

УДК 550.341

*И. Л. НЕРСЕСОВ, А. СЫДЫКОВ, А. НУРМАГАМБЕТОВ, Н.
Н. МИХАЙЛОВА*

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В СВЯЗИ С ЖАЛАНАШ-ТЮПСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 25.III 1978 Г.

Приведены результаты детального изучения сейсмического режима перед Жаланаш-Тюпским землетрясением 25.III 1978 г. на разных пространственно-временных уровнях: всей территории Северного Тянь-Шаня, хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау, а также непосредственно эпицентральной области землетрясения. Получены оценки параметров сейсмического режима и вероятности возникновения сильных землетрясений в ближайшие годы.

Настоящая работа посвящена рассмотрению некоторых результатов детального изучения сейсмического режима Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий в связи с Жаланаш-Тюпским землетрясением 25.III 1978г. [1].

Рассматриваемый район в сейсмическом отношении является достаточно хорошо изученным. Здесь начиная с 1929 г. проводится регистрация землетрясений сетью региональных сейсмических станций, а с 1951 г. начаты детальные сейсмологические исследования. Постоянство системы наблюдений и использование единой методики обработки данных позволяет считать накопленный материал по этому району достаточно однородным. Кроме того, исторические данные о сильных землетрясениях отличаются большой надежностью, что дало возможность определить по макросейсмическим сведениям их основные параметры [2]. Таким образом, мы имеем достаточно полные сведения о землетрясениях всего района с $K \geq 14-15$, начиная с 1865 г., с $K \geq 12-13$ – с 1929 г., а с 1951 г. – для $K \geq 9$.

В основу работы положены каталоги слабых (за 1951–1977 гг.) и сильных землетрясений за предшествующие годы с начала XIX века, а также сейсмограммные материалы сейсмической станции «Курменты», расположенной в непосредственной близости ($\Delta = 20-30$ км) от эпицентра Жаланаш-Тюпского землетрясения.

Исследование было проведено на разных пространственно-временных уровнях. Рассматривалась территория Восточного и Северного Тянь-Шаня, хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау, а также восточная часть хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау, где расположен эпицентр Жаланаш-Тюпского землетрясения. Кроме того, были обработаны записи местных землетрясений с $S-P \leq 7$ с на сейсмической станции «Курменты». Всего обработано около 600 землетрясений с $K \geq 4$ (с августа 1975 г. по март 1978 г.).

Эпицентры сильных землетрясений (рис. 1) на данной территории образуют ряд протяженных достаточно узких полос, пространственно приуроченных к тем или иным структурным элементам, тогда как эпицентры слабых землетрясений характеризуются большей рассеянностью по площади, образуя широкие полосы с размытыми границами или же отдельные группы, неравномерно расположенные по территории. Тем не менее, рассмотрение их с учетом размещения основных геологических структур [3]

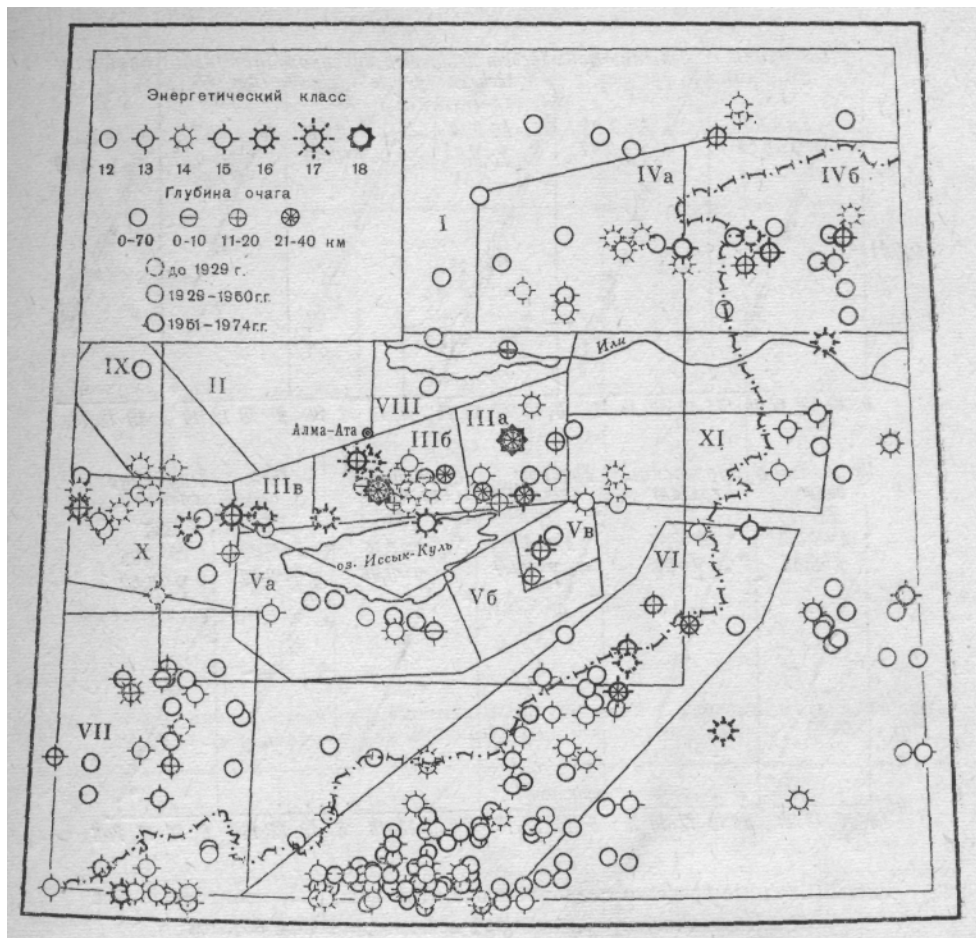


Рис. 1. Карта эпицентров сильных землетрясений Восточного Тянь-Шаня и Джунгарии

I – Восточный Тянь-Шань и Джунгария; II – Северный Тянь-Шань; III – Заилийский и Кунгей-Алатау (а – восточная часть, б – центральная часть, в – западное погружение); IV – Джунгария (а – западная, б – восточная часть); V – Терской-Алатау (а – западная, б – восточная часть, в – район Сары-Камышского землетрясения); VI – Кокшалтау; VII – Нарын; VIII – Илийская впадина; IX – Чу-Илийские горы; X – Киргизский хребет; XI – хр. Кетмень

позволяет выделить ряд эпицентральных зон: Северо-Тянь-Шаньскую, Джунгарскую, Кокшалтаускую, Центрально-Тянь-Шаньскую, каждая из которых в свою очередь может быть подразделена на отдельные подзоны.

