

УДК 550.334

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

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

<sup>1)</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

<sup>2)</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Проведено картирование поля поглощения поперечных волн в литосфере Тянь-Шаня и Джунгарии. Использован метод, основанный на анализе отношения максимальных амплитуд волн  $S_n$  и  $P_n$ . Обработаны записи землетрясений, полученные станцией Маканчи (МКАР) на расстояниях  $\sim 300 - 1300$  км. Установлено, что поглощение  $S$ -волн в литосфере гораздо сильнее в северо-западной части исследуемого района, чем в юго-восточной. Показано, что очаговые зоны сильных землетрясений с  $M \geq 7.0$ , произошедших в 1978 - 1992 гг., характеризуются относительно повышенным поглощением. Выделены области высокого поглощения, в которых не было сильных сейсмических событий последние 130 лет. Сделано предположение, что эти области связаны с подготовкой сильных землетрясений.

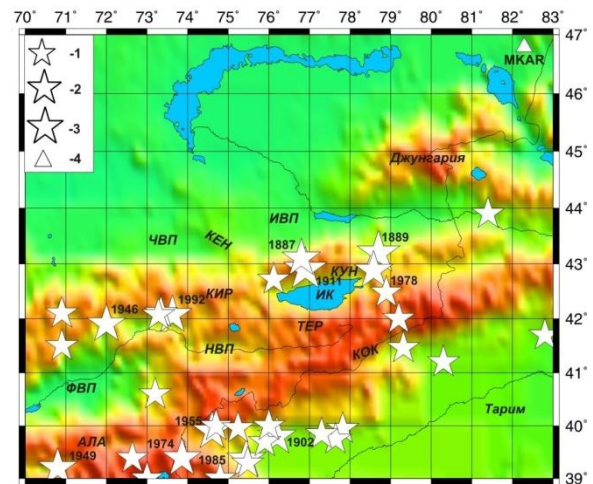
В [1 - 3] показано, что очаговым зонам сильных землетрясений в разных районах земного шара соответствуют аномалии сильного поглощения короткопериодных поперечных волн в нижней коре и верхах мантии. Это позволяет использовать методы картирования поля поглощения этих волн для выделения очаговых зон готовящихся сильных землетрясений. С этой целью проведено изучение характеристик поля поглощения  $S$ -волн в районах Тянь-Шаня и Джунгарии.

### МЕТОДИКА И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

При исследованиях использована методика, основанная на анализе отношений максимальных амплитуд в волнах  $S_n$  и  $P_n$  - параметра  $\lg(AS_n/AP_n)$ , - который для краткости обозначен как  $S_n/P_n$ . Ранее было установлено, что группа  $S_n$  формируется поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии [4]. Путем анализа записей  $S$ -коды близких землетрясений было показано [5], что в районе Тянь-Шаня наиболее сильное поглощение короткопериодных  $S$ -волн наблюдается, как правило, в нижней коре и верхах мантии, в слое, расположенном в диапазоне глубин  $\sim 30 \div 70$  км (средняя мощность коры в районе Тянь-Шаня  $\sim 50$  км). Установлено, что для источников, расположенных на нулевой глубине, снос лучей в этом слое для группы волн  $S_n$  составляет  $\sim 30 \div 100$  км. В этом случае основное поглощение  $S$ -волн приходится 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 применялась узкополосная фильтрация (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы [6]).

Картирование поля поглощения в рассматриваемом районе проведено по записям местных землетрясений, полученных станцией Маканчи (МКАР) на эпицентральных расстояниях  $\sim 300 \div 1300$  км в основном в 2003 -2009 гг. (рисунок 1). В общей

сложности обработано более 450 записей землетрясений из района, ограниченного координатами  $39^\circ - 45^\circ$  N и  $70^\circ - 83^\circ$  E.



