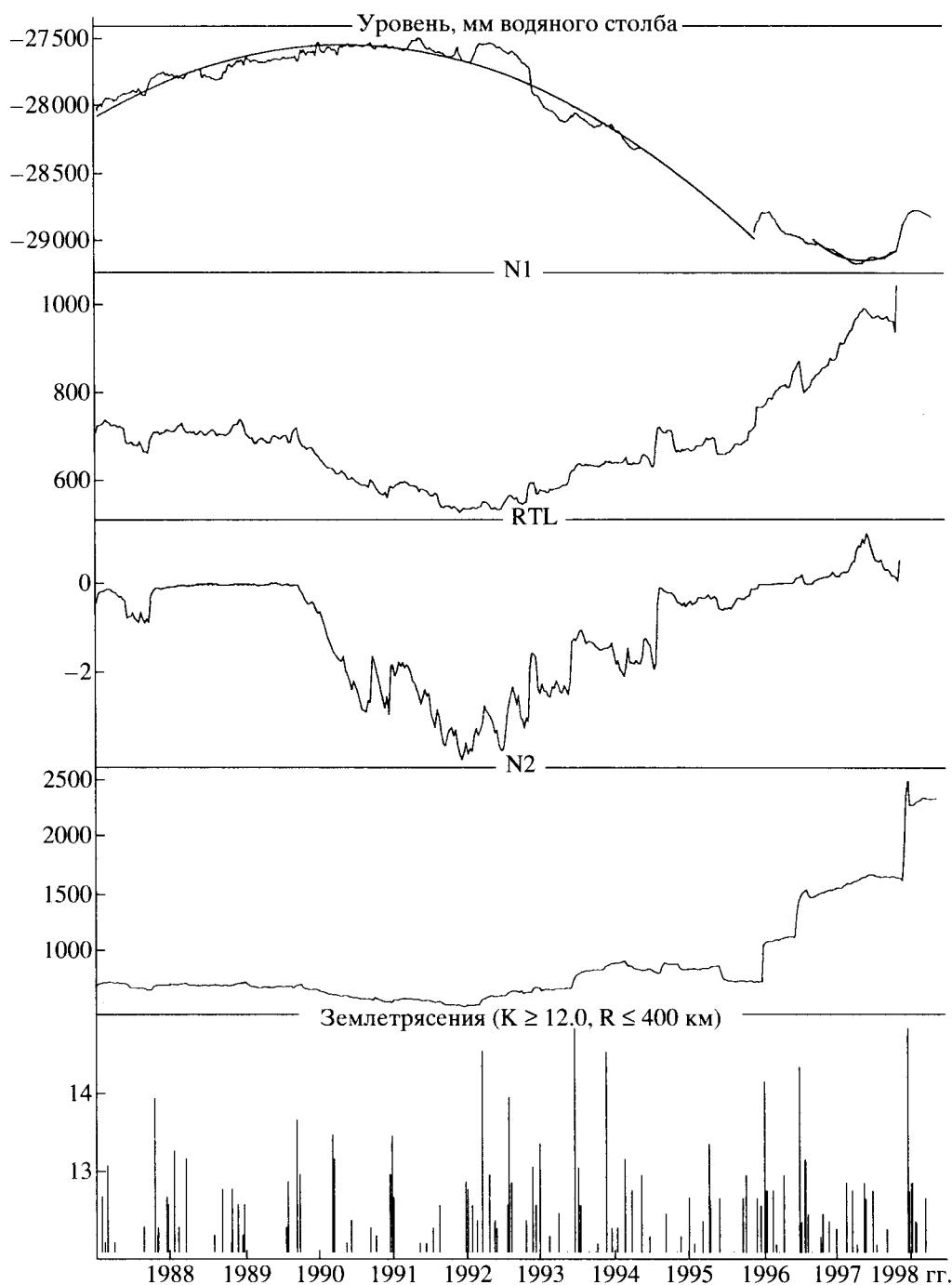


Рис. 7. Изменение уровня воды в скв. Е1 в 1987–1998 гг. в сопоставлении с временными параметрами сейсмического режима RTL и N (пояснения см. в тексте) и моментами землетрясений с $K \geq 12.0$.

ческих, геофизических, геохимических и др.) методов.