Анализ сейсмологических материалов основывался на изучении сейсмичности с помощью графиков повторяемости.

При этом была широко использована теория экстремальных значений Гумбеля [4].

Для определения количественных характеристик сейсмичности отдельных зон были построены графики повторяемости с использованием как макросейсмических, так и инструментальных данных, по которым затем определялись параметры сейсмического режима – активность и угол наклона графика повторяемости.

Графики повторяемости были построены как для всей территории в целом, так и для отдельных ее зон и участков. Схема расположения районов, для которых были построены графики повторяемости, показана на рис. 1.

Для каждого района и участка построены три графика: сводный с использованием всех имеющихся данных (как инструментальных, так и

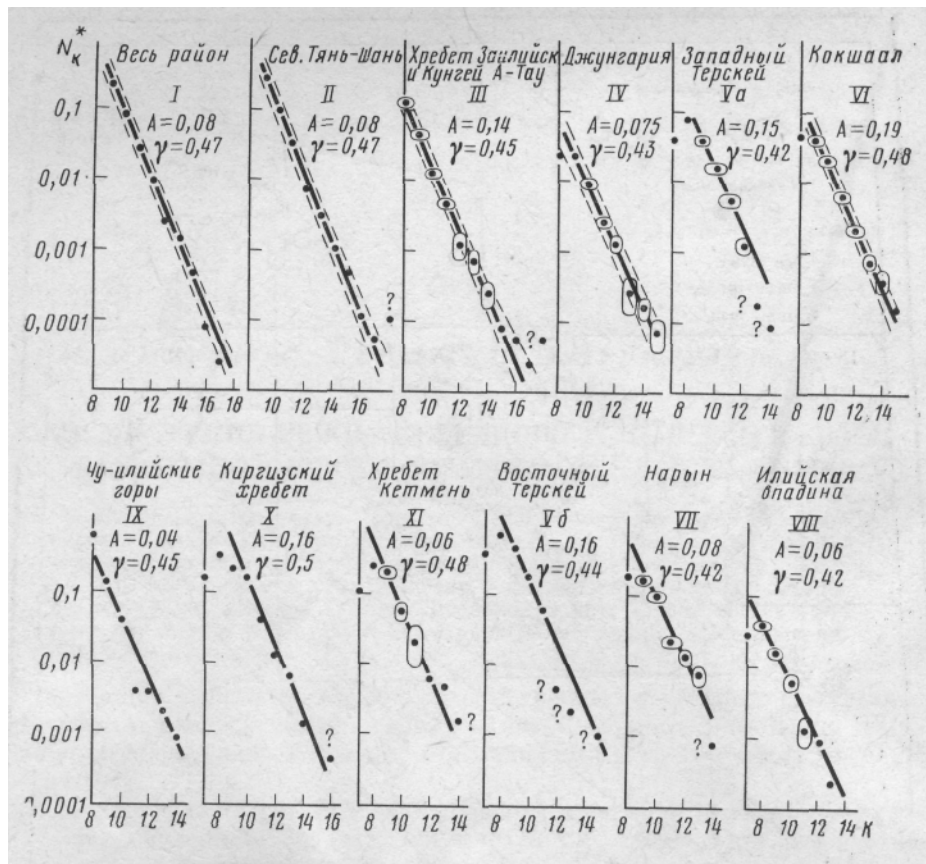


Рис. 2. Сводные графики повторяемости отдельных сейсмоактивных зон
Пунктирная линия — граница 95%-ной доверительной области

макросейсмических), за периоды наблюдений 1950 – 1960 гг. и 1961 – 1974 гг. На рис. 2 приведены сводные графики повторяемости землетрясений для различных сейсмоактивных зон.

Как видно из рис. 2, в целом все графики прямолинейны в пределах тех энергетических классов, для которых количество землетрясений было не менее 4 – 5. Среднее значение угла наклона $\gamma = 0,47 \pm 0,035$ ($P=0,05$), что оказалось близким к значениям γ , полученным для других районов [5]. Разброс значений γ для отдельных зон находится в пределах точности их определения. По уровню сейсмической активности хребты Киргизский, Кокшалайтау, Заилийский и Кунгей-Алатау, Терской-Алатау характеризуются повышенными значениями уровня активности $A_{10} - 0,14 - 0,19$. Остальные зоны характеризуются более низким уровнем активности.

В табл. 1 приведены значения A , γ для отдельных частей хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау за периоды наблюдения 1951 – 1960 гг., 1951 – 1974 гг., 1961 – 1974 гг., а также за 1975 – 1977 гг.

Как видно из табл. 1, значения γ в основном лежат в пределах 0,45 – 0,5, за исключением двух случаев (весь район за период 1961 – 1974 гг. и центральная часть за 1951 – 1974 гг.), где получены более высокие значения γ . Причина этого явления пока нам не ясна.