Эпицентры сильных землетрясений (с 1887 г.): 1 –  $6.5 \leq M \leq 6.9$ ; 2 –  $7.0 \leq M \leq 8.0$ ; 3 –  $M > 8.0$  (годы событий указаны для  $M \geq 7.0$ ); 4 – сейсмическая станция. Основные впадины: ЧВП – Чуйская; ИВП – Илийская; НВП – Нарынская; ФВП – Ферганская; ИК – оз. Иссык-Куль. Хребты: КЕН – Кендыктас; КИР – Киргизский; КУН – Кунгей-Алатау; ТЕР – Терской-Алатау; АЛА – Алайский; КОК – Кокшаал

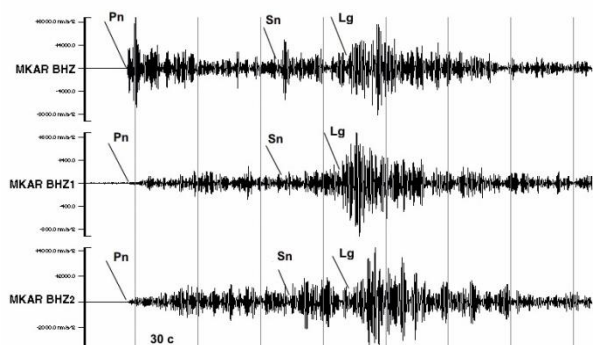
Рисунок 1. Район исследований – Тянь-Шань и Джунгария

### АНАЛИЗ ДАННЫХ

На рисунке 2 приведены примеры типичных сейсмограмм землетрясений из разных районов, полученных примерно на одинаковых эпицентральных расстояниях.

Из рисунка 2 видно, что для районов хребтов Терской Алатау и Кокшаал на записях доминирует группа  $L_g$ , амплитуды волн  $S_n$  много выше, чем для группы волн  $P_n$ . В то же время для восточной части Киргизского хребта уровень группы  $P_n$  выше, чем для волн  $S_n$  и практически одинаков с уровнем группы  $L_g$ . Следует отметить здесь очень быстрое затухание амплитуд в коде волны  $P_n$  в сравнении с двумя другими записями.

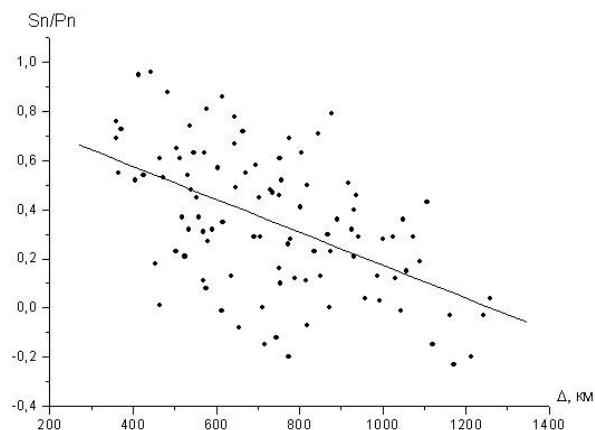
**ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН  
В ЛИТОСФЕРЕ ТЯНЬ-ШАНЯ И ДЖУНГАРИИ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ**



Записи: верхняя – событие 42.60° N, 75.40° E, Δ=718 км (Киргизский хр.); средняя – событие 41.75° N, 76.83° E (хр. Терской Алатау), Δ=710 км; нижняя – событие 40.88° N, 77.88° E (хр. Кокшаал), Δ=747 км. Стрелка - момент вступления основной волновой группы

*Рисунок 2. Примеры сейсмограмм землетрясений в изучаемом районе. Станция MKAR, частота 1.25 Гц, вертикальная компонента*

На рисунке 3 приведена зависимость значений параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния.



