

УДК 550.344

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ  
СИЛЬНЫХ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА:  
СВИДЕТЕЛЬСТВА МИГРАЦИИ ЮВЕНИЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ**

<sup>1,2)</sup>Копничев Ю.Ф., <sup>2)</sup>Соколова И.Н.

<sup>1)</sup>Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>2)</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Анализируются пространственно-временные вариации макросейсмических эффектов для 32 сильных землетрясений ( $M \geq 6.0$ ), произошедших в районах Тянь-Шаня и Памира в 1885-1992 гг. Рассматриваются значения таких параметров как средние радиусы 6- и 7-балльных изосейст, приведенные к магнитуде  $M=7.0$  ( $R_6^1$  и  $R_7^1$ ), а также отношение среднего радиуса 4-балльной к радиусам 6- и 7-балльных изосейст ( $R_4/R_6$  и  $R_4/R_7$ ). Установлено постепенное уменьшение значений параметров  $R_6^1$  и  $R_7^1$ , а также параметров  $R_6/R_4$  и  $R_7/R_4$  с конца 1800-х до 1970-1975 гг. и их резкое увеличение после 1975 г. Отмечено, что часто после сильных близких коровых землетрясений и глубокофокусных гиндукушских событий величины  $R_6^1$  и  $R_7^1$  резко падают, а величины  $R_4/R_6$  и  $R_4/R_7$  в среднем возрастают. Предлагается объяснение обнаруженных эффектов подъемом ювенильных флюидов в верхнюю кору в очаговых зонах сильных коровых землетрясений, а также в крупных разломных зонах после сильных глубокофокусных событий и дальнейшей миграцией их в горизонтальном направлении, что приводит к увеличению затухания амплитуд сильных движений. Имеющиеся геофизические и геохимические данные не противоречат такой интерпретации.

#### ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени накоплен значительный объем данных о макросейсмических проявлениях сильных землетрясений (в первую очередь на территории бывшего СССР), установлены существенные вариации скорости затухания балльности в различных тектонических провинциях [1-4 и др.], получены корреляционные зависимости между интенсивностью сотрясений и главными параметрами сильных движений (ускорением, скоростью, смещением) [5]. Вместе с тем, до сих пор мало что известно о возможности временных вариаций макросейсмических эффектов сильных землетрясений в целом для больших регионов, а также о влиянии отдельных сильных событий на характеристики макросейсмического поля при землетрясениях, относительно близких во времени и в пространстве. Такие данные могут дать ценную дополнительную информацию о характере геодинамических процессов в тектонически активных районах, в частности, о возможной миграции глубинных флюидов, на которую указывают результаты, полученные в целом ряде недавних работ [6-13]. Это связано с тем, что повышение содержания свободных флюидов приводит к резкому увеличению затухания короткопериодных поперечных волн, которым обычно соответствуют максимальные амплитуды ускорений и скоростей на записях сильных движений. В настоящей работе детально исследуются вариации макросейсмических эффектов сильных землетрясений в районах Тянь-Шаня и Памира, предварительные результаты изучения которых кратко изложены в [14].

#### ДАННЫЕ И МЕТОДИКА

Для анализа использовались первичные данные о макросейсмических параметрах 32-х сильных коровых землетрясений Тянь-Шаня и Памира с  $M \geq 6.0$ , произошедших с 1885 по 1992 гг. (рисунок 1, таблица 1), которые были опубликованы в [3] (до 1974 г. включительно), а также в сборниках «Землетрясения в СССР в 1975-1990 гг.» и «Землетрясения Северной Евразии в 1991-1995 гг.». Глубина гипоцентра  $h$ , определенная по инструментальным данным, не превышала 30 км (по макросейсмическим данным – 50 км). Для каждого землетрясения определены значения таких параметров макросейсмического поля как:

1) средние радиусы 6-балльной ( $R_6^1$ ) и 7-балльной ( $R_7^1$ ) изосейст (км), приведенные к магнитуде  $M=7.0$ ;

2) отношения средних радиусов 4-балльной к радиусам 6- и 7-балльной изосейст ( $R_4/R_6$  и  $R_4/R_7$ ).

#### 1. Средние радиусы 6-балльной ( $R_6^1$ ) и 7-балльной ( $R_7^1$ ) изосейст (км), приведенные к магнитуде $M=7.0$

При определении среднего радиуса изосейст использована магнитуда  $M_{LN}$  [3], индексы в обозначении которой далее для простоты опущены. Процедура приведения к единой магнитуде выполнена с использованием выражения из [3], связывающего интенсивность  $I$  (баллы), магнитуду  $M$ , средний радиус  $I$ -й изосейсты  $R_i$  (км) и глубину очага  $h$  (км) для региона Средней Азии, включающего Тянь-Шань и Памир:

$$I = 1.5 M - 3.5 \lg \sqrt{R_i^2 + h^2} + 3.0 \quad (1)$$

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ СИЛЬНЫХ  
КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА: СВИДЕТЕЛЬСТВА МИГРАЦИИ ЮВЕНИЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ**