Уровень активности восточной части хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау намного больше, чем их западного погружения. При этом достаточно четко наблюдается некоторое уменьшение уровня активности во времени. Так, значение активности, определенное по данным за 1951 –

Таблица 1

**Параметры сейсмического режима A и γ для хр. Заилийский
и Кунгей-Алатау**

Район	Периоды наблюдений, годы	A	γ
Весь район	1951-1974	0,14	0,45
	1951-1960	0,22	0,5
	1961-1974	0,09	0,55
	1975-1977	0,13	0,5
Восточная часть	1951-1974	0,22	0,49
	1951-1960	0,30	0,49
	1961-1974	0,16	0,49
	1975-1977	0,14	0,5
Центральная часть	1951-1974	0,12	0,57
	1951-1960	0,19	0,50
	1961-1974	0,085	0,47
	1975-1977	0,23	0,36
Западное погружение	1951-1974	0,08	0,5

Таблица 2

**Значение периодов повторения сильных землетрясений с указанием их точности
определения для основных сейсмоактивных зон**

Зона	Энергетический класс K				
	14	15	16	17	18
Весь район	1,72*	5	15	75	125
	1,3–2,2	3,7–6,8	10–20	27–68	75–177
Северный Тянь-Шань	5,5	16	48	144	320
	4,4–7,1	11–23	31–75	86–243	235–768
Хр. Заилийский, Кунгей-Алатау	14	40	114	320	
	10–20	24–67	63–216	160–672	
Хр. Кокшалтау	8	24	65	211	
	6–10	18–32	45–91	137–323	
Хр. Джунгарский Алатау	9	24	64		
	6–14	13–44	35–118		

* Числитель — среднее значение, знаменатель — доверительный интервал периода повторения при уровне значимости $\beta=0,05$.

1960 гг., во всех случаях примерно в 2 раза больше, чем за период 1961—1974 гг.

В табл. 2 приведены результаты определения значений периодов повторения (T_K) сильных землетрясений ($K=14-18$) для ряда районов изучаемой территории с указанием возможного разброса крайних значений T_K при уровне значимости 0,05. Переход от активности к периоду повторяемости был осуществлен по формуле Ю. В. Ризниченко [6]. Как видно из табл. 2, крайние значения T_K в целом отличаются друг от друга не более чем в 2–3 раза, что является вполне приемлемой оценкой [7], за исключением хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау, где для землетрясений с $K=16-17$ получены несколько худшие результаты.

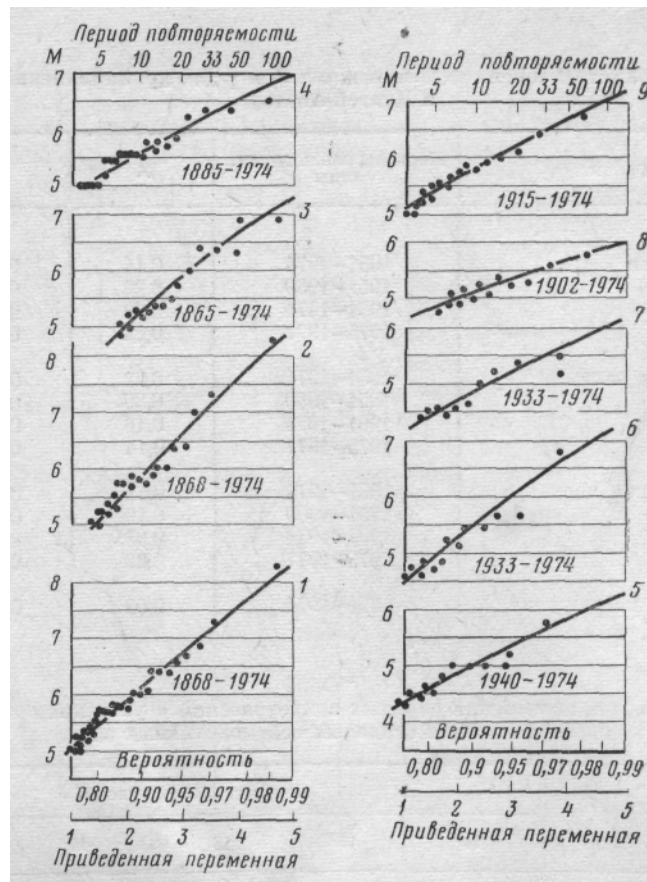


Рис. 3. Распределение экстремальных значений магнитуд землетрясений для сейсмоактивных зон

1 — Северный Тянь-Шань; 2 — Хребты Заилийский и Кунгей-Алатау; 3 — Киргизский хребет; 4 — Хр. Джунгарский Алатау; 5 — Западная часть хр. Джунгарский Алатау; 6 — Хр. Терской-Алатау; 7 — Западная часть хр. Терской-Алатау; 8 — Нарын; 9 — Хр. Кокшалтау.

Сравнение полученных данных (табл. 2) с реальными периодами повторения сильных землетрясений для отдельных зон по данным за последние 100 – 200 лет показывает, что для Северного Тянь-Шаня в целом и хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау расчетные данные не соответствуют реальным. Это особенно заметно для землетрясений с $K \geq 16$. Для остальных же зон реальные данные достаточно хорошо согласуются с расчетными.

Возможно, причина такого несоответствия связана с тем, что полученные параметры сейсмического режима основаны на данных по слабым землетрясениям за последние 25 лет. Их можно считать показателем долговременного уровня сейсмичности только в том случае, если сейсмический режим той или иной области стационарен во времени.

Как показано в [8], в первом приближении распределение землетрясений во времени в исследуемом районе может быть описано показательным распределением или законом Пуассона. Оказалось, что экспериментальные данные обнаруживают лучшее согласие с более сложными распределениями, такими, как отрицательно биномиальное и Γ -распределение. Последний факт указывает на более сложный характер реальных зависимостей сейсмичности.

