

УДК 550.344+550.34  
PACS 91.30.-f

## НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ КАВКАЗА И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

© 2019 г. Ю.Ф. Копничев<sup>1\*</sup>, И.Н. Соколова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт геофизических исследований Министерства энергетики Республики Казахстан,  
г. Алма-Ата, Казахстан

\* e-mail: yufk777@mail.ru

**Аннотация.** Проведено картирование поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Кавказа. Использован метод, основанный на анализе отношения максимальных амплитуд волн  $S_n$  и  $P_n$ . Обработано более 200 записей землетрясений, полученных станцией «Кисловодск» (KIV) на расстояниях ~200–750 км. Показано, что в целом наиболее высокое поглощение поперечных волн наблюдается на западе района. Установлено, что для трасс, одновременно пересекающих очаговые зоны Спитакского (1988 г.,  $M_w = 6.8$ ) и Рачинского (1991 г.,  $M_w = 7.0$ ) землетрясений, имеет место повышенное и промежуточное поглощение. В то же время очаговой зоне Дагестанского землетрясения 1970 г. ( $M_w = 6.8$ ) соответствует в основном пониженное поглощение. Эти данные согласуются со сделанным ранее выводом о том, что после сильных сейсмических событий глубинные флюиды в течение нескольких десятков лет поднимаются в земную кору из верхов мантии, что приводит к уменьшению поглощения волн  $S_n$ . Выделена зона высокого поглощения на западе района, где по инструментальным и историческим данным не зарегистрировано сейсмических событий с  $M \geq 6.0$ . Предполагается, что здесь могут идти процессы подготовки сильного землетрясения.

**Ключевые слова:** литосфера, поглощение, волны  $S_n$ , сильные землетрясения, глубинные флюиды.

<https://doi.org/10.21455/GPB2019.3-4>

**Цитирование:** Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения S-волн в литосфере Кавказа и их связь с сейсмичностью // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18, № 3. С. 67–76. <https://doi.org/10.21455/GPB2019.3-4>

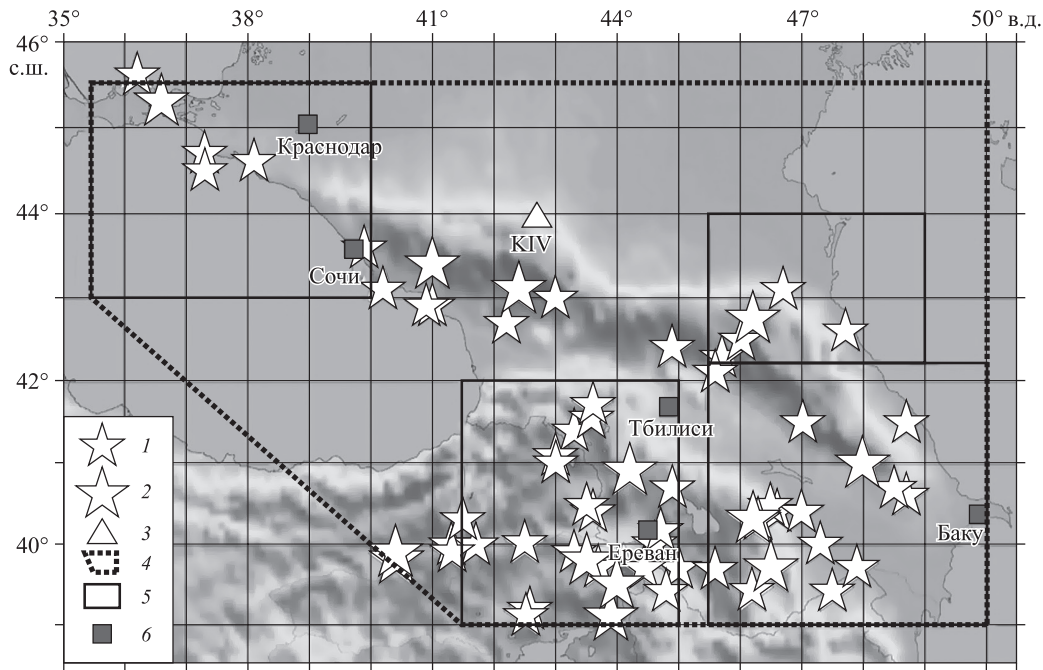
### ВВЕДЕНИЕ

В последние 20 лет получены многочисленные данные, свидетельствующие о важной роли глубинных флюидов в процессах подготовки сильных неглубоких землетрясений [Husen, Kissling, 2001; Копничев, Соколова, 2003, 2007, 2010, 2011, 2016, 2017; Копничев и др., 2009]. Области высокого содержания флюидов в литосфере, связанные с подготовкой сильных сейсмических событий, могут быть выделены по характеристикам поля поглощения короткопериодных поперечных волн, наиболее чувствительных к присутствию жидкой фазы [Molnar, Oliver, 1969; Копничев, Аракелян, 1988; Копничев, Соколова, 2003, 2007, 2010, 2011, 2016, 2017, 2018; Копничев и др., 2009]. В настоящей работе с этой целью рассматриваются характеристики поля поглощения в литосфере Кавказа. Ранее аналогичные исследования были проведены в различных районах Центральной Азии [Копничев, Соколова, 2003, 2007, 2010, 2011, 2012, 2014, 2016, 2018; Копничев и др., 2009].

### ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

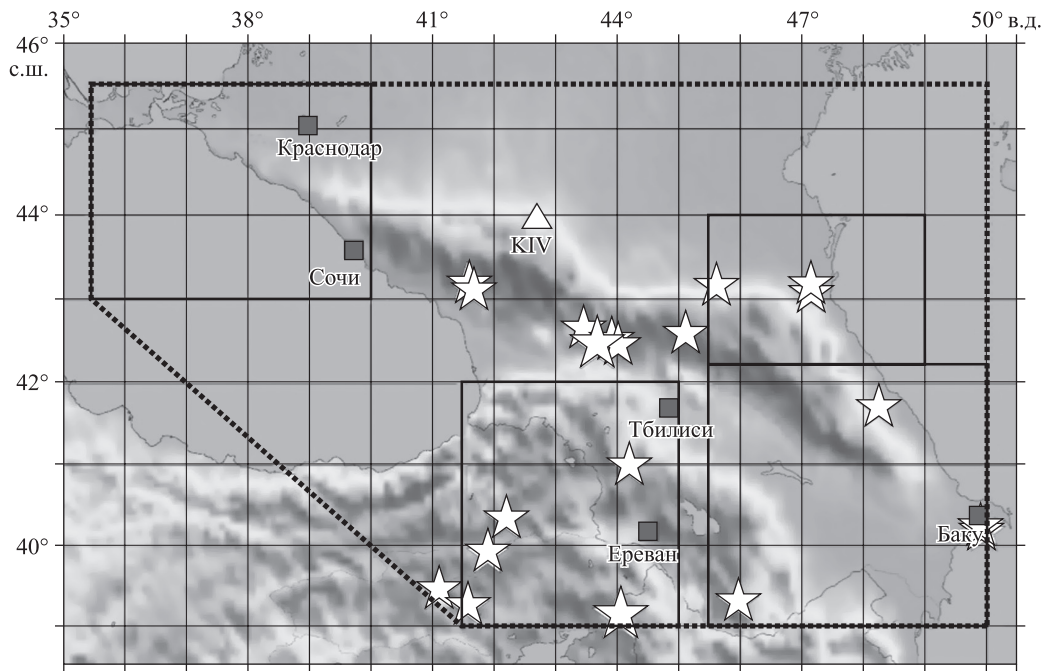
Рассматривается район Кавказа с прилегающими территориями Черного и Каспийского морей, Восточной Турции и Северо-Западного Ирана, ограниченный координатами  $39.0^\circ$ – $45.5^\circ$  с.ш.;  $35.5^\circ$ – $50.0^\circ$  в.д. (рис. 1, 2). По историческим данным [Новый каталог..., 1977] до 1900 г. здесь произошло 13 сильных

