

УДК 550.344

НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ И ОЧАГИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2002 г. Ю. Ф. Копничев, Г. Павлис, И. Н. Соколова

Представлено академиком В.Н. Страховым 22.05.2002 г.

Поступило 04.06.2002 г.

В работе проведено картирование поля поглощения поперечных волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня по записям широкофокусных гиндукушских землетрясений, полученным более чем 40 цифровыми и аналоговыми станциями. В западной части района выделена полоса сильного поглощения, к которой приурочены очаги двух сильнейших землетрясений, произошедших в районе Тянь-Шаня начиная с середины 1970-х годов ($M \geq 7.0$). Установлено, что структура поля поглощения в литосфере существенно изменилась за 10–20 лет. Полученные данные можно объяснить активной перестройкой флюидного поля в земной коре и верхах мантии, в том числе в связи с подготовкой сильных землетрясений.

Полученные в последние годы данные о важной роли мантийных флюидов в процессах подготовки сильных коровых землетрясений [1–3] свидетельствуют о перспективности использования характеристик поля поглощения короткопериодных поперечных волн для целей долгосрочного и среднесрочного прогноза. По чувствительности к присутствию жидкой фазы с поглощением S -волн сопоставима только электропроводность горных пород [4]. Цель настоящей работы – изучение пространственно-временных вариаций поля поглощения в литосфере Центрального Тянь-Шаня и сопоставление их с сейсмичностью района за последние 20–25 лет.

Рассматриваемый район, ограниченный координатами 39° – 45° N и 73° – 81° E, включает значительную часть Центрального Тянь-Шаня и прилегающие к нему с севера южную окраину Казахской платформы и с юга крайний северо-западный участок Таримского массива (рис. 1).

Для анализа использованы записи широкофокусных гиндукушских землетрясений, полученные в 1997–2000 гг. 27 цифровыми станциями PASSCAL и 11 цифровыми станциями киргизской телеметрической сети станций KNET, а также в 1976–1999 гг. 4 аналоговыми станциями (СКМ-Ш). Удобство анализа сейсмограмм гиндукушских землетрясений состоит в возможности получения представительного экспериментального материала за сравнительно короткий срок. В общей сложности обработано около 500 записей землетрясений в диапазоне глубин 190–230 км и на эпицентральных расстояниях Δ от 500 до 1100 км.

При анализе цифровых записей проводилась частотная фильтрация вертикальных компонент. Использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной $2/3$ октавы на уровне 0.7 от максимума, аналогичный соответствующему ЧИСС-фильтру [5]. Аналоговые сейсмограммы предварительно сканировались с помощью широкоформатного сканера и оцифровывались с частотой 40 Гц.

Для анализа характеристик поля поглощения мы использовали два параметра: логарифм отношения максимальных амплитуд в волнах S и P (S/P), а также логарифм отношения максимума в S -волне к уровню коды при $t = 400$ с, где время t отсчитывается от начала излучения в очаге ($S/c400$). Максимальные амплитуды в продольных волнах измерялись в 10-секундном интервале от вступления, а в поперечных – в интервале ± 10 с от момента вступления S -волны по годографу.

В рассматриваемом диапазоне эпицентральных расстояний для гипоцентров на глубинах ~ 200 км прямые P - и S -волны падают на границу M достаточно полого (для простейшей двухслойной модели среды со скоростями S -волн в коре и верхней мантии соответственно 3.5 и 4.6 км/с [6] углы лучей с вертикалью составляют $i_m \sim 71$ – 82°) и пересекают кору под углами $i_k \sim 46^{\circ}$ – 49° . Принимая во внимание, что величины S/P даже для близких станций могут существенно различаться, а также учитывая результаты картирования поля

