

# НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В АНОМАЛЬНОЙ ЗОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

<sup>1)</sup>Копничев Ю.Ф., <sup>2)</sup>Михайлова Н.Н., <sup>2)</sup>Соколова И.Н., <sup>2)</sup>Аристова И.Л

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

<sup>2)</sup>*Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан*

Анализируются новые данные о геодинамических процессах в зоне Северного Тянь-Шаня, выделенной ранее по аномальному поглощению сейсмических волн. Установлено, что здесь за последние 5-7 лет (1999-2005 гг.) характеристики поля поглощения S-волн в земной коре и верхах мантии аномальной зоны существенно изменились - сформировалась эллиптическая структура, образованная очагами относительно глубоких землетрясений. На границах этой зоны в 2005 г. преобладали землетрясения с механизмами типа сброса и сбросодвига. Совокупность полученных данных говорит об активном подъеме ювенильных флюидов в земной коре и верхах мантии аномальной зоны, что может свидетельствовать о подготовке здесь сильного землетрясения ( $M > \sim 6.5$ ).

**ВВЕДЕНИЕ**

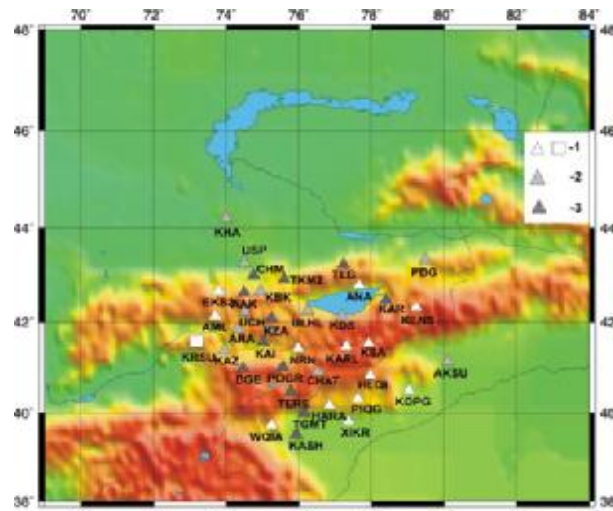
В [1, 2] на основании анализа совокупности сейсмических данных выделена аномальная зона в районе Северного Тянь-Шаня. Зона характеризовалась очень сильным поглощением короткопериодных поперечных волн в нижней коре и верхах мантии, а также существенными особенностями сейсмического режима. Полученные данные согласуются с моделью подготовки сильного землетрясения, важным элементом которой является подъем мантийных флюидов в земную кору [3,4]. С учетом этого, в [1,2] выдвинута гипотеза о подготовке сильного тектонического события ( $M > 6.0$ ). Используемые данные относятся к периоду 1992-2003 гг., поэтому представляет большой интерес провести анализ новой полученной сейсмической и геофизической информации.

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН**

Короткопериодные поперечные волны наиболее чувствительны к присутствию жидкой фазы, поэтому по их характеристикам можно уверенно выделять зоны, насыщенные флюидами, в земной коре и верхней мантии. В данной работе мы использовали методы, связанные с анализом записей глубокофокусных гиндукушских землетрясений, а также местных землетрясений и карьерных взрывов.

**Картирование поля поглощения по записям гиндукушских землетрясений**

В [1] на основании анализа данных, полученных 45 цифровыми и аналоговыми станциями в 1998-2000 гг., проведено картирование поля поглощения поперечных волн в районе Центрального Тянь-Шаня. Картирование проводилось по соотношению максимальных амплитуд поперечных и продольных волн (параметру  $Ig(A_s/A_p)$ ) на вертикальных компонентах записей, который мы для краткости обозначим  $S/P$ , на эпицентральных расстояниях  $\sim 550-1100$  км. Использовалась узкополосная частотная фильтрация (ЧИСС-фильтр с центральной частотой 1.25 Гц [5]). По этим данным выделена полоса сильного поглощения, проходящая между станциями DGE, KAZ и CHM, ТКМ2 (рисунок 1).

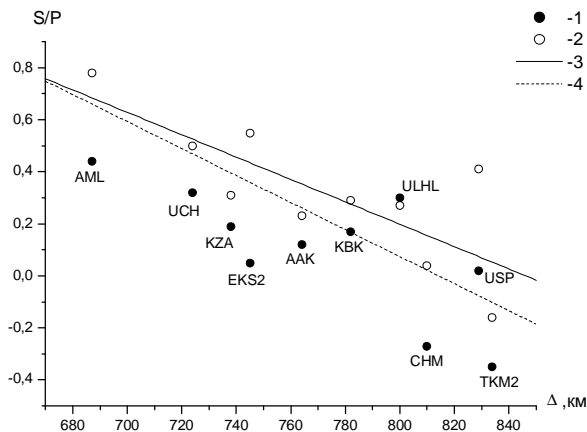


Поглощение: 1- слабое, 2 – промежуточное, 3 – сильное. Квадратик – аналоговая станция.

*Рисунок 1. Карта поля поглощения S-волн в районе Центрального Тянь-Шаня по записям гиндукушских землетрясений с глубинами 70 - 110 км (1998 - 2000 гг.)*

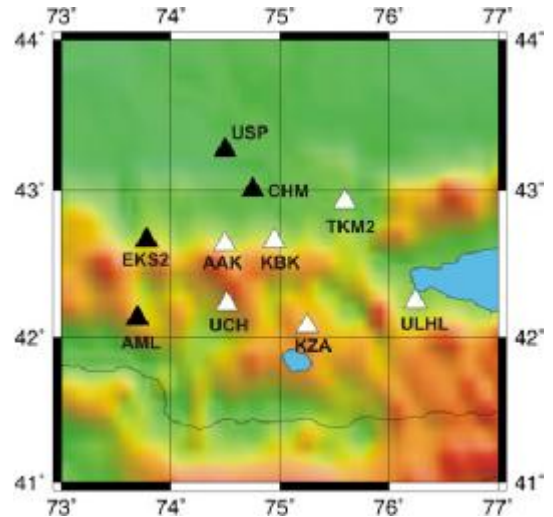
Эффективная добротность  $Q_s$  для S-волн в нижней коре и верхах мантии в пределах указанной полосы составила  $\sim 100$ . Особенно сильное поглощение наблюдалось к юго-западу от станции ТКМ2.

Интересно сопоставить эти данные с данными, полученными в последние годы. На рисунке 2а представлен график зависимости параметра  $S/P$  от эпицентрального расстояния на площади расположения киргизской сети KNET, охватывающей аномальную зону, для двух интервалов времени: 1998 – 2000 гг. и 2005 г.