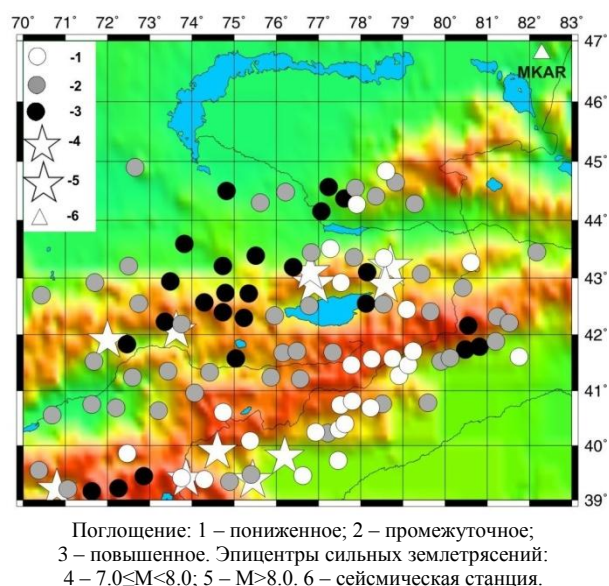
*Рисунок 3. Зависимость значений параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния для района Тянь-Шаня и Джунгарии*

Каждая точка представляет среднее значение, полученное для небольшого района с линейными размерами, как правило, несколько десятков километров. Стандартные отклонения  $\sigma$  для средних значений варьируются от 0.02 до 0.39. Несмотря на проведенное осреднение данных, наблюдается очень большой разброс величин Sn/Pn - от 0.96 до (-0.23). В целом значения Sn/Pn падают с увеличением эпицентрального расстояния  $\Delta$ . Уравнение полученной линейной регрессии имеет вид:

$$Sn/Pn = 0.84 - 0.00067\Delta \text{ (км)} \quad (1)$$

На рисунке 4 представлена карта поля поглощения S-волн в верхах мантии Тянь-Шаня и Джунгарии, на которую вынесены значения параметра Sn/Pn с учетом поправки за эпицентрального расстояния - отклонения от средней зависимости (1). При этом значения параметра Sn/Pn разбиты на три градации, соответствующие пониженному Sn/Pn= 0.16 ÷ 0.53, промежуточному  $-0.15 \leq Sn/Pn \leq 0.15$  и повы-

шенному Sn/Pn= (-0.53) ÷ (-0.16) поглощению. Из рисунка 4 следует, что поле поглощения S-волн в районе Тянь-Шаня и Джунгарии характеризуется большой неоднородностью. В целом в северо-западной части этой территории поглощение гораздо сильнее, чем в юго-восточной части. Выделяется яркая аномалия сильного поглощения в районе Киргизского хребта и прилегающих участков Чуйской и Илийской впадин (рисунок 4, между 73° и 76.5° E), которая соответствует промежутку между очаговыми зонами Кеминского (1911 г., M=8.2) и Сусамырского (1992 г., M=7.3) землетрясений. Меньшие аномалии выявляются на границе Джунгарии с Илийской впадиной (между 77° и 78° E), в районе хр. Кокшаал (между 80° и 81° E), а также на границе Южно-Тянь-Шаня и Памира (между 71.5° и 73° E).



Поглощение: 1 – пониженное; 2 – промежуточное; 3 – повышенное. Эпицентры сильных землетрясений: 4 – 7.0 ≤ M < 8.0; 5 – M > 8.0. 6 – сейсмическая станция.

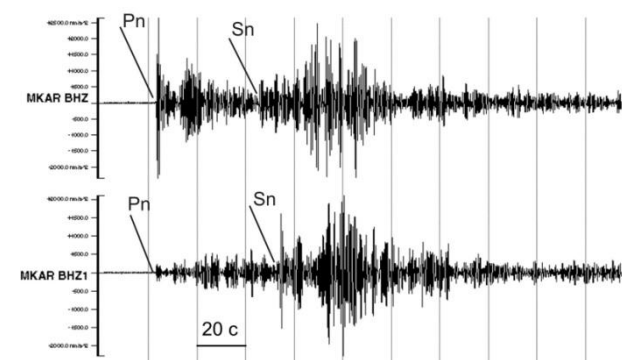
*Рисунок 4. Пространственное распределение значений параметра Sn/Pn в районе Тянь-Шаня и Джунгарии*