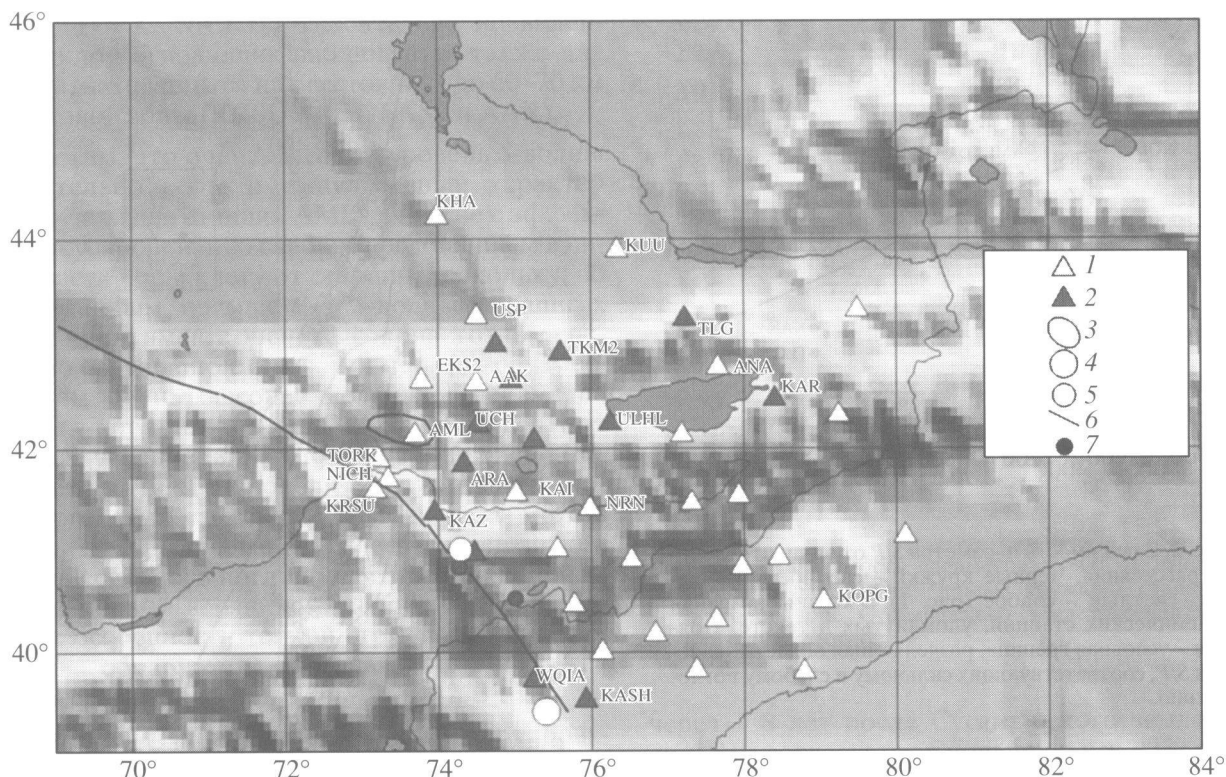


Рис. 1. Карта района исследований. Треугольники – сейсмические станции (1 – слабое поглощение по параметру S/P , 2 – сильное); 3 – очаговая зона Сусамырского землетрясения. Эпицентры крупных землетрясений в районе полосы сильного поглощения: 4 – $M = 7.0$, 5 – $M = 6.0$. 6 – Таласо-Ферганский разлом. 7 – источники с аномально высокими значениями изотопного отношения гелия.

поглощения, полученные ранее для района Северного Тянь-Шаня [7], можно считать, что параметр S/P характеризует в основном поглощение поперечных волн в земной коре (в первую очередь в нижней ее части, на глубинах 30–55 км), на расстояниях 30–60 км к юго-западу от соответствующей станции и в самых верхах мантии.

В работах [8, 9] показано, что S -кода записей гиндукушских землетрясений сформирована главным образом поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии. В этом случае с увеличением времени в коде вступают S -волны, пересекающие литосферу и астеносферу все более круто. Отсюда следует, что параметр S/c 400 характеризует степень изменения поглощения S -волн в коре и верхах мантии при приближении к данной станции (отраженные S -волны, вступающие в код при $t \sim 400$ с, пересекают границу M на расстояниях ~ 10 –15 км от станций).

На рис. 2 показан график изменения средних величин S/P в зависимости от среднего эпицентрального расстояния для рассматриваемых станций. Видно, что параметр S/P для близких Δ может изменяться более чем на порядок (для станций KOPG и TKM2). Доверительные интервалы

средних значений S/P на уровне 0.9 варьируют для разных станций от 0.10 до 0.30.

