

УДК 550.344 + 550.34

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В РАЙОНЕ ГИНДУКУША И ИХ СВЯЗЬ С ГЛУБОКОФОКУСНОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

<sup>1)</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*

Исследуются пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в районе Гиндукуша по изменениям отношения максимальных амплитуд в волнах S и P (параметр S/P), зарегистрированных киргызскими станциями Ала-Арча (ААК) и Эркинсай (ЕКС2) в 1993 - 2012 гг. на эпицентральных расстояниях ~650 - 800 км. Показано, что для гипоцентров на глубинах 231 - 270 и 211 - 230 км наблюдается отрицательная корреляция параметров S/P. Для глубин 211 - 230 км и 191 - 210 км имеет место корреляция параметров S/P, начиная с 2002 г., после сильнейшего глубоководного землетрясения 03.03.2002 г. ( $M=7.4$ ). Предполагается, что обнаруженные эффекты связаны с процессами подъема глубинных флюидов, а также гидратации и дегидратации мантийных пород.

Изучению природы гиндукушской зоны глубоководной сейсмичности посвящено значительное количество публикаций [1 - 3 и др.]. Построены разрезы полей скоростей P- и S-волн до глубин ~250 км, выявлена их существенная горизонтальная неоднородность [1]. Исследовано пространственное распределение очагов глубоководных землетрясений [1 - 3], установлена связь сильнейших глубоководных и сильных коровых событий в обширном регионе Центральной и Южной Азии [4]. Вместе с тем следует признать, что вопрос о природе зоны глубоководной сейсмичности далек от окончательного решения. Для его решения необходимо привлекать дополнительные сейсмические и геофизические данные. В данной статье с этой целью рассматриваются характеристики поля поглощения S-волн в зоне глубоководных землетрясений и проводится их сопоставление с элементами сейсмичности.

### ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Глубоководная сейсмичность в районе Гиндукуша сконцентрирована в основном в диапазоне глубин ~70 - 300 км [3]. В таблице 1 представлены данные о землетрясениях с  $M \geq 7.0$ , произошедших с начала XX-го века.

Из таблицы 1 следует, что за 110 лет в районе Гиндукуша произошло 13 таких событий. При этом с 1965 по 2002 гг. они происходили регулярно с периодичностью 9 лет. После 2002 г. эта периодичность нарушилась; в связи с чем есть большие основания предполагать, что в ближайшие годы здесь снова может реализоваться землетрясение с  $M \geq 7.0$ . На рисунке 1 показано распределение по глубине количества глубоководных землетрясений в районе Гиндукуша начиная с 1973 г., когда глубины определялись с относительно высокой точностью.

Таблица 1. Параметры землетрясений с  $M \geq 7.0$  с 1900 г. в районе Гиндукуша

Год	Мес.	День	Широта	Долгота	h	M
1902	8	30	37.0	71.0	200	7.7
1908	10	23	36.5	70.5	220	7.6
1909	7	7	36.5	69.0	230	8.1
1911	7	4	36.5	70.5	160	7.6
1921	11	15	36.5	70.5	215	8.1
1922	12	06	36.5	70.5	230	7.5
1929	2	1	36.5	70.5	220	7.1
1949	3	4	36.6	70.6	300	7.7
1965	3	14	36.6	70.8	215	7.8
1974	7	30	36.35	70.76	211	7.4
1983	12	30	36.37	70.74	214	7.2
1993	8	9	36.38	70.87	214	7.0
2002	3	3	36.50	70.48	225	7.4