Из рисунка 4 видно, что, несмотря на сравнительно близкие значения эпицентральных расстояний событий, характеристики волновых полей могут резко изменяться. Интересно, что небольшие области низких величин Sn/Pn соответствуют очаговым зонам двух сильных землетрясений: Жаланаш-Тюпского 1978 г. (M=7.0) и Сусамырского. В целом зоны сильного поглощения формируют две прерывистые полосы: более широкую, которая прослеживается на расстоянии ~800 км от Алайского хребта до Джунгарии, и относительно узкую длиной ~600 км, ориентированную в запад-северо-западном направлении, которая протягивается от хребта Кокшаал до Илийской впадины. В первой полосе, в районах Ферганской и Нарынской впадин, имеется большой пробел (в основном промежуточное поглощение), а во второй – пробелы, связанные с очаговыми зонами Верненского (1887 г., M=7.3) и Кеминского землетрясений, а также с цепочкой очагов событий, включающей Сарыкамышское землетрясение 1970 г. (M=6.8) и несколько более слабых землетрясений

( $M=6.5 \div 6.7$ ) – рисунок 1. В зонах этих пробелов наблюдается промежуточное и пониженное поглощение. Промежуточное поглощение соответствует также очаговым зонам следующих землетрясений: Чаткальского 1946 г. ( $M=7.5$ ), Хаитского 1949 г. ( $M=7.4$ ) и Кашгарского 1985 г. ( $M=7.0$ ). Наибольшая по площади аномалия слабого поглощения выделяется в районе хр. Кокшаал, на границе с Таримской

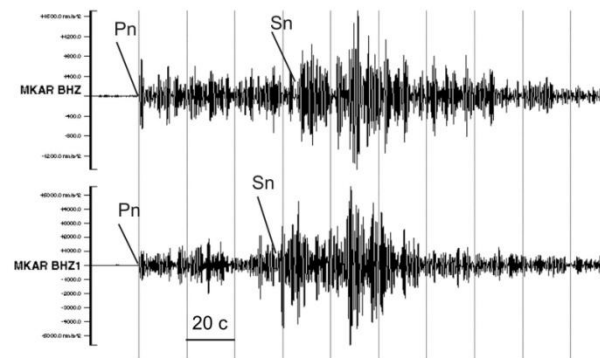
впадиной. К ней приурочены очаговые зоны трех сильных землетрясений: Кашгарского 1902 г. ( $M=7.8$ ), Улугчатского 1955 г. ( $M=7.1$ ) и Маркансуйского 1974 г. ( $M=7.3$ ), а также нескольких событий с  $M=(6.5 \div 6.7)$  - рисунок 1.

На рисунке 5 приведены примеры сейсмограмм землетрясений из аномальных районов Джунгарии, хребта Кокшаал и Алайского хребта.



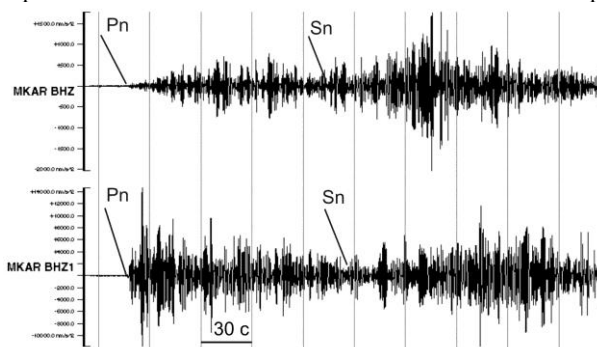
Записи событий с координатами: верхняя – 44.93° N, 77.28° E,  $\Delta=441$  км; нижняя – 44.23° N, 77.84° E,  $\Delta=450$  км.