Сопоставление многолетних изменений уровня воды в скважине Елизовская-1 с сейсмическим режимом Восточной Камчатки и данными гидрогеохимических наблюдений на станции Пиначево. Использование временных функций в качестве показателей сейсмического режима Восточной Камчатки

позволяет проследить их корреляции с долговременным изменением уровня воды в скв. Е1. На рис. 7 сейсмический режим в цилиндрической области с центром в районе скв. Е1, радиусом 400 км и высотой от 0 до 100 км характеризуется функциями RTL [7, 13] и N (число землетрясений в скользящем временном окне 2 года с шагом 10 сут). Функции N1 и RTL рассчитывались на основе ка-

талога землетрясений с $12.0 \geq K \geq 9.0$ с “очищенными” афтершоками. При построении функции N2 использовался тот же каталог без предварительной обработки. Согласно [13], изменение функции RTL позволяет проследить смену периодов сейсмического затишья и сейсмической активизации относительно центра анализируемой сейсмогенерирующей области. Уменьшение значений функции указывает на развитие сейсмического затишья, а ее увеличение – на сейсмическую активизацию.

В сейсмическом режиме территории в 1987–1998 гг. можно выделить по поведению функций RTL и N три периода: 1 – стабильный режим низкой интенсивности (1987–1989 гг.); 2 – формирование регионального сейсмического затишья (1990–1991 гг.); 3 – сейсмическая активизация (1992–1998 гг.). Среднегодовая плотность землетрясений с $K \geq 12$ в течение двух первых периодов составляла в среднем 9.6 (5–13), при этом максимальные магнитуды землетрясений не превышали величин 5–6.6. В 1992–1997 гг. плотность землетрясений с $K \geq 12$ составляла в среднем 38.3 (10–99) при максимальных величинах магнитуд 7.1–7.9.

В течение первого периода (1987–первая половина 1990 г.) наблюдалось слабое повышение уровня. В течение третьего периода (1992–1997 гг.) происходило интенсивное понижение уровня. Смена знака в поведении тренда уровня во второй половине 1990–1991 гг. приходится на время уменьшения числа слабых землетрясений и развития яркой аномалии RTL, отражающих формирование регионального сейсмического затишья [7]. В январе 1991 г. произошло извержение влк. Авачинский, что может быть также одним из показателей изменения геодинамического режима территории. Последовавшая в 1992–1997 гг. сейсмическая активизация включала серию из семи землетрясений с $M \geq 7.0$, в т.ч. землетрясение 5.12.1997 с $M = 7.7$ –7.9. За 5.5 месяцев до возникновения этого землетрясения прослеживается вторая смена знака в поведении тренда уровня, и до момента землетрясения происходило его слабое повышение. Этот факт может указывать на некоторое различие процессов формирования уровня режима скв. Е1 на стадии подготовки землетрясения 5.12.1997 и других более слабых землетрясений с M порядка 5–7.

В 7 км к западу от скв. Е1 находятся режимные водопроявления станции Пиначево – три слабо-термальных источника и самоизливающаяся скв. ГК-1 [5–6, 12, 14]. Скв. Е1 и ст. Пиначево расположены в пределах водоносной структуры склона Корякско-Авачинской вулканотектонической депрессии (К-А ВТД). Водовмещающими породами К-А ВТД являются толща рыхлых четвертичных отложений мощностью до 0.4–0.5 км и нижележащие вулканогенно-осадочные отложения алней-

ской серии неогена мощностью до 0.5 км. Ниже 1 км алнейские вулканиты подстилаются метаморфизованными породами верхнего мела.

Отсутствие сезонных изменений в режиме скв. Е1 и водопроявлений ст. Пиначево, химический состав воды с преобладанием хлоридно-натриевой составляющей и ее повышенная минерализация (> 1 г/л), азотно-метановый состав газа показывают, что формирование этих водопроявлений происходит в изолированных условиях толщи алнейских вулканитов и меловых пород.

На рис. 8 приводятся графики изменения уровня скв. Е1 в 1987–1994 гг. совместно с данными наблюдений за параметрами режима источника 1 и скважины ГК-1 (дебит, концентрация хлора в воде). При сравнении этих данных прослеживается синхронизация появления и приблизительной продолжительности косейсмических вариаций в результате землетрясений 1–3, 5, 7–10. Косейсмические изменения проявились в повышениях уровня воды, увеличении дебита источника, увеличении концентрации хлора в воде скв. ГК-1 и ист. 1 (а также и в увеличениях дебитов, температуры воды, концентраций компонентов химического состава воды и концентраций растворенных в воде газов – метана и углекислого газа). Перед землетрясениями 1, 7–9 также прослеживается синхронизация в изменении параметров режима скв. Е1 и водопроявлений ст. Пиначево: понижение уровня воды в скв. Е1, уменьшение дебита ист. 1 и уменьшение концентраций хлора.