землетрясений с  $M \geq 7.0$  и большое количество более слабых ( $M = 6.0$ – $6.9$ , см. рис. 1) сейсмических событий. При этом самая низкая плотность эпицентров имеет место на западе района. Начиная с 1900 г. по инструментальным данным в рассматриваемом районе зарегистрировано 20 достаточно сильных событий, в том числе два с  $M_w = 7.0$  (см. рис. 2). Подавляющее большинство из этих землетрясений (18) произошли к югу и востоку от станции «Кисловодск» (KIV) и только два – к западу и юго-западу от нее ( $M = 6.4$ , в 1905 и 1963 годах). Наиболее сильные события с  $M_w = 7.0$  зарегистрированы на границе Восточной Турции и Северо-Западного Ирана (24.11.1976 г.), а также в районе Северного Кавказа (Рачинское землетрясение 29.04.1991 г.). По историческим и инструментальным данным на севере района очаги сильных землетрясений с  $M \geq 6.0$  прослеживаются от Керченского пролива по границе Черного моря и далее вдоль всего Большого Кавказа. Интересно, что по палеосейсмическим данным период повторяемости сильных землетрясений в районе Северного Кавказа достаточно большой – порядка 2000 лет [Rogozhin et al., 2002; Рогожин и др., 2005]. В связи с этим следует отметить крупную зону «сейсмической брешы» между  $\sim 38^\circ$  и  $40^\circ$  в.д., где не зарегистрировано сильных событий ни по инструментальным, ни по историческим данным.



**Рис. 1.** Карта района исследований

1, 2 – эпицентры исторических сильных землетрясений в районе Кавказа (до 1900 г.): 1 –  $M = 6.0-6.9$ , 2 –  $M \geq 7.0$ ; 3 – сейсмическая станция; 4 – границы района исследований; 5 – области, в которых проводилось картирование поля поглощения; 6 – крупные города



**Рис. 2.** Эпицентры сильных землетрясений (начиная с 1900 г.) в исследуемом районе

Усл. обозн. см. на рис. 1

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для анализа характеристик поля поглощения отображены записи коровых землетрясений с глубинами очагов до 33 км, полученные станцией KIV в 1990–2018 гг. в диапазоне эпицентральных расстояний  $\Delta \sim 200-750$  км (см. рис. 1). В общей сложности обработано более 200 записей событий с  $M = 4.0-5.5$ .

Использован метод картирования поля поглощения в литосфере по отношению максимальных амплитуд волн  $S_n$  и  $P_n$  (параметр  $\lg(AS_n/AP_n)$ , который для краткости будем обозначать как  $S_n/P_n$ ). Совокупность имеющихся данных позволила сделать вывод, что группа  $S_n$  сформирована поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в

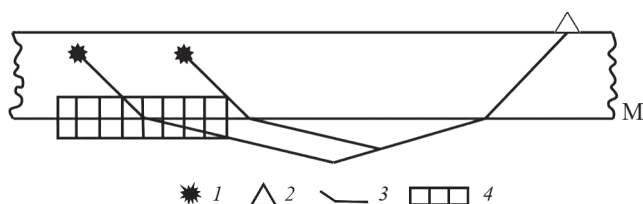


Рис. 3. Схема распространения волн, формирующих группу  $S_n$

1 – гипоцентры коровых землетрясений; 2 – сейсмическая станция; 3 – трассы лучей; 4 – зона высокого поглощения. М – граница Мохоровичича

верхней мантии [Molnar, Oliver, 1969; Копничев, Аракелян, 1988]. В этом случае при использовании записей одной станции относительный уровень группы  $S_n$  служит мерой поглощения S-волн в нижней коре и верхих мантии в области эпицентра [Копничев, Соколова, 2010, 2014, 2016; Копничев и др., 2009] (рис. 3). Параметр  $S_n/P_n$  используется для нормировки, поскольку волны  $S_n$  и  $P_n$  распространяются близкими трассами. При этом длина отрезков трасс, проходимых волнами  $S_n$  в нижней коре, составляет несколько десятков километров и почти не зависит от  $\Delta$  [Копничев, Аракелян, 1988; Копничев, Соколова, 2010, 2011, 2012, 2014, 2016], поэтому изменение параметра  $S_n/P_n$  с расстоянием происходит в основном вследствие вариаций поглощения в верхих мантии. В связи с тем, что поглощение существенно зависит от частоты колебаний, предварительно проводилась фильтрация вертикальных компонент записей (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы [Копничев, 1985]).

#### АНАЛИЗ ДАННЫХ

**Зависимости параметра  $S_n/P_n$  от расстояния.** Мы рассматривали данные для четырех областей, ограниченных координатами 43.0°–45.5° с.ш., 35.5°–40° в.д.; 42.2°–44.0° с.ш., 45.5°–49.0° в.д.; 39.0°–42.2° с.ш., 45.5°–50° в.д. и 39.0°–42.0° с.ш., 41.5°–45.0° в.д. (см. рис. 1). Для удобства будем называть направления на эти области от станции KIV соответственно западным, восточным, юго-восточным и южным.

На рис. 4 приведены типичные примеры сейсмограмм событий из указанных областей, расположенных на разных азимутах от станции KIV. Эпицентральные расстояния для этих событий меняются незначительно – от 394 до 430 км. Из представленных на рис. 4 данных следует, что записи существенно отличаются друг от друга: для восточного, юго-восточного и южного направлений величина параметра  $S_n/P_n$  – достаточно высокая, а для западного – относительно низкая. Отметим, что на трех записях доминирует коровая группа  $L_g$  [Копничев, 1985] и только на одной (к востоку от станции) максимальные амплитуды соответствуют группе  $S_n$ .