**а** – Джунгарии



Записи событий с координатами: верхняя – 41.77° N, 80.83° E,  $\Delta=570$  км; нижняя – 41.75° N, 81.03° E,  $\Delta=570$  км

**б** – хребта Кокшаал



Записи событий с координатами: верхняя – 39.46° N, 73.45° E,  $\Delta=1086$  км; нижняя – 39.19° N, 71.86° E,  $\Delta=1197$  км

**в** – Алайского хребта

*Рисунок 5. Примеры сейсмограмм землетрясений из аномальных зон. Станция MKAR, частота 1.25 Гц, вертикальная компонента*

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В [7] исследована зависимость параметра Sn/Pn от эпицентрального расстояния на профиле вдоль Восточного Тянь-Шаня между  $\sim 80^\circ$  и  $91^\circ$  E по данным станции Каратау (ККАР), расположенной на северо-западной окраине Тянь-Шаня. В [7] показано, что величины Sn/Pn в районе Восточного Тянь-Шаня в среднем уменьшаются от  $\sim 0.75$  при  $\Delta \sim 800$  км до  $\sim 0.3 \div 0.4$  при  $\Delta \sim 1200 \div 1300$  км. Сравнение вновь полученных данных с [7] показывает, что в целом поглощение S-волн в нижней коре и верхах мантии Западного и Центрального Тянь-Шаня значительно сильнее, чем в районе Восточного Тянь-Шаня. Кроме того, следует отметить, что по данным GPS [8] скорость деформации земной коры в районе Центрального Тянь-Шаня в несколько раз выше, чем в районе Восточного Тянь-Шаня. Кроме того, и сейсмичность Центрального и Западного Тянь-Шаня гораздо выше, чем Восточного Тянь-Шаня. Так, начиная с 1887 г. в

районе Тянь-Шаня между  $70^\circ$  и  $80^\circ$  E произошло 11 землетрясений с  $M \geq 7.0$ , а к востоку от  $80^\circ$  E – только одно (22.12.1906 г.,  $M=7.2$  [9]). Возможно, что эти эффекты связаны со значительно меньшим содержанием флюидов в нижней коре и верхах мантии Восточного Тянь-Шаня, что приводит к большей вязкости литосферы, обуславливающей меньшую скорость деформации и более слабую сейсмичность [10]. Широкое развитие частично расплавленных пород, которые также могли бы обусловить высокое поглощение S-волн, в литосфере Тянь-Шаня маловероятно, поскольку здесь неизвестны магматические породы с возрастом менее 50 млн. лет [11].

Сопоставление структуры поля поглощения с сейсмичностью района показало, что очаговым зонам землетрясений с  $M \geq 7.0$ , произошедших в период с 1887 по 1974 г., а также зоне Кашгарского землетрясения 1985 г. соответствует пониженное и промежуточное поглощение. В то же время, в зонах Жа-

ланаш-Тюпского и Сусамырского землетрясений примерно через 10 - 30 лет после этих событий наблюдается относительно повышенное поглощение. Следует отметить, что в целом в юго-восточной части рассматриваемой территории, начиная с 1887 г., произошло 8 событий с  $M \geq 7.0$ , включая сильнейшие землетрясения 1889 г. ( $M=8.3$ ), 1902 г. и 1911 г., в то время как в северо-западной части – всего три события с  $M = (7.3 \div 7.5)$ .

Полученные результаты согласуются с выводами о том, что после достаточно сильных ( $M \geq 7.0$ ) неглубоких землетрясений имеет место подъем флюидов из верхов мантии в земную кору, сделанными на основании анализа сейсмических [2, 12, 13], геофизических [14] и геохимических [15] данных. Этот процесс происходит в течение нескольких десятков лет, что позволяет объяснить существование «остаточных» аномалий в районах очагов Жаланаш-Тюпского и Сусамырского землетрясений, и менее яркой – в районе очага Кашгарского землетрясения 1985 г.

Относительно причин формирования протяженных полос сильного поглощения, насыщенных флюидами, в верхах мантии предлагается следующая гипотеза. Под действием сдвиговых напряжений может происходить существенная перестройка флюидного поля, в результате которых жидкая фаза, первоначально сконцентрированная в виде изолированных пузырьков в углах зерен, образует связную сеть, распространяющуюся по их граням [16]. Это должно приводить к постепенному формированию флюидных «доменов» - вертикальных каналов, - насыщенных жидкой фазой [17]. При достаточной протяженности домена по вертикали он может прорывать кровлю двухфазного слоя и постепенно подниматься вверх, сначала концентрируясь в верхах мантии, а затем поднимаясь в нижнюю кору [17]. В пользу этой гипотезы свидетельствует тот факт, что положение полос сильного поглощения примерно соответствует ориентации максимальных сдвиговых напряжений в литосфере Тянь-Шаня (как известно, эта горная страна находится в условиях субмеридионального сжатия [5]). Следует отметить, что сходным образом ориентированные полосы высокого по-

глощения, с которыми связаны очаги сильных землетрясений, выявлены в районе Западного Алтая, где также доминирует сжатие в субмеридиональном направлении [3].

