

УДК 550.344+550.34

## НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

© 2012 г. Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова

Представлено академиком А.О. Глико 27.09.2011 г.

Поступило 08.11.2011 г.

Проведено картирование поля поглощения поперечных волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня. Использован метод, основанный на анализе отношения амплитуд волн  $S_n$  и  $P_n$ . Анализировались записи местных землетрясений, полученные станцией Маканчи (МКАР) на расстояниях ~350–1200 км. Выделены зоны высокого поглощения, в которых не происходило сильных землетрясений с  $M > 7.0$  в течение последних 200 лет, в первую очередь, к западу от г. Урумчи и в районе полигона Лобнор. Предполагается, что в первой зоне, где за последние 30 лет сформировалась также кольцевая структура сейсмичности, может готовиться сильное землетрясение. Вторая зона, скорее всего, связана с подъемом мантийных флюидов в результате длительного интенсивного техногенного воздействия, как и в районах других ядерных полигонов.

Изучение характеристик поля поглощения короткопериодных поперечных волн важно для решения различных геофизических задач, в первую очередь, выделения зон подготовки сильных землетрясений [1–5]. В настоящей работе с этой целью проводится картирование поля поглощения в районе Восточного Тянь-Шаня. Здесь расположен крупный город Урумчи – столица СУАР КНР с населением около 2.5 млн. чел. Кроме того, в районе Восточного Тянь-Шаня находится испытательный ядерный полигон Лобнор. Исследование характеристик поля поглощения необходимо для анализа геодинамических процессов в районе полигона [6], а также для решения проблемы распознавания подземных ядерных взрывов (ПЯВ) и землетрясений [7].

Начиная с 1812 г. в рассматриваемом районе произошло 4 землетрясения с  $M > 7.0$  (табл. 1). На рис. 1 представлена карта района с эпицентрами сильных землетрясений (на нее нанесены также эпицентры Монголо-Алтайского землетрясения 1931 г. ( $M_w = 7.9$ ) и его сильнейших афтершоков). Из карты следует, что подавляющее большинство эпицентров расположено в западной части района (к западу от  $86^\circ$  в.д.). Последнее достаточно сильное землетрясение в районе Восточного Тянь-Шаня произошло в 1949 г. После этого в течение более чем 60 лет здесь не было событий с  $M \geq 7.0$ . Отметим, что с 1966 г. в районе Восточного Тянь-Шаня не зарегистрированы и землетрясения с  $M \geq 6.0$ . В то же время в районе полигона Лобнор (рис. 1) с 1969 по 1996 гг. было произведено 22 ПЯВ с  $mb = 4.5–6.5$  [8].

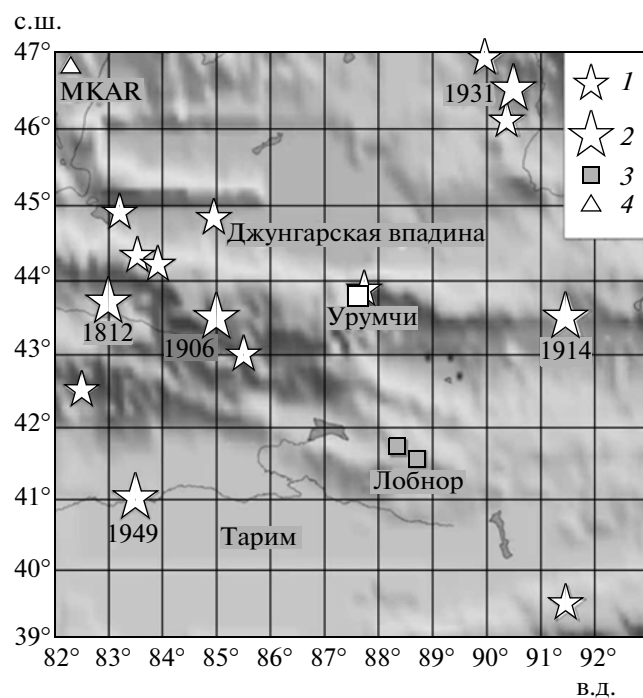
Для картирования поля поглощения использована методика, основанная на анализе отношений максимальных амплитуд в волнах  $S_n$  и  $P_n$  – параметра  $\lg \frac{A_{S_n}}{A_{P_n}}$ , который для краткости будем