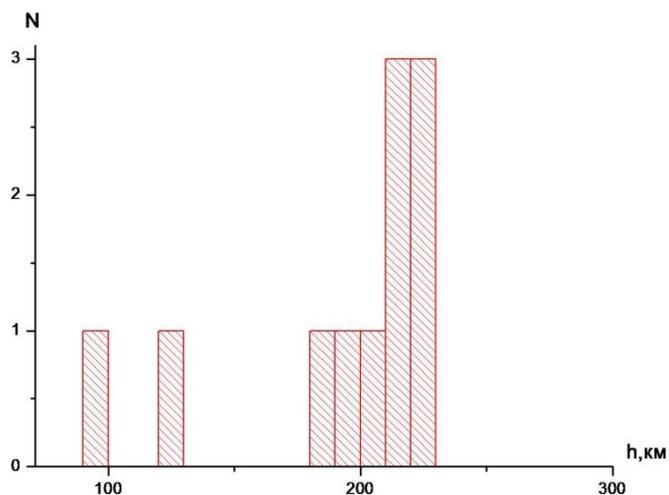
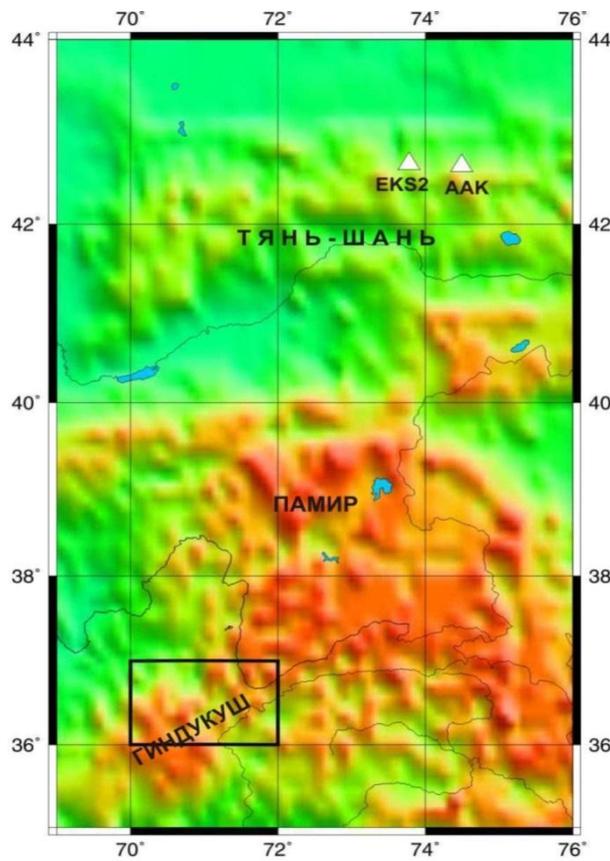


Рисунок 1. Распределение по глубине количества сильных землетрясений ( $M \geq 6.5$ ) в районе Гиндукуша

Из рисунка 1 видно, что 9 из 11 событий с  $M \geq 6.5$  произошли на глубинах 181 - 230 км; при этом гипоцентры всех четырех землетрясений с  $M \geq 7.0$  попали в узкий диапазон  $h=211 - 230$  км (таблица 1). Такое распределение событий во внутриконтинентальном районе существенно отличается от распределения в зонах субдукции, где количество землетрясений, как правило, монотонно убывает с глубиной до  $h \sim 300$  км [5].

#### СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Проведен анализ записей гиндукушских землетрясений в диапазоне глубин 151 - 270 км, полученных станциями Ала-Арча (ААК) и Эркинсай (ЕКС2) в 1993 - 2012 гг. (рисунок 2).



Прямоугольник – очаговая область; треугольник – сейсмическая станция

Рисунок 2. Район исследований

Магнитуда землетрясений находились в диапазоне 4.0 - 6.0, эпицентральные расстояния варьировались от 650 до 800 км. В общей сложности обработано более 700 записей. Глубины в рассматриваемом диапазоне были разбиты на четыре слоя: 151 - 190, 191 - 210, 211 - 230 и 231 - 270 км. Для трех верхних слоев гипоцентры распределялись по глубине достаточно равномерно, в то время как для нижнего слоя - более 80% событий происходили на глубинах 231 - 250 км.

#### **МЕТОДИКА**

Для учета зависимости добротности среды от частоты колебаний проводилась узкополосная фильтрация записей (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы на уровне 0.7 от максимума [6]). Измерялись отношения максимальных амплитуд в Р- и S-волнах (параметр  $\lg(AS/AP)$ , который для краткости далее обозначен как S/P). Очевидно, что увеличение параметра S/P соответствует уменьшению эффективного поглощения короткопериодных поперечных волн и наоборот [7]. Следует заметить, что на уровень параметра S/P существенно влияют диаграммы направленности излучения S и Р-волн. а также неоднородности поля поглощения в области регистрирующих станций [7].

Для учета роли первого фактора проведено осреднение параметров S/P в каждом диапазоне глубин. Обычно осреднялись данные за год, реже – за два или три года (в зависимости от количества сейсмограмм).

Роль второго фактора состоит в том, что при использовании записей одной и той же станции для гипоцентров с разными глубинами лучи могут проходить разные отрезки пути в некоторой неоднородности высокого поглощения. Согласно ранее полученным данным, зоны наиболее сильного поглощения S-волн в районе Центрального Тянь-Шаня, как правило, находятся в нижней коре, на глубинах ~30 - 50 км [8]. Здесь же располагаются и области самой высокой проводимости по данным МТЗ [9]. В обоих случаях эти эффекты связываются с присутствием заметной доли свободных флюидов. Для оценки роли второго фактора рассмотрим смещение лучей на границе М от источников на разных глубинах. Примем для определенности простейшую двухслойную модель среды с толщиной коры  $h_k=50$  км и скоростями S-волн в коре и верхах мантии соответственно 3.5 и 4.6 км/с. В таблице 2 указаны величины сноса лучей в коре для очагов, расположенных на разных глубинах.