На рис. 5, а–г показаны зависимости параметра  $S_n/P_n$  от эпицентрального расстояния (по данным станции KIV). Точки на рисунках в большинстве случаев соответствуют средним значениям, полученным для небольших зон с линейными размерами, как правило,

несколько десятков километров. Несмотря на осреднение, которое позволяет уменьшить зависимость параметра  $S_n/P_n$  от диаграмм направленности излучения волн  $S_n$  и  $P_n$ , наблюдается большой разброс данных. Для западного направления трассы волн от эпицентров к станции KIV пересекают весь Западный Кавказ. На рис. 5, а видно, что этому направлению соответствуют сравнительно низкие средние величины  $S_n/P_n$  на малых расстояниях, а также относительно медленное их убывание с ростом  $\Delta$ . В данном случае уравнение линейной регрессии с очень низким коэффициентом корреляции ( $r = 0.26$ ) имеет вид:

$$S_n/P_n = 0.79 - 0.00076 \Delta \text{ (км)}. \quad (1)$$

На рис. 5, б представлена аналогичная зависимость для восточного направления. Здесь средние величины  $S_n/P_n$  на малых расстояниях значительно выше, однако убывают с расстоянием гораздо быстрее, чем на западе. Уравнение линейной регрессии с более высоким коэффициентом корреляции ( $r = 0.41$ ) описывается выражением

$$S_n/P_n = 1.25 - 0.00146 \Delta \text{ (км)}. \quad (2)$$

На рис. 5, в видно, что для юго-восточного направления средние величины  $S_n/P_n$  на малых расстояниях снова выше, чем на западе, но убывают с расстоянием быстрее (однако медленнее, чем на востоке). Уравнение линейной регрессии с коэффициентом корреляции  $r = 0.44$  имеет вид:

$$S_n/P_n = 1.08 - 0.00095 \Delta \text{ (км)}. \quad (3)$$

Похожая зависимость, но с меньшим коэффициентом корреляции ( $r = 0.33$ ), получена для южного направления (см. рис. 5, г):

$$S_n/P_n = 0.98 - 0.00093 \Delta \text{ (км)}. \quad (4)$$

Следует отметить, что для данного направления трассы волн идут в основном под Транскавказским поперечным поднятием.

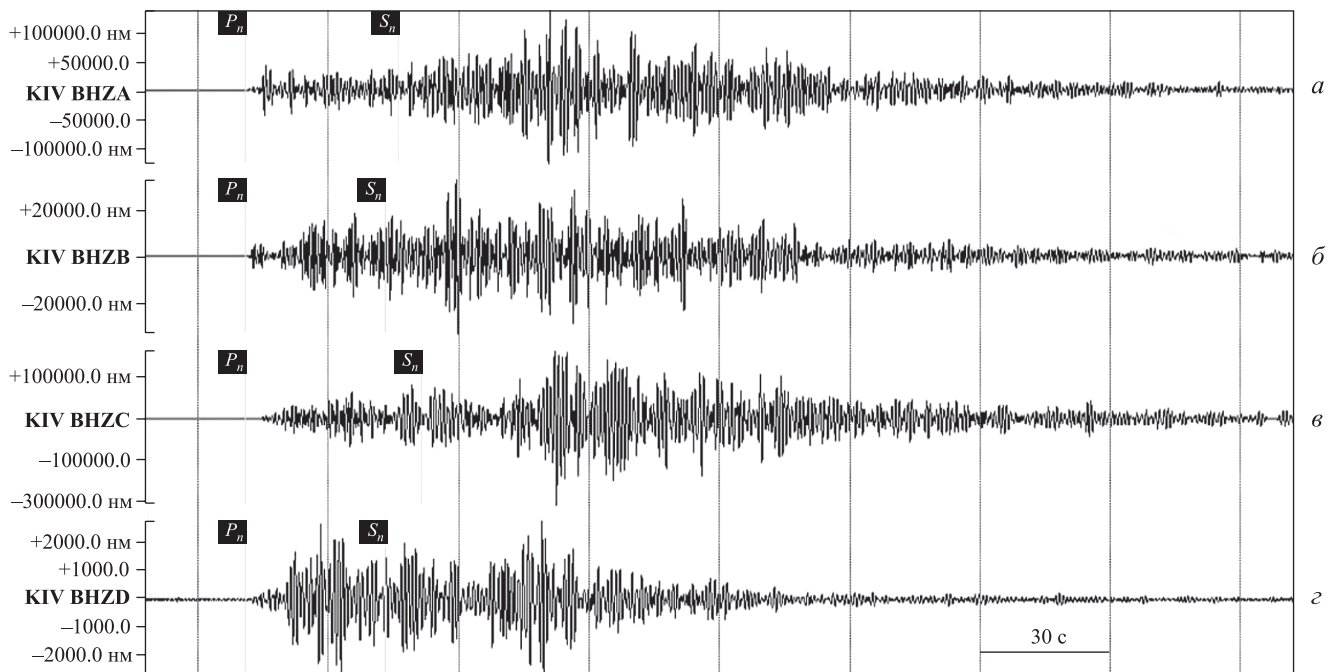
Сопоставление данных на рис. 5, а–г показывает, что при  $\Delta = 300$  км средняя величина параметра  $S_n/P_n$  варьирует от 0.56 (для запада) до 0.81 (для востока). В то же время при  $\Delta = 500$  км минимальная величина средних значений составляет 0.41 (для запада), а максимальная – 0.61 (для юго-востока).

На рис. 5, д представлена зависимость величин  $S_n/P_n$  от расстояния для всего рассматриваемого района. В данном случае средние величины параметра на фоне большого разброса данных убывают с  $\Delta$ ; уравнение линейной регрессии описывается выражением

$$S_n/P_n = 0.96 - 0.00082 \Delta \text{ (км)}, \quad (5) \\ r = 0.35.$$

Сопоставление с данными, полученными для района Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) по записям станции ULN [Копничев, Соколова, 2014], показывает, что при  $\Delta \sim 400$ –750 км средние величины  $S_n/P_n$  существенно ниже и падают с расстоянием гораздо быстрее для района Кавказа (при  $\Delta \sim 600$  км различия достигают  $\sim 0.45$  ед. лог.). Вместе с тем линия регрессии (5) идет значительно выше, чем аналогичная зависимость для района Памира [Копничев, Соколова, 2011].





**Рис. 4.** Примеры сейсмограмм землетрясений Кавказа для разных азимутов (станция KIV, вертикальная компонента, канал 1.25 Гц)

*a* – запад (09.11.2002 г., 45.00° с.ш., 37.77° в.д.,  $h = 10$  км,  $\Delta = 407$  км); *b* – восток (03.05.2017 г., 42.18° с.ш., 46.96° в.д.,  $h = 10$  км,  $\Delta = 394$  км); *c* – юго-восток (07.05.2012 г., 41.55° с.ш., 46.79° в.д.,  $h = 14$  км,  $\Delta = 430$  км); *d* – юг (17.07.2013 г., 40.53° с.ш., 41.91° в.д.,  $h = 5$  км,  $\Delta = 394$  км). Указаны моменты вступления волн  $P_n$  и  $S_n$  по годографу

**Картирование поля поглощения.** На рис. 6, *a–d* представлены карты поля поглощения  $S$ -волн в литосфере рассматриваемого района. Для каждого направления все величины  $S_n/P_n$  разбиты на три уровня относительно линий регрессии, соответствующие пониженному ( $\Delta S_n/P_n > 0.20$ ), промежуточному ( $0.20 \geq \Delta S_n/P_n \geq -0.20$ ) и повышенному ( $\Delta S_n/P_n < -0.20$ ) поглощению.