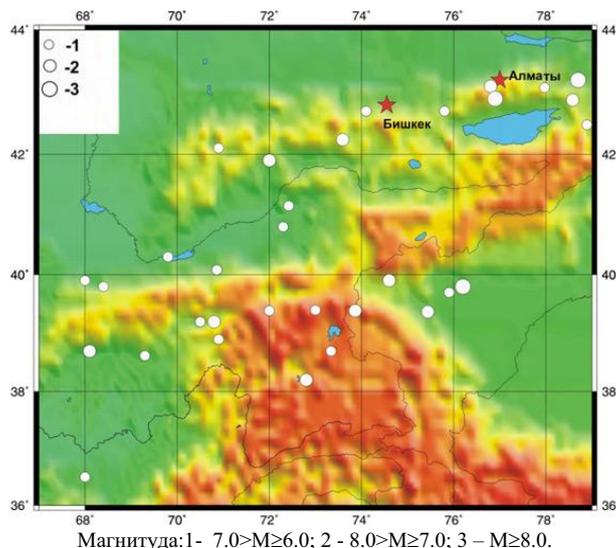


Рисунок 1. Район исследований. Эпицентры сильных коровых землетрясений

Таблица 1. Параметры сильных коровых землетрясений Тянь-Шаня и Памира

Название	Год	Дата	$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$	h, km	M	$R_6$ , км	$R_d/R_6$	$R'_6$ , км	$R_7$ , км	$R_d/R_7$	$R'_7$ , км
Беловодское	1885	02.08	42.70	74.10	15	6.9	110		120	56		72
Верненское	1887	08.06	43.10	76.80	20	7.3	180	2.3	135	100	4.2	73
Чиликское	1889	10.07	43.20	78.70	40	8.3	370	2.2	100	230	3.5	51
Артышское	1896	01.11	39.70	75.90	25	6.6	80	4.3	120			
Уратюбинское (I)	1897	17.09	39.80	68.40	25	6.6	75	3.9	115			
Уратюбинское (II)	1897	17.09	39.90	68.00	45	6.7	105	3.4	145			
Кашгарское (I)	1902	22.08	39.80	76.20	40	8.1	290	2.5	100	165	4.4	41
Андижанское	1902	04.12	40.80	72.30	9	6.4	60	3.8	110	30	7.7	56
Айваджское	1906	24.10	36.50	68.00	32	6.8	90	5.6	115			
Каратагское (I)	1907	21.10	38.70	68.10	24	7.3	170	2.6	125			
Кеминское	1911	03.01	42.90	76.90	25	8.2	150	3.5	45	100	5.2	20
Сарезское	1911	18.02	38.20	72.80	26	7.4	130	2.1	90	80	3.4	51
Арганкульское (I)	1934	31.08	38.90	70.90	8	6.5	24		45	10		19
Пскемское	1937	18.11	42.10	70.90	25	6.5	55	4.9	95	7	9	34
Кемино-Чуйское	1938	20.06	42.70	75.80	21	6.9	105	4.7	115	50	9.8	56
Гармское	1941	20.04	39.20	70.50	8	6.4	60	3.5	110	30	7	56
Файзабадское	1943	11.01	38.62	69.30	10	6.0	36		100	18		55
Чаткальское	1946	02.11	41.90	72.00	30	7.5	170		100	80		43
Хайтское	1949	10.07	39.20	70.80	16	7.4	80	5.3	55	40	10.5	24
Улугчатское	1955	15.04	39.90	74.60	50	7.1	75	4.5	70			
Каракульское	1963	16.10	38.70	73.34	17	6.5	60	3.8	100			
Сарыкамышское	1970	05.06	42.48	78.89	15	6.8	35	6	45	14	15	20
Маркансуйское	1974	11.08	39.39	73.86	18	7.3	55	4.7	40			
Исфара-Баткенское	1977	31.01	40.08	70.86	25	6.1	37		106	13		64
Жаланаш-Тюпское	1978	24.03	42.88	78.58	15	7.0	90	2.8	90	37	6.8	37
Даравт-Курганское	1978	01.11	39.39	72.60	20	6.8	61	4.9	76	12.5	24	21
Алайское	1983	16.12	39.40	73.00	10	6.1	45	3.4	110	13	11.2	39
Кашгарское (II)	1985	23.08	39.37	75.44	20	7.0	210	1.9	210	112	3.6	112
Кайраккумское	1985	13.10	40.30	69.80	10	6.0	35	8.1	97	18	15.8	55
Байсорунское	1990	12.10	43.08	77.97	15	6.4	70		130	33		64
Кочкоратинское	1992	15.05	41.15	72.42	5	6.2	33		75	19		43
Сусамырское	1992	19.08	42.24	73.59	25	7.3	147		110	77		55

Зависимость между величинами I, M, R и h может несколько различаться для разных частей рассматриваемой территории, однако из-за недостаточности данных использование формулы (1) как первого приближения представляется оправданным (аналогично поступили авторы монографии [3]). Исходя из (1), получено выражение для определения

приведенных радиусов  $R_6^1$  и  $R_7^1$ , соответствующих магнитуде  $M=7.0$ :

$$\lg \sqrt{(R_i^1)^2 + h^2} = \lg \sqrt{(R_i^2 + h^2)} - 0.43(M-7.0), \quad i=6,7, \quad (2)$$

где  $R_i$  (км) – исходные средние радиусы 6-балльной и 7-балльной изосейст для данного землетрясения.

Следует отметить, что при  $M < 6.0$  величины  $R_6$ ,  $R_7$  и h для района Средней Азии оказываются, как

правило, одного порядка, поэтому большие погрешности определения глубины гипоцентра (особенно до середины 20-го века) резко снижают точность оценки параметров  $R_6^1$  и  $R_7^1$ . По этой причине события с  $M < 6.0$  исключены из анализа. Кроме того, не рассматривались недостаточно надежно определенные величины  $R_6$  или  $R_7$  (например, для Арганкульского землетрясения 1935 г. с  $M=6.1$ ).

## 2. Отношение средних радиусов 4-балльной к радиусам 6- и 7-балльных изосейст ( $R_4/R_6$ и $R_4/R_7$ )

Выбор данного параметра связан с тем, что, во-первых, для  $I=4-7$  баллов имеется наибольший объем данных. Во-вторых, как будет показано ниже, сейсмические волны, соответствующие 6- и 7-балльным изосейстам, распространяются в основном в верхней части земной коры, где, прежде всего, можно ожидать временные вариации скорости затухания интенсивности сотрясений. Это обусловлено тем, что именно в верхней части коры должна наблюдаться максимальная скорость миграции флюидов, поскольку эта часть разреза характеризуется наибольшей проницаемостью пород [15,16]. В то же время волны, соответствующие 4-балльным изосейстам проникают в нижнюю кору и верхи мантии, поэтому величину  $R_4$  можно использовать в качестве референц-радиуса, на фоне которого удобно выделять временные вариации параметров  $R_6$  и  $R_7$ .

### АНАЛИЗ ДАННЫХ

В таблице 1 приведены сведения о рассмотренных землетрясениях и параметрах  $R_6^1$ ,  $R_7^1$  и  $R_4/R_6$ ,  $R_4/R_7$ . Величины  $R_6^1$  варьируются от 40 до 210 км, составляя в среднем  $101 \pm 34$  км. Приведенный радиус 7-балльной изосейсты изменяется от 20 до 112 км (в среднем  $R_7^1 = 48 \pm 21$  км). На рисунке 2 показаны изосейсты двух землетрясений, имеющих примерно одинаковую энергию – Маркансуйского 1974 г. и Сусамырского 1992 г. (таблица 1).