*Таблица 2. Оценка смещения лучей на границе М от гиндукушских землетрясений с разными глубинами очагов*

h, км	ik°	rk, км	lk, км
170	48.3	56.1	75.0
200	47.7	54.9	74.3
220	47.3	54.2	73.7
250	46.5	52.6	72.6

Примечание. Здесь ik – угол луча с вертикалью (в коре), rk - снос луча в коре, lk – длина трассы луча в коре

Из таблицы 2 следует, что для эпицентров, расположенных в середине самого верхнего и самого нижнего слоев, расхождение лучей на границе М ( $\Delta rk$ ) составляет ~3.5 км. В то же время радиус зоны Френеля  $R_f = \sqrt{(lk\lambda)}$  (lk – длина отрезка трассы, проходящей лучем в коре,  $\lambda$  - длина волны) составляет ~14 км. Отсюда следует, что величина отношения  $rk/R_f \ll 1$ , поэтому можно считать, что неоднородности поля поглощения в нижней коре не приводят к существенным различиям параметра S/P для разных глубин очагов (при прочих равных условиях).

#### **АНАЛИЗ ДАННЫХ**

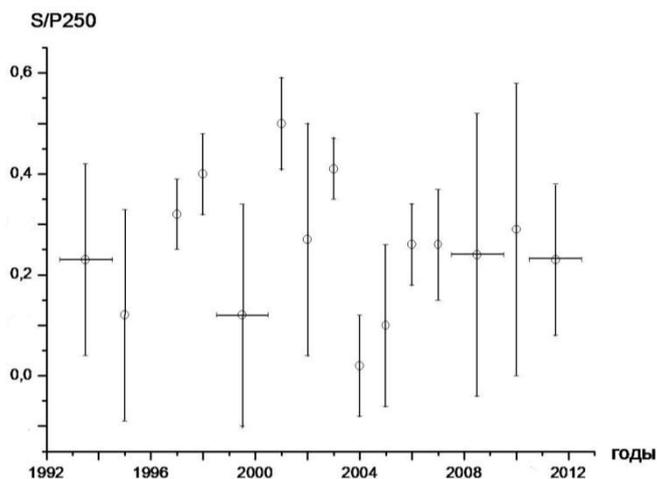
На рисунке 3 показана зависимость параметра S/P от времени для диапазона глубин 231 - 270 км по данным станции ААК (для краткости обозначим его как S/P250, здесь и ниже индекс соответствует средней глубине диапазона).

Доверительные интервалы для средних значений на уровне 0.7 варьируются от 0.07 до 0.29. Видно,

что средние величины S/P250 изменяются в диапазоне от 0.02 (в 2004 г.) до 0.50 (в 2001 г.). Наблюдается рост величин S/P250 с 1993 до 2001 г., далее - до 2012 г. - они в целом падают. Важно отметить, что максимальное значение S/P250 наблюдалось непосредственно перед сильнейшим глубоководным землетрясением 03.03.2002 г. ( $M=7.4$ ). После этого события в течение 4 лет величина S/P250 резко падает (до 0.02 - 0.10). Среднее значение S/P250 за 1993 - 2012 гг. равно  $0.25 \pm 0.12$ . Интересно, что в 2001 - 2006 гг. имели место наибольшие вариации параметра на фоне общего его падения.

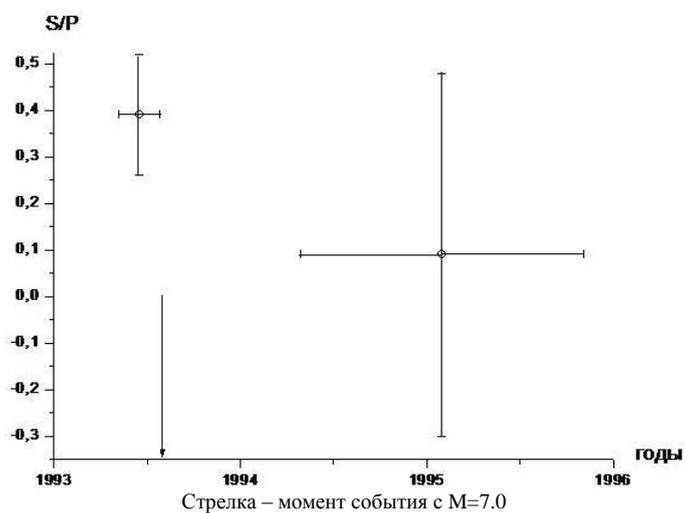
На рисунке 4 показаны средние величины S/P250 до и после сильного землетрясения 09.08.1993 г. ( $M=7.0$ ). В данном случае осреднение проведено по небольшому количеству данных.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН  
В РАЙОНЕ ГИНДУКУША И ИХ СВЯЗЬ С ГЛУБОКОФОКУСНОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ



Вертикальный отрезок - доверительный интервал на уровне 0.7.  
Горизонтальная риска - интервал осреднения данных (в остальных случаях он равен 1 году)

Рисунок 3. Временные вариации параметра S/P250 (по данным станции ААК)



Стрелка - момент события с M=7.0

Рисунок 4. Вариации параметра S/P250 до и после землетрясения 09.08.1993 г. (по данным станции ААК)

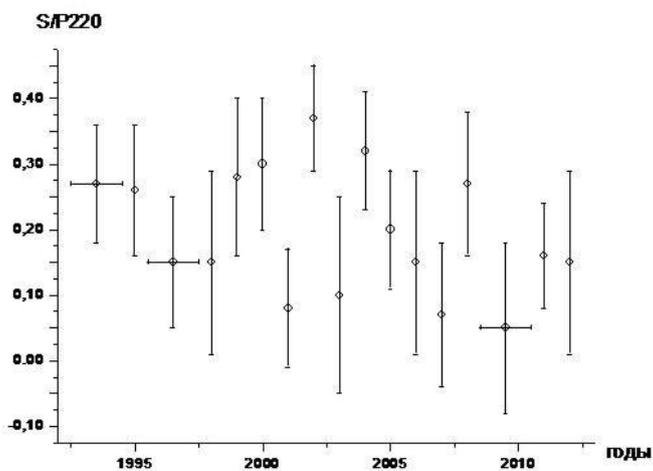
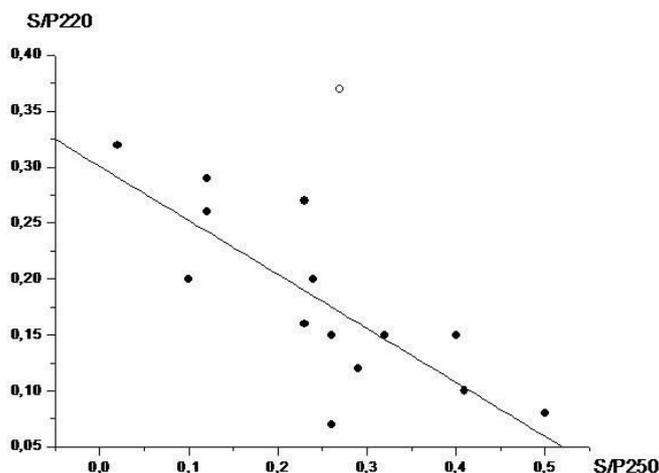


Рисунок 5. Временные вариации параметра S/P220 (по данным станции ААК)



Незалитый значок – данные за 2002 г. Прямая – линия регрессии (за исключением данных за 2002 г.)

Рисунок 6. Корреляционная зависимость параметров S/P250 и S/P220 (по данным станции ААК)

Из рисунка 4 следует, что средняя величина S/P250 также значительно (на 0.30) снизилась в 1994 - 1995 гг. по сравнению со значением до события с  $M=7.0$ . Рисунок 5 иллюстрирует зависимость параметра S/P220 от времени для диапазона глубин 211 - 230 км. В данном случае разброс средних значений S/P220 значительно меньше, чем для предыдущего диапазона глубин (от 0.07 до 0.37). В целом наблюдается небольшой рост величин S/P220 с 1993 по 2000 гг. и дальнейшее их снижение к 2012 г. Средняя величина S/P220 равна  $0.20 \pm 0.10$ . Как и для диапазона глубин 231 - 270 км, вариации параметра резко увеличиваются, начиная с 2001 г. В 2001 г. имело место значительное уменьшение среднего значения S/P220, тогда как в 2002 г. наблюдался резкий рост величины этого параметра, который начался еще до сильнейшего землетрясения 03.03.2002 г. (в среднем за период (01 - 02)2002 г.  $S/P220 = 0.39 \pm 0.22$ ).

На рисунке 6 показан характер зависимости параметров S/P250 и S/P220. Существенно, что с 1993 по 2012 гг. имела место отрицательная корреляция этих величин (коэффициент корреляции равен 0.80). При этом значение S/P за 2002 г. резко отклоняется вверх ( $>3\sigma$ ) от корреляционной зависимости.