Попытаемся оценить параметры сейсмического режима на основе сильных землетрясений, происшедших за последние 100 – 120 лет. Для это-

Определение повторяемости сильных землетрясений с $M \geq 5$ для некоторых сейсмоактивных зон по теории экстремальных данных

Район	M	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0
Северный Тянь-Шань 1868 – 1974 гг. $\beta = 1,08; u = 4,05$ $x_2 = 9,5$ *	T	2,69	4,8	8,4	14,9	26	44	100
	N_1	39,7	22,3	12,7	7,2	4,1	2,4	1,07
	N_2	42	23,5	13,4	7,6	4,3	2,6	1,1
	N_0	35	23	12	6	3	2	2
Хр. Заилийский и Кунгей-Алатау 1868 – 1974 гг. $\beta = 0,95; u = 3,52$ $x_2 = 9,6$	T	4,1	6,7	11	17,8	30	49,4	90
	N_1	26	16	9,7	6	3,6	2,2	1,2
	N_2	27,6	16,9	10,3	6,3	3,8	2,3	1,3
	N_0	23	16	8	4	3	2	2
Киргизский хр. 1865 – 1974 гг. $\beta = 1,12; u = 3,25$ $x_2 = 8,5$	T	7	12,8	23	42	81	170	492
	N_1	15,7	8,6	4,8	2,6	1,36	0,65	0,22
	N_2	16,6	9,1	5,0	2,8	1,4	0,68	0,24
	N_0	15	7	5	2	0	0	0
Хр. Джунгарский Алатау 1885 – 1974 гг. $\beta = 1,74; u = 4,27$ $x_2 = 7,8$	T	3,6	8,6	21	51	148	665	
	N_1	25	10	4,3	1,76	0,61	0,13	
	N_2	26,7	11,2	4,6	1,9	0,65	0,14	
	N_0	27	15	5	1	0	0	
Хр. Терской-Алатау 1933 – 1974 гг. $\beta = 1,34; u = 3,554$ $x_2 = 8,4$	T	6,6	13	24	52	110	244	
	N_1	6,4	3,2	1,75	0,81	0,38	0,17	
	N_2	7,3	3,7	2,0	0,92	0,44	0,2	
	N_0	6	3	1	1	10	0	
Нарын 1902 – 1974 гг. $V = 2,85; u = 4,31$ $x_2 = 7,0$	T	7	30	134	665			
	N_1	10,4	2,4	0,54	0,11			
	N_2	11,3	2,6	0,59	0,12			
	N_0	11	2	0	0			
Хр. Кокшалтау	T	2,38	7,1	14,6	36,6	98	298	1640
	N_1	25,2	8,5	4,1	1,64	0,61	0,2	0,04
	N_2	27,5	9,3	4,5	1,8	0,67	0,22	0,04
	N_0	20	12	4	1	0	0	0

* $\beta = 6 \ln 10; u = A/b$, где b – угол наклона, A – уровень графика повторяемости землетрясений по величине M , x_2 – постоянная, учитывающая величину максимального возможного землетрясения.

го воспользуемся теорией экстремальных величин Гумбеля [4]. Применительно к сейсмологии она была разработана в работах [9, 10].

В работе [11] теория экстремальных величин применена для оценки некоторых параметров сейсмического режима и долгосрочного прогноза сильных землетрясений. Отличительной чертой указанной работы является то, что в ней учитывается возможная криволинейность графика повторяемости в области сильных землетрясений.

Не вдаваясь в подробности методики применения указанной теории для изучения сейсмичности, которая изложена в [12], приведем окончательные формулы для определения периода повторения ($T(x)$) и суммарного количества землетрясений ($N(x)$) с магнитудой

$$N(x) = e^{-\beta(x-u)} [1 - e^{-\beta(x_2-x)}], \quad (1)$$

$$T(x) = \frac{e^{\beta(x-u)}}{1 - e^{-\beta(x_2-x)}}, \quad (2)$$

где β, u, x_2 – постоянные.

На рис. 3 приведены кривые распределения максимальных магнитуд землетрясений отдельных сейсмоактивных зон. Минимальное значение

магнитуды, которое использовалось для расчетов, равнялось 5,0. Кроме того, кривые были построены и для периода наблюдения 1928 – 1974 гг. В этом случае использовались землетрясения с $K \geq 10 - 11$. Полученные для ряда районов результаты приведены в табл. 3, где T — периоды повторения землетрясений с $M \geq 5,0 - 8,0$, определенные по формуле (2), N_1 — среднее статистическое количество землетрясений за указанный период

Таблица 4

Сравнение оценок периодов повторяемости сильных землетрясений, полученных за разные периоды наблюдения разными методами

Район	Время наблюдения	Энергетический класс К					
		13	14	15	16	17	18
Хр. Заилийский, Кунгей-Алатау	1868–1974*	4	7	14	27	54	121
	1928–1974*	6	14	32	74	185	500.
	1951–1974**	5,1	14,3	40	114	320	909
Киргизский хребет	1865–1974*	7	13	23	74	170	–
	1929–1974*	20	60	200	665	–	–
	1951–1974**	11	34	107	339	–	–
Хр. Джунгарский Алатау	1885–1974*	3,6	9,0	21	121	665	
	1940–1974*	5	12	30	85	403	
	1951–1974**	2,7	9,0	24	64	171	
	1961–1974**	3,6	9,7	26	71	192	
Западная часть хр. Джунгарский Алатау	1940–1974*	9,0	25	75	1100	–	
	1951–1974**	9,7	28	82	238	–	
Западная часть хр. Терской-Алатау	1933–1974*	12	32	90	735	–	
	1951–1974**	7,3	21	61	176	–	
	1961–1974**	11	31	88	256	–	
Нарын	1902–1974*	7,0	30	134	665	–	
	1930–1974*	8,0	25	90	544	–	
	1951–1974**	7,6	22	62	175	–	
Хр. Кокшалтау	1915–1974*	2,4	7	15	71	298	
	1929–1974*	3,5	8	19	53	244	
	1951–1974**	2,7	8	24	65	211	
	1961–1974**	3,2	10	32	104	327	

* По теории экстремальных величин.