Очаги обоих землетрясений имели близкую глубину – 18 и 25 км, соответственно, однако размеры площадей, околтуренных изосейстами с высшими значениями, резко различаются. При Маркансуйском землетрясении макросейсмические эффекты оказались достаточно слабыми, что не позволило даже оценить площадь, околтуренную 8-балльной изосейстой. Для Сусамырского землетрясения средний размер 6-балльной изосейсты почти в 3 раза больше, чем для землетрясения Маркансуйского. Вместе с тем, следует отметить резкую анизотропию макросейсми-

ческого поля этого землетрясения – высшие изосейсты явно сгущаются к северу и северо-востоку, по направлению к Киргизскому хребту.

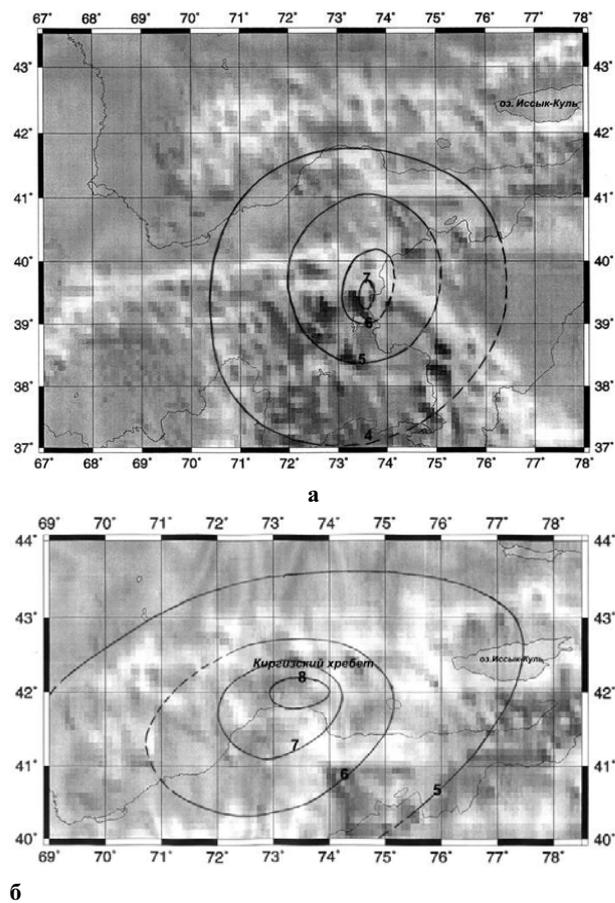


Рисунок 2. Примеры резкого различия размеров изосейст для двух землетрясений с  $M=7.3$ :  
а – Маркансуйского; б – Сусамырского

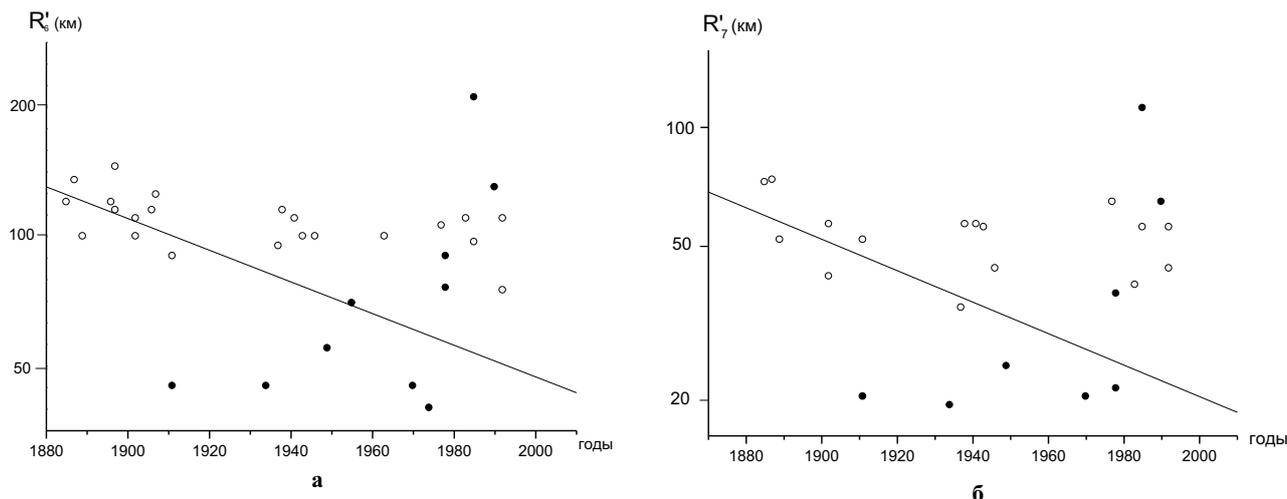
На рисунке 3 приведена зависимость величин  $R_6^1$  и  $R_7^1$  от времени, иллюстрирующая постепенное уменьшение значений этих параметров в период с конца 1800-х годов до 1970 - 1975 гг. Для интервала времени 1885 - 1975 гг. получены следующие корреляционные зависимости:

$$\lg R_6^1 (\text{км}) = 9.015 - 0.0037T (\text{лет}), \quad r = -0.61, \quad (3)$$

$$\lg R_7^1 (\text{км}) = 9.462 - 0.0041T (\text{лет}), \quad r = -0.53, \quad (4)$$

где  $r$  - коэффициент корреляции.

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ СИЛЬНЫХ  
КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА: СВИДЕТЕЛЬСТВА МИГРАЦИИ ЮВЕНИЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ**



Залитые значки – данные по землетрясениям, произошедшим через короткий интервал времени после близких сильных коровых или глубоководных гиндукушских землетрясений. Прямая – линия регрессии по данным за 1885-1975.