Наблюдается в целом слабое поглощение для окраины Таримского массива (за исключением самых западных станций – WQIA и KASH, см. рис. 1, 2). Относительно слабое поглощение соответствует также станциям, расположенным на северных окраинах крупных впадин, под которыми прямые P - и S -волны пересекают нижнюю кору – USP (Чуйская впадина), ANA (Иссык-Кульская), KAI и NRN (Нарынская). Достаточно высокие величины S/P получены для станций KHA и KUU (южная окраина Казахской платформы), что согласуется с повышенными скоростями P - и S -волн здесь по сравнению с районом Тянь-Шаня [6].

Из рис. 1 следует, что на большей части рассматриваемого района наблюдаются сравнительно высокие величины S/P . На этом фоне выделяется полоса сильного поглощения, простирающаяся от станции KASH до TKM2 (которым, с учетом поправки на Δ , соответствуют минимальные величины S/P). В южной части данная полоса вытянута вдоль Таласо-Ферганского разлома, разделяющего Западный и Центральный Тянь-Шань, а в районе станции KAZ поворачивает в северо-северо-восточном направлении. Сравнительно силь-

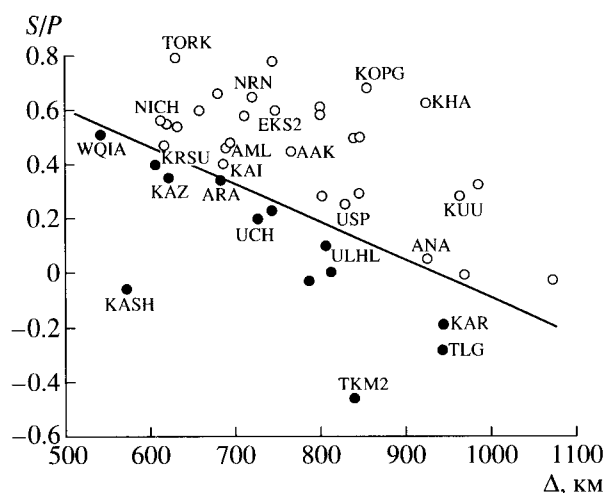


Рис. 2. Зависимость параметра S/P от эпицентрального расстояния. Черные кружки – сильное поглощение, светлые – слабое (рис. 1). Указаны названия сейсмических станций, упомянутых в тексте. Прямая – условная граница, разделяющая области значений S/P , соответствующих сильному и слабому поглощению.

ное поглощение зарегистрировано в районе Заилийского разлома (станция TLG), а также на южной окраине Иссык-Кульской впадины (станции $ULHL$ и KAR).

Важно отметить, что к границам указанной полосы приурочены очаги двух сильнейших землетрясений, произошедших в районе Тянь-Шаня за последние 25 лет, – Кашгарского 23 августа 1985 г. ($M = 7.0$) и Сусамырского 19 августа 1992 г. ($M = 7.3$). Кроме того, с этой же полосой связано землетрясение 9 января 1997 г. ($M = 6.0$), произошедшее в районе, где до этого по инструментальным и историческим данным не были известны события с $M > 5.0$.

На рис. 3 показаны общие огибающие S -коды для нескольких станций, установленных в очаговой зоне Сусамырского землетрясения и вблизи от нее, построенные, начиная с максимума в S -волне. На временах $t < 400$ с огибающие существенно различаются по форме, на них видны резкие перегибы, связанные с увеличением и уменьшением наклона. Как показало численное моделирование [10], эти перегибы обусловлены существованием зон большого контраста поглощения в земной коре и верхах мантии (в данном случае – в близких окрестностях регистрирующих станций).