На рисунке 7 показана зависимость параметра S/P220 от времени по данным ст. ЕКС2, полученным в 1996 - 2011 гг. Из графика следует, что в данном случае вариации параметра S/P220 даже больше, чем для станции ААК. Несмотря на меньший интервал времени (от 0.23 до 0.65). Максимальное значение параметра поглощения получено в 2002 г., при этом резкий его рост, как и по данным станции ААК, начался с января 2002 г., еще до землетрясения с  $M=7.4$ . В среднем величина S/P220 равна  $0.43 \pm 0.11$ , что значительно выше, чем по данным станции ААК.

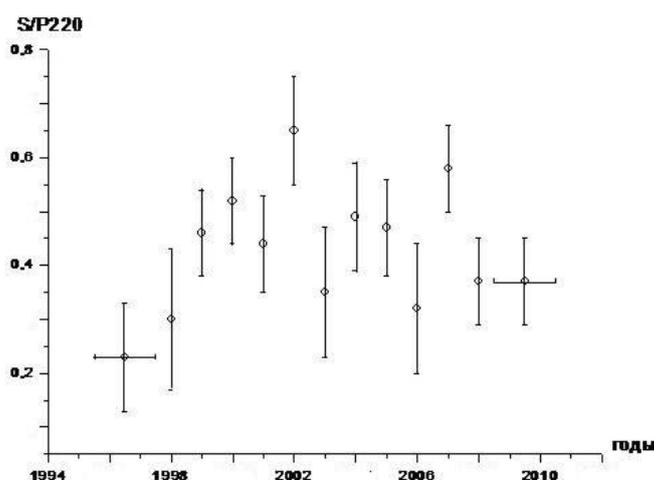


Рисунок 7. Временные вариации параметра S/P220 (по данным станции ЕКС2)

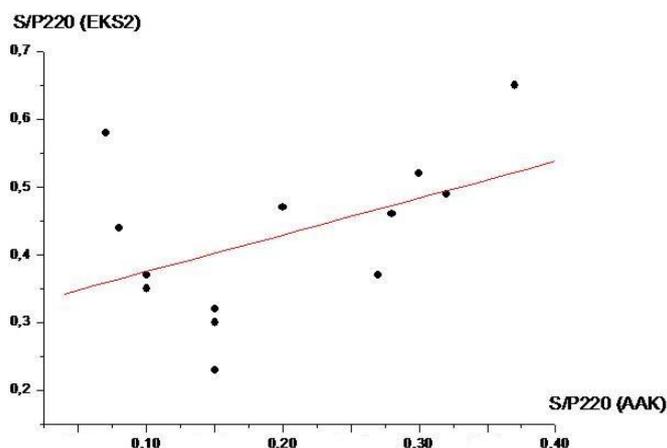


Рисунок 8. Корреляционная зависимость параметров S/P220 (по данным станций ААК и ЕКС2)

Из рисунка 8 видно, что в промежутке с 1996 по 2011 гг. в целом наблюдается корреляция этих величин по данным станций ААК и ЕКС2. Исключение составляют только значения за 2007 г. На рисунке 9 представлена зависимость от времени параметра S/P200 (по данным станции ААК). В данном случае средние значения параметра варьируются значительно меньше (от 0.20 до 0.49), в среднем  $S/P200=0.36\pm 0.07$ . В целом существует тенденция к небольшому падению значений S/P200 с течением времени; вариации параметра значительно возрастают, начиная с 2003 г. Следует отметить, что с 2002 по 2012 гг. наблюдается корреляция величин S/P220 и S/P200 (коэффициент корреляции равен 0.75 - рисунок 10). В то же время такая корреляция отсутствовала в 1993 - 2001 гг.

На рисунке 11 показана зависимость от времени параметра S/P170 по данным станции ААК (для са-

мого верхнего рассмотренного диапазона глубин). Величины S/P170 варьируются в диапазоне 0.16 - 0.53, в среднем  $S/P170=0.34\pm 0.10$ . В данном случае существует тенденция небольшого роста параметра со временем, начиная с 1996 г. На рисунке 12 представлена зависимость между параметрами S/P200 и S/P170. Видно, что на фоне разброса данных, корреляция указанных параметров не наблюдается (в отличие от рисунков 6 и 9).

Из полученных данных следует, что средние величины S/P минимальны для диапазона глубин 211 - 230 км, а максимальны – для диапазонов 151 - 210 и 191 - 210 км. Таким образом, на глубинах ~200 - 220 км имеет место наибольший контраст значений S/P. Вместе с тем, временные вариации величин S/P значительно больше для нижней половины рассматриваемого разреза ( $h=211 - 270$  км), чем для верхней.