Рисунок 3. Зависимость от времени параметров: а -  $R'_6$ ; б -  $R'_7$

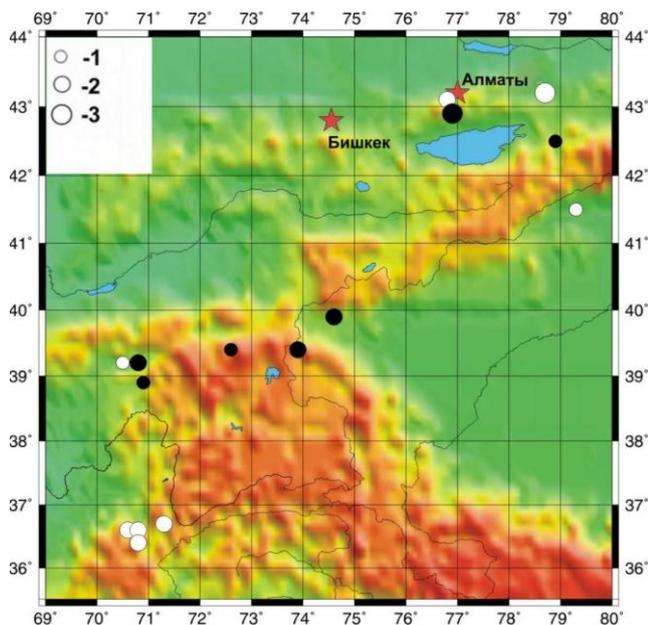
С середины 1970-х годов величины  $R'_6$  и  $R'_7$  значительно возрастают. В среднем за период 1977 - 1992 гг.  $R'_6 = 114 \pm 40$  км,  $R'_7 = 54 \pm 26$  км. Важно, что существенно пониженные значения  $R'_6$  (40 – 76 км) отмечены для землетрясений Кеминского, Арганкульского (1), Хаитского, Улугчатского, Сарыкамьшского, Маркансуйского и Дараут-Курганского. Для пяти из этих событий (за исключением Улугчатского и Маркансуйского землетрясений) получены также очень низкие величины  $R'_7$ . Эпицентры четырех событий (Кеминского, Хаитского, Сарыкамьшского и Дараут-Курганского землетрясений) находились на сравнительно небольших расстояниях (до 150 км) от эпицентров сильных

коровых землетрясений, произошедших соответственно за время  $\Delta T = 22 - 24, 8, 1.3$  и  $4.2$  года до них (таблица 2, рисунок 4). Кроме того, перед Арганкульским, Хаитским, Улугчатским, Маркансуйским и Дараут-Курганским землетрясениями (соответственно за 5.5; 0.3; 6; 0.03 и 4.3 года) произошли сильнейшие глубоководные гиндукушские землетрясения с магнитудой  $M$  от 7.2 до 7.7 на эпицентральных расстояниях до 500 км. (отметим, что здесь не рассматриваются геодинамические эффекты сильнейших гиндукушских землетрясений, проявлявшиеся иногда и на гораздо больших эпицентральных расстояниях [11]).

Таблица 2. Параметры землетрясений с аномально низкими величинами  $R'_6$  и предвалявших их сильных коровых и глубоководных событий

Название	Год	Дата	$\varphi^\circ$	$\lambda^\circ$	h, км	M	$\Delta r^*$ , км	$\Delta T$ , лет	$V_f$ , км/год
Верненское	1887	08.06	43.10	76.80	20	7.3	24	24	
Чиликское	1889	10.07	43.20	78.70	40	8.3	150	22	
Кеминское	1911	03.01	42.90	76.90	25	8.2			14
Гиндукушское	1929	01.02	36.70	71.30	200	7.2	250	5.5	
Арганкульское (1)	1934	31.08	38.90	70.90	8	6.5			
Гармское	1941	20.04	39.20	70.50	8	6.4	26	8	
Гиндукушское	1949	04.03	36.60	70.60	300	7.7	290, 510	0.3; 6	
Хаитское	1949	10.07	39.20	70.80	16	7.4			13
Улугчатское	1955	15.04	39.90	74.60	52	7.1			
Гиндукушское	1965	14.03	36.60	70.80	215	7.7	415	9	
Кокшаальское	1969	11.02	41.50	79.30	25	6.6	120	1.3	
Сарыкамьшское	1970	05.06	42.48	78.89	15	6.8			
Гиндукушское	1974	30.07	36.40	70.80	200	7.3	430, 370	0.03; 4.3	
Маркансуйское	1974	11.08	39.39	73.86	18	7.3	115	4.2	
Дараут-Курганское	1978	01.11	39.40	72.60	20	6.8			43

Примечание\* -  $\Delta r$  - расстояние между эпицентрами соответствующих землетрясений в парах.



Магнитуда землетрясений: 1 -  $7.0 > M \geq 6.0$ ; 2 -  $8.0 > M \geq 7.0$ ; 3 -  $M \geq 8.0$

Рисунок 4. Эпицентры землетрясений с аномально низкими значениями  $R_6^1$  и  $R_7^1$  (залитые значки), а также предваряющих их сильных коровых и глубокофокусных событий

Очаговые зоны указанных событий с аномально низкими значениями  $R_6^1$  и  $R_7^1$  попадают внутрь 5- и 6-балльных (а для Кеминского и Хаитского землетрясений – даже 8- и 9-балльных) изосейст предваряющих их сильных коровых и глубокофокусных землетрясений. Вместе с тем для нескольких землетрясений (Жаланаш-Тюпского, Кашгарского (II) и Байсорунского), также произошедших через сравнительно небольшие интервалы времени после близких сильных событий (8, 11 и 12 лет, соответственно), такой эффект не наблюдается. Для Кашгарского землетрясения даже получены ано-

мально большие величины  $R_6^1 = 210$  км и  $R_7^1 = 112$  км. Следует, однако, заметить, что землетрясениям, предварявшим первые два из них (Сарыкамышскому и Маркансуйскому) соответствуют аномально малые площади, околтуренные высшими изосейстами (в частности, 6-балльной изосейстой). В то же время «нормальные» величины параметра  $R_6^1$  соответствуют паре Уратюбинских землетрясений 17.09.1897, которые произошли с интервалом 2 часа. Практически совпадают со средними значениями  $R_6^1$  Кеминско-Чуйского (1938 г.) землетрясения, очаг которого попадает в область 8- и 9-балльных сотрясений при Кеминском (1911 г.) землетрясении. На рисунке 5а для рассматриваемых землетрясений представлена зависимость параметра  $R_4/R_6$  от времени. Величины  $R_4/R_6$  варьируются в диапазоне 2.1 - 6.0. Наблюдается увеличение во времени средних значений параметра вплоть до середины 1970-х годов. Уравнение линейной регрессии имеет вид:

$$R_4/R_6 = -44.147 + 0.025T \text{ (лет)}, r = 0.61. \quad (5)$$

Существенно, что относительно высокие значения  $R_4/R_6$  (от 3.5 до 6.0) соответствуют описанным выше событиям с аномально низкими значениями  $R_6^1$ .