** По графику повторяемости.

наблюдения, определенное по формуле (1), N_2 — то же самое, но с добавлением последующих шести лет, N_0 — действительное наблюдаемое число землетрясений с $M \geq 5,0 - 8,0$. Данные табл. 3 показывают, что наблюдаемое количество землетрясений достаточно хорошо согласуется с теоретическим.

Наиболее высокой повторяемостью характеризуется территория Северного Тянь-Шаня и район хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау, где период повторения землетрясений с $M \geq 7,5$ составляет порядка 50 лет, а для районов Киргизского хребта, хребтов Терской-Алатау и Кокшалтау он составляет 150 – 300 лет. Остальные зоны имеют большие периоды повторения сильных землетрясений.

Сравним результаты, полученные на основе статистики экстремальных величин, с данными, определенными при помощи графика повторяемости. Эти данные сведены в табл. 4, где значения T_K за периоды 1865 – 1974 гг. и 1928 – 1974 гг. определены по теории Гумбеля, а за периоды 1951 – 1974 гг. и 1961 – 1974 гг. – по графику повторяемости.

Как видно из данных табл. 4, для хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау, а также Киргизского хребта наблюдается резкое несоответствие данных, полученных за разные периоды наблюдения. Это особенно заметно для землетрясений с $K > 15$. Для Северного Тянь-Шаня значения периодов повторения землетрясений с $M \geq 7$ ($K \geq 16$), определенные по графикам Гумбеля, оказались примерно в 2 – 3 раза меньше, чем на основе графика повторяемости. Для остальных сейсмоактивных зон значения T_K , полученные за разные периоды наблюдения по различной методике, очень хорошо соответствуют друг другу, за исключением данных, относящихся к землетрясениям, близким к максимальному. Для этих случаев теория экстремальных значений дает несколько большие значения T_K , что связано с учетом возможной криволинейности графика в области максимальных землетрясений.

Как показано в [11], теория экстремальных величин позволяет оценить вероятность возникновения землетрясений в той или иной области. Действительно, вероятность того, что в пределах времени t мы будем иметь m землетрясений, определяется как $\lambda^m t^m / m!$, а вероятность иметь больше, чем m землетрясений, равна

$$P(\xi > m) = 1 - P(\xi \leq m) = 1 - \sum_{r \leq m} \frac{\lambda^r e^{-\lambda}}{r!}, \quad (3)$$

где λ — среднее количество землетрясений с магнитудой $M \geq x$ в пределах времени t . Оно соответствует величине N_1 , значения которой приведены в табл. 3. Теперь, сравнивая значения N_1 с действительным наблюдаемым их количеством N_0 , при помощи формулы (3) можно найти вероятность возникновения землетрясений с той или иной магнитудой. Например, если $N_1 = 1$ и $N_0 = 0$, то вероятность того, что произойдет одно землетрясение, равна 0,63.

Рассмотрим возможность оценки вероятности возникновения сильных землетрясений за период 1960 – 1974 гг. по указанной методике на примере землетрясений Северного Тянь-Шаня за период 1868 – 1960 гг.

Сравнивая значения N_1 (спрогнозированное количество землетрясений за 1868 – 1975 гг.) и N_0 (наблюденное количество землетрясений за 1868 – 1960 гг.), по формуле (3) было найдено, что вероятность возникновения одного, двух, трех землетрясений с $M = 6,0$ составляет 0,83; 0,75; 0,65, а с $M = 6,5 - 0,8; 0,69; 0,55$ соответственно. Кроме того, с вероятностью около 0,7 должно произойти одно землетрясение с $M = 7,0$. Если ограничиться уровнем вероятности 0,7, то за период времени 1961 – 1975 гг. должны произойти по два землетрясения с $M = 6,0$ и $6,5$ и одно землетрясение с $M = 7,0$. Теперь обратимся к наблюдаемым данным. За указанный период в данном районе имели место четыре землетрясения с магнитудой 5,8; 6,1; 6,4 и 6,6. Как видно из этих данных, наблюдаемые данные достаточно хорошо соответствуют прогнозируемым.

Теперь попытаемся оценить вероятность возникновения сильных землетрясений ($M \geq 6,0 - 6,5$) за период времени 1975 – 1980 гг. для ряда зон изучаемой территории по данным табл. 3. Расчеты показывают, что вероятность возникновения землетрясений с $M = 6,5 - 7,0$ для района хребтов Заилийский, Кунгей-Алатау и Киргизского хребта получается около 0,65 – 0,7, а для Джунгарии и Кокшалтау она равна 0,5 – 0,6. Для района хр. Терской-Алатау вероятность возникновения землетрясения с $M = 6,0$ равна 0,6. Для остальных же районов землетрясения с указанными магнитудами менее вероятны.

Вероятность возникновения землетрясений с $M \geq 7,5$ в пределах хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау в ближайшие 50 лет равна 0,65 – 0,7.