обозначать как  $S_n/P_n$ . Ранее было установлено, что группа  $S_n$  формируется поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии [9]. Путем анализа записей  $S$ -коды близких землетрясений было показано, что в районе Тянь-Шаня наиболее сильное поглощение поперечных волн наблюдается, как правило, в нижней коре и верхах мантии, в слое, расположенном в диапазоне глу-

**Таблица 1.** Сильные землетрясения в районе Восточного Тянь-Шаня

Дата	с.ш.	в.д.	$M$
08.03.1812	43.70°	83.00°	7.5
22.12.1906	43.50	85.00	7.2
04.08.1914	43.50	91.50	7.2
23.02.1949	41.00	83.50	7.3

Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта  
Российской Академии наук, Москва  
Институт геофизических исследований  
Национального ядерного центра Республики Казахстан,  
Алма-Ата



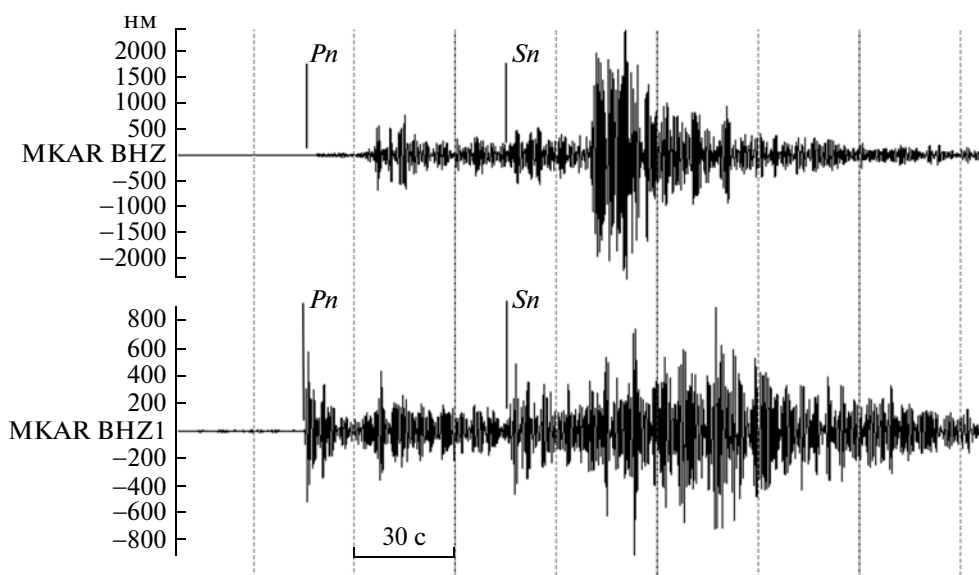
**Рис. 1.** Карта района с эпицентрами сильных землетрясений. 1 –  $6.0 \leq M < 7.0$  (с начала XX в.), 2 –  $M > 7.0$  (с начала XIX в., указаны годы этих событий), 3 – площадки полигона Лобнор, 4 – сейсмическая станция.

бин  $\sim 30\text{--}70$  км [10]. Оценки показывают, что для источников, расположенных на нулевой глубине, снос лучей в этом слое составляет  $\sim 30\text{--}100$  км [3]. В этом случае основное поглощение  $S$ -волн при-