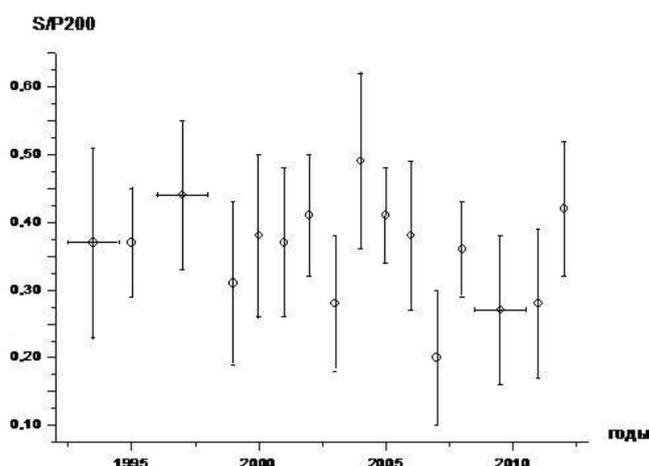
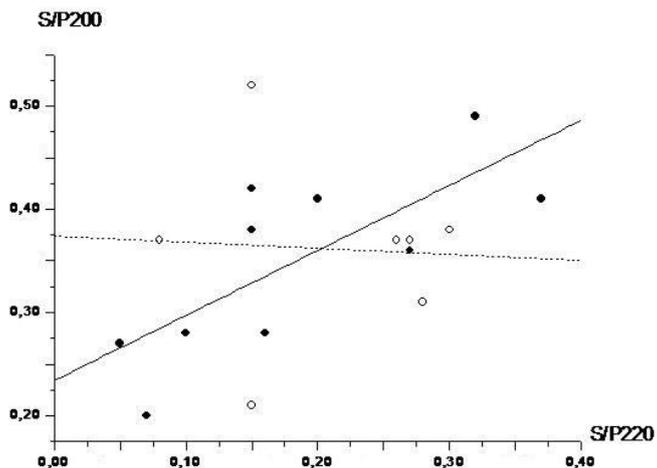


Рисунок 9. Временные вариации параметра S/P200 (по данным станции ААК)

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН  
В РАЙОНЕ ГИНДУКУША И ИХ СВЯЗЬ С ГЛУБОКОФОКУСНОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ



Незалитый значок – данные за 1993 - 2001 гг., залитый – за 2002 - 2012 гг. Прямые – соответствующие линии регрессии

Рисунок 10. Корреляционная зависимость параметров S/P220 и S/P200 (по данным станции ААК)

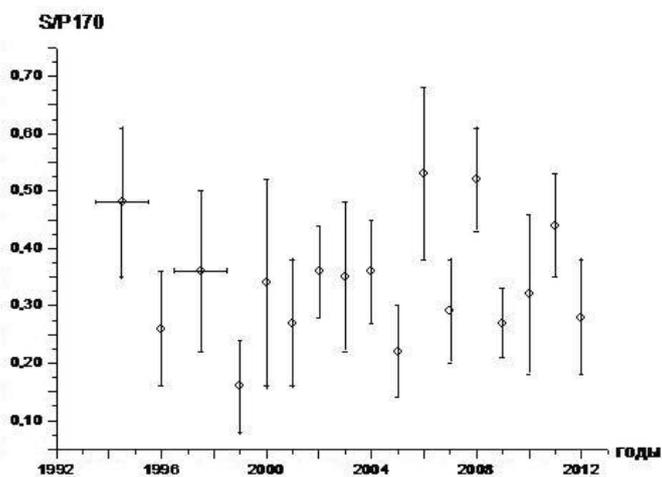


Рисунок 11. Временные вариации параметра S/P170 (по данным станции ААК)

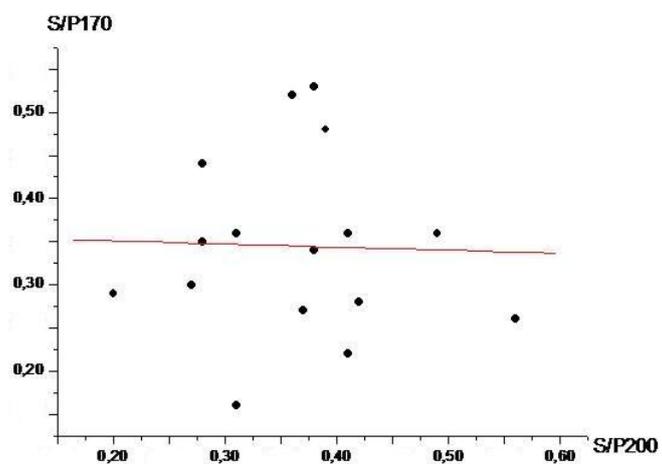


Рисунок 12. Корреляционная зависимость параметров S/P200 и S/P170 (по данным станции ААК)