**а** – зависимость параметра S/P от эпицентрального расстояния

Данные: 1 – за 2005 г., 2 – за 1998 - 2000 гг. 3 – линия регрессии по данным для всего Центрального Тянь-Шаня за 1998 - 2000 гг., 4 – по данным для полосы сильного поглощения за 1998 - 2000 гг. (рисунок 1). Значки: залитые – сильное увеличение поглощения, не залитые – слабое изменение поглощения



**б** – карта изменения структуры поля поглощения

Рисунок 2. К изучению поля поглощения в районе группы KNET по записям гиндукушских землетрясений, произошедших на глубинах 70 - 110 км в 2005 г. по сравнению с 1998 - 2000 гг.

Из рисунка 2а следует, что средняя величина параметра S/P для диапазона глубин 70 - 110 км в 2005 г. уменьшилась для всех станций, за исключением станции ULHL. Так, если в 1998 - 2000 гг. затухание параметра S/P в пределах группы KNET примерно соответствовало средней зависимости, полученной для района Центрального Тянь-Шаня, то в 2005 г. величина S/P для большинства станций была даже ниже линии регрессии, полученной для всей полосы сильного поглощения. При этом наибольшее снижение значений параметра ( $\Delta S/P = (-0.31) - (-0.50)$ ) наблюдалось на западной окраине группы (для станций AML, EKS2, CHM и USP, рисунок 2б). Для остальных станций изменение величины S/P существенно меньше: от -0.19 (TKM2) до 0.03 (ULHL). Для сравнения заметим, что стандартные отклонения  $\sigma$  значений S/P варьировались в 2005 г. от 0.14 до 0.24. Отсюда следует, что поглощение волн для глубин очагов 70 - 110 км увеличилось на большей части территории, занимаемой группой KNET, особенно на ее западной окраине. Наибольший контраст величин S/P при малом изменении эпицентрального расстояния ( $< \sim 30-35$  км) наблюдается между станциями TKM2 и ULHL (-0.65 по сравнению с -0.43 в 1998 - 2000 гг.).

Для диапазона глубин гиндукушских землетрясений 190 - 230 км наблюдалась существенно иная картина. Из рисунка 3 видно, что в этом случае для всех станций зарегистрировано уменьшение величин S/P, особенно заметное для станций AAK, KZA и TKM2 (-0.50, -0.43 и -0.49, соответственно). Для других станций величина S/P изменилась существенно слабее: от -0.15 (CHM) до -0.34 (EKS2). При этом величины  $\sigma$  варьировались от 0.08 до 0.27.

Относительно малое изменение величины S/P для станции TLG, расположенной на расстоянии  $\sim 150$  км от восточной границы группы KNET, а также сопоставление с данными для диапазона глубин 70 - 110 км показывают, что уменьшение среднего значения параметра для всей группы не связано с увеличением поглощения в очаговой области. Таким образом, в данном случае поглощение особенно сильно выросло в центральной части сети KNET. Максимальный контраст величин S/P при малом изменении  $\Delta$  снова соответствует станциям TKM2 и ULHL (-0.87 по сравнению с -0.57 в 1998 - 2000 гг.).

Ранее было отмечено, что наиболее сильное поглощение S-волн по записям гиндукушских землетрясений соответствует нижней коре и верхам мантии на расстояниях  $\sim 30-130$  км к юго-западу от соответствующей станции [1]. Простые оценки показали, что для очагов с глубинами  $\sim 100$  и 200 км лучи регулярных волн при таких расстояниях распространяются в верхнемантийных слоях мощностью соответственно  $\sim 5$  и 20 км (на глубинах  $\sim 55 - 60$  и  $55 - 75$  км).

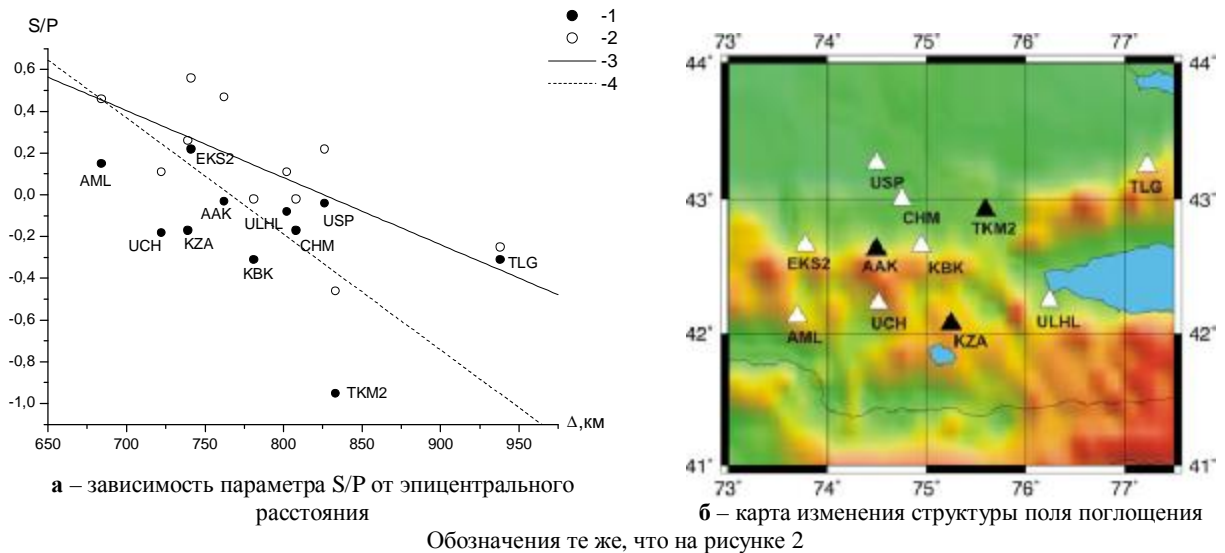
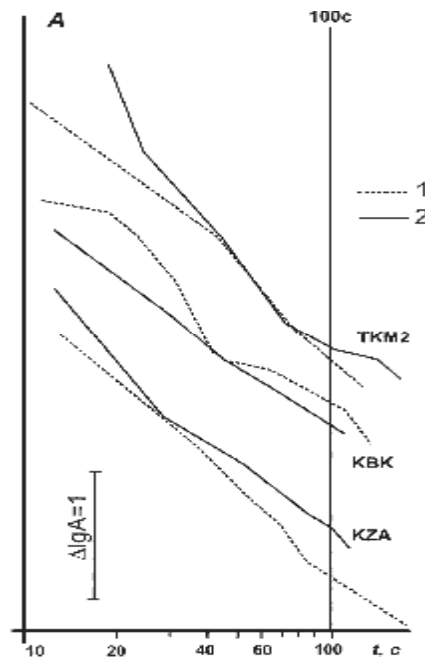


Рисунок 3. К изучению поля поглощения в районе группы KNET по записям гиндукушских землетрясений на глубинах 190 - 230 км в 2005 г. по сравнению с 1998 - 2000 гг.

