

УДК 550.344+550.34

АНОМАЛИИ ВЫСОКОГО ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В ЛИТОСФЕРЕ АЛТАЯ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2016 г. Ю.Ф. Копничев¹, И.Н. Соколова²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

² Институт геофизических исследований Комитета атомной энергии Министерства энергетики
Республики Казахстан, г. Алма-Ата, Казахстан

Рассматриваются неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Алтая. Использован метод, основанный на анализе отношения амплитуд волн S_n и P_n . Выделены области высокого поглощения в районе Западного Алтая, с которыми связаны очаговые зоны недавних сильных землетрясений: Зайсанского 1990 г. и Чуйского 2003 г. Перед Чуйским землетрясением начиная с 1976 г. сформировалась большая кольцевая структура сейсмичности. Установлено, что к областям высокого поглощения, не связанным с сильными историческими событиями, также приурочены кольцевые структуры. Предполагается, что в этих областях могут идти процессы подготовки сильных землетрясений. На основании полученных ранее корреляционных зависимостей размеров кольцевых структур и пороговых значений магнитуд от энергии главных событий с учетом преобладающего механизма очагов оценены магнитуды возможных землетрясений. Очаги некоторых событий могут располагаться вблизи проектируемой трассы газопровода Западная Сибирь – Китай, что целесообразно учитывать при его строительстве. Обсуждается связь аномалий поля поглощения и кольцевых структур с высоким содержанием глубинных флюидов.

Ключевые слова: литосфера, поглощение, S-волны, кольцевые структуры сейсмичности, сильные землетрясения, глубинные флюиды.

PACS: 91.30.-f

Введение

В последние 10–15 лет установлено, что перед многими сильными и сильнейшими землетрясениями в литосфере формируются зоны высокого содержания флюидов [Husen, Kissling, 2001; Копничев, Соколова, 2003; Ogawa, Heki, 2007; Wang et al., 2008]. Та-

ким зонам соответствуют области пониженных скоростей и высокого поглощения короткопериодных поперечных волн в нижней коре и верхах мантии [Husen, Kissling, 2001; Копничев, Соколова, 2003, 2007, 2010а–в, 2011, 2014б; Wang et al., 2008; Копничев и др., 2009]; кроме того, с ними, как правило, связано формирование кольцевых структур сейсмичности [Копничев, Соколова, 2010в, 2013, 2014а, б]. В связи с этим данные о поглощении S -волн, а также о кольцах сейсмичности могут быть использованы для выделения областей подготовки сильных коровых землетрясений. Подобные исследования были выполнены, в частности, для районов Тянь-Шаня [Копничев, Соколова, 2010а, 2014а], Памиро-Гиндукуша [Копничев, Соколова, 2011] и Прибайкалья [Копничев, Соколова, 2012б, 2014б]. Существенно, что одновременное использование данных о характеристиках поля поглощения и кольцевых структурах позволяет более надежно выделять области возможной подготовки сильных коровых землетрясений, поскольку при анализе одних характеристик сейсмичности возможно оконтуривание «ложных» колец сейсмичности, так же как и ложных зон затишья, не связанных с очагами готовящихся сильных сейсмических событий. Кроме того, по параметрам кольцевых структур с учетом наиболее вероятных механизмов очагов можно оценивать магнитуды готовящихся сильных землетрясений, основываясь на данных, полученных в работе [Копничев, Соколова, 2013].

В настоящей статье описываются результаты анализа характеристик полей поглощения S -волн и сейсмичности в районе Алтая.

Историческая сейсмичность

Рассматривается большой район Центральной Азии, ограниченный координатами 45° – 52.5° N, 82° – 101° E (рис. 1). Здесь за последние 250 лет зарегистрировано 8 достаточно сильных землетрясений, в том числе 5 с $M \geq 8.0$ (табл. 1, рис. 1). Монгольское

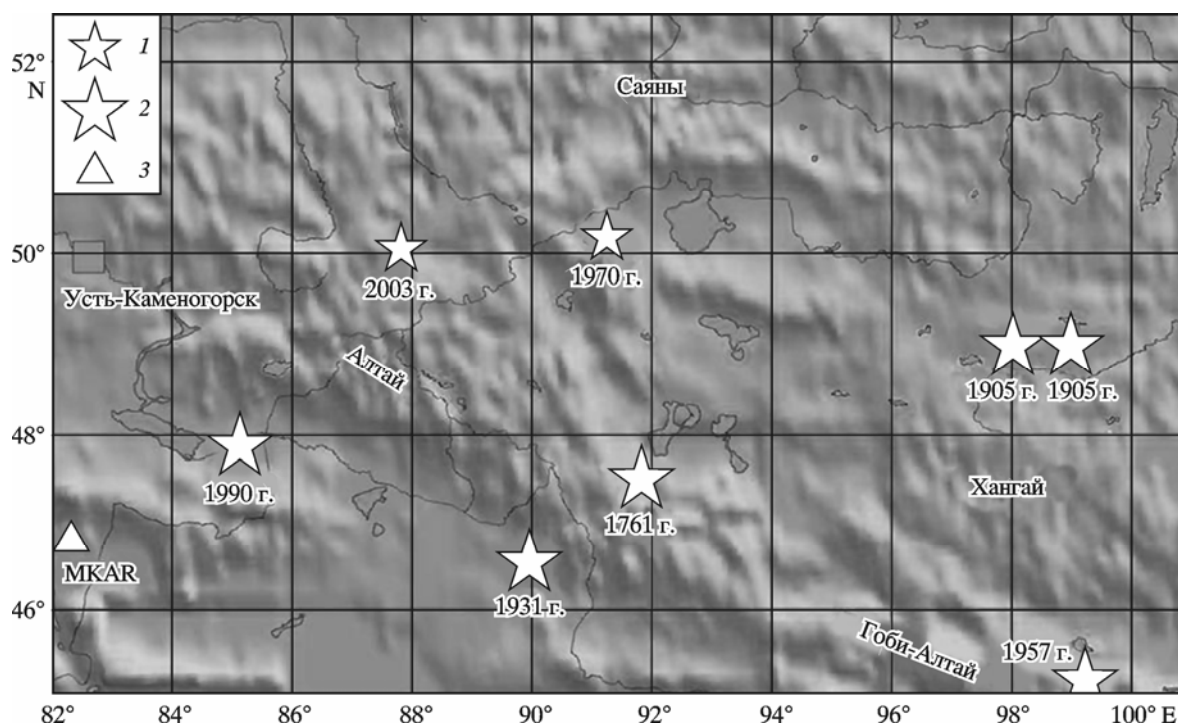


Рис. 1. Карта района исследований и эпицентры сильных землетрясений
1, 2 – магнитуды событий: 1 – $M = 6.6$ – 7.3 ; 2 – $M \geq 8.0$; 3 – сейсмостанция