ИЗУЧЕНИЕ ВРЕМЕННОГО ХОДА ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

В настоящее время отмечено достаточно много случаев закономерного изменения некоторых параметров сейсмического режима в период подготовки сильных землетрясений. Так, в работе В. И. Мячкина [13], где приведена качественная теория подготовки землетрясения, указывается на возможное изменение перед сильными землетрясениями угла наклона графика повторяемости, уровня сейсмической активности, суммарной энергии слабых толчков, количества высвобожденной деформации и ряда

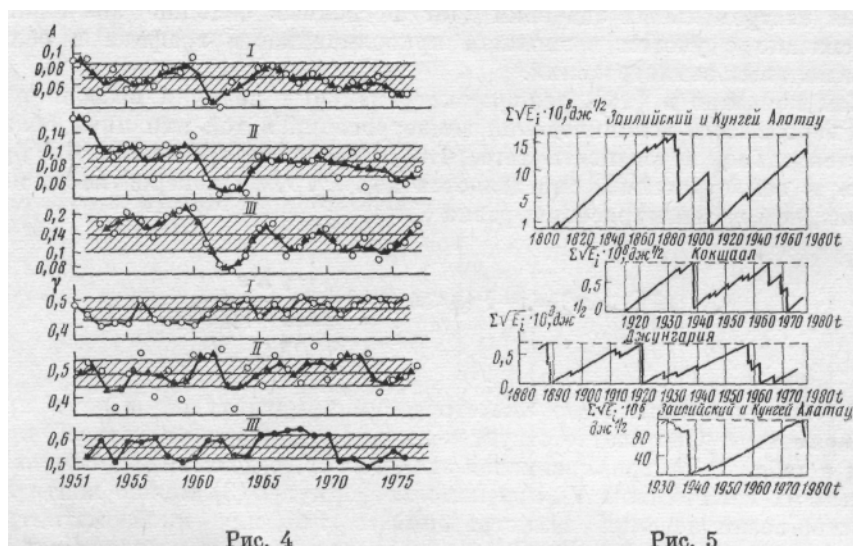


Рис. 4. Графики изменения по времени параметров сейсмического режима A и γ
 I – Восточный Тянь-Шань и Джунгария; II – Северный Тянь-Шань; III – Заилийский
 и Кунгей-Алатау. Параметры определены по годовым (1), двухлетним (2) и
 трехлетним (3) данным. Заштрихована 95%-ная доверительная область
 Рис. 5. Графики накопленных условных деформаций для различных сейсмоактивных зон

других параметров. Сводка таких данных для Гармского района приведена в [14].

Для проверки указанных положений нами построены графики изменения во времени параметров сейсмического режима перед Жаланаш-Тюпским землетрясением 25 марта 1978 г.

На рис. 4 приведена графики изменения во времени активности A и угла наклона графика повторяемости γ для всей территории в целом, Северного Тянь-Шаня и района хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау по данным за 1951–1977 гг. Значение активности при этом определялось по формуле Ю. В. Ризниченко [6].

Как видно из данных рис. 5, достаточно стабильные значения как γ , так и A для всей территории получаются по годовым данным, а; для Северного Тянь-Шаня и района хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау – по двух- и трехлетним данным соответственно.

Отличительной чертой графиков изменения активности во времени является присутствие в них значительного минимума за период 1961 – 1964 гг., выходящего за пределы 95%-ного уровня доверительной вероятности. Причина этого явления пока нам не ясна, поскольку за этот период не только на данной, но и на всей территории Средней Азии корового землетрясения с $M > 7$ не произошло. Но следует отметить, что из пяти глубоких землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны с $M > 7$, происшедших за 1951–1974 гг., четыре попадают именно на период 1960–1966 гг.

Для хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау начиная с 1971 г. наблюдается некоторое уменьшение угла наклона графика повторяемости.

Рассмотрение приведенных графиков A , γ не дает возможности наметить зависимости между временным ходом соответствующих величин, а также связи их с моментами возникновения сильных землетрясений. По-видимому, такие явления имеют локальный характер и их влияние незаметно при принятой здесь степени осреднения.

На рис. 5 приведены графики временного хода условных деформаций для районов Заилийского, Кунгей-Алатау, Кокшалтау, Джунгарии. При построении указанных графиков предполагалось постоянство средней скорости высвобождения деформации между сильными землетрясениями, значение которой было определено из данных инструментальных наблюдений за последние 40 – 50 лет. При этом принято, что слабые землетрясения способствуют накоплению, а сильные – разрядке условных деформаций [15, 16]. В соответствии с указанными допущениями ход кривых на рис. 5 вверх соответствует накоплению, а вниз – разрядке условной деформации.

Как видно из рис. 5, для указанных выше районов периоды относительного затишья, в течение которых происходит накопление деформации, закономерно сменяются моментами сейсмической активизации, когда в течение коротких отрезков времени высвобождается накопленная деформация.

Так, для района хребтов Заилийский, Кунгей-Алатау до 1887 г. наблюдается накопление деформаций, которые разрядились в результате трех сильнейших землетрясений (1887, 1889, 1911). В настоящее время величина накопленных деформаций данной зоны близка к своему верхнему пределу. Для районов хребтов Кокшалтау и Джунгарского Алатау также наблюдается чередование периодов усиления сейсмической деятельности с периодами относительного сейсмического покоя. При этом для указанных районов продолжительность нарастания условных деформаций составляет 25 – 30 и 30 – 40 лет соответственно. Указанная закономерность может быть использована для грубого долгосрочного прогноза сильных землетрясений.

В этом плане хребты Заилийский и Кунгей-Алатау, где действительный ход кривой очень близок к своему верхнему пределу, в настоящее время является наиболее сейсмоопасной зоной, где в ближайшие годы следует ожидать сильное землетрясение.

На рис. 6, а приведены графики изменения количества землетрясений с $K=8,9$ (N_8 , N_9), отношения N_8/N_9 , угла наклона графика повторяемости γ для района Восточного погружения хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау. Отметим, что величина N_8/N_9 , определена по трехлетним, а γ – по двухлетним данным. Последняя была определена по формуле [17]:

$$\gamma = \frac{0,43}{K_0 - K},$$

где K_0 – наименьший представительный класс, K – среднее значение энергетического класса в выборке.

Приведенные данные свидетельствуют о закономерном изменении отношения N_8/N_9 , перед Жаланаш-Тюпским землетрясением. Так, если до 1971 г. значение N_8/N_9 колеблется около 3, то начиная с 1971 г. падает до уровня 1,5 и перед землетрясением опять увеличивается до 3. Аналогичное изменение отмечается и на графике временного хода угла наклона графика повторяемости.