### ОБСУЖДЕНИЕ

Установлены существенные временные вариации значений параметра  $S/P$  для гиндукушских землетрясений в разных диапазонах глубин. Следует заметить, что такие вариации не связаны с особенностями диаграмм направленности излучения  $P$ - и  $S$ -волн, поскольку проведено осреднение данных для каждого отрезка времени. В связи с этим можно полагать, что наиболее естественное (если не единственное) объяснение обнаруженных эффектов связано с изменением содержания глубинных флюидов на трассах от очага до станции (как известно, всего лишь 1% объемного содержания флюида может приводить к уменьшению скоростей  $S$ -волн на 10% и резкому увеличению поглощения [10]). При этом изменение доли флюидов может происходить как в очаговой области (в результате процессов их миграции, а также гидратации и дегидратации мантийных пород [5]), так и в нижней коре и верхах мантии в области регистрирующей станции [7].

Выше было отмечено, что наиболее сильные временные вариации поля поглощения в районе расположения станций в Северном Тянь-Шане, наблюдаются в нижней коре. Полученные выше оценки свидетельствуют о том, что в районе регистрирующей станции для разных диапазонов глубин очагов зоны Френеля на границе  $M$  в значительной степени перекрываются. Отсюда следует, что если бы вариации параметра  $S/P$  были следствием изменения доли флюидов, главным образом, в нижней коре в области станции, то они были бы синхронными для разных слоев в очаговой зоне. В то же время, как показано выше, для слоев 151 - 190 и 191 - 210 км корреляция параметров  $S/P$  отсутствует, а для более глубоких слоев наблюдается даже отрицательная корреляция. Кроме того, в этом случае трудно ожидать синхронного изменения в течение 15 лет содержания флюидов в областях двух станций, удаленных на расстояние около 60 км (ААК и ЕКС2). Отсюда следует, что в изучаемом случае основные вариации значений параметра  $S/P$  связаны с изменением содержания флюидов непосредственно в зоне глубокофокусной сейсмичности.

Относительно низкие средние величины  $S/P$  для глубин 211 - 270 км свидетельствуют о более высоком содержании флюидов в очаговой зоне по сравнению с глубинами 151 - 210 км. При этом наибольший контраст значений  $S/P$  наблюдается между слоями 191 - 210 и 211 - 230 км. Это позволяет предположить, что слой на глубинах 191 - 210 км служит слабопроницаемой перегородкой для флюидов, сконцентрированных глубже.

Повышенное содержание флюидов в слое 211 - 270 км и пониженное – на глубинах 151 - 210 км, скорее всего, связано с преобладанием процессов соответственно дегидратации высокоплотных гид-

росиликатов и гидратации мантийных пород на таких глубинах [5]. Отрицательная корреляция величин  $S/P250$  и  $S/P220$  свидетельствует о том, что свободные флюиды периодически “впрыскиваются” в слой на глубинах 211 - 230 км. В обычных условиях дальнейший подъем флюидов в слабопроницаемый слой на глубинах 191 - 210 км затруднен, поэтому флюиды частично переходят в связанное состояние в результате процессов гидратации [5]. В то же время перед сильнейшими землетрясениями в слой на глубинах 211 - 230 км, очевидно, поступает снизу аномально большая порция флюидов. В случае, когда флюиды образуют связную сеть, обеспечивается концентрация напряжений на ее кровле [11], что и может, в конечном счете, приводить к подвижке при сильном сейсмическом событии. Полученные данные свидетельствуют о том, что сильнейшие глубокофокусные землетрясения обеспечивают “прорыв” части флюидов в слой на глубинах 191 - 210 км. Кроме того, такие события, видимо, активизируют процессы дегидратации в самом нижнем рассматриваемом слое, о чем говорит резкое падение параметров  $S/P250$  в течение нескольких лет после двух землетрясений с  $M \geq 7.0$  (как известно, на дегидратацию пород расходуется дополнительная энергия [5], в качестве которой может выступать энергия сейсмических волн). Вместе с тем, непосредственно перед такими событиями, видимо, интенсифицируются процессы гидратации мантийных пород в слое 211 - 230 км, о чем свидетельствует, в частности, резкий рост значений параметра  $S/P$  за 1-2 месяца до землетрясения 03.03.2002 г.

Таким образом, имеются большие основания считать, что сильнейшие глубокофокусные события в районе Гиндукуша происходят благодаря подъему глубинных флюидов в очаговую зону. Отметим, что аномально высокие и очень низкие величины  $S/P$  перед сильными землетрясениями в диапазонах глубин 231 - 270 и 211 - 230 км, соответственно, вероятно, могут служить прогностическим признаком. Это представляет особый интерес, в частности, в связи с тем, что нередко через несколько месяцев после сильнейших гиндукушских событий происходят сильные коровые землетрясения в обширном регионе Центральной и Южной Азии [4].