Таблица 1. Сильные землетрясения в районе Алтая

Дата	Координаты		M	Название
	$\varphi, ^\circ \text{N}$	$\lambda, ^\circ \text{E}$		
09.12.1761 г.	47.5	91.8	8.3	Монгольское
09.07.1905 г.	49.00	99.00	8.5	Цэцэрлэгское
23.07.1905 г.	49.00	98.00	8.4	Болнайское
10.08.1931 г.	46.57	89.96	7.9	Монголо-Алтайское
04.12.1957 г.	45.18	99.22	8.1	Гоби-Алтайское
15.05.1970 г.	50.17	91.23	6.7	Урэг-Нурское
14.06.1990 г.	47.87	85.12	6.6	Зайсанское
27.09.2003 г.	50.04	87.81	7.3	Чуйское

землетрясение 1761 г. ($M = 8.3$) было связано с крупным разломом Ар-Хутел северо-западного простирания. Цэцэрлэгское землетрясение 09.07.1905 г. ($M_w = 8.5$) и Болнайское землетрясение 23.07.1905 г. ($M_w = 8.4$) были одними из сильнейших на Азиатском континенте с начала XX в. [Engdahl, Villasenor, 2002]. Очаги обоих этих событий (механизмы – левосторонние сдвиги) были приурочены к субширотному Болнайскому разлому; суммарная длина сейсмодислокаций составляла несколько сотен километров. При Монголо-Алтайском землетрясении 1931 г. ($M_w = 7.9$) длина разрывов на поверхности составляла около 200 км. Гоби-Алтайское землетрясение 04.12.1957 г. ($M_w = 8.1$), также с механизмом типа левостороннего сдвига, было связано с субширотным разломом Богдо. Общая длина области дислокаций составляла ~ 270 км при ширине ~ 30 км. Довольно сильным было Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г. ($M = 6.7$); размер области его афтершоков составлял $90 \times 40 \text{ км}^2$. Зайсанское землетрясение 14.06.1990 г. ($M_w = 6.6$) было сильнейшим на территории Восточного Казахстана за историческое время. Очаг этого события был приурочен к зоне Уленгур-Зайсанского разлома; область афтершоков имела размеры $\sim 45 \times 15 \text{ км}^2$. И, наконец, Чуйское землетрясение 27.09.2003 г. ($M_w = 7.3$) имело очаг, вытянутый в направлении северо-запад – юго-восток; размер области афтершоков составлял $\sim 75 \times 30 \text{ км}^2$ [Сильное..., 2004].

Материалы и методика исследований

Картирование неоднородностей поля поглощения S-волн в литосфере

Для анализа характеристик поля поглощения отобраны записи коровых землетрясений, полученные станцией Маканчи (MKAR) в 1995–2013 гг. в диапазоне эпицентральных расстояний $\Delta \sim 300\text{--}1450$ км (см. рис. 1). В общей сложности обработано более 300 записей событий с $M = 3.5\text{--}5.5$.

Использован метод картирования поля поглощения в литосфере по отношению максимальных амплитуд волн S_n и P_n (параметру $\lg(A_{S_n}/A_{P_n})$, 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 верхней мантии [Копничев, Аракелян, 1988]. В этом случае при использовании записей одной станции уровень группы S_n служит мерой поглощения S-волн в нижней коре и верхах мантии в области эпицентра [Molnar, Oliver, 1969; Копничев, Соколова, 2010а, б, 2011; Копничев и др., 2012]. Параметр S_n/P_n используется для нормировки, поскольку волны S_n и P_n распространяются близкими трассами.

Длина отрезков трасс, проходимых волнами S_n в нижней коре, составляет несколько десятков километров и почти не зависит от Δ [Копничев, Аракелян, 1988; Копничев, Соколова, 2010а, б, 2011], поэтому изменение параметра S_n/P_n с расстоянием происходит

в основном вследствие вариаций поглощения в верхах 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 кольцевых структур сейсмичности

При анализе данных о сейсмичности использовались каталоги землетрясений, полученные Национальным информационным центром по землетрясениям (NEIC), США, начиная с 1973 г.

Методика выделения кольцевых структур сейсмичности сводится к следующему.

1. Длительность периода, в течение которого исследуются характеристики сейсмичности, составляет около 40 лет, что соответствует максимальным величинам T_n (времени формирования кольцевых структур), известным в настоящее время.

2. Рассматриваются параметры сейсмичности в двух диапазонах глубин: 0–33 и 34–70 км, в которых формируются кольцевые структуры. Для каждого диапазона отбираются события, магнитуды которых не меньше пороговой (соответственно $Mn1$ и $Mn2$), причем эти величины обычно на 2–3 единицы меньше, чем магнитуда главного землетрясения. Использование пороговых значений магнитуд позволяет, в частности, исключить из анализа более слабые события с эпицентрами внутри кольцевой структуры, суммарная энергия которых значительно ниже общей энергии событий, происходящих на ее границе.

3. Производится перебор пороговых величин магнитуд Mn с шагом 0.1 (в обоих диапазонах глубин) с целью определения оптимальных значений, при которых кольцевые структуры выделяются наиболее четко.

4. Кольцевые структуры аппроксимируются, как правило, эллипсами. Кольца сейсмичности строятся таким образом, чтобы по обе стороны контуров эллипсов находилось примерно равное количество относительно слабых событий. Мы принимаем, что кольцо сейсмичности сформировалось при условии, что максимальная ширина полосы образующих его эпицентров (сумма наибольших отклонений эпицентров, расположенных соответственно внутри и вне эллипса, от его контура) не превышает 1/4 длины малой оси эллипса (критерий качества кольцевой структуры).

5. Выбираются кольцевые структуры с наибольшими возможными пороговыми значениями $Mn1$ и $Mn2$. При прочих равных условиях выбирается кольцо сейсмичности с максимальной длиной большой оси эллипса (соответственно L и l для мелкого и глубокого колец).

6. Необходимо регулярно (не реже, чем раз в полгода) контролировать параметры сейсмичности, поскольку известны случаи, когда за предшествующие землетрясению 1–2 года проявлялись новые кольцевые структуры с гораздо большими величинами Mn , как это было, например, перед Великим землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. [Копничев, Соколова, 2012а].