Для двух станций построены огибающие за разные интервалы времени. Видно, что для станции $TORK$, расположенной на расстоянии ~ 20 км от очаговой зоны Сусамырского землетрясения, скорость затухания коды в 1992 г. резко увеличилась по сравнению с 1980 г. В то же время для станции $KRSU$, расположенной примерно на 35 км юж-

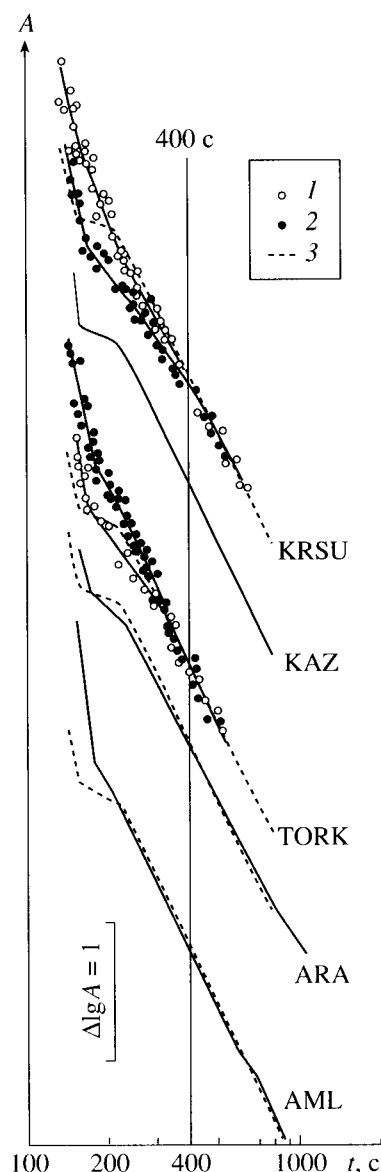


Рис. 3. Общие огибающие S -коды для станций в очаговой зоне Сусамырского землетрясения и ее близких окрестностях. 1 – записи станций $KRSU$ и $TORK$ соответственно в 1976–1977 гг. и 1980 г., 2 – в 1991–1992 гг.; 3 – огибающая для станции KAZ .

нее (дальше от очаговой зоны), скорость затухания коды, наоборот, существенно уменьшилась в 1991–1992 гг. по сравнению с 1976–1977 гг.

На рис. 4 представлена зависимость средних значений параметра $S/c400$ от расстояния. Следует отметить, что дисперсия данного параметра для рассматриваемых станций значительно (примерно в 2 раза) ниже, чем для параметра S/P . Для большинства станций наблюдаются сравнительно низкие величины $S/c400$. Вместе с тем очень высокие значения этого параметра соответствуют станциям, расположенным в очаговой зоне Сусамырского землетрясения (AML) и ближайших ее окрест-

ностях (TORK, NICH). Относительно повышенный наклон огибающих наблюдается также для станций, находящихся на расстояниях до 60–70 км от очаговой зоны (KRSU, UCH, EKS2 и ААК).

Заметим, что очень высокий уровень S -волны относительно коды и импульсивный характер этой группы для станции АМЛ связан не с эффектом фокусировки, а со слабым поглощением в нижней части коры к югу от станции, поскольку, по нашим данным, прямые P - и S -волны на записях этой станции имеют очень высокочастотные спектры по сравнению с близкими станциями. Вместе с тем очень высокие величины параметра $S/c400$ для станций АМЛ и ТОРК свидетельствуют о резком увеличении поглощения в нижней коре и верхах мантии при приближении к очагу Сусамырского землетрясения. Этот эффект можно объяснить существованием здесь субвертикальной зоны сильного поглощения, проникающей из нижней коры в верхнюю мантию. Ранее аналогичные особенности тонкой структуры литосферы были обнаружены для очаговых зон других сильных землетрясений Тянь-Шаня [2, 3].

В работе [11] проведено детальное картирование поля поглощения в районе Тянь-Шаня по записям большого числа местных землетрясений, зарегистрированных удаленной высокочувствительной станцией. Существенно, что, судя по этим данным, в 1970-е годы отсутствовала выделенная нами полоса сильного поглощения между станциями KASH и ТКМ2. Кроме того, как следует из рис. 3, к 1992 г. резко изменилась структура поля поглощения в районах станций KRSU и TORK.

Сравнительно быстрое изменение структуры поля поглощения S -волн может быть связано только с перестройкой флюидного поля в земной коре и верхах мантии. Судя по полученным нами ранее данным [1, 11, 12], а также по данным МТЗ [4], связанные между собой каналы, насыщенные флюидами, которые в районе Тянь-Шаня пересекают различные тектонические структуры, существуют в нижней части земной коры. В то же время по “корням” крупных разломных зон флюиды могут подниматься в кору из верхней мантии [2, 3, 13]. В связи с этим заметим, что в подземных водах в пределах полосы сильного поглощения (в зоне Таласо-Ферганского разлома) в конце 1980-х годов были зарегистрированы очень высокие (субмантийные) величины отношения изотопов гелия (рис. 1), которые ранее никогда не встречались вне областей современного вулканизма [14].