Следует заметить, что процессы дегидратации океанической коры и подъема флюидов давно известны в зонах субдукции, однако там они происходят на значительно меньших глубинах (обычно до 70 км [12]). Большие глубины, на которых наблюдаются такие процессы в районе Гиндукуша, очевидно, связаны с гораздо более слабым разогревом верхней мантии, о чем, свидетельствует, в частности, отсутствие молодого вулканизма, а также очень высокие скорости сейсмических волн на глубинах около 200 км [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Roecker, S. Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: possible evidence of subducted crust / S. Roecker // J. Geophys. Res., 1982. – V. 87. – P. 945 - 959.
2. Roecker, S. Seismicity and fault plane solutions of intermediate depth earthquakes in Pamir-Hindu Kush region / S. Roecker [et al.] // J. Geophys. Res., 1980. – V. 85. – P. 1358 - 1364.
3. Pegler, G. An enhanced image of the Pamir- Hindu Kush seismic zone from relocated earthquake hypocenters / G. Pegler, S.Das // Geophys. J. Int. 1998. – V. 134. – P. 573 - 595.
4. 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.
5. 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.
6. Копничев, Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М. Наука: 1985. С. 176.
7. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2007. – № 5. – С. 54 - 70.
8. Бакиров, А.Б. (ред.). Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. Бишкек: Илим, 2006. – С. 116.
9. Bielinski, R. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies / R. Bielinski [et al.] // Geophys. Res. Lett., 2003. – N 15.
10. Hammond, W. Upper mantle seismic wave velocity: effects of realistic partial melt geometries / W. Hammond, E. Humpreys // J. Geophys. Res., 2000. – V. 105. – P. 10975 - 10986.
11. 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.
12. Yamasaki, T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab / T.Yamasaki, T. Seno // J. Geophys. Res. – V. 108., N B4. doi: 10.1029/2002JB001918.

ГИНДУКУШ АУДАНЫНДА S-ТОЛҚЫНДАР ЖҰТЫЛУ ӨРІСІНІҢ КЕҢІСТІК-УАҚЫТТЫҚ  
ВАРИАЦИЯЛАРЫ ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ ТЕРЕҢТОҒЫСТЫ СЕЙСМИКАЛЫЛЫҚПЕН БАЙЛАНЫСЫ

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

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

<sup>2</sup>*ҚР ҰАО РМК Геофизикалық зерттеулер институты исследований, Курчатов, Қазақстан*

1993-2012 ж.ж Ала-Арша (ААК) және Еркінсай (ЕКС2) қырғыз станцияларымкен ~650 - 800 км. эпиорталық қашықтықтарда тіркелген S және P (S/P параметрі) толқындарда максималь амплитудалардың қатынасы өзгеру бойынша Гиндукуш ауданында көлденең толқындардың жұтылу өрісінің кеңістік-уақыттық вариациялары зерттелуде. 231 - 270 және 211- 230 км тереңдіктерінде гипоорталықтар үшін S/P параметрлердің теріс корреляциясы байқалатыны көрсетілген. 211 - 230 км. және 191 - 210 км. тереңдіктері үшін, 2002 ж. бастап, 2002 ж. 03.03-індегі аса қатты тереңтоғысты жерсілкінуден (M=7.4) кейін, S/P параметрлердің корреляциясы орын алады. Айқындалған әсерлер тереңдегі флюидтер көтерілуімен, сондай-ақ мантиялық таужыныстардың гидратациясы мен дегидратациясына байланысты болуы жорамалдануда.

SPATIO-TEMPORAL VARIATIONS OF S WAVE ATTENUATION FIELD  
IN THE REGION OF HINDU KUSH AND THEIR RELATION TO SEISMICITY

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

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

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

We have been investigating spatio-temporal variations of shear wave attenuation field in the Hindu Kush region. We considered ratios of maximum amplitudes in S and P waves (parameter S/P) using recordings by stations AAK and EKS2, obtained in 1993 - 2012 at epicentral distances of ~ 650 - 800 km. It was shown, that negative correlation of S/P parameters is observed for hypocenters at depth of 231 - 270 and 211 - 230 km. At the same time the positive correlation takes place for depth ranges of 211 - 230 and 191-210 km since 2002, after the large deep-focus earthquake of 03.03.2002 (M=7.4). We suppose, that these effects are connected with processes of deep-seated fluids ascending, and also hydration and dehydration of mantle rocks.