Анализ данных

Картирование поля поглощения

На рис. 2 показаны зависимости параметра S_n/P_n от эпицентрального расстояния (по данным станции МКАР). Точки на рисунке в подавляющем большинстве соответствуют средним значениям, полученным для небольших зон с линейными размерами, как

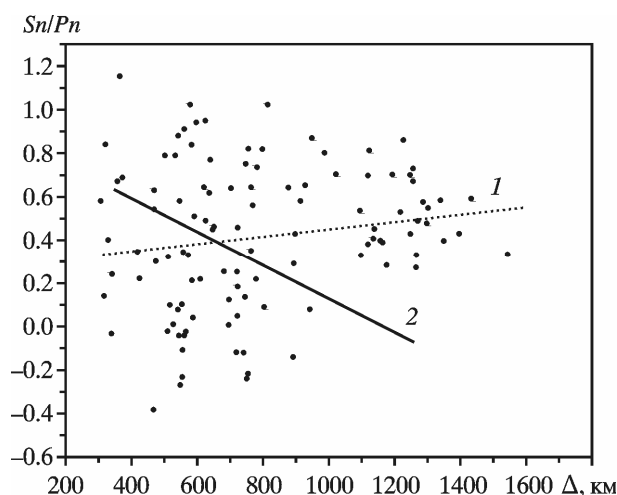


Рис. 2. Зависимость параметра S_n/P_n от Δ по данным станции МКАР

Линии регрессии: 1 – для района Алтая; 2 – для районов Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии

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 очень большой разброс данных. Линия регрессии построена путем формального применения метода наименьших квадратов, хотя, конечно, коэффициент корреляции для зависимости $S_n/P_n(\Delta)$ очень низкий. Из данных, приведенных на рис. 2, следует, что по записям станции МКАР в рассматриваемом регионе в среднем величины S_n/P_n не падают с расстоянием, в отличие от других районов Центральной Азии [Копничев, Соколова, 2010а, 2011, 2014б; Копничев и др., 2012]. Это связано в первую очередь с большим вкладом относительно низких (< 0.2) величин S_n/P_n на расстояниях до 1000 км. Сопоставление этих данных с данными, полученными по записям станции МКАР для районов Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии [Копничев, Соколова, 2010а], показывает, что при $\Delta > \sim 700$ км средние величины S_n/P_n существенно выше для района Алтая (при $\Delta \sim 1000\text{--}1300$ км различия достигают $\sim 0.30\text{--}0.60$ ед. лог.).

На рис. 3 представлена карта поля поглощения S-волн в литосфере рассматриваемого района (по данным станции МКАР). Все величины S_n/P_n разбиты на три уровня, соответствующие пониженному ($S_n/P_n \geq 0.70$), промежуточному ($0.25 < S_n/P_n < 0.70$) и повышенному ($0.25 \leq S_n/P_n$) поглощению. Здесь, в отличие от работ [Копничев, Соколова, 2010а, 2011, 2014б; Копничев и др., 2012], мы не вводили поправки за расстояние, поскольку средние величины S_n/P_n не падают с Δ . Каждая точка на карте соответствует центру небольшой зоны, для которой проводилось осреднение величин S_n/P_n . Видно, что на большей части территории наблюдается относительно слабое поглощение. На этом фоне выделяются линейные структуры высокого поглощения. В первую очередь это V-образная полоса повышенного и отчасти промежуточного поглощения в северо-западной части района, расположенная между 82° и 89° Е (более широкая – на востоке и относительно узкая – на западе). Восточная ветвь этой полосы, вытянутая в северо-восточном направлении, пересекает высокогорные области Алтая. Западная ветвь, простирающаяся в северо-западном направлении, проходит по границе Рудного Алтая. Интересно, что большинство минимальных значений параметра S_n/P_n ($-0.38\text{...}-0.03$) соответствует северо-западному краю V-образной полосы, а также очаговой зоне Чуйского землетрясения 2003 г. Кроме того, выделяется линейная структура,

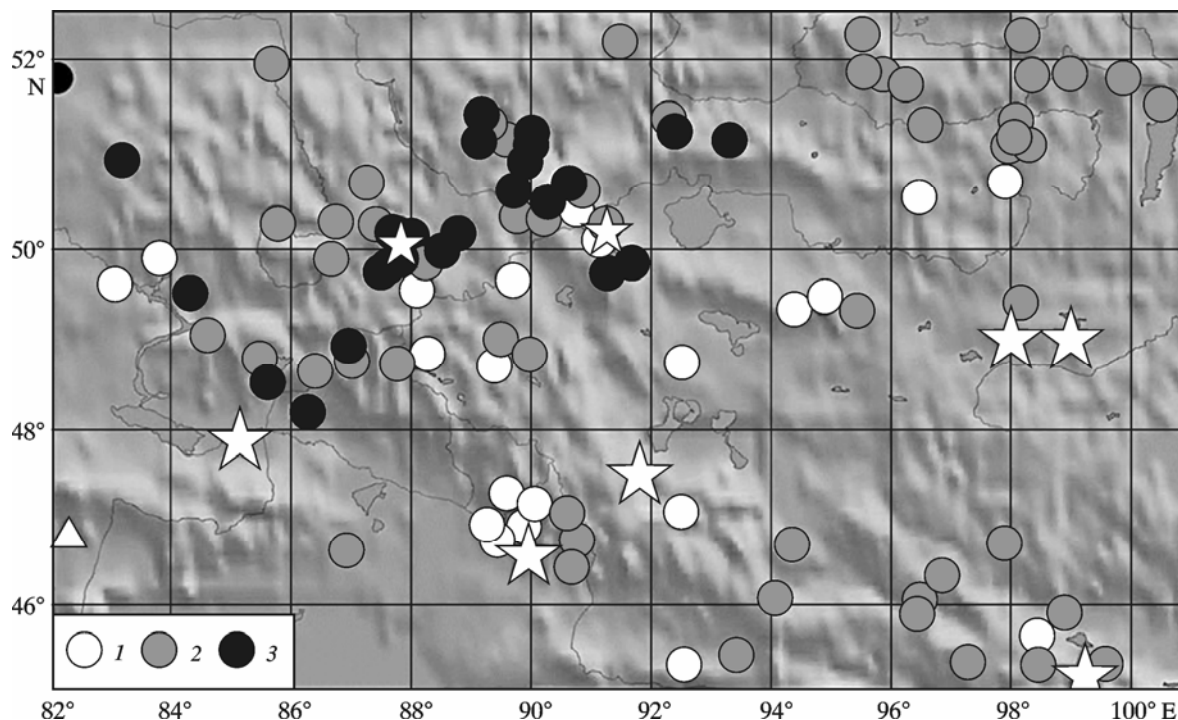


Рис. 3. Карта поля поглощения в районе Алтая

Поглощение: 1 – пониженное; 2 – промежуточное; 3 – повышенное. Остальные обозн. см. на рис. 1

расположенная к западу от оз. Убсу-Нур между 89° и 92° E, которая ориентирована в северо-западном направлении. Еще одно небольшое пятно пониженных величин S_n/P_n находится к северу от оз. Убсу-Нур. В целом области повышенного поглощения занимают сравнительно малую площадь; все они расположены к западу от 94° E между 48° и 52° N. На остальной части рассматриваемой территории наблюдается в основном промежуточное и частично пониженное поглощение.