Определенные закономерности прослеживаются в долговременном поведении уровня воды скв. Е1 и параметров режима ист. 1 и скв. ГК-1. В конце 1990–1991 гг., вместе с изменением характера тренда уровня скв. Е1 (смена его повышения на понижение), происходило уменьшение дебита ист. 1 и стабилизация величин дебита и концентрации хлора в воде скв. ГК-1. Ранее в 1977–1990 гг. наблюдалось устойчивое уменьшение дебита скв. ГК-1 и увеличение концентрации хлора [5, 14].

Временные соответствия в изменении многолетнего режима и в проявлении сейсмогенных вариаций скв. Е1 и водопроявлений ст. Пиначево могут указывать на единый механизм воздействия сейсмичности на их водоносные системы.

Долговременные изменения уровня воды скв. Е1 и параметров режима Пиначевских водопроявлений могут происходить вследствие двух основных причин: 1 – изменения условий питания или разгрузки водоносного горизонта; 2 – изменения поровотрещинной емкости водовмещающих пород. Роль первой причины в формировании многолетнего тренда представляется несущественной из-за удаленности областей питания и разгрузки, а также из-за крайне низких скоростей фильтрации подземных вод в пределах неогено-

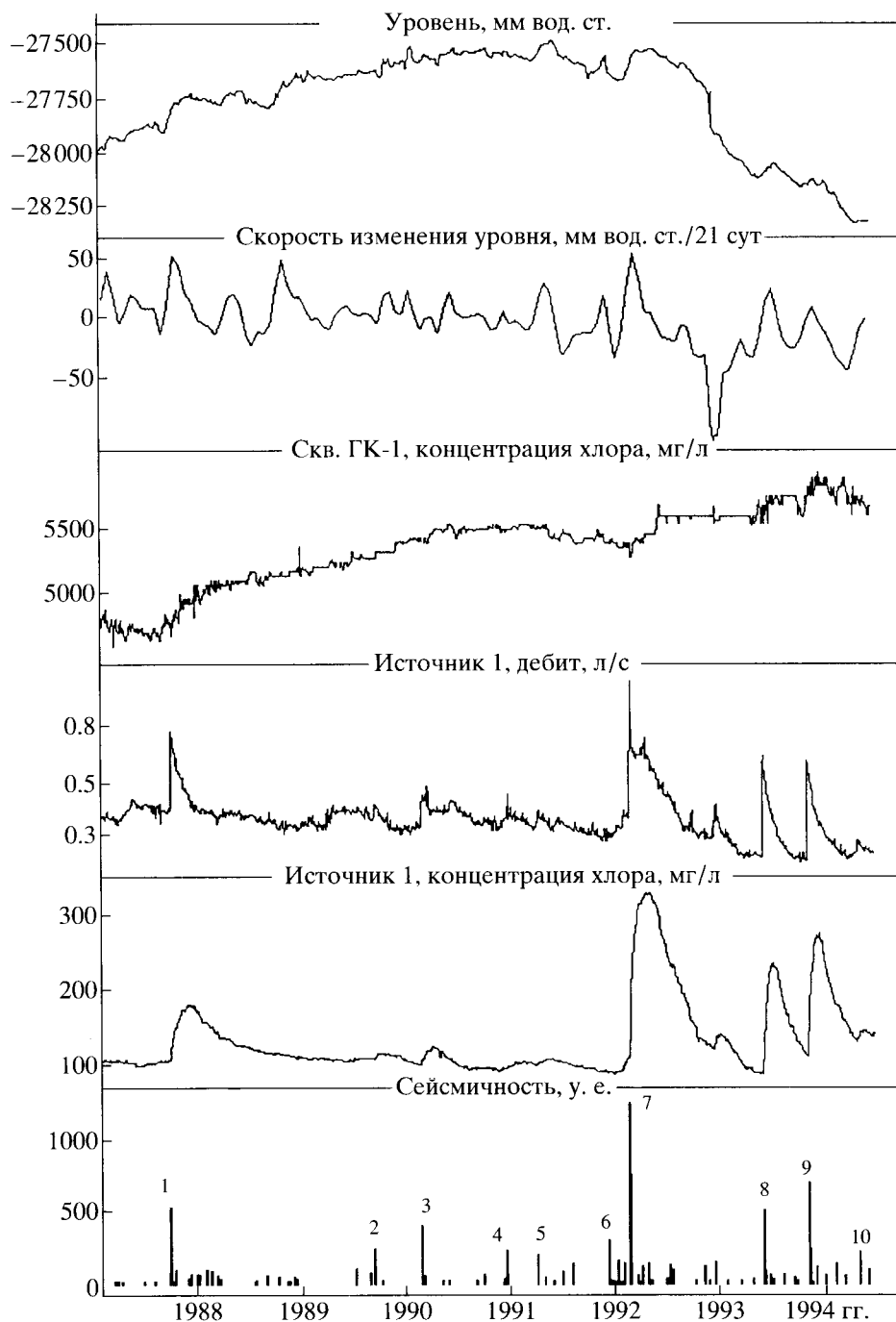


Рис. 8. Изменение уровня воды в скв. Е1 и некоторых параметров режима источника 1 и самоизливающейся скважины ГК-1 в 1987–1994 гг.

вой толщ. В то же время в условиях упругого режима фильтрации незначительное варьирование емкости пород может отражаться на изменении гидродинамических параметров подземных вод (в т.ч. в изменениях уровня и дебита наблюдательных скважин и источников). Уменьшение порово-трещинной емкости, происходящее при увеличении нагрузки на пласт (его сжатии), приводит к повышению уровня воды, увеличению разгрузки

источников и к поступлению на поверхность более минерализованных и газонасыщенных подземных вод. Соответственно при снижении нагрузки на пласт (его растяжении) емкость водовмещающих пород увеличивается и происходит понижение уровня воды, уменьшение дебита скважин и источников, уменьшение поступления на поверхность минерализованных вод.