Резкое различие величин S/P по данным станции TKM2, полученное для двух диапазонов глубин, для которых смещение лучей на границе M не превышает 3 км (при мощности коры  $h_m=55$  км), говорит о том, что основное поглощение S-волн в аномальной зоне приходится на верхи мантии. Величины  $Q_s$  в этой зоне, оцененные по соотношению параметров S/P для станций TKM2 и KZA, составляют ~45 и ~30 для диапазонов глубин 70 - 110 и 190 - 230 км, соответственно. Отсюда следует, что добротность для S-волн в верхах мантии в 2005 г. была в 2-3 раза ниже, чем для полосы сильного поглощения в 1998 - 2000 гг. [1].

**Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения по коде местных землетрясений**

В [6, 7] показано, что S-кода местных землетрясений на частотах около 1 Гц сформирована, главным образом, поперечными волнами, отраженными от многочисленных границ в земной коре и верхней мантии. Выделение на огибающих коды участков относительно крутого или пологого наклона свидетельствует о проникновении S-волн в слои соответственно сильного или слабого поглощения. Глубины таких слоев определяются из простых геометрических соображений, в предположении формирования коды однократно отраженными волнами [8]. На рисунке 4 представлены огибающие коды для трех станций группы KNET, построенные для канала 1.25 Гц в двух интервалах времени: 1998 - 2000 и 2005 гг.



Данные: 1- за 1996 - 2000 гг., 2 – за 2005 г.

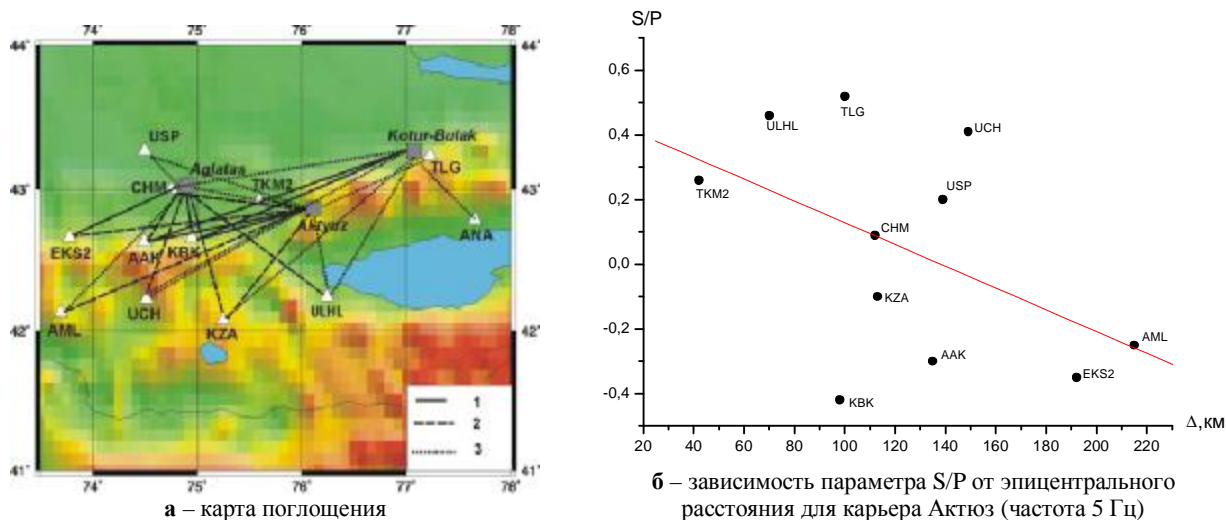
Рисунок 4. Огибающие коды местных землетрясений по данным трех станций группы KNET

Видно, что для станции TKM2 по записям землетрясений к югу от станции в 2005 г. резко увеличилось затухание коды в интервале  $t=19 - 45$  с (время t отсчитывается от начала излучения в очаге). Это

соответствует увеличению поглощения на глубинах ~35 - 85 км. К северу от станции KZA поглощение существенно увеличилось в диапазоне глубин ~25 - 55 км (в средней и нижней коре), в то время как в верхах мантии, на глубинах более 55 км – заметно уменьшилось. К востоку от станции KBK поглощение S-волн выросло в диапазонах глубин ~20 - 35 и 75 - 120 км и одновременно резко уменьшилось в нижней коре и верхах мантии, на глубинах ~35 - 75 км. Полученные данные показывают, что сильное изменение структуры поля поглощения произошло в сравнительно узких полосах на границе аномальной зоны, аналогично тому, как это наблюдалось в зоне Заилийского разлома в районе Северного Тянь-Шаня [9,10].

#### Картирование поля поглощения по записям карьерных взрывов

Для исследований использованы сейсмограммы взрывов, проводившихся в 1994 - 2002 гг. на трех небольших карьерах, расположенных в районе Северного Тянь-Шаня - Аглатас, Актюз и Котур-Булак (рисунок 5 а). Картирование проведено по отношению амплитуды волн S и P (параметр S/P). При анализе записей использовалась узкополосная частотная фильтрация вертикальных компонент (ЧИСС-фильтр с центральной частотой 5 Гц [5]). На рисунке 5б приведена зависимость параметра S/P от эпицентрального расстояния для карьера Актюз. В общей сложности обработано около 60 записей для 11 станций на расстояниях от 40 до 215 км.



Поглощение: 1 – сильное, 2 – промежуточное, 3 – слабое. Треугольники – сейсмические станции, квадраты – карьеры. Прямая – регрессионная зависимость по методу наименьших квадратов

Рисунок 5. Картирование поля поглощения в районе Северного Тянь-Шаня по записям карьерных взрывов