Сопоставление с сейсмичностью района показывает, что очаговым зонам сильных землетрясений, произошедших ранее 1990 г., включая все события с $M \geq 8.0$, соответствует пониженное и промежуточное поглощение. Это относится и к зоне Урэг-Нурского землетрясения 1970 г., попадающей на «перемычку» пониженного значения поглощения, которая расположена на полосе низких значений S_n/P_n , вытянутой в северо-западном направлении. В то же время очаг Чуйского землетрясения попадает на восточную часть V-образной полосы высокого поглощения. На расстоянии нескольких десятков километров от южного края полосы (к юго-западу от него) располагается очаговая зона Зайсанского землетрясения 1990 г. С учетом сноса лучей в земной коре (~40–50 км для источников в верхней части коры при глубине границы $M \sim 50$ км [Копничев, Аракелян, 1988; Копничев, Соколова, 2010а, 2011; Копничев и др., 2012]) это также свидетельствует о сильном поглощении в верхах мантии под зоной этого события.

Кольцевые структуры сейсмичности

С учетом полученных ранее [Копничев, Соколова, 2010а, 2014б; Копничев и др., 2009] результатов мы рассматривали кольцевые структуры в первую очередь в областях высокого поглощения S-волн и их близких окрестностях. На рис. 4 показаны характеристики неглубокой сейсмичности, проявившейся в районе Западного Алтая в период

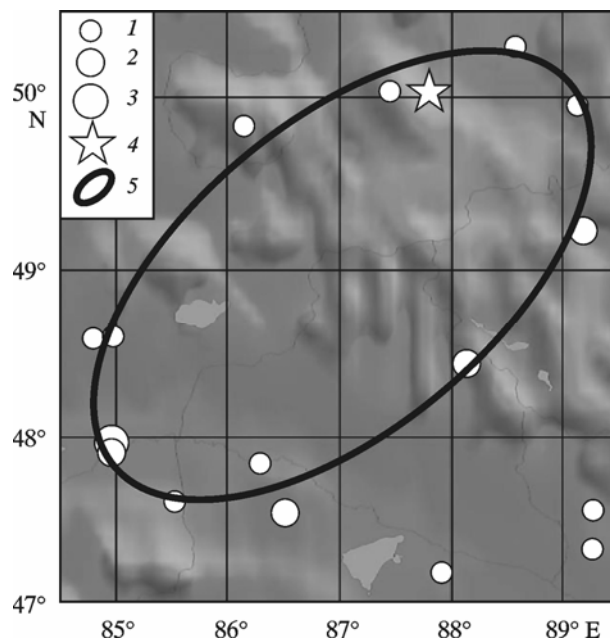


Рис. 4. Кольцевая сейсмичность перед Чуйским землетрясением ($Mn1 = 4.3$)

1–4 – магнитуды событий: 1 – $M < 5.0$; 2 – $5.0 \leq M < 6.0$; 3 – $M \geq 6.0$; 4 – эпицентр Чуйского землетрясения; 5 – неглубокая кольцевая структура

01.01.1973 г. – 26.09.2003 г., перед Чуйским землетрясением ($Mn1 = 4.3$). В данном случае в 1976–2003 гг. сформировалась очень крупная кольцевая структура ($L \sim 390$ км), вытянутая в северо-восточном направлении. Внутри структуры попадают приграничные области четырех стран – Казахстана, России, Китая и Монголии. Наибольшая магнитуда в области кольца сейсмичности соответствует афтершоку Зайсанского землетрясения 1990 г. ($M = 6.2$).

Заметим, что сумма магнитуд событий, произошедших в фиксированном интервале времени ΔT , может служить грубой мерой скорости сейсмотектонической деформации (СТД) в области кольцевой структуры. Из данных, представленных на рис. 5, следует, что имеет место резкий рост скорости СТД в 1990–2003 гг. Эпицентр Чуйского землетрясения находился внутри кольцевой структуры, на расстоянии около 20 км от ее северной границы, что на порядок меньше длины ее большой оси. Внутри кольца сейсмичности попадает восточная ветвь V-образной полосы высокого поглощения.

На рис. 6 представлены данные об относительно глубокофокусной ($h = 34\text{--}70$ км) сейсмичности в рассматриваемом районе. О существовании таких событий, хотя и очень немногочисленных, в районе Алтая свидетельствуют, в частности, результаты детального исследования очаговой зоны сильного Зайсанского землетрясения 1990 г. [Нурмагамбетов и др., 1996]. Всего за указанный период зарегистрировано 5 таких событий ($M = 4.2\text{--}6.6$), причем 4 из них попадают на границу неглубокой кольцевой структуры или внутрь нее. Интересно, что к юго-западной границе кольца сейсмичности приурочены эпицентры Зайсанского землетрясения 1990 г. и одного из его афтершоков (глубины гипоцентров 57 и 37 км соответственно). Отметим, что после Чуйского землетрясения здесь было зарегистрировано всего 9 относительно глубокофокусных событий ($M \geq 3.5$), причем 7 из них, произошедшие в 2005–2015 гг., с глубинами 35–45 км, формируют компактное пятно размером $\sim 50 \times 60$ км², приуроченное к очаговой зоне (см. рис. 6, б). Судя по имеющимся данным, подавляющее большинство относительно глубоких очагов в рассматриваемом районе находится на глубинах до 50 км, что соответствует нижним слоям земной коры.

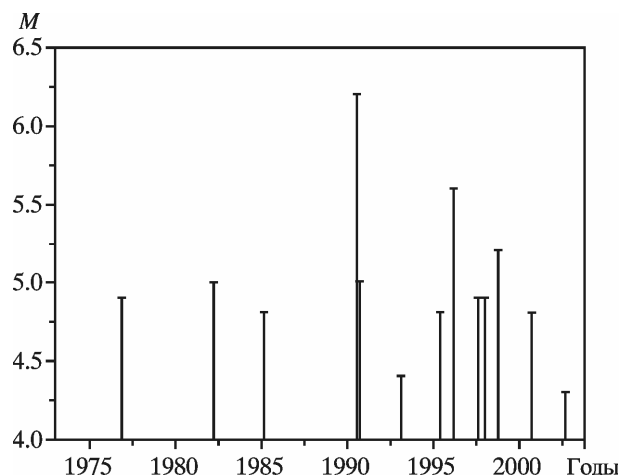


Рис. 5. Зависимость $M(T)$ для кольцевой структуры в районе Западного Алтая в период, предшествующий Чуйскому землетрясению 2003 г.