Если принять эти соображения в качестве рабочей гипотезы, то следует, что в 1987–начале 1990 г. водоносные породы склона К-А ВТД испытывали сжатие, а со второй половины 1990–1991 гг. – растяжение. На основании достаточно закономерных длительных (недели–месяцы) изменений гидродинамических и гидрохимических параметров перед землетрясениями с $M = 6.6–7.4$ также можно полагать, что на стадии их подготовки происходило преимущественное растяжение водоносных пород, которое накладывалось на долговременные деформации растяжения и сжатия и проявлялось в виде бухтообразных понижений уровня воды, уменьшении концентрации хлора и в вариациях других компонентов химического и газового состава воды. Перед землетрясением 5.12.97 г. с середины 1997 г. происходило повышение уровня воды и увеличение концентрации хлора в воде скв. ГК-1 (рис. 3 в [14]). Это может быть показателем смены характера деформаций водоносных пород с их преимущественного растяжения на сжатие.

Мы предполагаем, что природа возникновения косейсмических явлений отличается от изложенного выше механизма формирования долговременных трендов и плавных бухтообразных вариаций уровня скв. Е1 и параметров режима водопроявлений ст. Пиначево. По-видимому, деформации растяжения и сжатия водовмещающих пород во время прохождения сейсмических волн от сильных землетрясений вызывают практически мгновенное изменение физического состояния флюида, заполняющего трещинно-поровое пространство водоносного пласта, в первую очередь переход газовой фазы из растворенного состояния в свободное. В результате выделения свободного газа из подземного флюида (эффект газлифта) происходит увеличение разгрузки источников (в результате землетрясений происходит 2–7-кратное увеличение дебитов Пиначевских источников), затем более медленное и плавное повышение температуры воды, увеличение концентраций относительно “глубинных” компонентов химического состава воды (хлор, гидрокарбонат-ион, натрий, калий, кальций, литий, бор, йод, кремниевая кислота), увеличение концентраций растворенных метана и углекислоты. Изменение температуры, химического состава жидкой и газовой фаз подземных вод после землетрясений происходит вследствие интенсивного поступления на поверхность растворов из глубоких горизонтов. Плавные формы косейсмических повышений уровня в скв. Е1 также предполагают скорее их конвективное происхождение вследствие дополнительного поступления воды в скважину. Однако проверка гипотезы о ведущей роли “газового фактора” в формировании постсейсмических повышений уровня воды в скв. Е1 (а также гидродинамических и газогидрохимических аномалий в режиме водопроявлений ст. Пиначево) требует дополнительных

экспериментальных исследований, в частности организации обязательной регистрации химического состава и изменений объема поступающей на поверхность газовой фазы.