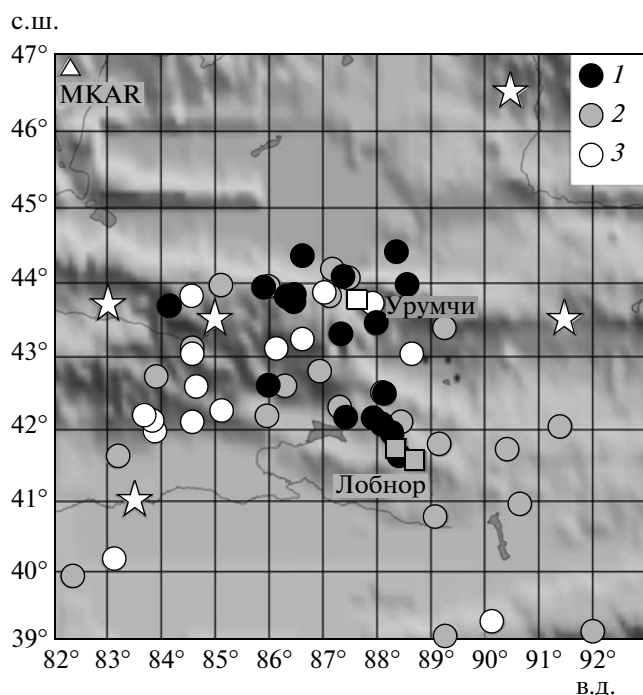
ходится на самые верхи мантии. Параметр  $S_n/P_n$  использован для нормировки, поскольку волны  $S_n$  и  $P_n$  распространяются по близким трассам. Поглощение существенно зависит от частоты, поэтому при анализе записей проводилась узкополосная фильтрация (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и полосой пропускания  $2/3$  октавы [11]).

Картирование поля поглощения в рассматриваемом районе проведено по записям местных землетрясений, полученным станцией Маканчи (MKAR) на эпицентральных расстояниях  $\sim 350\text{--}1200$  км в основном в 2003–2009 гг. (рис. 1). В общей сложности обработано около 120 записей землетрясений из района, ограниченного координатами  $39^\circ\text{--}45^\circ$  с.ш.,  $82^\circ\text{--}93^\circ$  в.д. Для устранения эффекта азимутальной направленности излучения  $P$ - и  $S$ -волн проводилось осреднение величин  $S_n/P_n$  для близких эпицентров (как правило, для площадок с линейными размерами в несколько десятков километров).

На рис. 2 показаны примеры сейсмограмм землетрясений из района Восточного Тянь-Шаня, полученных на близких эпицентральных расстояниях. Видно, что для эпицентра события, произошедшего южнее очага землетрясения 1906 г., амплитуды волн  $S_n$  более чем на порядок выше, чем волн  $P_n$ . В то же время для эпицентра, находящегося на границе Джунгарской впадины, к востоку от г. Урумчи, группы  $S_n$  и  $P_n$  близки по уровню. Следует отметить также очень высокий относительный уровень группы  $Lg$  для верхней сейсмограммы, что свидетельствует о достаточно слабом поглоще-



**Рис. 2.** Примеры сейсмограмм землетрясений из района Восточного Тянь-Шаня. Нижняя трасса – 29.03.2007 г.,  $43.49^\circ$  с.ш.,  $87.96^\circ$  в.д.  $\Delta = 578$  км; верхняя – 15.12.2004 г.,  $42.10^\circ$  с.ш.,  $85.02^\circ$  в.д.,  $\Delta = 565$  км. Станция MKAR, вертикальная компонента, канал 1.25 Гц. Указаны вступления волн  $P_n$  и  $S_n$ .



**Рис. 3.** Карта поля поглощения в районе Восточного Тянь-Шаня. Поглощение: 1 – повышенное, 2 – промежуточное, 3 – слабое; другие обозначения см. на рис. 1.

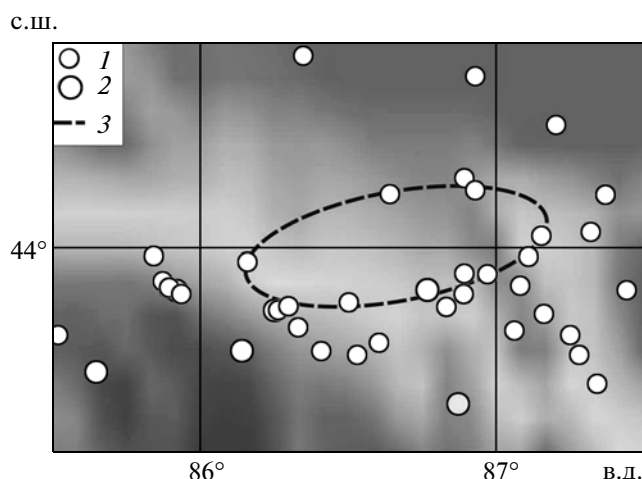
нии *S*-волн в земной коре на всей трассе от очага до станции [9, 11].