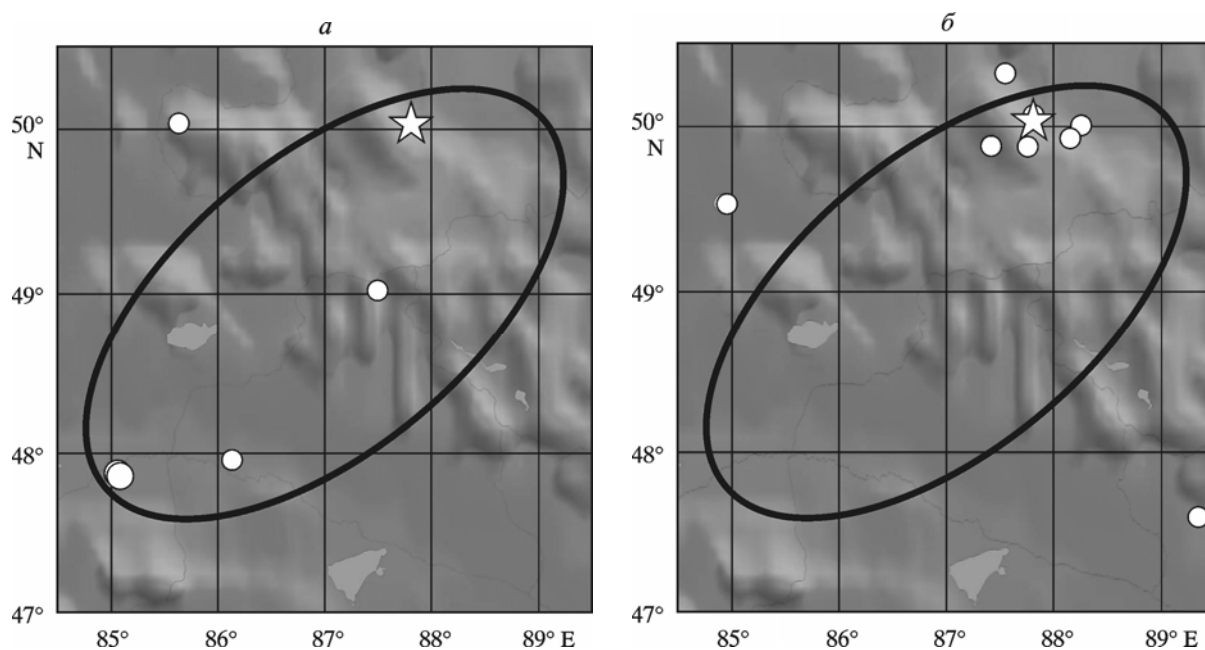


Рис. 6. Глубокофокусная сейсмичность перед (а) Чуйским землетрясением ($M = 4.2-6.6$) и после (б) него ($M = 3.6-4.4$)

Рисунок 7 иллюстрирует характеристики сейсмичности к востоку от очага Чуйского землетрясения 2003 г. Здесь, на западе Монголии, за период с 1974 по 2010 г. сформировалась крупная кольцевая структура ($M_{n1} = 4.2$, $L \sim 220$ км), ориентированная в широтном направлении. Наибольшая магнитуда в области кольца сейсмичности соответствует событию 1988 г. ($M = 5.9$). Интересно, что данная кольцевая структура на западе (около 89.2° E) касается структуры, сформировавшейся перед Чуйским землетрясением 2003 г. Отметим также, что кольцо сейсмичности пересекает юго-восточный край полосы высокого поглощения, простирающейся в северо-западном направлении.

На рис. 8 показана зависимость магнитуд землетрясений в этой области от времени. Зависимость имеет U-образный вид, наиболее высокие скорости СТД имели место в 1974–1988 и 1998–2010 гг.

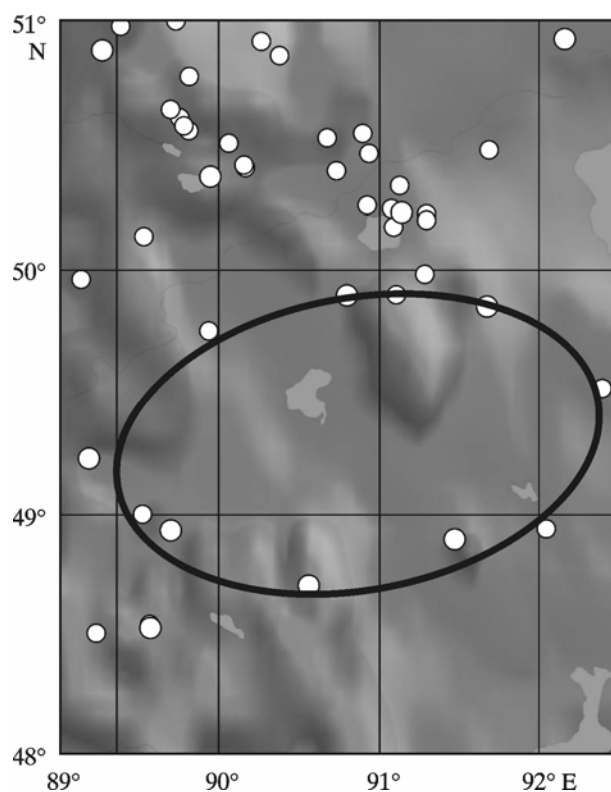


Рис. 7. Кольцевая сейсмичность к востоку от очага Чуйского землетрясения ($Mn1 = 4.2$)
Усл. обозн. см. на рис. 4

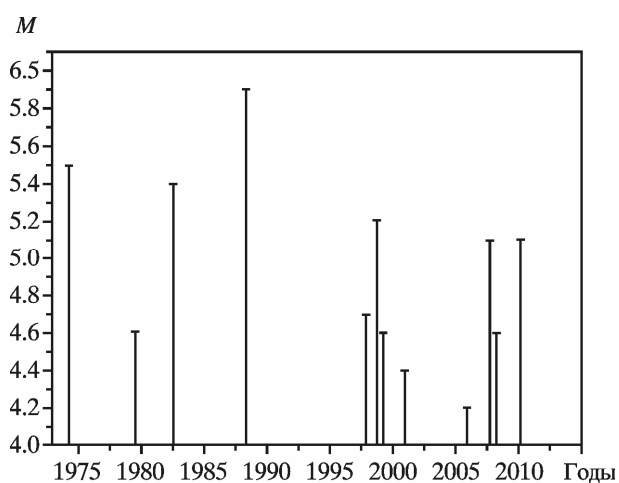


Рис. 8. Зависимость $M(T)$ для кольцевой структуры к востоку от очага Чуйского землетрясения в период 1973–2010 гг.