Появление пробелов в полосе сильного поглощения в районах Ферганской и Нарынской впадин можно объяснить относительно низким содержанием свободных флюидов в их литосфере, препятствующим формированию доменов [5, 18]. В то же время пробелы во второй полосе сильного поглощения, возможно, связаны с подъемом флюидов из верхов мантии в результате серии сильных и сильнейших землетрясений конца XIX-го и XX-го веков, а также ряда событий с  $M = 6.5 \div 6.8$  (рисунок 1).

Наибольший интерес представляют аномалии высокого поглощения, не связанные с сильными землетрясениями, произошедшими за последние 100 - 130 лет. В первую очередь это относится к обширной зоне низких величин  $S_n/P_n$  в районе Киргизского хребта и прилегающих участков Чуйской и Илийской впадин. Следует подчеркнуть, что эта зона сильного поглощения ранее была выделена путем анализа записей глубокофокусных гиндукушских землетрясений, полученных несколькими десятками сейсмических станций в районе Тянь-Шаня [18]. Кроме того, зона проявляется и в характеристиках S-коды на записях местных землетрясений [5]. Последнее сильное событие ( $M \sim 6.5$ ) произошло в этой зоне восточнее  $74.5^\circ E$  еще в 15 веке [19]. Все это свидетельствует о подготовке здесь сильного землетрясения, о чем говорилось ранее [18, 20]. Судя по «остаточным» аномалиям высокого поглощения, которые в районах Алтая [3] и Тянь-Шаня соответствуют зонам достаточно сильных землетрясений, можно полагать, что здесь готовится событие с  $M \sim 7.0$ . Меньшие по размерам аномалии высокого поглощения в районах хр. Гиссарского и Кокшаал и в Джунгарии также могут свидетельствовать о подготовке сильных землетрясений. В районах выделенных аномалий необходимо вести постоянный мониторинг различных геофизических и геохимических параметров с целью среднесрочного и краткосрочного прогноза сильных сейсмических событий.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аптикаева, О.И. Неоднородности литосферы и астеносферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения / О.И. Аптикаева [и др.] // Докл. РАН, 1995. – Т. 344, № 4. – С. 533 – 538.
2. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли. – 2003. – № 7. – С. 35 – 47.
3. Копничев, Ю.Ф. Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2010. – данный выпуск.
4. Копничев, Ю.Ф. О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км / Ю.Ф. Копничев, А.Р. Аракелян // Вулканология и сейсмология, 1988. – № 4. – С. 77 – 92.
5. Бакиров А.Б. (ред.). Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Бишкек: Илим. 2006. – С. 115.
6. Копничев Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. – С. 176.
7. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе полигона Лобнор / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2008. – Т. 420, № 2. – С. 239 – 242.
8. Liu, J. Small-scale convection in the upper mantle beneath the Chinese Tian Shan mountains / J. Liu, Q. Liu, B. Guo, D. Yuen, H. Song // Phys. Earth Planet. Inter. 2007. – V.163. – P. 179 – 190.