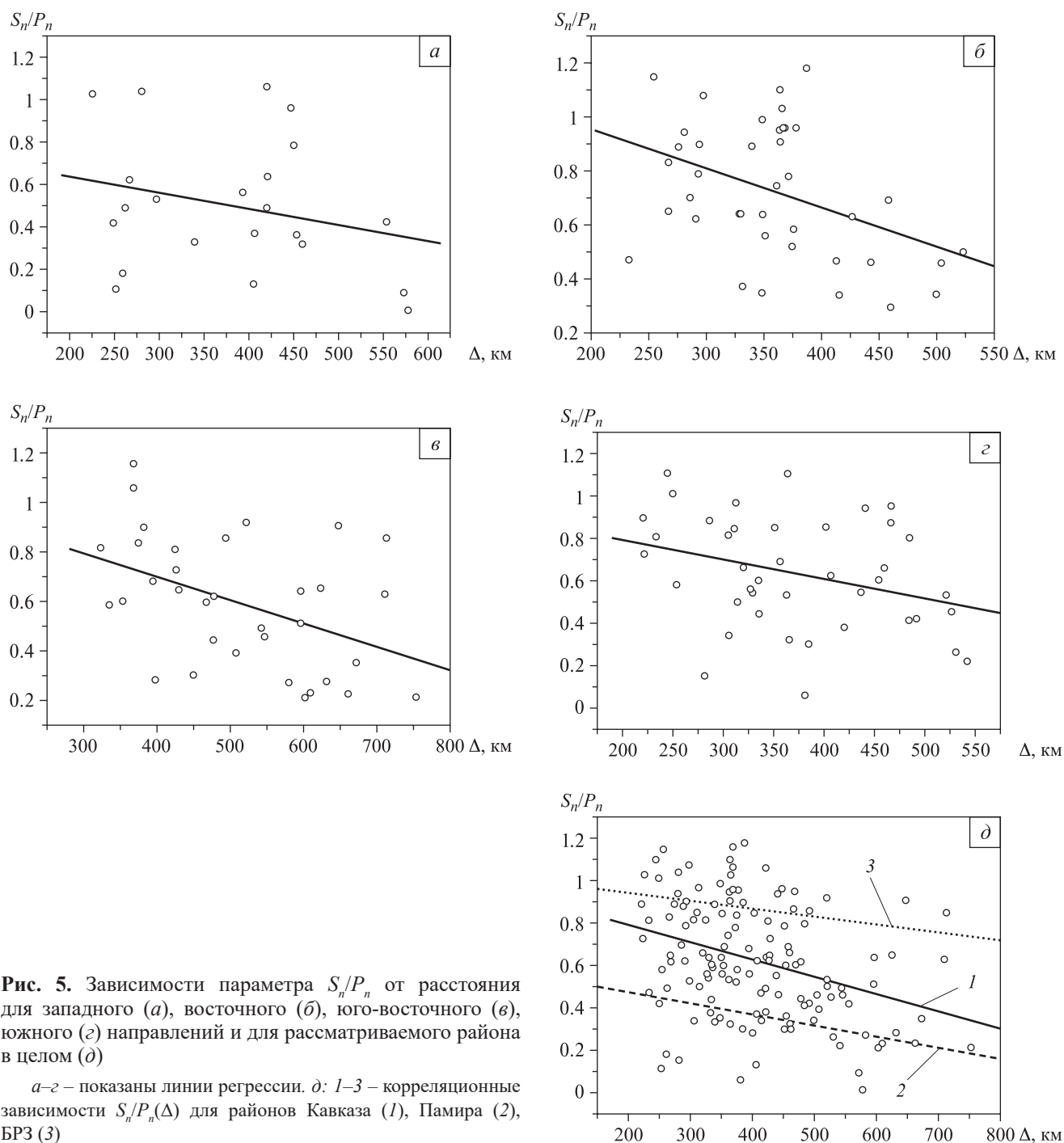
Неоднородности поля поглощения на западе района показаны на рис. 6, *a*. Видно, что в северо-восточной части Черного моря наблюдается промежуточное и частично высокое поглощение  $S$ -волн. Поглощение резко уменьшается на границе Западного Кавказа и Таманского полуострова. Северо-восточнее выделяется полоса повышенного и промежуточного поглощения, простирающаяся параллельно побережью между 37° и 40° в.д. Эта полоса характеризуется заметным контрастом величин  $\Delta S_n/P_n$  при малых изменениях эпицентрального расстояния. Необходимо отметить, что значительная часть полосы попадает в зону «сейсмической брешии», в которой не зарегистрировано сильных землетрясений с  $M \geq 6.0$  по историческим и инструментальным данным (см. рис. 1, 2).

Рис. 6, *b* иллюстрирует характеристики поля поглощения для восточного направления. Видно, что на западной окраине Каспийского моря имеет место промежуточное поглощение. В области Восточного Кавказа выделяется протяженная полоса повышенного и промежуточного поглощения, вытянутая в северо-западном направлении. К югу от северо-западного края полосы расположен очаг довольно сильного землетрясения 28.07.1976 г. ( $M = 6.1$ ). С учетом сноса лучей данному очагу соответствует область пониженного и

промежуточного поглощения. С северо-востока к этой полосе примыкает небольшая область повышенных и промежуточных величин  $S_n/P_n$ . Важно отметить, что указанная область в значительной степени пересекается с очаговой зоной сильного Дагестанского землетрясения 14.05.1970 г. ( $M_w = 6.8$ ) и его сильнейшего форшока ( $M = 6.1$ ). (Существенно, что записи, по которым оценивались здесь величины  $S_n/P_n$ , получены через 25–35 лет после этого землетрясения). К юго-западу от полосы находится область промежуточного и пониженного поглощения. По историческим данным здесь произошло сильное событие с  $M \sim 7$  (1500 г.), однако его сопоставление с неоднородностями поля поглощения невозможно из-за недостатка записей местных землетрясений.

В юго-восточной области выделяется полоса высокого и промежуточного поглощения, которая вытянута в северо-западном направлении и привязана к восточному окончанию Большого Кавказа. К югу от полосы, в области Куринской впадины, наблюдается в основном пониженное и частично промежуточное поглощение. Еще южнее, на востоке Малого Кавказа, снова намечается увеличение поглощения  $S$ -волн. С юго-восточным направлением связаны четыре землетрясения с  $M = 6.0–6.8$ , произошедших в 1931, 1966 и 2000 годах, однако их эпицентры находятся в областях, где недостаточно данных о характеристиках поля поглощения. Вместе с тем в 1668 г. в рассматриваемой области зарегистрировано сильное событие с  $M \sim 7$ , эпицентр которого ложится на упомянутую полосу.