Рисунок 5б иллюстрирует аналогичную зависимость для параметра  $R_4/R_7$ . Данная величина растет до 1970 г. примерно в 5 раз быстрее, чем параметр  $R_4/R_6$ . Уравнение линейной регрессии для этой зависимости выражается формулой:

$$R_4/R_7 = -222.803 + 0.120T \text{ (лет)}, r = 0.89. \quad (6)$$

Относительно повышенные значения параметра  $R_4/R_7$  (от 10.5 до 24) наблюдаются для трех землетрясений

На рисунке 6 показан временной ряд сильных коровых землетрясений Тянь-Шаня и Памира ( $M \geq 6.0$ ), начиная с 1885 г.

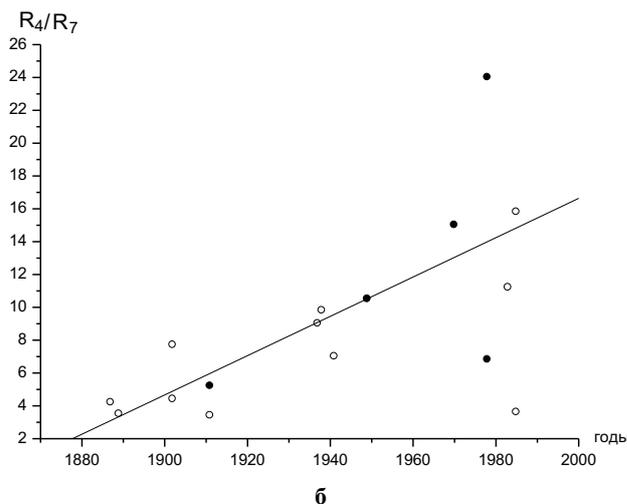
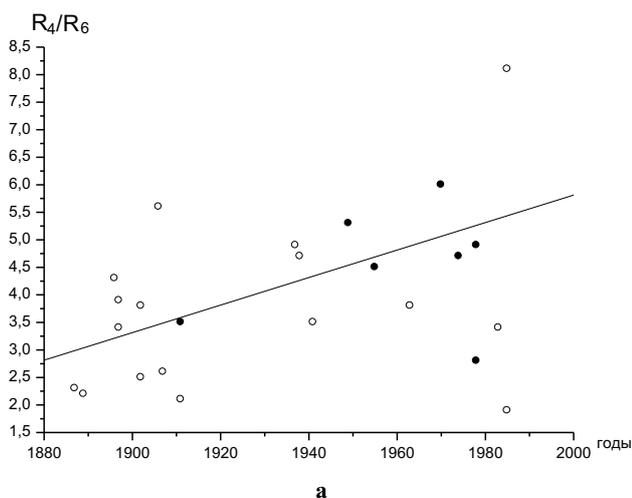


Рисунок 5. Зависимость от времени параметров: а -  $R_4/R_6$ ; б -  $R_4/R_7$  обозначения на рисунке 3)

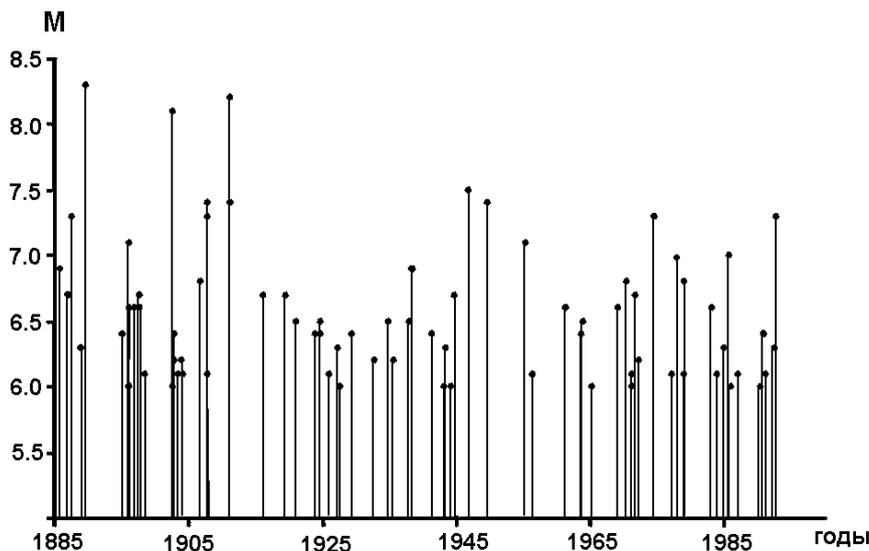


Рисунок 6. Магнитуда ( $M$ ) сильных землетрясений в районах Тянь-Шаня и Памира за период 1885 - 1992 гг.

Видно, что с 1885 по 1911 гг. в районах Тянь-Шаня и Памира наблюдался аномально высокий уровень сейсмической активности. Примерно до начала 1970-х годов количество землетрясений в целом снижалось. С середины 1970-х годов наблюдалось новое повышение уровня сейсмичности - в течение 14 лет произошло 3 землетрясения с  $M \geq 7.0$ .

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Отметим сначала, что использование данных макросейсмологии представляет уникальную возможность изучения вариаций поля поглощения сейсмических волн в земной коре за достаточно большой промежуток времени. Изучение этих эффектов обычными методами невозможно, поскольку записи короткопериодных каналов в рассматриваемом районе до 1960-х годов практически отсутствуют.

Анализ макросейсмических данных показывает, что после серии сильнейших землетрясений конца 1800-х – начала 1900-х годов в течение ~70-80 лет отмечено постепенное уменьшение средних площадей 6- и 7-балльных изосейст, а также средних отношений величин  $R_6/R_4$  и  $R_7/R_4$  для всего района Тянь-Шаня. Кроме того, часто после сильных близких землетрясений в течение определенного времени ( $\Delta T \sim 1 - 25$  лет) имеет место резкое уменьшение площадей 6- и 7-балльных изосейст как относительно средней площади для изосейсты, соответствующей данной магнитуде, так и по отношению к площади 4-балльной изосейсты для данного землетрясения. Следует отметить согласие данных, полученных независимыми методами, а также достаточно высокие коэффициенты корреляции в формулах (3), (5) и, особенно, (6), что свидетельствует о достоверности полученных результатов.

Из таблицы 1 следует, что величины  $R_6$  для большей части рассматриваемых землетрясений (примерно 2/3 из них) составляет менее 100 км, и, кроме

того (за исключением двух землетрясений с  $M > 8.0$  и одного с  $M = 7.0$ ), не превышают 200 км. Это означает, что объемные волны, обеспечивающие на поверхности сотрясения с интенсивностью 6 баллов (что соответствует средним ускорениям сильных движений  $\sim 0.05$  g [5]), распространяются в земной коре, в основном – в верхней ее части, на глубинах менее 10 км. Величины  $R_7$  для 70% землетрясений – менее 60 км; следовательно, объемные волны в 7-балльной зоне, соответствующей ускорениям  $\sim 0.12$  g [5], распространяются в самых верхах земной коры.