Анализ показал, что в районе Восточного Тянь-Шаня средние (для небольших площадок) величины *Sn/Pn* варьируются от 1.66 до -0.06, в то время как в районе Центрального Тянь-Шаня – от 0.95 до -0.23 [3]. Была исследована зависимость параметра *Sn/Pn* от эпицентрального расстояния. В диапазоне  $\Delta \sim 350\text{--}1200$  км средние величины *Sn/Pn* падают с расстоянием, уравнение линейной регрессии описывается формулой

$$Sn/Pn \sim 1.31 - 0.0011\Delta(\text{км}). \quad (1)$$

В целом линия регрессии расположена значительно выше (особенно на расстояниях до 800 км), но наклон ее несколько больше, чем для района Центрального Тянь-Шаня [3].

На рис. 3 показана карта поля поглощения в районе Восточного Тянь-Шаня. Весь диапазон изменения величин  $\Delta Sn/Pn$  (отклонений от зависимости (1)) разбит на три градации, соответствующие пониженному ( $\Delta Sn/Pn > 0.12$ ), промежуточному ( $0.12 \geq \Delta Sn/Pn \geq -0.12$ ) и повышенному ( $\Delta Sn/Pn < -0.12$ ) поглощению. Из карты следует, что району Тарима (по небольшому числу данных) соответствует промежуточное и пониженное поглощение. Все зоны сильного поглощения находятся в районе Восточного Тянь-Шаня и южного окончания Джунгарской впадины. Подавляющее большинство низких значений параметра



**Рис. 4.** Характеристики сейсмичности в районе к западу от г. Урумчи. Эпицентры землетрясений: 1 –  $4.0 \leq M < 5.0$ , 2 –  $M \geq 5.0$ ; 3 – кольцевая структура сейсмичности.

$\Delta Sn/Pn$  сконцентрировано в области между  $85.5^\circ$  и  $89^\circ$  в.д. Яркая зона высокого поглощения находится в районе полигона Лобнор и к северо-западу от него. Еще одна зона повышенного и отчасти промежуточного поглощения расположена между  $43.5^\circ$  и  $44.5^\circ$  с.ш. (на северной границе Восточного Тянь-Шаня, в окрестностях г. Урумчи). В целом зоны высокого поглощения формируют три узкие прерывистые полосы – одну запад-северо-западную и две восток-северо-восточного простираения. Наибольший контраст поглощения на малых расстояниях наблюдается к западу от г. Урумчи – средние величины *Sn/Pn* варьируются здесь от 0.26 до 0.94. Большинство высоких значений  $\Delta Sn/Pn$  сосредоточено в полосе, простирающейся в восток-северо-восточном направлении и разделяющей две полосы сильного поглощения.

На рис. 4 показаны характеристики сейсмичности на северной границе Восточного Тянь-Шаня, в области большого контраста поглощения, расположенной между  $85.5^\circ$  и  $87.5^\circ$  в.д. На карту нанесены эпицентры землетрясений с  $mb \geq 4.0$  и глубинами менее 40 км, зарегистрированных за период 01.01.1979 г.–01.07.2011 г. Видно, что эпицентры формируют кольцевую структуру с размером большой оси  $\sim 85$  км, вытянутую в субширотном направлении.

Повышенное поглощение *S*-волн может быть обусловлено присутствием частично расплавленных пород или флюидов. Однако отсутствие молодых магматических пород в этом районе говорит о том, что области относительно высокого поглощения не связаны с плавлением пород земной коры и верхов мантии.

Более высокие средние величины *Sn/Pn* свидетельствуют о том, что в целом поглощение ко-

роткопериодных  $S$ -волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня значительно слабее, чем в районе Центрального Тянь-Шаня. Это говорит об уменьшении содержания флюидов в земной коре и верхах мантии к востоку от  $82^\circ$  в.д. Пониженное содержание флюидов в литосфере обуславливает большую ее вязкость, что должно приводить к меньшей скорости деформации. Этот вывод не противоречит данным GPS, согласно которым скорость деформации земной коры Восточного Тянь-Шаня в несколько раз ниже, чем в районе Центрального Тянь-Шаня [12].