На рис. 6, *c* представлены данные о неоднородностях поля поглощения на южном направлении. Здесь



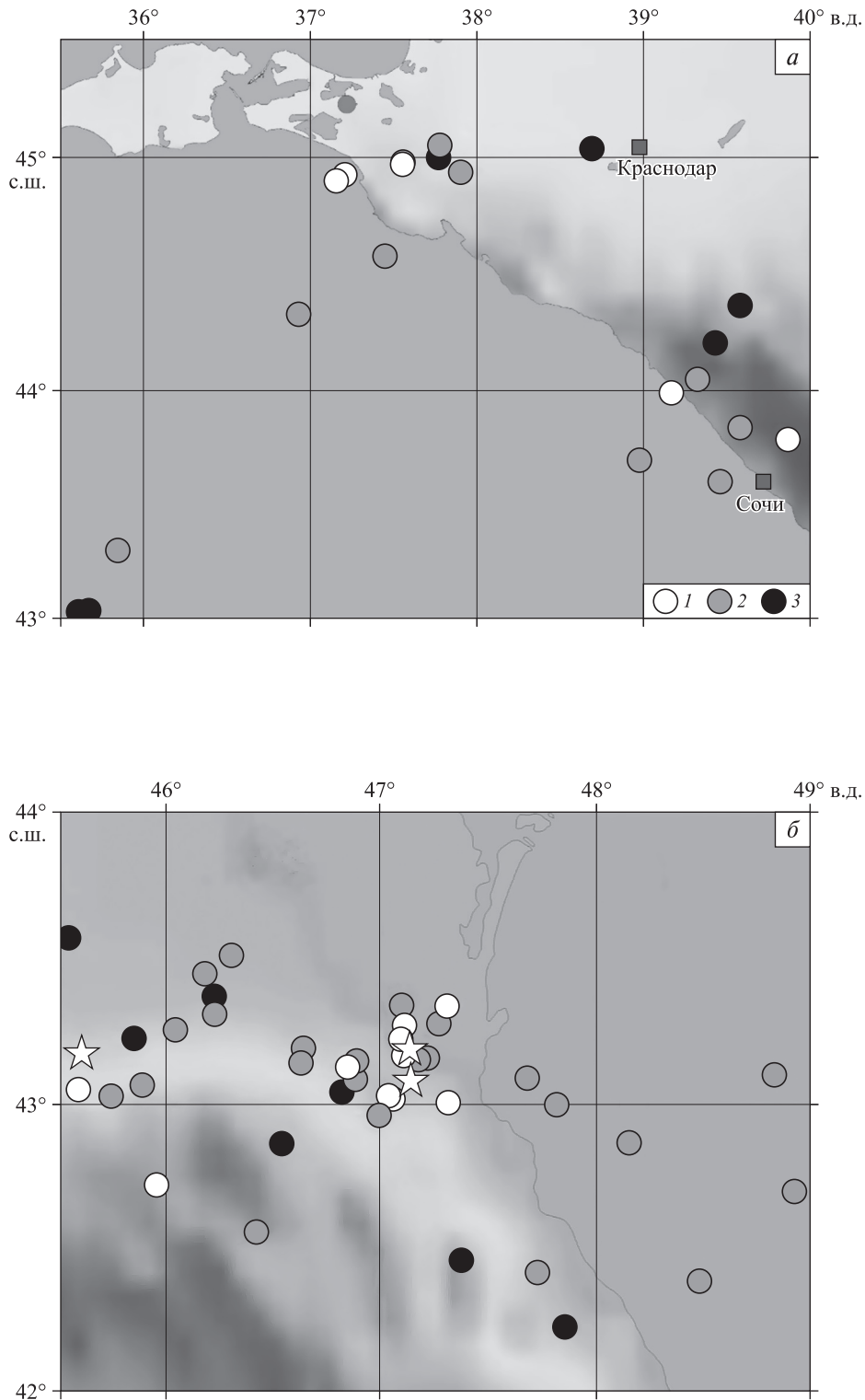
**Рис. 5.** Зависимости параметра  $S_n/P_n$  от расстояния для западного (а), восточного (б), юго-восточного (в), южного (г) направлений и для рассматриваемого района в целом (д)

а-г – показаны линии регрессии. д: 1–3 – корреляционные зависимости  $S_n/P_n(\Delta)$  для районов Кавказа (1), Памира (2), БРЗ (3)

выделяется область в основном промежуточного и частично повышенного поглощения, привязанная к Базумскому хребту, а также к районам западнее и северо-западнее от него. Особенно высокое поглощение наблюдается для трасс от эпицентров в юго-восточной части этой области, одновременно пересекающих очаговые зоны катастрофического Спитакского землетрясения 07.12.1988 г. ( $M_w = 6.8$ ) и сильнейшего Рачинского землетрясения 29.04.1991 г. ( $M_w = 7.0$ ) [Арефьев, 2003] (см. рис. 6, д). Отметим, что события, по записям которых оценивались величины  $S_n/P_n$  для указанных трасс, произошли через сравнительно небольшие отрезки времени после двух сильных землетрясений (менее 20 лет).

Следует заметить, что в зоне очага Спитакского землетрясения по палеосейсмическим данным выделены следы трех сильных событий с  $M \sim 7$ ; период повторяемости таких землетрясений гораздо выше, чем в районе Северного Кавказа (~6–10 тыс. лет [Рогожин, 2000]).