С точки зрения прогноза землетрясений, представляет интерес определение места будущего сильного землетрясения. Как отмечено в работах

[18, 19], если рассмотреть достаточно крупные регионы, то очаговые области сильных землетрясений, устанавливаемые по областям афтершоков, не перекрывают одна другую, а последовательно заполняют окно между ранее происшедшими сильными землетрясениями. В случае менее сильных землетрясений область «затишья» выражается понижением активности или же полным отсутствием землетрясений

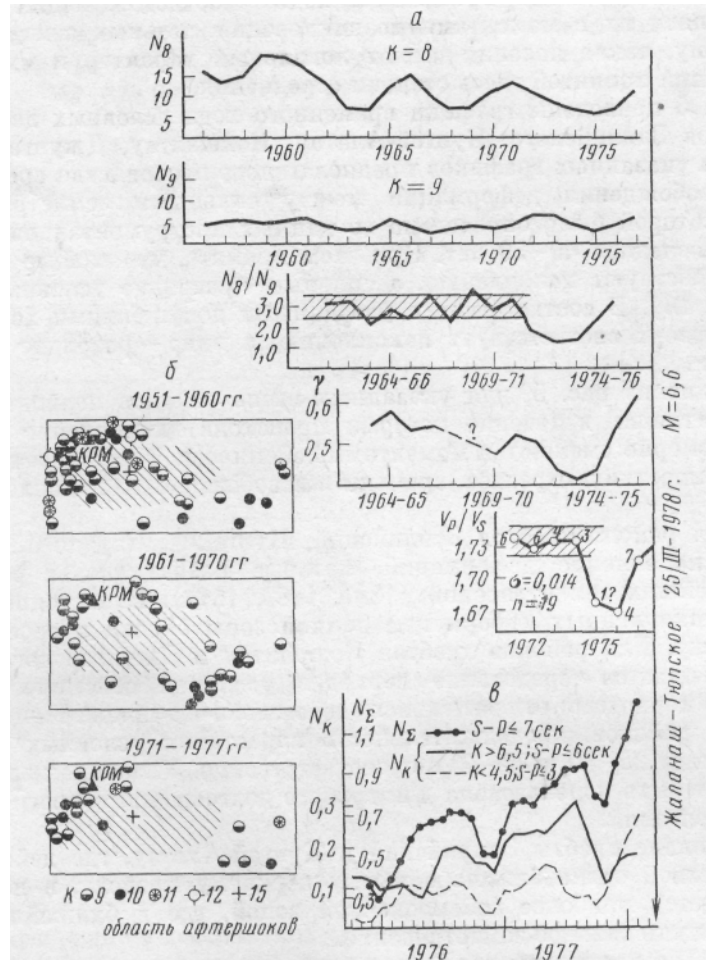


Рис 6 Графики изменения во времени количества землетрясений с $K = 8, 9$ (N_8, N_9), отношения N_8/N_9 , угла наклона графика повторяемости γ , отношения скоростей V_p/V_s , количества микротолчков N_k, N_Σ и распределение эпицентров землетрясений с $K \geq 9$ в афтершоковой области Жаланаш-Тюпского землетрясения (б)

средней силы за некоторый промежуток времени, предшествующий сильному толчку [14, 20].

На рис 6 б приведено распределение эпицентров землетрясений с $M \geq 4$ для эпицентральной области Жаланаш-Тюпского землетрясения по десятилетним временным интервалам, начиная с 1951 г. Как видно из этих данных, в афтершоковой зоне Жаланаш-Тюпского землетрясения за 1971 – 1977 гг. произошло одно землетрясение с $K = 10$ (10.VII 1973г.), тогда как здесь раньше за каждое десятилетие в среднем происходило около 10 землетрясений с $K \geq 9$. Таким образом, перед Жаланаш-Тюпским землетрясением в пределах выделенной зоны с 10. VI. 1978 г не отмечено ни одного землетрясения с $K \geq 9$.

Известно [14] что аномальные значения отношения скоростей продольных и поперечных волн V_p/V_s в пространстве приурочены к местам

подготовки сильных землетрясений и во времени предшествуют им. Указанный факт также был проверен для эпицентральной области Жаланаш-Тюпского землетрясения, которая обеспечена достаточно плотной системой наблюдения. Определение V_P/V_S было произведено по общепринятой методике по данным группы станций на основе графика Вадати.

Анализ полученных данных (рис. 6, а) показывает, что значения V_P/V_S до 1975 г. находятся примерно на одном уровне, а начиная с 1975 г. уменьшаются, достигая минимума в 1976 г., и далее увеличиваются, принимая свой нормальный уровень перед землетрясением в 1977 г.

Теперь обратимся к материалам, полученным на сейсмостанции «Курменты». Эта станция, как отмечалось выше, располагается в непосредственной близости от эпицентра Жаланаш-Тюпского землетрясения, что позволило изучить возможное изменение сейсмического режима по очень слабым землетрясениям с $K \geq 3 - 4$.

На рис. 6, в приведены графики изменения среднесуточного количества, представительных землетрясений N_K . Там же приведен график изменения всего количества землетрясений независимо от энергетического класса N_{Σ} . Характерной особенностью всех графиков является увеличение количества землетрясений со временем. Так, если общее количество всех зарегистрированных землетрясений N_{Σ} в среднем к концу 1975 г. – началу 1976 г. составляло 0,3 – 0,4 землетрясения в день, то непосредственно перед Жаланаш-Тюпским землетрясением их количество возросло до 1,3 землетрясения в день. Особенно резкое возрастание величины N_{Σ} наблюдается в течение последних 3 мес. Причем это увеличение происходило в основном за счет слабых толчков ($K < 4 - 5$), количество которых увеличилось от 0,05 землетрясений в день (в октябре 1977 г.) до 0,25 (в феврале – марте 1978 г.). Для землетрясений с $K > 6,5$ значение N_K до мая месяца 1976 г. особых изменений не испытывает. Начиная с мая месяца 1976 г. величина N_K монотонно возрастает, достигая максимума (0,3 землетрясения в день) в августе месяца 1977 г., затем уменьшается и перед Жаланаш-Тюпским землетрясением несколько увеличивается.