Выводы. 1. По данным двух циклов многолетних наблюдений установлено постоянство амплитудных и частотных характеристик связи между вариациями атмосферного давления и уровня воды в 1987–1998 гг., указывающее на стабильность гидродинамического режима скв. Е1 за 11-летний период.

Особенностью частотной характеристики вариаций уровня является отсутствие 12 и 24-часовых приливных откликов и барометрического отклика на периодах менее 2–3 сут. Эти данные совместно с низкой (1–1.3 л/сут) водопоглощающей способностью скважины и ее конструкцией (диаметр ствола 21.9 см, объем воды в стволе скважины около 48.5 м³) указывают на весьма низкие водопроводящие свойства и большую инерционность системы “скважина–водоносный пласт”.

2. В изменении уровня скв. Е1 выявлены сейсмогенные вариации продолжительностью недели – первые месяцы, сопутствующие (косейсмические) и предшествующие землетрясениям с магнитудами не менее 6–7, эпицентры которых удалены на расстояние до 370 км. Косейсмические вариации уровня проявляются однотипно в повышении уровня с амплитудами от первых сантиметров до 30 см. Перед землетрясениями наблюдается преимущественное понижение уровня воды с повышенной скоростью. Исключение составляет землетрясение 5.12.97 г. с $M = 7.9$, перед которым в течение 5.5 месяцев происходило повышение уровня воды.

Зависимость $K \geq 3.39 \lg R + 6.22$ ($M \geq 2.51 \lg R + 0.6$), где K – десятичный логарифм энергии землетрясения в Дж; R – гипоцентрального расстояния, км, определяет параметры землетрясений, вызывающих изменения уровня воды скв. Е1, и близка к аналогичным зависимостям для наблюдательных источников и самоизливающихся скв. ГК-1 ст. Пиначево, Камчатка, и для скважин в других регионах (скв. БВ, Калифорния; скв. Хаибара, Япония).

3. На основании ретроспективной статистической оценки показано, что при прогнозировании землетрясений с $M \geq 5.0$ эффективность прогнозного признака “скорость понижения уровня воды не менее 13 мм/21 сут” составляет 1.8 при вероятности возникновения землетрясений в прогнозируемые интервалы времени 0.6. Эффективность прогноза увеличивается до 2.7, а вероятность удачного прогноза до 0.86 при прогнозе землетрясений с $M \geq 6.6$.

Полученные оценки эффективности предвестника позволяют использовать данные наблюдений за уровнем скв. Е1 для среднесрочного прогнозирования сильных камчатских землетрясений в

комплексе с другими сейсмопрогностическими данными.

4. Сейсмогенные вариации уровня воды в скв. Е1 синхронизированы с изменениями основных параметров режима (дебит, температура воды, концентрации компонентов химического состава воды) источников и самоизливающейся скв. ГК-1 станции Пиначево по времени проявления и по их связи с классом наиболее сильных сейсмических событий.

Предполагается, что основная роль в образовании косейсмических аномалий этих водопроявлений принадлежит резким изменениям режима газовыделения (эффект газлифта) в результате прохождения сейсмических волн и вызванных ими деформаций водовмещающих пород.

Корреляции многолетних изменений уровня воды, дебита и гидрохимических параметров с вариациями сейсмической активности в пределах Восточной Камчатки определенно свидетельствуют о связи сеймотектонического процесса и формирования режима азотно-метановых минеральных вод Корякско-Авачинской вулкано-тектонической депрессии.