Заметим, что очаги сильнейших землетрясений ( $M \geq 7.0$ ) имеют вертикальную протяженность несколько десятков км. В связи с этим волны, излучаемые самыми нижними элементами разрыва, естественно, распространяются и в более глубоких горизонтах земной коры. Однако можно полагать, что максимальная мощность короткопериодного некогерентного излучения, порождаемого «скрипом» на разрыве [15], соответствует самым верхним элементам очага, поэтому качественно данный эффект должен сохраниться и для самых сильных событий. В то же время 4-балльные изосейсты формируются волнами, в большинстве случаев проникающими в верхи мантии. Резкое уменьшение радиуса данной изосейсты (при прочих равных условиях) свидетельствует о существенном увеличении затухания короткопериодных сейсмических волн, в первую очередь, поперечных, которые доминируют на малых эпицентральных расстояниях.

В [7,9] на основании анализа параметра  $Lg/Pg$  на трассах от Семипалатинского полигона через Казахскую платформу и различные районы Тянь-Шаня, показано, что поглощение поперечных волн в земной коре существенно изменяется во времени для очаговых зон сильных землетрясений ( $M \geq 7.0$ ) и их близких окрестностей. Это может свидетельствовать

о миграции флюидов, поднявшихся из верхней мантии в земную кору после сильных тектонических событий [8,10,12,13], в горизонтальном направлении. Эффекты постепенного снижения величин  $R^1_6$  и  $R^1_7$  и увеличения  $R_4/R_6$  и  $R_4/R_7$  в течение 70-80 лет после серии сильнейших землетрясений на рубеже 20-го века в целом для района Тянь-Шаня, а также резкого изменения этих параметров для большинства землетрясений, произошедших через сравнительно небольшие интервалы времени после близких сильных событий, служат дополнительными аргументами в пользу вывода о расплывании флюидов из очаговых зон. В этой связи заметим, что одно лишь растрескивание пород в результате сильных землетрясений и последующей афтершоковой деятельности не способно обеспечить такие эффекты, поскольку трещины образуются в основном в 9- и 8-балльных зонах. Кроме того, увеличением плотности трещин трудно объяснить уменьшение средних значений параметров  $R^1_6$ ,  $R^1_7$ ,  $R_6/R_4$  и  $R_7/R_4$  в 1912-1949 гг., несмотря на наблюдавшийся в этот период дефицит достаточно сильных землетрясений с  $M \geq 7.0$ . Следует добавить, что процессы дегидратации горных пород [16,18] также не могут объяснить обнаруженные эффекты, поскольку в самих очаговых зонах, где тепловой поток должен возрастать сильнее всего, поглощение поперечных волн после сильных событий постепенно уменьшается [9], что свидетельствует о снижении доли свободных флюидов. И, наконец, тепловые процессы очень инерционны, поэтому заметное увеличение температуры горных пород, необходимое для их дегидратации [18], в результате кондуктивной теплопередачи может происходить только в течение очень больших интервалов времени, несопоставимых с рассматриваемыми в данной работе. В этом случае достаточно высокие величины  $R^1_6$  и  $R^1_7$  и низкие величины  $R_4/R_6$  и  $R_4/R_7$  в конце 19-го – начале 20-го веков естественным образом объясняются относительной «сухостью» коры Тянь-Шаня, где до этого времени в течение нескольких сотен лет не было тектонических событий с магнитудой  $M \geq 8.0$  (согласно данным, приведенным в монографии [3], с начала 13 века до конца 1880-х годов, наиболее сильным здесь, повидимому, было Аксуйское землетрясение 1716 г. с  $M \sim 7.5$ ). Интересно, что длительность интервала уменьшения величин  $R^1_6$  и  $R^1_7$  и увеличения  $R_4/R_6$  и  $R_4/R_7$  для всего района Тянь-Шаня не противоречит оценкам времени расплывания флюидов из очаговых зон землетрясений с  $M \geq 8.0$  по изменению параметра  $Lg/Pg$ , сделанным в [8]. Очень быстрый рост параметра  $R_4/R_7$  по сравнению с  $R_4/R_6$  (с высоким коэффициентом корреляции) до середины 1970-х годов можно объяснить гораздо более интенсивным насыщением флюидами самой верхней части земной коры, характеризующейся наиболее высокой проницаемостью пород [16,17].

Относительно причин существенного увеличения параметров  $R^1_6$  и  $R^1_7$  с конца 1970-х годов можно высказать следующую гипотезу. В [19] показано, что в 1997 - 2005 гг. наблюдался резкий всплеск сейсмической активности в районе Центральной Азии: здесь произошли четыре землетрясения с  $M_s = 7.5-8.0$  (два – в районе Северного Тибета, а также в районах Алтая и Кашмира). Важно, что все эти события имели сдвиговый тип механизма. Столь высокий уровень сейсмичности в круговой области радиусом 1500 км с центром в точке  $43^\circ \text{ N}$ ,  $76^\circ \text{ E}$  (район Северного Тянь-Шаня) наблюдался впервые за 100 - 110 лет [18]. Учитывая это, можно предположить, что уменьшение поглощения в верхней части земной коры Тянь-Шаня и Памира с конца 1970-х годов обусловлено перераспределением флюидов, связанным с подготовкой серии крупнейших землетрясений в Центральной Азии. Возможно, что флюиды могут мигрировать по крупным разломным зонам на значительные расстояния к областям относительного растяжения, где формируются очаги сильных сейсмических событий сдвигового типа [20]. Не исключено, что с этим же эффектом связано и резкое падение уровня сейсмической активности Тянь-Шаня в конце 20-го – начале 21 века, где с 1993 по 2006 гг. не зарегистрировано землетрясений с  $M \geq 7.0$ , в то время как, например, в 1887-1911 гг. произошло сразу 7 таких событий [3,19]. Как следует из рисунка 6, аналогичный эффект наблюдался в районах Тянь-Шаня и Памира в 1912-1931 гг. перед сильнейшим Монголо-Алтайским землетрясением ( $M_s = 7.9$ ), механизм которого также представлял почти чистый сдвиг (событие имело наибольший сейсмический момент в рассматриваемой круговой области Центральной Азии за последние 110 лет).