Резкое изменение структуры поля поглощения в районах станций KRSU и TORK в течение 12–15 лет свидетельствует о перемещении флюидов к очагу Сусамырского землетрясения перед этим событием. Кроме того, аномалия поглощения в районе станции АМЛ говорит о том, что каналы подъема флюидов из верхней мантии сохранились здесь и

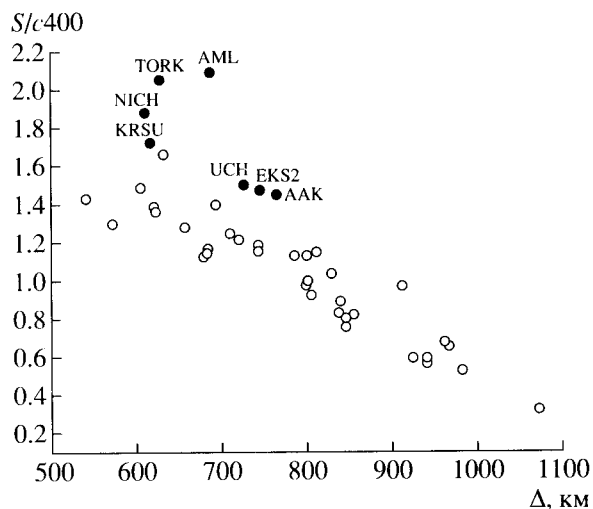


Рис. 4. Зависимость параметра $S/c400$ от эпицентрального расстояния. Черные кружки — станции в очаговой зоне Сусамырского землетрясения и ее близких окрестностях.

через 7–8 лет после Сусамырского землетрясения. Это согласуется с полученными в [3] данными о подъеме мантийных флюидов в очаговых зонах сильных землетрясений в течение нескольких десятков лет после этих событий.

Приуроченность очагов двух сильнейших за последние 25 лет землетрясений в районе Тянь-Шаня к полосе высокого поглощения позволяет предполагать, что и следующее сильное землетрясение может произойти в районе этой аномалии. В этой связи отметим, что по данным Института сейсмологии Национальной академии наук Республики Казахстан, в районе к югу от станции ТКМ2 выделяется довольно большая область сейсмического затишья. Существенно, что, начиная с 1996 г., здесь регистрируются землетрясения с глубинами очагов ~20 км (известно, что увеличение доли относительно глубокофокусных событий служит важным прогностическим признаком [2, 15]).

Авторы выражают признательность Р.Т. Бейсенбаеву за предоставление аналоговых записей станции KUU.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Копничев Ю.Ф. // ДАН. 1997. Т. 356. № 4. С. 528–532.
2. Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н. // ДАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 93–97.
3. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н., Шепелев О.М. // ДАН. 2000. Т. 374. № 1. С. 99–102.
4. Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Голубцова Н.С. и др. // Физика Земли. 1996. № 4. С. 99–107.
5. Запольский К.К. В кн.: Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 20–36.

6. Roescher S., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al. // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № B9. P. 15779–15795.
7. Копничев Ю.Ф. // ДАН. 2000. Т. 375. № 1. С. 93–97.
8. Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф., Нерсесов И.Л., Рахматуллин М.Х. // Физика Земли. 1990. № 4. С. 38–49.
9. Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф., Рахматуллин М.Х. В кн.: Сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1992. С. 16–26.
10. Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф. // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 64–74.
11. Копничев Ю.Ф., Нурмагамбетов А.Н. // Физика Земли. 1987. № 10. С. 11–25.
12. Кветинский С.И., Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н. и др. // ДАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 25–28.
13. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. // Физика Земли. 2001. № 11. С. 73–86.
14. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Султанходжаев А.А. и др. // ДАН. 1990. Т. 312. № 3. С. 721–725.
15. Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. // ДАН. 1979. Т. 247. № 5. С. 1100–1102.