Как видно из рисунка 5б, наблюдается очень большой разброс величин S/P даже для близких  $\Delta$ . В целом отношение амплитуд быстро падает с эпицентральной расстоянием. С учетом этого эффекта можно сделать вывод, что пониженное поглощение S-волн соответствует трассам на станции USP, UCH, ULHL и TLG, промежуточное – на станции TKM2, CHM, KZA, EKS2 и AML и сильное – на станции AAK и KBK. Поле поглощения для рассматриваемого района показано на рисунке 5 а разными линиями, обозначающими трассы, для которых наблюдается сильное, промежуточное и слабое поглощение S-волн. Наиболее интересная особенность рассматриваемого поля – очень сильное поглощение S-волн на трассах от карьеров Актюз и Котур-Булак к станциям KBK и AAK, которые проходят через аномальную зону. Наибольший контраст значений параметров S/P (~1.0 с учетом разницы в эпицентральных расстояниях) наблюдается между близкими трассами от карьера Актюз к станциям KBK и UCH. Используя оценки, приведенные в [11], можно найти, что максимальная глубина проникновения лучей для трассы Актюз - KBK составляет ~10 км, для трасс Актюз - UCH и Актюз - AAK ~15 км. Сопоставление данных для трасс от карьера Актюз к станциям KBK, AAK и AML, для которых различие азимутов не превышает  $\sim 10^\circ$ , показывает, что параметр S/P заметно возрастает на станции AAK и резко увеличивается на станции AML. Отсюда следует, что аномалия поглощения для трассы Актюз - KBK соответствует диапазону глубин 0 - 10 км. Вывод об узости и малой глубине зоны этой аномалии подтверждается относительно высокими величинами параметра S/P для трасс Аглатас - KZA и Аглатас - ULHL, для которых лучи проникают на глубины ~10 - 15 км. Сравнение данных для трасс Актюз - KBK и Актюз - UCH показывает, что поглощение S-волн в аномальной зоне резко уменьшается на глубинах более 10 км. Данные для трассы Актюз-AML, для которой лучи проникают на глубину ~50 км, говорят о том, что поглощение S-волн здесь сравнительно слабое в средней и нижней коре.

Таким образом, полученные результаты не позволяют судить о временных вариациях поля поглощения в верхней части земной коры. Вместе с тем из этих данных следует, что, по крайней мере, до 2002 г. поглощение в аномальной зоне было очень высоким на глубинах 0 - 10 км и резко падало на больших глубинах.



## СЕЙСМИЧНОСТЬ И МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ

### Анализ характеристик сейсмического режима

На рисунке 6а приведена карта эпицентров сильных коровых землетрясений ( $M_s \geq 7.0$ ,  $h < 60$  км), произошедших начиная с 1900 г., на территории с радиусом 1500 км с центром в точке с координатами  $43^\circ$  N,  $76^\circ$  E. Рисунок 6б иллюстрирует зависимость магнитуды этих событий от времени (магнитуды  $M_s$  за период 1900 - 1989 гг. взяты из каталога [12], где они переопределены по единой методике).

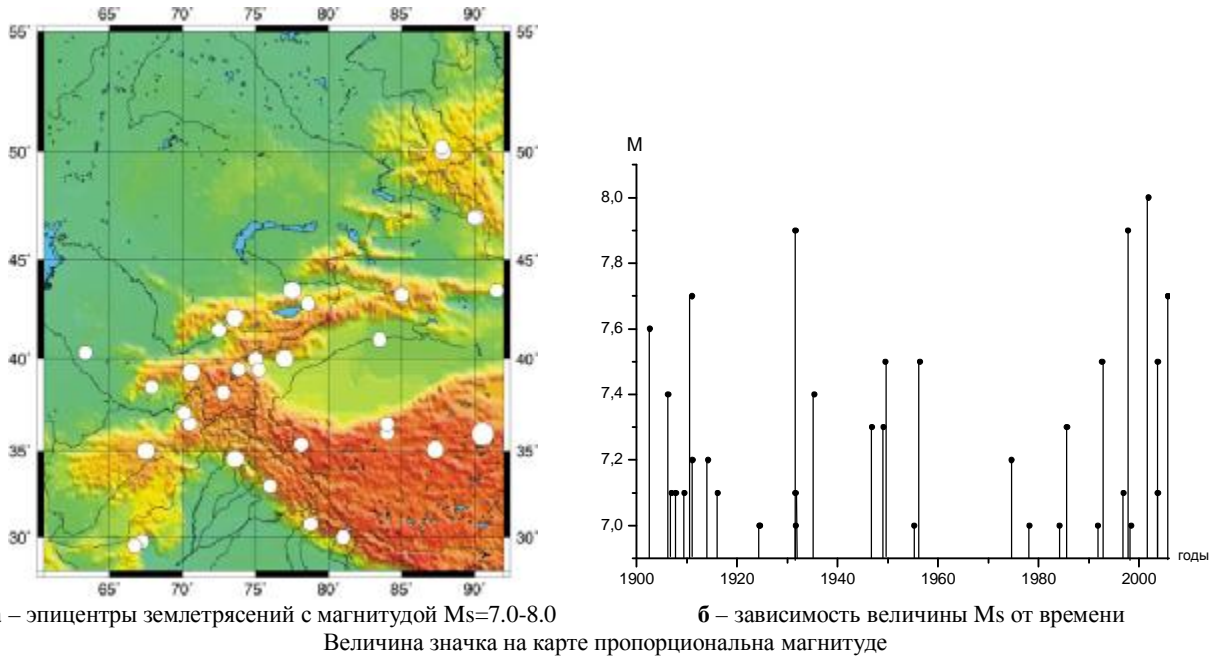
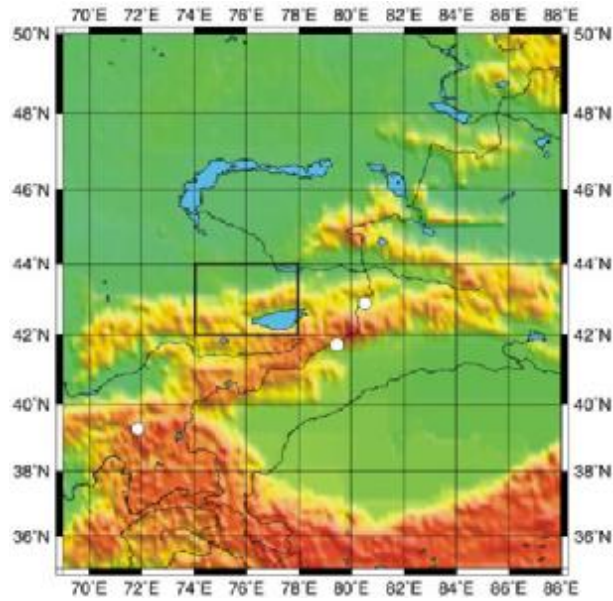


Рисунок 6. Сильные коровые землетрясения в районе Центральной Азии в 1900 – 2005 гг.