На рис. 9 представлены данные о сейсмичности в области, расположенной на границе России и Монголии, к северу от описанной кольцевой структуры. Здесь в 1974–2008 гг. проявилось значительно меньшее по размерам кольцо сейсмичности, также ориентированное в субширотном направлении ($Mn1 = 4.3$, $L \sim 120$ км). Самые сильные события в области кольцевой структуры зарегистрированы в 1974 и 1995 гг. ($M = 5.5$). Наиболее высокие скорости СТД наблюдались здесь в 1974 г. и в 1988–1995 гг. (рис. 10). Отметим, что две формирующиеся кольцевые структуры соприкасаются в области $\sim 49.9^\circ$ N. Кольцо сейсмичности также пересекает восточную полосу

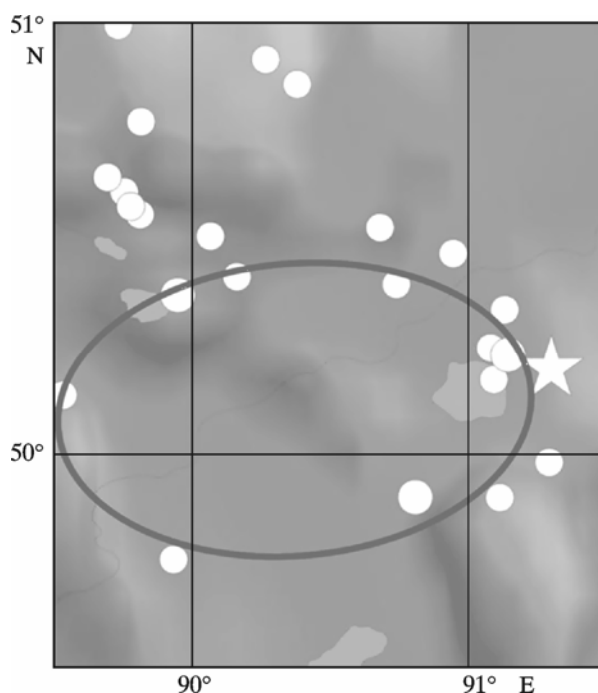


Рис. 9. Кольцевая сейсмичность на границе Монголии и России ($M_l = 4.3$) «Звездочка» – эпицентр Урэг-Нурского землетрясения. Остальные обозн. см. на рис. 4

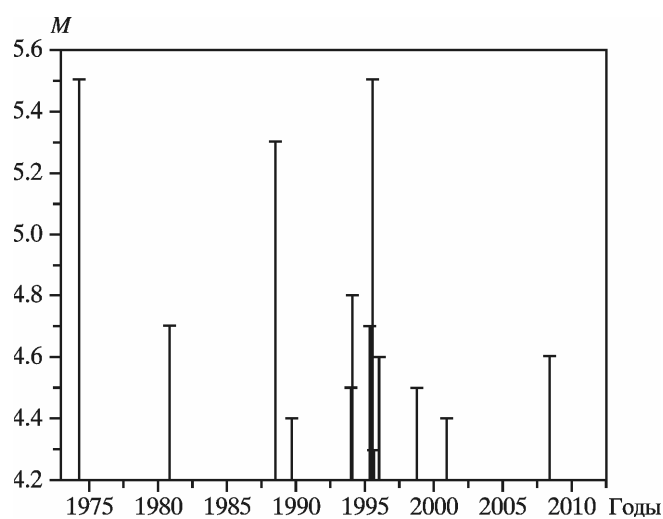


Рис. 10. Зависимость $M(T)$ для кольцевой структуры в районе границы между Россией и Монголией в период 1973–2010 гг.

высокого поглощения между 90° и 91° E. Согласно имеющимся данным, в области пары кольцевых структур произошло всего три относительно глубоких события (в 2008, 2009 и 2013 годах, $h \sim 35$ км), которые приурочены к северо-западной полосе высокого поглощения.

Рис. 11 иллюстрирует характеристики сейсмичности в области оз. Убсу-Нур и к северу от него. Здесь, на юге Сибири, к 01.01.2015 г. сформировалась нечетко выраженная кольцевая структура, вытянутая в субширотном направлении ($M_l = 3.7$, $L \sim 100$ км). Наиболее сильное землетрясение в области структуры произошло в 2013 г. ($M = 5.3$). Относительно высокие скорости СТД наблюдались здесь в 1985–1994 и 2008–2013 гг.

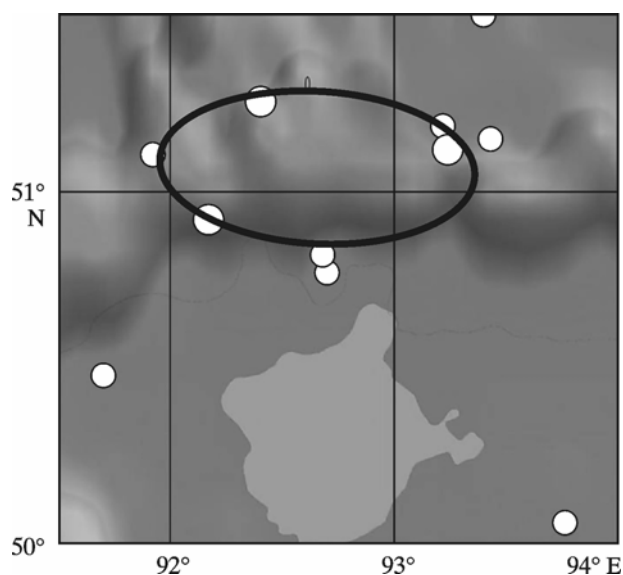


Рис. 11. Кольцевая сейсмичность к северу от оз. Убсу-Нур ($Mn1 = 3.7$)
Усл. обозн. см. на рис. 4

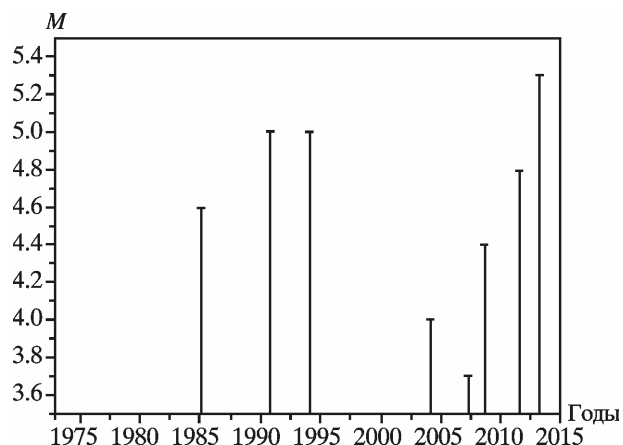


Рис. 12. Зависимость $M(T)$ для кольцевой структуры в районе оз. Убсу-Нур и к северу от него (юг Сибири) в период 1973–2015 гг.

(рис. 12). С кольцом сейсмичности связана область высокого поглощения к северу от оз. Убсу-Нур. Отметим, что в данной области начиная с 1973 г. не зарегистрировано глубоких событий с $M \geq 3.5$.

Оценки магнитуд землетрясений, соответствующих кольцевым структурам

В работе [Копничев, Соколова, 2013] получены корреляционные зависимости размеров кольцевых структур и пороговых значений магнитуд от энергии сильных землетрясений для внутриконтинентальных событий с различными механизмами очагов. Для механизмов типа сдвига, которые преобладают для сильных землетрясений в районе Алтая [Сильное..., 2004], эти зависимости выражаются формулами

$$\lg L \text{ (км)} = -1.12 + 0.49M_w, \quad r = 0.94, \quad (1)$$

$$Mn1 = -0.17 + 0.64M_w, \quad r = 0.67, \quad (2)$$

где r – коэффициент корреляции.