Автор выражает благодарность Ю.М. Хаткевичу за предоставленные материалы наблюдений на скв. Е1 в 1987–1994 гг. и полезные комментарии к ним, А.А. Любушину, В.А. Дроздину, С.Т. Балесте, В.А. Широкову и А.А. Гусеву за плодотворные дискуссии, а также всем сотрудникам отделов Гидросейсмологии и Геофизических наблюдений КОМСП ГС РАН, принимавшим участие в проведении наблюдений на скв. Е1 и первичной обработке данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багмет А.Л., Багмет М.И., Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Киссин И.Г., Малугин В.А., Рукавишников Т.А., Савин И.В. Исследование земноприливных колебаний уровня подземных вод на скважине "Обнинск" // Физика Земли. 1989. № 11. С. 84–95.
2. Бахтияров В.Ф., Левин В.Е. Светодальномерные измерения из обсерватории Мишенная. Анализ результатов наблюдений // Вулканология и сейсмология. 1991. № 3. С. 85–89.
3. Викулин А.В. О соотношении между энергетическими и магнитудными классификациями землетрясений Камчатки, Курил и северо-восточной части Японии // Вулканология и сейсмология. 1983. № 3. С. 90–98.
4. Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109–119.
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., Жалыева Ю.К., Латыпов Е.Р. Вариации слабой сейсмичности в эпицентральных зонах сильных ($M \geq 6.8$) камчатских землетрясений (по результатам расчета параметра RTL, Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. и др., 1996 г.) // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 г. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский, 1998. С. 158–169.
8. Копылова Г.Н., Любушин А.А. (мл.), Малугин В.А., Смирнов А.А., Таранова Л.Н. Гидродинамические наблюдения на Петропавловском полигоне, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 69–79.
9. Любушин А.А. (мл.). Многомерный анализ временных рядов систем геофизического мониторинга // Физика Земли. 1993. № 3. С. 103–108.
10. Любушин А.А. (мл.), Малугин В.А. Статистический анализ отклика уровня подземных вод на вариации атмосферного давления // Физика Земли. 1993. № 12. С. 74–80.
11. Любушин А.А. (мл.), Латынина Л.А. Компенсация метеорологических помех в деформометрических наблюдениях // Физика Земли. 1993. № 12. С. 98–102.
12. Любушин А.А. (мл.), Копылова Г.Н., Хаткевич Ю.М. Анализ спектральных матриц данных гидрогеологических наблюдений на Петропавловском геодинамическом полигоне, Камчатка, в сопоставлении с сейсмическим режимом // Физика Земли. 1997. № 6. С. 79–89.
13. Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1996. № 4. С. 64–74.
14. Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В. Гидродинамические и газогидрохимические вариации параметров режима подземных вод в периоды подготовки и реализации Кроноцкого землетрясения 05.12.97 // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 г. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский, 1998. С. 134–147.
15. Kitagawa G., Matsumoto N. Detection of coseismic changes of underground water level // J. of the Americ. Statis. Association. 1996. V. 91. № 434. P. 521–528.
16. Roeloffs E. Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes // J. of Geophys. Res. 1988. V. 103. № B1. P. 869–889.
17. Wakita H. Water level as possible indicators of tectonic strain // Science. 1975. № 189. P. 553–555.
18. Wakita H. Precursory changes in groundwater prior to the 1978 Izu–Oshima–Kinkai earthquake, in Earthquake Prediction – An International Review / Eds. Simpson D.W., Richards P.G. Maurice Ewing Series. 4. 527–532. Amer. Geophys. Union. Washington (1981).

Variations of Water Level in Elizovskaya-1 Well, Kamchatka Due to Large Earthquakes: 1987–1998 Observations

G. N. Kopylova

*Kamchatkan Experimental and Methodical Seismological Department, Geophysical Service, Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

Results are discussed from processing of 1987–1998 water level observations in the deep ($H = 665$ m) Elizovskaya-1 well. The water level changes showed co-seismic and pre-seismic variations for earthquakes with magnitudes of at least 6–7 occurring within 370 km distance. The relation $K \geq 3, 39 \lg R + 6.22$ ($M \geq 2.51 \lg R + 0.6$) gives the parameters of the earthquakes (K is the logarithm of earthquake energy in Joules, R is hypocentral distance, and M the magnitude) which have caused the water level changes. The co-seismic variations were in the shape of level rises of 3.7 to 30 sm during 9 to 90 days following the earthquake. The earthquakes were mostly preceded by water level lowerings at rates of at least 13 mm of mercury column per 3 weeks during periods of a few weeks to a few months. One exception is the December 5, 1997 magnitude 7.9 Kronotskii earthquake, which had been preceded by water level rises occurring during 5.5 months. The retrospective predictive value of the precursor “rate of water level lowering of at least 13 mm per 3 weeks” is 2.7 for prediction of earthquakes with $M \geq 6.6$ during a time span of three weeks. The time parameters of seismicity in the Kamchatka seismic zone were correlated to long-term water level variations at E1 well. Earthquake-related changes in level were simultaneous with changes in discharge and chemical gas-water parameters in springs and GK-1 well at the Pinachevo station (at a distance of 7 km) with regard to their time of occurrence and the relation to larger seismic events. A hypothesis is suggested to explain long-term variations and well-expressed co-seismic anomalies in these wells and springs.