Из представленных данных следует, что в последнее десятилетие (с 1997 по 2005 гг.) наблюдался резкий всплеск сейсмической активности в рассматриваемом регионе Центральной Азии: здесь произошли три землетрясения с  $M_s = 7.6-8.0$  (два – в районе Северного Тибета и одно – в Кашмире, на северо-западе Гималаев). Землетрясение 14.11.2001 в Тибете было наиболее сильным в данном районе за последние 105 лет. В свою очередь, Кашмирское (Пакистанское) землетрясение 08.10.2005 было сильнейшим в круге с радиусом  $\sim 1000$  км и центром в той же точке, начиная с 1911 г. (после Кеминского землетрясения 03.01.1911). Кроме того, 27.09.2003 произошло Чуйское землетрясение ( $M_s = 7.5$ ), сильнейшее в районе Алтая, начиная с 1931 г. И, наконец, следует отметить, что 26.12.2004 произошло Суматринское землетрясение ( $M_w = 9.0$ ), сильнейшее на земном шаре после 1960 г. Эпицентральное расстояние до центра рассматриваемого района для этого события составляет  $\sim 4800$  км. Ниже будет обсуждена возможность связи между этими землетрясениями и уровнем сейсмичности в районе Северного Тянь-Шаня.

В [2] было отмечено, что с 1993 по 2003 гг. на обширной территории Центрального и Северного Тянь-Шаня не регистрировались землетрясения с  $M > 5.5$ . В последние годы ситуация изменилась - на востоке района зарегистрированы два события с  $M \sim 6.0$  (01.12.2003 и 14.02.2005) - рисунок 7.

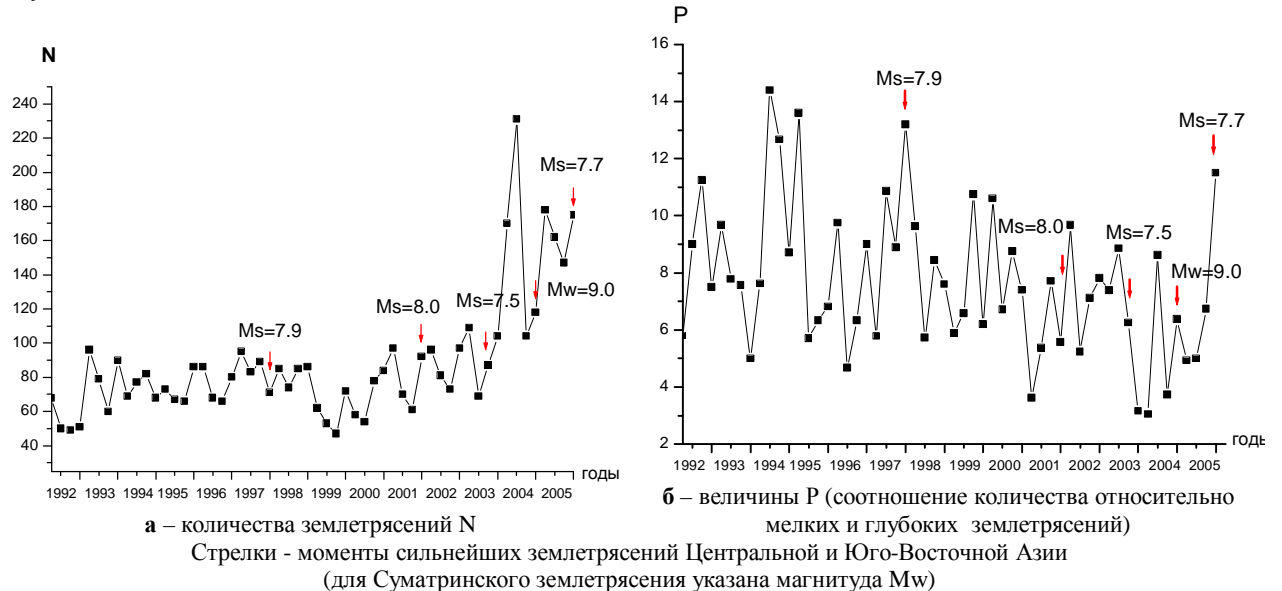
Более детально анализ характеристик сейсмического режима проведен для двух районов первого, ограниченного координатами  $42-44^\circ$  N и  $74-78^\circ$  E и второго - с координатами  $42-43^\circ$  N,  $74-76^\circ$  E. Первый район, в который входит значительная часть Алматинской области Казахстана, рассматривался ранее в [2]; второй, в четыре раза меньший по площади, включает в себя аномальную по поглощению зону Северного Тянь-Шаня. Далее, для удобства, первый район будет называться «большим», второй – «малым».



Прямоугольник - область детального изучения сейсмического режима

Рисунок 7. Землетрясения с  $M > 5.5$  за 2004 - 2005 гг. в районе, ограниченном координатами 35-50 N, 69-88 E

На рисунке 8а представлена зависимость общего количества  $N$  землетрясений от времени, зарегистрированных за квартал в большом районе. Видно, что в 1992 - 2003 гг. величина  $N$  варьировалась в сравнительно небольших пределах - от 47 до 109. С конца 2003 г. наблюдался резкий скачок величины  $N$ : до ~230. Интересно, что этот скачок имел место сразу после сильнейшего землетрясения на Алтае, произошедшего на расстоянии ~1240 км от центра рассматриваемого района. Рост количества землетрясений  $N$  наблюдался также сразу после Суматринского 26.12.2004 и Кашмирского 08.10.2005 землетрясений. Проведен также анализ вариаций соотношения количества относительно мелких и глубоких землетрясений. Следуя [2,4], к «мелким» отнесены события с глубинами  $h \leq 15$  км, к «глубоким» - с глубинами  $h > 15$  км.



а – количества землетрясений  $N$   
 б – величины  $P$  (соотношение количества относительно мелких и глубоких землетрясений)  
 Стрелки - моменты сильнейших землетрясений Центральной и Юго-Восточной Азии (для Суматринского землетрясения указана магнитуда  $M_w$ )

Рисунок 8. Сейсмические события в большом районе ( $42-44^\circ N$  и  $74-78^\circ E$ ). Зависимость от календарного времени

Из рисунка 8б следует, что в 1992 - 2001 гг. величина параметра  $P = N_{\Sigma \leq 15} / N_{\Sigma > 15}$  варьировалась в интервале ~5-14.5. Начиная с 2001 г. наблюдалось существенное уменьшение этой величины (вариации в интервале ~3-10). Важно отметить, что наименьшие значения параметра  $P$  (~3-4) зарегистрированы в 2001, 2003 и 2004 гг., т.е. за 9 - 15 месяцев до сильнейших землетрясений: Тибетского 14.11.2001, Суматринского 26.12.2004 и Кашмирского 01.10.2005. Несколько большая величина  $P$  (5.2) наблюдалась за 15 месяцев до Алтайского землетрясения 27.09.2003. Сразу после события в Кашмире величина  $P$  резко выросла (до 11.5).