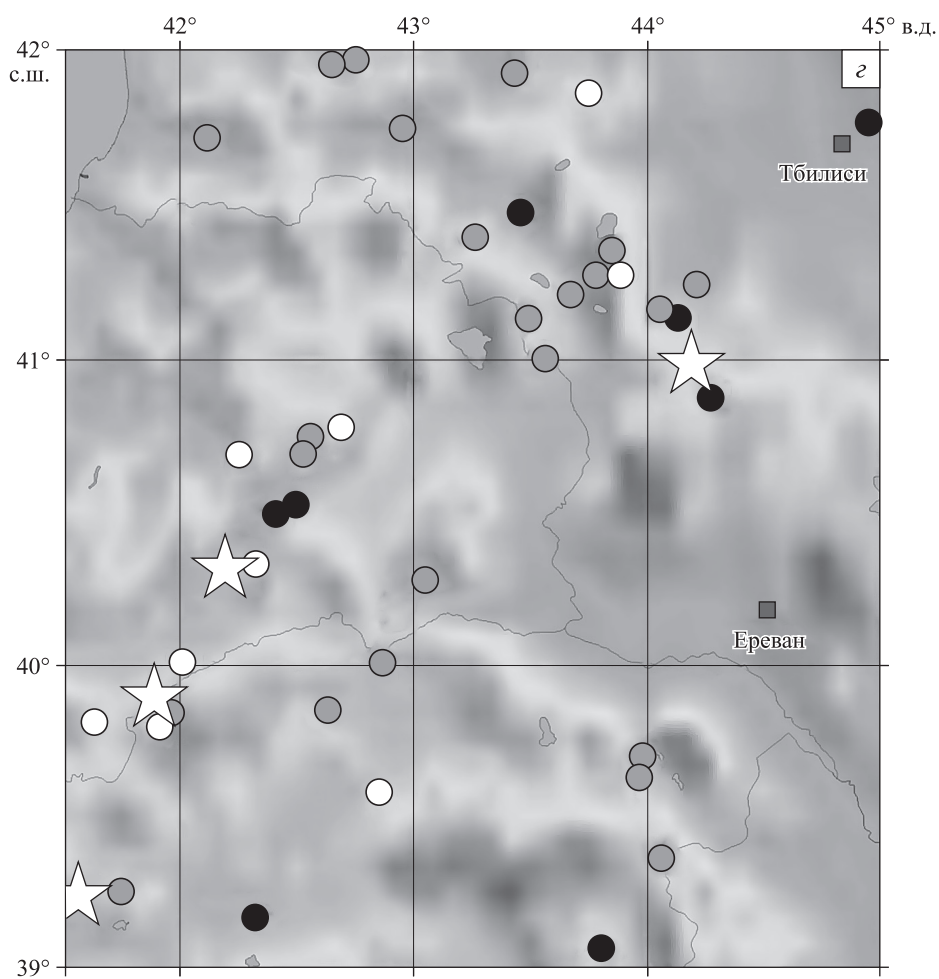
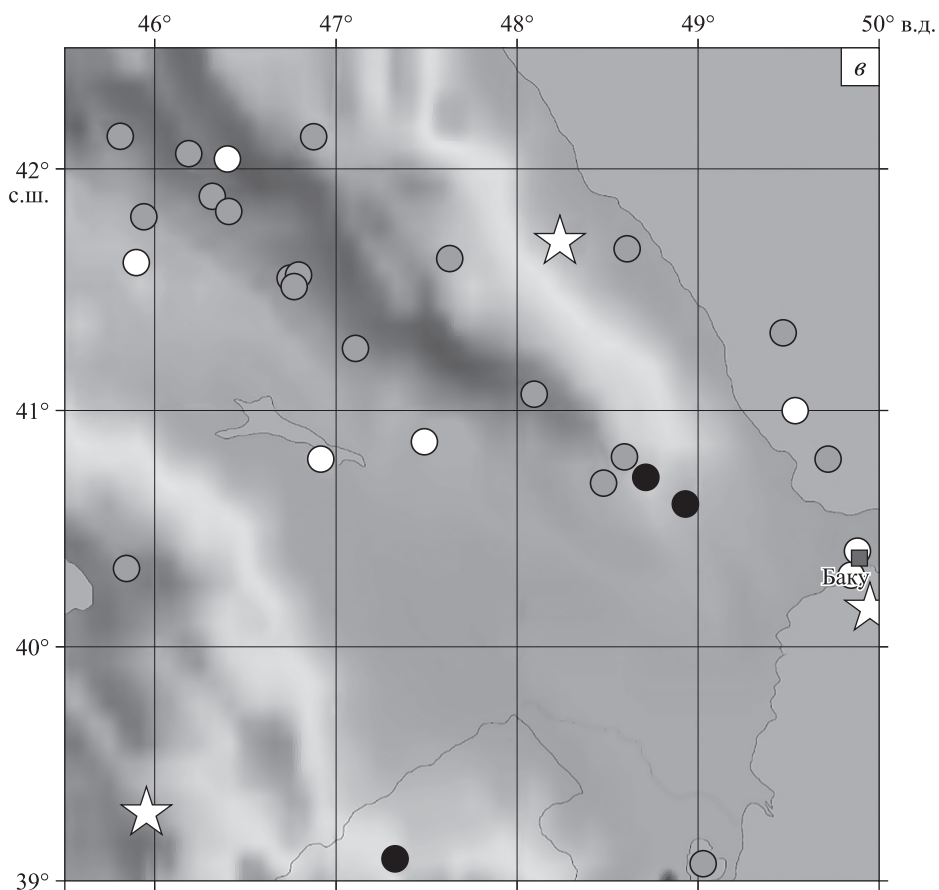
Еще одна неоднородность промежуточного и повышенного поглощения выделяется в Северо-Восточной Турции, между  $39.8^\circ$  и  $40.8^\circ$  с.ш. К западу от нее находятся очаги двух сильных землетрясений (13.09.1924 г.,  $M = 6.8$  и 30.10.1983 г.,  $M = 6.8$ ). В то же время отсутствует информация о связанных с этой неоднородностью исторических землетрясениях с  $M \geq 7$ . На остальной территории здесь преобладает промежуточное и пониженное поглощение.



**Рис. 6.** Карта поля поглощения для западной (а), восточной (б), юго-восточной (в) и южной (г) областей и трасс, пересекающих очаговые зоны Спитакского 1988 г. и Рачинского 1991 г. землетрясений и их близкие окрестности (д)

а-г. 1-3 – поглощение: 1 – пониженное; 2 – промежуточное; 3 – повышенное. Ост. обозн. см. на рис. 1. Здесь и на рис. 6, д эпицентры сильных событий показаны начиная с 1900 г.

д. 1 – зона афтершоков Рачинского землетрясения; 2, 3 – эпицентры сильных землетрясений, включая три афтершока Рачинского землетрясения (см. рис. 2); 4 – сейсмическая станция. Ост. обозн. см. на рис. 6, а-г



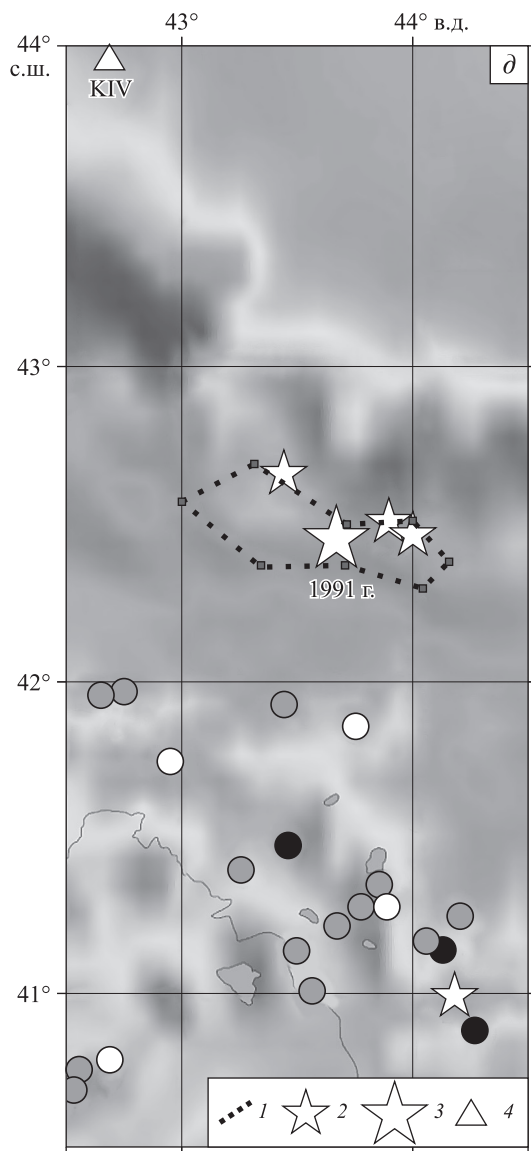


Рис. 6 (окончание)