По этим формулам мы оценили магнитуды сильных землетрясений, которые могли бы соответствовать описанным кольцевым структурам в районе Алтая (табл. 2). Из данных, представленных в табл. 2, следует, что кольцу сейсмичности, сформировавшемуся перед Чуйским землетрясением, могло соответствовать событие с $M_w = 7.3 \pm 0.3$. С тремя другими кольцевыми структурами коррелируются возможные события с $M_w = 7.0 \pm 0.2$, 6.8 ± 0.3 и 6.2 ± 0.2 соответственно.

Таблица 2. Оценки величин M_w по параметрам кольцевых структур

Область	L , км	$Mn1$	Tn , лет	$M_w(L)$	$M_w(Mn1)$	M_w
47.0°–50.5° N, 84.5°–89.5° E	390	4.3	27	7.6	7.0	7.3±0.3
48.5°–50.0° N, 89.0°–92.5° E	220	4.2	41*	7.1	6.8	7.0±0.2
50.0°–50.5° N, 89.5°–91.0° E	120	4.3	41*	6.5	7.0	6.8±0.3
50.5°–51.5° N, 92.0°–93.5° E	100	3.7	30*	6.4	6.0	6.2±0.2

* Для этих областей указаны текущие величины Tn .

Обсуждение

Полученные данные свидетельствуют о том, что в районе Алтая, как и во многих других континентальных районах [Копничев, Соколова, 2012б, 2013, 2014а], перед сильными землетрясениями формируются неглубокие кольцевые структуры сейсмичности. Вместе с тем здесь не проявляются глубокие кольцевые структуры, которые образуются перед большинством сильных и сильнейших землетрясений в зонах субдукции [Копничев, Соколова, 2009, 2010в, 2012а]. Это связано с очень малым количеством событий на глубинах 34–70 км. Выше показано, что кольцевые структуры сейсмичности в районе Алтая, так же как и в других районах [Копничев, Соколова, 2012б, 2014а], коррелируются с аномалиями высокого поглощения короткопериодных S -волн в литосфере. Высокое поглощение поперечных волн может быть связано с присутствием частично расплавленных пород или флюидов. Вместе с тем отсутствие молодых магматических пород в районе Алтая позволяет считать, что зоны высокого поглощения в литосфере связаны здесь с заметным содержанием глубинных флюидов. Как известно, всего лишь 1 % жидкой фазы может приводить к уменьшению скоростей S -волн на 10 % и резкому увеличению поглощения [Hammond, Humpreys, 2000].

Можно полагать, что кольца сейсмичности служат отражением процессов самоорганизации геологических систем [Летников, 1992], в конечном итоге ведущих к уменьшению потенциальной энергии Земли в результате подъема легкой жидкой фазы. Отсутствие глубоких колец сейсмичности в районе Алтая, как и в большинстве других континентальных районов, скорее всего, связано со значительно меньшим содержанием свободных флюидов в литосфере континентов по сравнению с зонами субдукции, что подтверждается различными геофизическими данными [Molnar, Oliver, 1969; Глубинное..., 1987; Yamasaki, Seno, 2003]. Отметим, что благодаря глубокому Зайсанскому землетрясению 1990 г. и его афтершокам, которые произошли на границе кольцевой структуры, сформировавшейся перед Чуйским землетрясением 2003 г., возможно, была осуществлена подпитка кольца сейсмичности мантийными флюидами.

Гораздо более слабое поглощение S -волн в литосфере Западного Алтая по сравнению с Центральным Тянь-Шанем свидетельствует о меньшем содержании флюидов в

рассматриваемом районе. Этот эффект коррелируется со значительно более низким уровнем сейсмической активности в районе Западного Алтая [Новый каталог..., 1977]. Как отмечено в работах [Копничев и др., 2009; Копничев, Соколова, 2013], одна из важных функций сильных коровых землетрясений состоит в высвобождении глубинных флюидов. Можно полагать, что в связи с меньшим содержанием флюидов в литосфере Западного Алтая здесь не «требуется» такого количества сильных землетрясений, как в районе Центрального Тянь-Шаня.

Новые данные согласуются со сделанными ранее выводами об относительно высоком содержании флюидов в верхах мантии под очаговыми зонами перед сильными внутриконтинентальными землетрясениями [Копничев, Соколова, 2003, 2007, 2010а,б, 2011; Копничев и др., 2009]. Результаты, полученные в работах [Каракин, Лобковский, 1982; Gold, Soter, 1984/1985; Копничев, Соколова, 2005; Hier-Majumder, Kohlstedt, 2006], свидетельствуют о том, что повышенное содержание флюидов в литосфере обеспечивается в результате их постепенного подъема из верхней мантии.

В работах [Копничев, Соколова, 2003; Копничев и др., 2009] на основании анализа временных вариаций поля поглощения поперечных волн показано, что после сильных неглубоких землетрясений происходит подъем флюидов из верхов мантии в земную кору в течение нескольких десятков лет. О подъеме мантийных флюидов свидетельствуют и геохимические данные – повышенные величины отношения содержания изотопов гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ в гидротермальных источниках, расположенных в очаговых зонах и вблизи от них [Копничев, Соколова, 2005]. Это позволяет объяснить пониженное поглощение S-волн в верхах мантии под очаговыми зонами сильных событий, произошедших ранее 1990 г., а также достаточно высокое поглощение в земной коре под очагами Монголо-Алтайского и Урэг-Нурского землетрясений, что было установлено ранее путем анализа вариаций отношения амплитуд волн Lg и Pg (по записям станции МКАР [Копничев, Соколова, 2010б]). Подъем флюидов в зоне события 1970 г. мог произойти за время не более 30–35 лет, что не противоречит оценкам, полученным по мировым данным [Копничев, Соколова, 2003; Копничев и др., 2009]. О подъеме флюидов в очаговой зоне Чуйского землетрясения могут свидетельствовать также данные о глубоководной сейсмичности после этого события (см. рис. 6, б).

Существенно, что оценки магнитуды Чуйского землетрясения, полученные по параметрам кольца сейсмичности с учетом механизма очага, близки к реальной величине, соответствующей этому событию. Эпицентр землетрясения находится вблизи от границы кольцевой структуры, как это обычно наблюдается для сильных сейсмических событий [Копничев, Соколова, 2009, 2010в, 2012а, 2013]. Кроме того, длительность формирования данной кольцевой структуры согласуется со средними величинами, полученными для внутриконтинентальных землетрясений с механизмами типа сдвига ($T_n \sim 25 \pm 5$ лет [Копничев, Соколова, 2013]). В связи с этим есть основания полагать, что своевременное использование информации о кольцевой активности могло бы быть полезным в целях среднесрочного прогноза этого сильного сейсмического события. Это особенно важно в связи с очень большими периодами повторяемости землетрясений с $M \sim 7$ в районе Алтая (в среднем ~ 1.5 – 2 тыс. лет при точности определения этого параметра порядка нескольких сотен лет [Рогожин, Платонова, 2002]).