На рисунке 9а показан временной ход общего количества зарегистрированных землетрясений в малом районе. Видно, что, как и в большом районе, наблюдался резкий рост величины  $N$  с конца 2003 г., после Алтайского землетрясения (до 35 событий за квартал, по сравнению с вариациями в диапазоне 5 - 17 в 1999 -

2000 г.). Обращает на себя внимание, что параметр N вырос еще сильнее сразу после Кашмирского землетрясения (до 43) и наблюдался заметный рост N в течение 3 месяцев после Суматринского землетрясения (до 29).

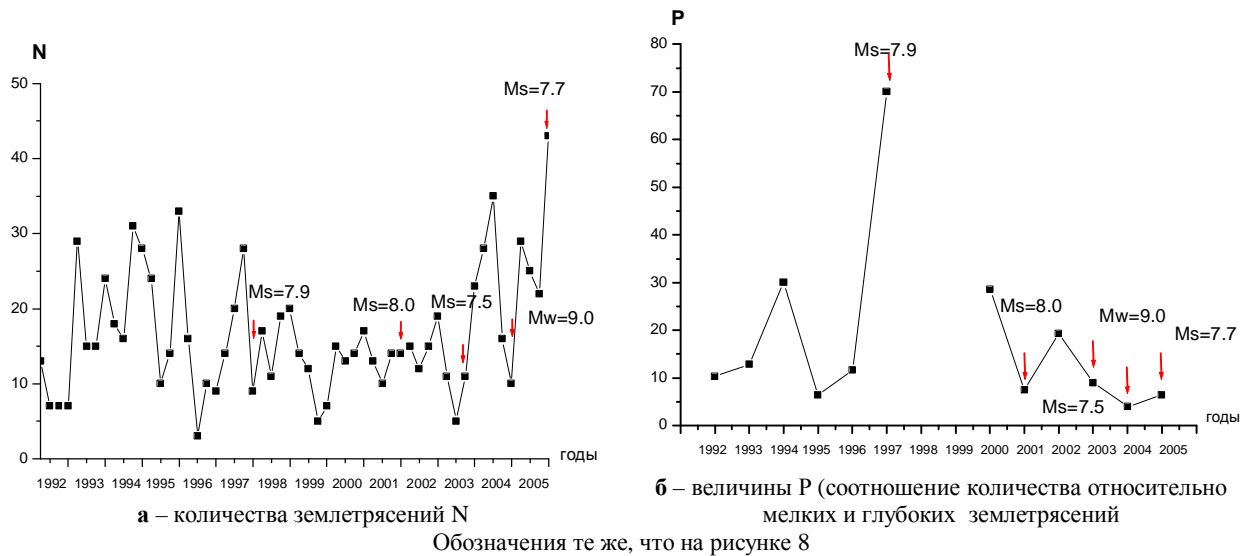
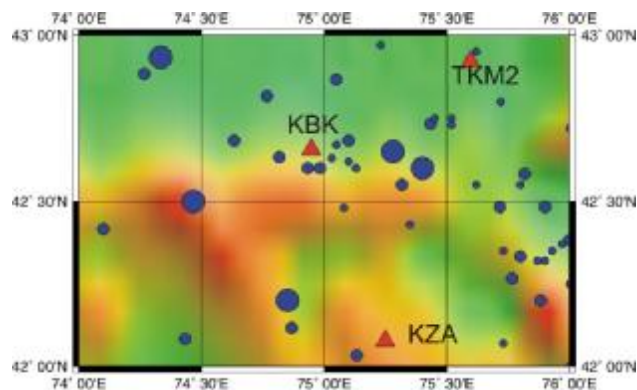


Рисунок 9. Сейсмические события в малом районе (42-43° N, 74-76° E). Зависимость от календарного времени

Параметр P в 1999 - 2000 гг. был в среднем в несколько раз выше, чем в большом районе (в 1998 - 1999 гг. вообще не было зарегистрировано глубоких событий (рисунок 9б)). В то же время, в 2001 и 2003 - 2005 гг. величина этого параметра резко упала, выйдя на уровень примерно соответствующий большому району. Это отвечает многократному возрастанию доли относительно глубоких землетрясений. На рисунке 10 показано положение эпицентров глубоких событий в малом районе за период 1999-2005 гг.



Треугольники – сейсмические станции

Рисунок 10. Эпицентры глубоких землетрясений в малом районе за 1999 - 2005 гг.

Максимальная энергия этих землетрясений составляет  $K=11.7$ . Видно, что большинство эпицентров таких событий (в первую очередь, относительно сильных) располагается по контуру эллипса, расположенного примерно между  $42.0^\circ$  и  $42.6^\circ$  N и имеющего размер большой и малой осей  $\sim 120$  и  $65$  км, соответственно. Северная часть контура приурочена к южной окраине Чуйской впадины, западная и юго-западная – к хребту Джумголтау, юго-восточная – к западным отрогам хребта Терской Алатау. Внутри контура попадают восточная часть Киргизского хребта и Кочкорская впадина. Эллипс оконтуривает область относительного сейсмического затишья - в этой области не было зарегистрировано землетрясений с  $M > \sim 6.5$  в течение нескольких сотен лет [13].

**Механизмы очагов землетрясений**

Н.Н.Полешко (Институт сейсмологии МОН РК) по нашей просьбе, с использованием данных НЯЦ РК и сети KNET проведен анализ механизмов очагов землетрясений, зарегистрированных в районе  $42-44^\circ$  N  $74-76^\circ$  E в 2005 г. Типы подвижек определены для 37 событий с глубинами до 25 км и энергетическими классами  $K=7.0-11.2$ .

До 2000 г. в районе Северного Тянь-Шаня в целом доминировали взбросы и взбрососдвиги (примерно 75% от общего количества событий [14]). В последние годы постепенно увеличивается доля сбросов и сбрососдвигов. Так, в 2005 г. она составила уже  $\sim 48\%$ . Примерно такой же процент сбросов и сбрососдвигов наблюдался в 2005 г. и в рассматриваемом небольшом районе, включающем аномальную зону ( $\sim 43\%$ ). На



рисунке 11 показано расположение очагов с механизмами типа сброса и сбрососдвига. Существенно, что большая часть эпицентров этих событий (~2/3) сконцентрирована вблизи контура эллипса, сформированного очагами глубоких событий (рисунк 10).