## ОБСУЖДЕНИЕ

Согласно данным рис. 5, д, в целом поглощение короткопериодных  $S$ -волн в литосфере Кавказа значительно сильнее, чем в районе БРЗ, однако слабее, чем в районе Памира. В работе [Копничев, Соколова, 2014] показано, что в тех сейсмически активных районах Евразии, где доминирует близгоризонтальное сжатие, поглощение сильнее, чем в районе БРЗ, который характеризуется растяжением литосферы и механизмами землетрясений типа сброса. Очевидно, что в условиях растяжения флюидам легче подниматься из верхов мантии в земную кору, что приводит к постепенному «осушению» нижней части литосферы [Копничев, Соколова, 2013]. Это согласуется с хорошо известными данными о преобладании на Кавказе сильных землетрясений с механизмами типа взброса или надвига [Арефьев, 2003], что наряду с результатами анализа данных GPS-измерений [Reilinger et al., 1997] служит доказательством близгоризонтального сжатия литосферы. Вместе с тем еще более высокое поглощение  $S$ -волн в верхах мантии Памира можно объяснить активной дегидратацией материала погружающейся литосферной плиты на

глубинах до ~250 км аналогично процессам, наблюдающимся в верхней мантии Гиндукуша [Копничев, Соколова, 2018].

Полученные данные свидетельствуют о большой неоднородности поля поглощения  $S$ -волн в литосфере Кавказа. В первую очередь следует отметить крайне низкие величины  $S_n/P_n$  на малых эпицентральных расстояниях для западного направления, что соответствует высокому поглощению короткопериодных  $S$ -волн в нижней коре и верхах мантии в области между  $\sim 37.8^\circ$  и  $39.6^\circ$  в.д. (см. рис. 6, а). Интересно, что поглощение в западной области значительно сильнее, чем в области Транскавказского поперечного поднятия, где проявляется новейший вулканизм (вулканы Эльбрус, Казбек, Арарат, Алагац). В работах [Антикаева и др., 1995; Копничев, Соколова, 2003, 2017; Копничев и др., 2009] показано, что высокое содержание флюидов в литосфере часто наблюдается перед сильными коровыми землетрясениями. Это позволяет предполагать подготовку сильного сейсмического события в рассматриваемой области. В этой связи существенно отсутствие исторических и инструментальных данных о сильных землетрясениях в области между  $\sim 38.2^\circ$  и  $39.9^\circ$  в.д., которая в значительной степени пересекается с полосой повышенного и промежуточного поглощения. Не исключено, что вследствие больших периодов повторяемости сильнейших землетрясений в районе Северо-Западного Кавказа, которые, как отмечено выше, могут составлять порядка 2000 лет [Rogozhin et al., 2002; Рогожин и др., 2005], такие события не могли быть отражены в исторических хрониках. Вместе с тем возможно, что в течение столь длительного промежутка времени, прошедшего после последнего сильного землетрясения, здесь могли идти активные процессы подготовки нового сильного события. Отражением этих процессов и может служить повышенное содержание флюидов в литосфере этой области.

В южной области относительно высокое поглощение наблюдается для трасс, одновременно пересекающих очаговые зоны Спитакского и Рачинского землетрясений. Для этих трасс волны  $S_n$  в зоне очага Спитакского землетрясения пересекают нижнюю кору, а в зоне очага Рачинского землетрясения – верхи мантии.

В то же время для трасс, пересекающих очаговую зону Дагестанского землетрясения 1970 г. (для восточного направления), наблюдаются пониженное и промежуточное поглощения. Как отмечено выше, для эпицентров, соответствующих этим трассам, прошло значительно больше времени после сильного события, чем для событий по другим направлениям. Новые данные согласуются со сделанными ранее выводами о том, что после сильных коровых землетрясений в течение нескольких десятилетий наблюдается подъем флюидов из верхов мантии в земную кору [Копничев, Соколова, 2003; Копничев и др., 2009] и дальнейшая их миграция в горизонтальном направлении [Rojstaczer, Wolf, 1992; Копничев, Соколова, 2004], что приводит к уменьшению интегрального поглощения  $S$ -волн. Отметим, что на подъем жидкой фазы из верхов мантии в очаговой зоне Рачинского землетрясения указывают также результаты, полученные в работе [Антикаева и др., 1995] путем анализа огибающих кода-волн по записям афтершоков этого события.



Полученные в последние 10–15 лет экспериментальные данные показывают, что флюиды в литосфере, первоначально сконцентрированные в углах зерен породы, под действием сдвиговых напряжений «выстраиваются» вдоль граней зерен [Hier-Majumder, Kohlstedt, 2006], формируя связную сеть из пор и трещин. Такая сеть с концентрацией напряжений на кровле двухфазного слоя стимулирует миграцию флюидов в вертикальном направлении [Каракин, Лобковский, 1982; Gold, Soter, 1984/1985]. Интересно, что в направлениях максимальных сдвиговых напряжений ориентированы области сильного поглощения S-волн в районах Памиро-Гиндукуша, Центрального Тянь-Шаня, Джунгарии и Алтая [Копничев, Соколова, 2010, 2011, 2016].

Новые данные согласуются со сделанными в работах [Копничев, Соколова, 2003, 2007, 2010, 2011, 2017; Копничев и др., 2009] выводами об относительно высоком содержании флюидов в верхах мантии под очаговыми зонами перед сильными внутриконтинентальными землетрясениями. Как отмечено ранее, повышенное содержание флюидов обеспечивается в результате их постепенного подъема из верхней мантии.

#### РЕЗЮМЕ

Данные об аномалиях параметра  $S_n/P_n$  в очаговых зонах Спитакского и Рачинского землетрясений (так же, как и для недавних сильных событий в различных районах Центральной Азии [Копничев, Соколова, 2010, 2011, 2017; Копничев и др., 2009]) позволяют использовать предложенную авторами методику для выделения зон возможной подготовки сильных землетрясений. Судя по имеющимся данным, наиболее яркая аномалия низких значений параметра  $S_n/P_n$  в районе Кавказа наблюдается в западной области. Полученные результаты свидетельствуют о необходимости более детального изучения геодинамических процессов в этой области с целью среднесрочного прогноза возможного сильного сейсмического события (с учетом высокой плотности населения и близости нескольких крупных городов – Сочи, Краснодара, Новороссийска и др.). Для более надежного выделения возможных зон подготовки сильных землетрясений целесообразно изучать также кольцевые структуры сейсмичности, обычно формирующиеся перед такими событиями в различных континентальных районах [Копничев, Соколова, 2013]. Отметим, что одновременное использование информации о неоднородностях поля поглощения и кольцевой структуре сейсмичности позволило осуществить успешный прогноз места землетрясения 08.12.2016 г. ( $M = 6.0$ ) в районе Восточного Тянь-Шаня [Копничев, Соколова, 2012, 2017].