Относительно низкое содержание флюидов позволяет объяснить и существенно более слабую сейсмичность территории Восточного Тянь-Шаня по сравнению с Центральным, где начиная с 1887 г. произошло 11 землетрясений с  $M = 7.0-8.3$  [3]. За последние 10–15 лет получено много данных, свидетельствующих о важной роли глубинных флюидов в процессах подготовки сильных коровых землетрясений [1–5]. Есть основания полагать, что для генерации большинства сильных внутриконтинентальных событий необходимо достижение определенного содержания свободных флюидов в нижней части земной коры [1–5].

Связная сеть флюидов обеспечивает концентрацию напряжений на кровле двухфазного слоя [13], облегчая инициирование подвижки в очаге землетрясения. Относительно низкая доля флюидов в литосфере существенно увеличивает время, необходимое для достижения критического уровня их содержания в нижней коре и, следовательно, в целом резко снижает уровень сейсмической активности.

Достаточно слабое поглощение  $S$ -волн к западу от  $86^\circ$  с.ш., где до середины XX в. произошло три землетрясения с  $M > 7.0$ , согласуется с полученными ранее данными, свидетельствующими о постепенном подъеме флюидов из верхов мантии в течение нескольких десятков лет после сильных сейсмических событий [1, 14].

Особый интерес представляют протяженные зоны повышенного поглощения, в которых не известны сильные землетрясения по инструментальным и историческим данным. Одна из таких зон находится на границе Джунгарской впадины, вторая – в районе полигона Лобнор и к северо-западу от него. (Отметим, что вывод о повышенном поглощении  $S$ -волн в районе полигона подтверждает результаты, которые были получены в работе [6] путем анализа данных станции KКАR, расположенной в районе Западного Тянь-Шаня.) Существенно, что к северной зоне приурочена крупная кольцевая структура сейсмичности, которые часто формируются перед сильными землетрясениями [4]. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что неглубокие кольца сейсмичности оконтуривают относительно жесткие

блоки литосферы, на границах которых имеет место концентрация напряжений и происходит подъем глубинных флюидов [4]. Совокупность данных о неоднородностях поля поглощения и характеристиках сейсмичности может свидетельствовать о подготовке сильного землетрясения к западу от г. Урумчи. В этом районе следует вести постоянный мониторинг геодинамических процессов с целью среднесрочного прогноза большого сейсмического события.

Повышенное поглощение  $S$ -волн в верхах мантии в районе полигона Лобнор согласуется со сделанными ранее выводами об активных геодинамических процессах, связанных с подъемом мантийных флюидов, в районах трех крупных ядерных полигонов [15]. Эти процессы обусловлены длительным интенсивным техногенным воздействием на геологическую среду. Полученные характеристики поля поглощения необходимо учитывать также в работах по распознаванию ПЯВ и землетрясений в районе Восточного Тянь-Шаня [7].

Авторы признательны О.К. Кунаковой за помощь в первичной обработке данных.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // Физика Земли. 2003. № 7. С. 35–47.
2. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // Вестн. НЯЦ РК. 2010. В. 1. С. 93–99.
3. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 54–70.
4. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // Вулканология и сейсмология. 2010. № 6. С. 34–51.
5. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // ДАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 97–101.
6. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // ДАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 239–242.
7. Копничев Ю.Ф., Шепелев О.М., Соколова И.Н. // Физика Земли. 2001. № 12. С. 64–77.
8. Waldhauser F., Schaff D., Richards P., et al. // Bull. Seismol. Soc. Amer. 2004. V. 94. № 1. P. 1879–1889.
9. Копничев Ю.Ф., Аракелян А.Р. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 77–92.
10. Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Под ред. А.Б. Бакирова. Бишкек: Илим, 2006. 115 с.
11. Копничев Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. 176 с.
12. Liu J., Liu Q., Quo B., et al. // Phys. Earth. and Planet. Inter. 2007. V. 163. P. 179–190.
13. Gold T., Soter S. // Pure and Appl. Geophys. 1984/1985. V. 122. P. 492–530.
14. Копничев Ю.Ф., Гордиенко Д.Д., Соколова И.Н. // Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 49–64.
15. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // Вестн. НЯЦ РК. 2009. В. 1. С. 48–54.