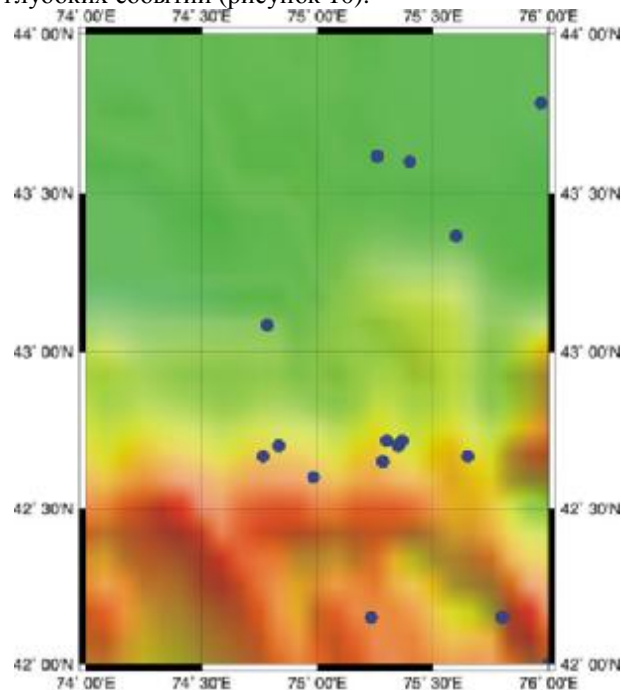


Рисунок 11. Эпицентры землетрясений с механизмами типа сброса и сбрососдвига за 2005 г. в малом районе и к северу от него

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные данные говорят о том, что в последние годы аномальная зона характеризовалась очень сильным поглощением S-волн в верхней части земной коры и верхах мантии. Кроме того, на ее границах сформировались субвертикальные области высокого поглощения в нижней коре и самых верхних слоях мантии. В то же время поглощение здесь было достаточно слабым в средней части коры. Эти выводы подтверждаются данными об очень низких скоростях S-волн на глубинах 0 - 10 км в восточной части Киргизского хребта и достаточно высоких скоростях на глубинах 10 - 35 км в аномальной зоне [15,16].

Полученные данные свидетельствуют о существенном изменении структуры поля поглощения S-волн в земной коре и верхах мантии аномальной зоны в течение последних 5 - 7 лет. Столь быстрые (в геологическом масштабе времени) вариации могут быть связаны только с миграцией ювенильных флюидов. Отметим, что аналогичные вариации структуры поля поглощения наблюдались перед Жаланаш-Тюпским (24.03.1978, M=7.0), Байсорунским (12.11.1990, M=6.4) и Сусамырским (19.08.1992, M=7.5) землетрясениями [4, 17,18]. Анализ показал что в 2004 - 2005 гг. резко повысился общий уровень сейсмичности как во всем районе Северного Тянь-Шаня, так и в аномальной зоне. Одновременно выросла доля относительно глубоких событий, в первую очередь, в малом районе. Как было отмечено ранее, этот эффект служит важным прогностическим признаком [4,19].

Большой интерес представляет эллиптическая структура расположения эпицентров глубоких землетрясений, образовавшаяся в 1999 - 2005 гг. в аномальной зоне. Формирование таких структур отмечено перед многими сильными землетрясениями, в частности, в районах Китая и Японии [20]. По нашим данным, аналогичная структура была сформирована за 2 года до Байсорунского землетрясения на Северном Тянь-Шане [4]. Существенно, что изменение характеристик поля поглощения по записям местных землетрясений, свидетельствующее о подъеме ювенильных флюидов, наблюдалось в районах станций КВК, КЗА и ТКМ2, расположенных вблизи от границ эллиптической структуры. Судя по записям гиндукушских землетрясений, наиболее сильное поглощение соответствует трассам на станцию ТКМ2, для которых S-волны пересекают нижнюю кору и верхи мантии под этой структурой. Это свидетельствует о том, что здесь особенно велика концентрация флюидов. Приуроченность очагов землетрясений с механизмами типа сброса и сбрососдвига в 2005 г. к границам эллиптической структуры (в первую очередь, к юго-западу от станции ТКМ2) также не противоречит заключению о подъеме глубинных флюидов в этой зоне. Возможно, большая концентрация событий с такими типами подвижек есть отражение процессов гидроразрыва на кровле двухфазного слоя с заметной долей флюидов [2, 4].

Отметим также, что район, к которому приурочена аномальная зона, характеризуется максимальными скоростями деформации по данным GPS [21]; что не противоречит заключению о высоком содержании

флюидов в аномальной зоне на глубинах до 10 км, которое должно обеспечивать относительно малую вязкость этого слоя.

Вместе с тем, отсутствие глубоких землетрясений внутри эллиптической структуры говорит о том, что в средней части коры здесь находится жесткий блок, который, по-видимому, служит непроницаемым барьером для флюидов и одновременно концентратором напряжений. Это согласуется с очень высокими скоростями S-волн на глубинах 10-35 км в аномальной зоне [16].

В [3,4] была предложена качественная модель подготовки очага сильного корового землетрясения, которая заключается в формировании в нижней коре и верхах мантии субвертикальных зон, насыщенных флюидами, концентрации напряжений на их кровле, гидроразрывах кровли и поступлении флюидов в среднюю кору, миграцией флюидов в горизонтальном направлении в область будущего очага, которая ведет к снижению трения на разрыве и, собственно, к подвижкам при землетрясении. Такая модель позволила объяснить геофизические данные, связанные с подготовкой Байсорунского землетрясения [4]. Нетрудно убедиться, что совокупность данных, полученных нами для выделенной аномальной зоны, также не противоречит этой модели. Эллиптическая структура была сформирована в течение 6 - 7 лет, что в несколько раз больше, чем для Байсорунского землетрясения [4]. Поскольку время подготовки очага землетрясения растет с магнитудой [20], в аномальной зоне можно ожидать возникновения более сильного события ( $M > 6.5$ ). В статье не обсуждается вопрос о времени готовящегося тектонического события. Для ответа на него необходимо вести непрерывный мониторинг различных геофизических и геохимических параметров в аномальной зоне.

Проведенный анализ показывает, что во многих случаях перед сильнейшими удаленными землетрясениями резко активизируется сейсмичность на глубинах более 15 км. Совокупность полученных данных говорит о том, что увеличение глубокой сейсмичности, скорее всего, связано с поступлением ювенильных флюидов. Это согласуется с выводами, сделанными в [3, 9, 10], в которых показано, что существуют геодинамические процессы, в результате которых флюидное поле в обширном регионе Азии может приходить в «возбужденное» состояние, что обуславливает резкое ускорение процессов подготовки сильных коровых землетрясений. При этом подъем флюидов происходит по крупным разломным зонам. После сильнейших землетрясений имеет место перераспределение напряжений в земной коре, что нередко проявляется в увеличении сейсмичности на больших расстояниях от очагов [10, 22]. С этим согласуются приведенные выше данные о механизмах очагов в районе Северного Тянь-Шаня и, в частности, в аномальной зоне.