9. Pacheko, J. Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989 / J. Pacheko, L. Sykes // Bull. Seism. Soc. Amer. 1992. – V.82, N 3. – P. 1306 – 1349.
10. Dixon, J. Lateral variation in upper mantle viscosity: role of water / J.Dixon, T. Dixon, D. Bell, R. Malservisio // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. – V. 222. – P. 451 – 467.
11. Кнауф, В.И. Структурная позиция мезокайнозойского вулканизма центрального Тянь-Шаня / В.И.Кнауф, А.В. Миколайчук, Е.В. Христов // Сейсмоструктура и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1980. – С. 3 – 18.
12. Husen, S. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile / S. Husen., E.Kissling // Geology. 2001. – V. 29. No 9. – P. 847 – 850.
13. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слабосейсмичных районов / Ю.Ф. Копничев, Д.Д. Гордиенко, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2009. – № 1. – С. 49 – 64.
14. Ogawa, R. Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman earthquake by mantle water diffusion / R. Ogawa, K. Heki // Geophys. Res. Lett. 2007. – V.34. - L06313. doi: 10.1029/2007GL029340.
15. 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. – С. 147 – 155.
16. Hier-Majumder, S. Role of dynamic grain boundary wetting in fluid circulation beneath volcanic arcs / S. Hier-Majumder, D. Kohlstedt // Geophys. Res. Lett., 2006. – V. 33. - L08305.
17. Gold, T. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes / T. Gold, S. Soter // Pageoph., 1984/1985. – V. 122. – P. 492 – 530.
18. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных сейсмических волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2007. – № 5. – С. 54 – 70.
19. Кондорская, Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин (ред.). // М.: Наука, 1977. – С.535.
20. Копничев, Ю.Ф. О геодинамических процессах в районе Центрального Тянь-Шаня: выделение аномальной области по сейсмическим данным / Ю.Ф. Копничев, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2004. – Вып. 3. – С. 111–118.

**ТЯНЬ-ШАНЬ МЕН ЖОҢҒАР ТАУДЫҢ ЛИТОСФЕРАСЫНДА ҚЫСҚА  
ПЕРИОДТЫ КӨЛДЕНЕҢ ТОЛҚЫНДАР ЖҰТЫЛУ ӨРІСІНІҢ СИПАТТАМАЛАРЫ  
ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ СЕЙСМИКАЛЫҚПЕН БАЙЛАНЫСЫ**

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

<sup>1)</sup>ҚР ҰҰО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан  
<sup>2)</sup>РҒА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасының институты, Мәскеу, Ресей

Тянь-Шань мен Жоңғар таудың литосферасында көлденең толқындар жұтылу өрісін карталауы жүргізілген. Sn және Pn толқындардың максималь амплитудаларының қатынасын талдауында негізделген әдісі қолданылған. PS23-Мақаншы (MKAR) станциясымен ~ (300 – 1300) км. қашықтықтарында алынған жерсілкінулердің жазбалары өңделген. Литосферада S-толқындардың жұтылуы ауданның оңтүстік-шығыс бөлшегінен солтүстік-батыс бөлшегінде едәуір жоғары болуы анықталған. 1978 - 1992 ж.ж.  $M \geq 7.0$  қатты жерсілкінулердің ошақтық белдемдері сол толқындардың біршама жоғары жұтылуымен сипатталатыны көрсетілген. Соңғы 130 жылда қатты сейсмикалық оқиғалар болмаған жоғары жұтылу аймақтары бөлінген. Сол аймақтар қатты жерсілкінулер дайындалуымен байланысты болу болжамы жасалған.

**CHARACTERISTICS OF SHORT-PERIOD S WAVE ATTENUATION FIELD IN THE LITHOSPHERE  
OF TIEN SHAN AND DJUNGARIA AND THEIR RELATION TO SEISMICITY**

<sup>1, 2)</sup>Yu.F. Kopnichev, <sup>2)</sup>O.K. Kunakova, <sup>2)</sup>I.N. Sokolova

<sup>1)</sup>Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan  
<sup>2)</sup>Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Mapping of shear wave attenuation field in the lithosphere of Tien Shan and Djungaria was done. A method, based on an analysis of Sn and Pn waves amplitude ratio, was applied. Earthquake recordings, obtained by station Makanchi (MKAR) at distances of ~ 300 – 1300 km were processed. It was shown, that higher attenuation corresponds to rupture zones of large earthquakes with  $M \geq 7.0$ , occurred in 1978 - 1992. Areas of high attenuation were picked out, where no large seismic events have occurred during the last 130 years. We believe, that these areas are related to a preparation for large earthquakes.