Рассмотрим теперь возможные причины уменьшения величин  $R^1_6$  после сильных гиндукушских землетрясений. Очевидно, что этот эффект вряд ли может быть объяснен миграцией флюидов из мантийной зоны глубокофокусной сейсмичности на большие расстояния. Здесь должен существовать качественно иной механизм. Ранее [11] были получены данные, свидетельствующие о том, что нередко в течение 4,5 месяцев после сильнейших гиндукушских землетрясений с  $M \geq 6.7$  в обширном регионе Центральной и Южной Азии, ограниченном координатами  $30^\circ-50^\circ \text{ N}$  и  $50^\circ-90^\circ \text{ E}$ , происходят коровые землетрясения с  $M \geq 7.0$  (вероятность случайного появления таких пар ничтожно мала). Кроме того, приведены многочисленные данные, свидетельствующие о переходе флюидного поля в крупных разломных зонах на больших эпицентральных расстояниях до и после сильнейших гиндукушских событий в «возбужденное» состояние, что выражалось в вариациях поля поглощения поперечных волн, скорости деформации, дебита водных источников, гидрогеохимических параметров и др. Явления интерпретировались как следствие распростра-

нения медленно затухающих уединенных волн деформации [21], передающихся по разломным зонам от Гиндукуша и стимулирующих подъем флюидов, находящихся под литостатическим или даже сверхлитостатическим давлением, из нижней в верхнюю кору по крупным разломным зонам. Поднявшиеся в верхнюю кору флюиды часто не имеют гидродинамической связи с приповерхностными подземными водами. В этом случае они, как правило, находятся под сверхгидростатическим давлением [16], поэтому могут сравнительно быстро расплываться в горизонтальном направлении, что, в конечном счете, и обуславливает резкое уменьшение размеров площади высших изосейст при сильных коровых землетрясениях.

Наблюдающаяся в некоторых случаях резкая анизотропия макросейсмического поля, не связанная с обычной вытянутостью изосейст вдоль горных хребтов (рисунок 2б), также может быть объяснена высокой концентрацией флюидов в определенных локальных областях. В случае с очагом Сусамырского землетрясения более сильное затухание изосейст в северном и северо-восточном направлениях согласуется с очень низкими скоростями S-волн в верхнем 15-километровом слое земной коры в районе Кыргызского хребта, что связывается с высоким содержанием свободной воды [22].

Отметим еще, что о миграции ювенильных флюидов в земной коре свидетельствуют имеющиеся геохимические данные. Как известно, повышенное содержание изотопа  $^3\text{He}$  служит доказательством присутствия в подземных водах мантийных флюидов [23]. В [10] показано, что в близких окрестностях очаговых зон целого ряда сильных землетрясений в различных районах земного шара наблюдаются су-

щественно повышенные величины изотопного отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Этот эффект интерпретировался как свидетельство диффузии ювенильных вод от очагов сильных тектонических событий.

На основе полученных данных (таблицы 1, 2) проведена оценка в первом приближении минимальной скорости миграции флюидов в верхней части земной коры ( $V_f$ ). Для этого использована формула:

$$V_f = \Delta R / \Delta T, \quad (3)$$

где  $\Delta R = \Delta r + R_0$  - радиус области, в которую внедрились дополнительные объемы флюидов.

Для трех землетрясений: Кеминского, Хаитского и Дараут-Курганского (таблица 2) получена величина  $V_f$ , варьирующаяся в диапазоне 13-43 км/год. Ранее для районов Центрального Хонсю и Центральных Апеннин нами была получена оценка скорости миграции флюидов в верхней части земной коры по данным о пространственно-временных вариациях параметра  $^3\text{He}/^4\text{He}$  после землетрясений с  $M \leq 6.8$  [10]:  $V_f \sim 40 - 100$  км/год. Можно полагать, что эти оценки не противоречат друг другу.

В заключение отметим, что через достаточно большой интервал времени (судя по полученным данным, это  $\sim 25-30$  лет), видимо, происходит заметное уменьшение содержания свободных флюидов и, возможно, частичное залечивание трещин в самих очаговых зонах и их близких окрестностях (скорее всего, в результате процессов гидратации горных пород, которые, как правило, сопровождаются увеличением их объема [18]). Это приводит к резкому уменьшению затухания амплитуд сильных движений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Федотов, С.А. Макросейсмическое описание Итурупского землетрясения 7 ноября 1958 г./ С.А. Федотов // Труды ИФЗ АН СССР. - 1961. - № 17 (184).
2. Медведев, С.В. Международная шкала сейсмической интенсивности / С.В. Медведев // Сейсмическое районирование СССР. - М.: Наука. - 1968.
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР./ Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин - М.: Наука. - 1977. - 535 с.
4. Ананьин, И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. / И.В. Ананьин - М.: Наука. - 1977.
5. Aptikaev, F.F. Project of the standart for earthquake intensity estimation / F.F. Aptikaev, T.Zh. Zhunusov, N.N. Mikhailova [et al.]// Aseismic construction. - Moscow: VNIINTPI. - 1996. - Issue 5. - P. 12 - 19.
6. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли. - 2001. - № 11. - С. 73 - 86.
7. Копничев, Ю.Ф. Изучение вариаций поля поглощения поперечных волн в районе Центральной Азии по записям ядерных и химических взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизика и проблемы нераспространения / Вестник НЯЦ РК. - 2003. - Вып.2. - С. 83 - 88.
8. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли. - 2003б. - № 7. - С. 35 - 47.
9. Копничев, Ю.Ф. Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня по записям подземных ядерных взрывов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. - 2004. - Т.395. - № 6. - С. 818 - 821.
10. Копничев, Ю.Ф. Подъем мантийных флюидов в районах очагов сильных землетрясений и крупных разломных зон: геохимические свидетельства / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. - 2005. - Вып. 2(22). - С. 147-155.
11. Копничев, Ю.Ф. Пары сильных землетрясений и геодинамические процессы в районе Центральной и Южной Азии / Ю.Ф. Копничев, И. Баскутас, И.Н. Соколова. // Вулканология и сейсмология. - 2002. - № 5. - С. 49 - 58.