Таким образом, можно отметить, что количество слабых землетрясений перед сильным Жаланаш-Тюпским землетрясением увеличилось начиная с мая месяца 1976 г., т. е. приблизительно за два года до основного толчка. Причем количество очень слабых землетрясений с $K < 4 - 5$ резко возросло за 4 – 5 мес. до основного толчка, тогда как количество более сильных ($K > 6,5$) сначала возрастает и непосредственно перед землетрясением несколько падает. Полученные данные подтверждают общую схему поведения сейсмичности перед сильным землетрясением, приведенную в [14].

ВЫВОДЫ

1. Район хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау по данным за последние 27 лет характеризуется достаточно высоким уровнем сейсмической активности ($A = 0,14$). Наибольшее значение активности, равное 0,22, наблюдается в районе восточного погружения указанных хребтов, к которому приурочен эпицентр Жаланаш-Тюпского землетрясения 25.III 1978 г. По данным о сильных землетрясениях, указанные районы обладают наибольшим уровнем сейсмической активности. Так, для района хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау (по статистике экстремальных величин) период повторения землетрясений с $M \geq 7,0 - 7,5$ ($K \geq 17$) оценивается примерно в 50 лет.

2. Оценка вероятности возникновения сильных землетрясений в ближайшие годы показала, что для районов хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау, вероятность возникновения землетрясений с $M \geq 6,5 - 7,0$ до 1980 г. равна 0,65 – 0,7. Результаты, полученные на основе графиков Бенъоффа, также показали, что в указанных районах в ближайшие годы возможно

возникновение еще более сильных землетрясений, чем Жаланаш-Тюпское.

3. Отмечено изменение некоторых параметров сейсмического режима (угол наклона графика повторяемости, активность микротолчков, отношение скоростей продольных и поперечных волн и др.) перед Жаланаш-Тюпским землетрясением.

В заключение отметим, что хотя полученные результаты нуждаются в дальнейших уточнениях, всесторонний анализ всех имеющихся сейсмологических данных дает возможность наметить районы, где возможны сильные землетрясения в ближайшем будущем и где должен быть развернут более детальный комплекс исследований по прогнозу землетрясений.

Литература

1. *Ержанов Ж. С., Калмурзаев К. Е., Нерсесов И. Л.* Жаланаш-Тюпское землетрясение 25.III 1978 г.- Вестник АН КазССР, 1978, № 10, стр. 38-44.
2. *Сыдыков А., Нурмагамбетов А.* Каталог сильных землетрясений Восточного Тянь-Шаня и Джунгарии,- В кн.: Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 199-296.
3. *Крестников В. Е., Рейснер Г. И., Горбунова И. В.* Восточный Казахстан,- В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 331 – 342.
4. *Гумбель Э.* Статистика экстремальных значений. М.: Мир, 1965.
5. *Ризниченко Ю. В.* Проблема детального изучения региональной сейсмичности.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 8, с. 3-20.
6. *Ризниченко Ю. В.* Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности.- Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 7, с. 969-977.
7. *Вунэ В. И., Кулагин В. К., Соболева О. В.* Сейсмический режим Вахшского района Таджикской ССР. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1965, с. 1-148.
8. *Сыдыков А.* Вопросы сейсмичности и сейсмического районирования юга, юго-востока Казахстана и сопредельных территорий: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. физ.-мат. наук, М.: ИФЗ 1977.
9. *Гайский В. Е.* Статистические исследования сейсмического режима. М.: Наука, 1970, с. 62-72.
10. *Коган Л. А., Нечаев В. А., Романов О. А.* Сейсмическое микрорайонирование в Таджикистане. Душанбе: Дониш, 1974.
11. *Chen P'ei Shan, Zin Pang Em.* An application of statistical theory of extreme values to moderate and long-interval earthquake prediction.— Acta Geophys. Sinca, 1973, v. 16, № 1.
12. *Сыдыков А.* Применение теории экстремальных значений для изучения сейсмичности Восточного Тянь-Шаня и Джунгарии.— Вести. АН КазССР, 1979, № 1, с. 71-75.
13. *Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978, с. 53—68.
14. *Садовский М. А., Нерсесов И. Л.* Вопросы прогноза землетрясений.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 9, с. 13-30.
15. *Веньофф Г.* Накопление и высвобождение деформации по наблюдениям сильных землетрясений.— В кн.: Слабые землетрясения. М.: Изд-во иностр. лит., 1962, с. 199-210.
16. *Kumihiko Shimazaki.* Correlation between intraplate seismicity and interplate earthquakes in Tohoku, northeast Japan.— BSSA, v. 68, № 1, 1978.
17. *Utsu T.* Aftershocks and Earthquake statistics (III).— J. Faculty sci. Hokkaido University. Ser. VII.— Geophysics, v. III, № 5, 1971.
18. *Мози К.* Закономерности в пространственном и временном распределении сильных землетрясений и предсказание землетрясений.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 19—23.
19. *Федотов С. А., Соболев Г. А. и др.* Долгосрочный и пробный краткосрочный прогноз Камчатских землетрясений.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 49-61.
20. *Боровик Е. С., Мишарина Л. А., Тресков А. А.* О возможности будущих сильных землетрясений в Прибайкалье.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1.

Академия наук СССР
Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта

Академия наук КазССР
Институт сейсмологии

Поступила в редакцию
20.XI.1980