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Антикаева О.И., Арефьев С.С., Кветинский С.И., Копничев Ю.Ф., Мишаткин В.И. Неоднородности литосферы в очаговой зоне Рачинского землетрясения 1991 г. // Докл. АН СССР. 1995. Т. 344, № 4. С. 533–538.
- Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 375 с.
- Каракин А.В., Лобковский Л.И. Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы // Докл. АН СССР. 1982. Т. 268, № 2. С. 324–329.
- Копничев Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. 176 с.
- Копничев Ю.Ф., Аракелян А.Р. О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 77–92.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Физика Земли. 2003. № 7. С. 35–47.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня по записям подземных ядерных взрывов // Докл. Акад. наук. 2004. Т. 395, № 6. С. 818–821.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных сейсмических волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 54–70.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Тянь-Шаня и Джунгарии и их связь с сейсмичностью // Докл. Акад. наук. 2010. Т. 433, № 6. С. 808–812.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Центральной Азии и их связь с сейсмичностью // Докл. Акад. наук. 2011. Т. 437, № 1. С. 97–101.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня и их связь с сейсмичностью // Докл. Акад. наук. 2012. Т. 442, № 6. С. 821–824.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся в континентальных районах перед сильными землетрясениями с различными механизмами очагов // Геофизические исследования. 2013. Т. 14, № 1. С. 5–15.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе Байкальской рифтовой зоны и их связь с сейсмичностью // Вулканология и сейсмология. 2014. № 5. С. 52–59.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Аномалии высокого поглощения S-волн и кольцевые структуры сейсмичности в литосфере Алтая: Возможная подготовка сильных землетрясений // Геофизические процессы и биосфера. 2016. Т. 15, № 1. С. 57–72.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Анализ кольцевых структур сейсмичности в литосфере Восточного Тянь-Шаня: Возможная подготовка сильных землетрясений // Вестн. КазНИИСА. 2017. № 1. С. 16–31.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения короткопериодных S-волн в районе Гиндукуша и их связь с сейсмичностью // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 70–79.
- Копничев Ю.Ф., Гордиенко Д.Д., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в верхней мантии сейсмически активных и слабосейсмичных районов // Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 49–64.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Рогожин Е.А. Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 1. С. 1–22.

- Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В. и др. О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на Северном Кавказе в голоцене // Физика Земли. 2005. № 3. С. 33–46.
- Gold T., Soter S. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes // Pure Appl. Geophys. 1984/1985. V. 122. P. 492–530.
- Hier-Majumder S., Kohlstedt D. Role of dynamic grain boundary wetting in fluid circulation beneath volcanic arcs // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. PL08305.
- Husen S., Kissling E. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile // Geology. 2001. V. 29, N 9. P. 847–850.
- Molnar P., Oliver J. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 2648–2682.
- Reilinger R., McClusky S., Souter B. et al. Preliminary estimates of plate convergence in the Caucasus collision zone from Global Positioning System measurements // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24, N 14. P. 1815–1818.
- Rogozhin E.A., Yunga S.L., Marakhanov A.V., Ushanova E.A., Ovsyuchenko A.N., Dvoretzskaya N.A. Seismic and tectonic activity of faults on the south slope of the NW Caucasus // Rus. J. Earth Sci. 2002. V. 4, N 3. P. 233–241.
- Rojstaczer S., Wolf S. Permeability changes associated with large earthquakes: An example from Loma Prieta, California // Geology. 1992. V. 20. P. 211–214.

*Сведения об авторах*

**КОПНИЧЕВ Юрий Федорович** – доктор физико-математических наук, профессор, главный научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, г. Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7 (7272) 956-350. E-mail: yufk777@mail.ru

**СОКОЛОВА Инна Николаевна** – доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геофизических исследований Министерства энергетики Республики Казахстан. Республика Казахстан, 050020, г. Алма-Ата, ул. Чайкиной, д. 4. Тел.: +7 (7272) 631-330. E-mail: sokolova.inessa@mail.ru

## HETEROGENEITIES OF SHORT-PERIOD S-WAVE ATTENUATION FIELD IN THE CAUCASUS LITHOSPHERE AND ITS RELATION TO SEISMICITY

© 2019 Yu.F. Kopnichev<sup>1</sup>\*, I.N. Sokolova<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup> Institute of Geophysical Research of Ministry of Energy of Republic Kazakhstan, Almaty, Kazakhstan

\* e-mail: yufk777@mail.ru

**Abstract.** We have been mapping short-period *S*-wave attenuation field in the lithosphere of Caucasus. We used a method based on an analysis of a ratio of maximum amplitudes for  $S_n$ - and  $P_n$ -waves. More than 200 earthquake seismograms, obtained by station KIV at distances of ~200–750 km have been processed. As a whole, shear wave attenuation is the strongest in the western part of the region. It was shown that high and intermediate attenuation takes place for paths simultaneously crossing rupture zones of the Spitak (1988,  $M_w = 6.8$ ) and the Racha (1991,  $M_w = 7.0$ ) earthquakes. At the same time relatively low attenuation corresponds to the rupture zone of the Dagestan earthquake of 1970 ( $M_w = 6.8$ ). These data agree with an earlier conclusion: after large seismic events deep-seated fluids are ascending into the earth's crust from the uppermost mantle during a few decades, which leads to diminishing attenuation of  $S_n$ -waves. High attenuation zone was found in the West Caucasus region, where no large seismic events ( $M \geq 6.0$ ) have been recorded according to instrumental and historical data. We suppose that processes of preparation for large earthquake can proceed here.

**Keywords:** lithosphere, attenuation,  $S_n$ -waves, large earthquakes, deep-seated fluids.

*About the authors*

**KOPNICHEV Yuri F.** – Dr. Sci. (Phys. and Math.), professor, chief researcher, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Russia, 123242, Moscow, Bolshaya Gruzinskaya st., 10-1. Tel.: +7 (7272) 956-350. E-mail: yufk777@mail.ru

**SOKOLOVA Inna N.** – Dr. Sci. (Phys. and Math.), leading researcher, Institute of Geophysical Research of Ministry of Energy of Republic Kazakhstan, Kazakhstan, 050020, Almaty, Chaykinoy st., 4. Tel.: +7 (7272) 631-330. E-mail: sokolova.inessa@mail.ru

**Cite this article as:** Kopnichev Yu.F., Sokolova I.N. Heterogeneities of short-period *S*-wave attenuation field in the Caucasus lithosphere and its relation to seismicity, *Geofizicheskie Protsessy i Biosfera* (Geophysical Processes and Biosphere), 2019, vol. 18, no. 3, pp. 67–76 (in Russian). <https://doi.org/10.21455/gpb2019.3-4>

**English version:** *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2019, vol. 55, iss. 10. ISSN: 0001-4338 (Print), 1555-628X (Online). <https://link.springer.com/journal/volumesAndIssues/11485>