12. Husen, S. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile / S. Husen, E. Kissling // *Geology*. - 2001. v. 29. N 9. P.847-850.
13. Koerner, A. A model of deep crustal fluid flow following the Mw=8.0 Antofagasta, Chile, earthquake / Koerner A., Kissling E., S. Miller // *J. Geophys. Res.* - 2004. - V. 109. - N B6. DOI 10.1029/2003JB002816.
14. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации макросейсмических эффектов сильных землетрясений в районах Тянь-Шаня и Памира / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // *Вестник НЯЦ РК*. - 2004. - Вып.3. – С. 104 - 110.
15. Копничев, Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. / Ю.Ф. Копничев - М : Наука. - 1985. - С. 176.
16. Киссин, И.Г. Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность / И.Г. Киссин // *Физика Земли*. - 1996. - № 4. - С. 30 - 40.
17. Ingebritsen, S. Geological implications of a permeability-depth curve for the continental crust / S. Ingebritsen, C. Manning // *Geology*. - 1999. - V.27. No 12. P.1107-1110.
18. Калинин, В.А. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. / В.А. Калинин, М.В. Родкин, И.С. Томашевская - М.: Наука. - 1989. - С. 157.
19. Копничев, Ю.Ф. Новые данные о геодинамических процессах в аномальной зоне Северного Тянь-Шаня: возможная подготовка сильного землетрясения / Ю.Ф. Копничев, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова, И.Л. Аристова // *Вестник НЯЦ РК*. - 2006. - Вып. 2 (26). - С 60 - 70.
20. Аптикаева, О.И. Неоднородности литосферы и астеносферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения 1991 г. / О.И. Аптикаева, С.С. Арефьев, С.И. Кветинский, Ю.Ф. Копничев, В.Н. Мишаткин // *Докл. РАН*. - 1995. - Т.344. - № 4. - С. 533 - 538.
21. Николаевский, В.Н. Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн / В.Н. Николаевский // *Докл. РАН*. - 1995. - Т.341. - № 3. - С. 403 - 405.
22. Винник, Л.П. Литосфера Тянь-Шаня по данным о функциях приемника для Р и S волн / Л.П. Винник, Г.Л. Косарев, С.И. Орешин и др // *Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов*. - Москва-Бишкек. - 2003. - С. 94 - 105.
23. Поляк, Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры / Б.Г.Поляк. - М.: Наука. - 1988. - 191 с.

## ТЯНЬ-ШАНЬ ЖӘНЕ ПАМИР АУДАНДАРЫНДА ЖЕР ҚЫРТЫСЫНДАҒЫ ҚАТТЫ ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІҢ МАКРОСЕЙСМИКАЛЫҚ ӘСЕРЛЕРІНІҢ КЕҢІСТІК-УАҚЫТТЫҚ ВАРИАЦИЯЛАРЫ: ЮВЕНИЛЬДІ ФЛЮИДТЕР ЖЫЛСТАУЫНЫҢ АЙҒАҚТАРЫ

<sup>1,2</sup>Копничев Ю.Ф., <sup>2</sup>Соколова И.Н.

<sup>1</sup>*РҒА О.Ю.Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей*

<sup>2</sup>*ҚР ҰҰО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*

1885-1992 ж.ж. Тянь-Шань және Памир аудандарында өткен 32 қатты ( $M \geq 6.0$ ) жерсілкінулердің макросейсмикалық әсерлерінің кеңістік-уақыттық вариациялары талдауда. 6-7 баллды изосейсталардың орта радиустері магнитудасы  $M=7.0$  келтірілген ( $R_6^1$  және  $R_7^1$ ), сондай-ақ 4-баллды изосейстаның орта радиусы 6- және 7-баллды изосейсталардың орта радиусына қатынастарындай ( $R_4/R_6$  және  $R_4/R_7$ ). параметрлері қаралған. 1800 жылдар аяғынан 1970-1975 ж.ж. дейін  $R_6^1$  және  $R_7^1$ , сондай-ақ  $R_4/R_6$  және  $R_4/R_7$  параметрлердің біртіндеп төмендеуі, ал 1975 ж. кейін шұғыл үлкейгені анықталған. Одан басқа, жер қыртысындағы жақын қатты жерсілкінулерден және тереңкөзді гиндукуштік оқиғалардан кейін  $R_6^1$  және  $R_7^1$  шамалары шұғыл төмендейтіні, ал  $R_4/R_6$  және  $R_4/R_7$  шамалары орта есебімен үлкеетіні анықталған. Табылған әсерлердің түсіндіруі жер қыртысындағы қатты жерсілкінулердің ошақ белдемдерінде жоғарғы жер қыртысына, сондай-ақ қатты терең көзді оқиғалардан кейін ірі жарылымды белдемдерінде ювенильді флюидтер көтерілуімен және олардың, қатты қозғалыстардың амплитудалары өшуі үлкеюіне келтіретін, горизонталь бағытында жылыстауымен байланыстырылады. Қолдағы геофизикалық және геохимиялық деректері осындай пайымдауына қайшы келмейді.

## SPATIO-TEMPORAL VARIATIONS OF INTENSITY EFFECTS FROM LARGE SHALLOW EARTHQUAKES IN THE REGIONS OF TIEN SHAN AND PAMIR: EVIDENCE OF JUVENILE FLUIDS MIGRATION

<sup>1,2</sup>Yu.F. Kopnichev, <sup>2</sup>I.N. Sokolova

<sup>1</sup>*Institute of Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan*

This paper contains analysis for spatio-temporal variations of intensity effects for 32 large earthquakes ( $M \geq 6.0$ ) in the regions of Tien Shan and Pamir, occurred in 1885-1992. The following parameters: mean radii of 6 and 7 intensity zones, normalized to magnitude  $M=7.0$  ( $R_6^1$  and  $R_7^1$ ), and also ratio of mean radius of 4 intensity zone to the radius for

6 and 7 intensity zones ( $R_4/R_6$  и  $R_4/R_7$ ) are considered. A gradual decrease of values  $R_6^1$  and  $R_7^1$ , and also  $R_6/R_4$  и  $R_7/R_4$  since the end of 1800-s till 1970-1975 and later sharp increase are observed. Moreover, frequently, after the large shallow earthquakes and deep focus hindukush events, the  $R_6^1$  and  $R_7^1$  values decrease essentially, and the  $R_4/R_6$  and  $R_4/R_7$  values increase on average. An interpretation of these effects is suggested, which connected with an ascent of juvenile fluids in source zones of large earthquakes, and also in large deep fault zones after strong deep-focus events and further fluid migration in horizontal direction, which lead to an increase of strong motion amplitude attenuation. The earlier obtained geophysical and geochemical data do not contradict such interpretation.