Новые данные показывают, что к аномалиям высокого поглощения, расположенным между 89° и 94° Е, тяготеет несколько крупных кольцевых структур сейсмичности, с которыми пока не связаны известные сильные сейсмические события. По аналогии с другими районами [Копничев, Соколова, 2010а, в, 2012б, 2014а, б] можно предполагать, что в областях этих аномалий готовятся сильные землетрясения. Судя по параметрам кольцевых структур, наибольшая магнитуда будет соответствовать сейсмическому событию, которое может произойти в районе Западной Монголии, где сформировалось самое крупное кольцо сейсмичности ($M_w = 7.0 \pm 0.2$). Более слабые землетрясения могут

быть реализованы к северу и востоку от этой структуры. Текущая длительность формирования двух западных структур T_n близка к максимальным величинам, известным в настоящее время (~40 лет [Копничев, Соколова, 2013]). Для восточной структуры величина T_n составляет около 30 лет, что соответствует средним величинам для землетрясений с механизмами типа сдвига. Несмотря на сравнительно низкую плотность населения, сильные сейсмические события могут причинить здесь значительный экономический ущерб. (Следует отметить, в частности, что кольцевые структуры, представленные на рис. 7 и 9, находятся вблизи трассы планируемого строительства газопровода Западная Сибирь – Китай). В связи с этим в указанных областях целесообразно проводить постоянный мониторинг геодинамических процессов геофизическими и геохимическими методами с целью среднесрочного прогноза возможных сильных землетрясений.

Полученные данные свидетельствуют о том, что размеры выделенных кольцевых структур достаточно велики (особенно в районе Западной Монголии), а для уточнения положения возможных очагов сильных землетрясений необходимо проводить дополнительные исследования, в частности палеосейсмическими методами [Рогожин, Платонова, 2002].

Литература

- Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР / Отв. ред. Ю.К. Щукин, В.З. Рябой. М.: Наука, 1987. 238 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. Подъем мантийных флюидов в районах очагов сильных землетрясений и крупных разломных зон: геохимические свидетельства // Вестн. НЯЦ РК. 2005. Вып. 2. С. 147–155.
- 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. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 1. С. 106–109.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S -волн в литосфере Тянь-Шаня и Джунгарии и их связь с сейсмичностью // Докл. РАН. 2010а. Т. 433, № 6. С. 808–812.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая // Вестн. НЯЦ РК. 2010б. Вып. 1. С. 93–99.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S -волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2010в. № 6. С. 34–51.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Центральной Азии и их связь с сейсмичностью // Докл. РАН. 2011. Т. 437, № 1. С. 97–101.

- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Кольцевые структуры сейсмичности в районе Северо-Восточной Японии и катастрофическое землетрясение Тохоку 11 марта 2011 г. ($M_w = 9.0$) // Вестн. НЯЦ РК. 2012а. Вып. 1. С. 121–130.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения S-волн и кольцевые структуры сейсмичности в районе Байкальской рифтовой зоны // Вестн. НЯЦ РК. 2012б. Вып. 4. С. 33–41.
- 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.* Кольцевые структуры сейсмичности в районах Центрального Тянь-Шаня и Джунгарии: Возможная подготовка сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2014а. № 3. С. 65–73.
- 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. 2014б. № 5. С. 52–59.
- 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.
- Копничев Ю.Ф., Кунакова О.К., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Центральной и Южной Азии и их связь с сейсмичностью // Вестн. НЯЦ РК. 2012. Вып. 1. С. 147–152.
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 229 с.
- 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.
- Нурмагамбетов А., Садыков А., Тимуш А.В., Хайдаров М.С., Власова А.А. и др.* Зайсанское землетрясение 14 июня 1990 г. // Землетрясения в СССР в 1990 г. М.: Наука, 1996. С. 54–60.
- Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
- Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. / Отв. ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2004. 112 с.
- Engdahl E., Villasenor A.* Global seismicity: 1900–1999 // Earthquake & Eng. Seismol. Pt. 1. An imprint of Elsevier Science. 2002. P. 665–690.
- 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.
- Hammond W., Humphreys E.* Upper mantle seismic wave velocity: Effect of realistic partial melt geometries // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 10975–10986.
- Hier-Majumder S., Kohlstedt D.* Role of dynamic grain boundary wetting in fluid circulation beneath volcanic arcs // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. P. L08305.
- 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.
- Ogawa R., Heki K.* Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman earthquake by mantle water diffusion // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. P. L06313. doi: 10.1029/2007GL029340.
- Wang Z., Fukao Y., Kodairo S., Huang R.* Role of fluids in the initiation of the 2008 Iwate earthquake ($M = 7.2$) in northeast Japan // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. P. L24303. doi: 10.1029/2008GL035869.
- Yamazaki T., Seno T.* Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab // J. Geophys. Res. 2003. V. 108, N B4. doi: 10.1029/2002JB001918.

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

KOPNICHYEV Yuri Fedorovich – Ph.D., professor, chief research scientist, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences. Russia, Moscow. Tel.: +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

SOKOLOVA Inna Nikolayevna – Ph.D., senior scientist, Institute of Geophysical Research of Ministry of Energy Republic of Kazakhstan. Republic of Kazakhstan, Almaty. Tel.: +7 (7272) 631-330. E-mail: sokolova.inessa@mail.ru

**ANOMALIES OF HIGH S-WAVE ATTENUATION
AND RING-SHAPED SEISMICITY STRUCTURES
IN THE ALTAY LITHOSPHERE:
POSSIBLE PREPARATION FOR LARGE EARTHQUAKES**

Yu.F. Kopnichev¹, I.N. Sokolova²

¹Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Institute of Geophysical Research of Ministry of Energy Republic of Kazakhstan,
Almaty, Republic of Kazakhstan

Abstract. Heterogeneities of short-period *S*-wave attenuation field in the Altay lithosphere had been considered. A method based on an analysis of an amplitude ratio for *Sn*- and *Pn*-waves was used. Areas of high attenuation in the region of the western Altay were identified. Rupture zones of recent large earthquakes: Zaisan, 1990 and Chu, 2003 are connected with these areas. Big ring-shaped seismicity structure had been formed prior to the Chu earthquake since 1976. It was revealed that ring-shaped structures correspond also to the areas of high attenuation, which are not connected with large historical earthquakes. We believe that processes of nucleation for large earthquakes can proceed in these areas. Earlier we have obtained dependences of ring structure sizes and threshold magnitude values on the energy of main events for different earthquake mechanisms. Using these dependences we estimated magnitudes of possible large earthquakes. Rupture zones of some events can be located near projected gas-main line West Siberia – China; it is expedient to take into account this circumstance by its construction. We discuss a connection of the attenuation field anomalies and ring structures with high content of deep-seated fluids.

Keywords: lithosphere, attenuation, *S*-waves, ring-shaped seismicity structures, large earthquakes, deep-seated fluids.