Следует отметить, что степень изменения напряжений до и после сильных землетрясений в значительной степени определяется безразмерным параметром  $\eta = L/\Delta$ , где  $L$  – горизонтальный размер очага [23]. Анализ показывает, что величина этого параметра в нашем случае максимальна для Тибетского (14.11.2001,  $L \sim 400$  км,  $\eta \sim 1/4$ ) и Суматринского ( $L \sim 1600$  км,  $\eta \sim 1/3$ ) землетрясений. Для сравнения заметим, что при событии с  $M = 6.0$  на расстоянии 100 км, величина  $\eta \sim 1/10$  [6]. Отсюда следует, что сильнейшие удаленные землетрясения нередко оказывают большее влияние на вариации напряженного состояния и связанные с ними изменения различных геофизических и геохимических параметров в локальных районах, чем близкие относительно сильные события. Этот эффект необходимо учитывать при проведении прогностических исследований.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены данные, свидетельствующие о существенном изменении за последние 5-7 лет структуры поля поглощения S-волн в земной коре и верхах мантии в выделенной ранее аномальной зоне Северного Тянь-Шаня. Аномальная зона характеризуется очень сильным поглощением поперечных волн в верхней части коры (на глубинах 0 - 10 км) и в верхах мантии. В то же время, в средней коре наблюдается относительно слабое поглощение и очень высокие скорости S-волн. На границах зоны сформировались субвертикальные области очень сильного поглощения в нижней коре и верхах мантии. В 1999 - 2005 гг. в аномальной зоне сформировалась эллиптическая структура, образованная очагами относительно глубоких землетрясений. На границах этой структуры в 2005 г. преобладали землетрясения с подвижками типа сброса и сбрососдвига.

Совокупность полученных данных свидетельствует об активном подъеме ювенильных флюидов в земной коре и верхах мантии аномальной зоны. Аналогичные процессы происходили перед несколькими сильными землетрясениями Центрального и Северного Тянь-Шаня, что, по нашему мнению, говорит о подготовке крупного тектонического события в выявленной аномальной зоне.

*Благодарность.* Авторы выражают признательность Н.Н.Полешко за данные по механизмам очагов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности литосферы и очаги сильных землетрясений Центрального Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, Г. Павлис, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2002. - Т. 387., № 4.
2. Копничев, Ю.Ф. О геодинамических процессах в районе Центрального Тянь-Шаня: выделение аномальной области по сейсмическим данным/ Ю.Ф. Копничев, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2004. - Вып. 3. - С. 111 - 118.

3. Копничев, Ю.Ф. Вариации поля поглощения поперечных волн перед сильными землетрясениями Северного Тянь-Шаня / Ю.Ф. // Доклады РАН, 1997. - Т.356., № 4. - С. 528 - 532.
4. Копничев, Ю.Ф. Геодинамические процессы в очаговой зоне Байсорунского землетрясения 12 ноября 1990 г. (Северный Тянь-Шань) / Ю.Ф. Копничев, Н.Н. Михайлова // Доклады РАН, 2000. - Т. 373., № 1. - С. 93 - 97.
5. Запольский, К.К. Частотно-избирательные сейсмические станции ЧИСС / К.К.Запольский // Экспериментальная сейсмология. - М.: Наука., 1971.- С. 20 - 36.
6. Копничев, Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля / Ю.Ф. Копничев.- М.: Наука, 1985. – 176 с.
7. Artikaeva, O.I., Space-time variations of the coda wave envelopes of local earthquakes in the region of Central Asia / O.I. Artikaeva, Yu. F. Kopnichev // J. Earthq. Predict. Res., 993. - V.2, N 4. - P. 49 - 514.
8. Копничев, Ю.Ф. Картирование верхней мантии Украинского щита по поглощению короткопериодных поперечных волн / Ю.Ф. Копничев, О.В. Павлова // Вулканология и сейсмология, 1991. - № 3. - С. 49 - 58.
9. Копничев, Ю.Ф. Длиннопериодные временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в литосфере и астеносфере Северного Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев // Вулканология и сейсмология, 2001. - № 3. - С. 63 - 75.
10. 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.
11. Martynov, V. High-frequency attenuation in the crust and upper mantle of the Northern Tien Shan / V. Martynov, F. Vernon, R. Mellors, G. Pavlis // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1999. - V. 89, N 1. - P. 215 - 238.
12. Pacheco, J. Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989 / J. Pacheco, L. Sykes // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1992. - V. 82, N 3. - P. 1306 - 1349.
13. Кондорская, Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Н.В. Кондорская, Н.В.Шебалин. - М.: Наука, 1977. - С. 535.
14. Михайлова, Н.Н. Поле сеймотектонической деформации и параметры разрывообразования на Северном Тянь-Шане / Н.Н. Михайлова, А.А. Власова // Изв. АН КазССР. Сер. геол., - 1991.- № 3. - С. 87 - 92.
15. Vinnik, L. Receiver function tomography of the central Tien Shan / L. Vinnik, C. Reigber, I. Aleshin [et al.] // Earth Planet. Sci. Lett, 2004. - V.225. - P. 131 - 146.
16. Винник, Л.П. Литосфера Тянь-Шаня по данным о функциях приемника для Р и S волн / Л.П. Винник, Г.Д. Косарев, С.И. Орешин [и др.] // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных районов. Москва-Бишкек, 2003. - С. 94 - 105.
17. Копничев, Ю.Ф. Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня по записям подземных ядерных взрывов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова И.Н. // Докл. РАН, 2004. - Т. 395, №6. - С. 818 - 821.
18. Копничев, Ю.Ф. Мантийные флюиды и сильные коровые землетрясения / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова И.Н. //Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. - Новосибирск.: Изд-во СО РАН, 2003. - С. 63 - 67.
19. Нерсесов, И.Л. Вариации активности коровых землетрясений в различных слоях глубины и сейсмический прогноз / И.Л. Нерсесов, В.С. Пономарев, Ю.М.Тейтельбаум// Доклады АН СССР, 1979. - Т. 247, № 5. - С. 1100 - 1102.
20. Соболев, Г.А. Основы прогноза землетрясений / Г.А.Соболев. - М.: Наука, 1993. - С. 313.
21. Зубович, А.В. Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня / А.В.Зубович, Ю.А. Трапезников, В.Д. Брагин [и др.]// Геология и геофизика, 2001. - № 42. - С. 1634 - 1640.
22. Копничев, Ю.Ф. О новых возможностях среднесрочного прогноза землетрясений на Северном Тянь-Шане / Ю.Ф.Копничев, И.Н. Соколова // Геодезия. Картография. Геоинформационные системы. Высшая школа Казахстана, 2004. - № 1. - С. 21 - 28.
23. Панасюк, В.В. Предельное равновесие хрупких тел с трещинами / В.В. Панасюк . - Киев: Наукова Думка, 1968.