

УДК 550.344

## О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В РАЙОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ВЫДЕЛЕНИЕ АНОМАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

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

<sup>1)</sup>Объединенный институт физики Земли РАН, Москва, Россия

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

На основе ранее предложенной качественной модели подготовки сильного корового землетрясения [1, 2] проводится анализ сейсмических данных для района Центрального Тянь-Шаня. Анализируются пространственные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхней мантии, а также особенности сейсмического процесса в рассматриваемом районе. Выделена аномальная область к юго-востоку от г. Бишкек, где в ближайшие годы может произойти достаточно сильное землетрясение ( $M > 6.0$ ). С этим заключением согласуются и другие имеющиеся геологические, геофизические и геохимические данные.

### ВВЕДЕНИЕ

Ранее [1,2] путем анализа совокупности геологических, геофизических и геохимических данных была предложена качественная модель формирования очага корового землетрясения, связанная с подъёмом флюидов из верхней мантии. Особенность модели - ясный физический механизм подготовки сильного тектонического события, позволяющий более целенаправленно вести поиск предвестниковых эффектов. Модель связана с образованием в нижней коре и верхах мантии узкой зоны большой вертикальной протяженности, насыщенной флюидами, гидроразрывами в её кровле, сопровождающимися подъёмом флюидов в среднюю кору, что приводит к резкому снижению трения в разрыве и, собственно, подвижке при землетрясении. Эта модель ретроспективно была успешно опробована на примере Байсорунского землетрясения 12 ноября 1990 г. ( $M=6.3$ ), произошедшего в районе Северного Тянь-Шаня [2]. В настоящей работе с использованием данной модели проводится анализ сейсмических данных для района Центрального Тянь-Шаня. Анализ связан, в первую очередь, с изучением пространственных вариаций структуры поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхней мантии, а также с исследованием особенностей сейсмического процесса в рассматриваемом районе. Кроме того, привлекаются и другие геологические, геофизические и геохимические данные.

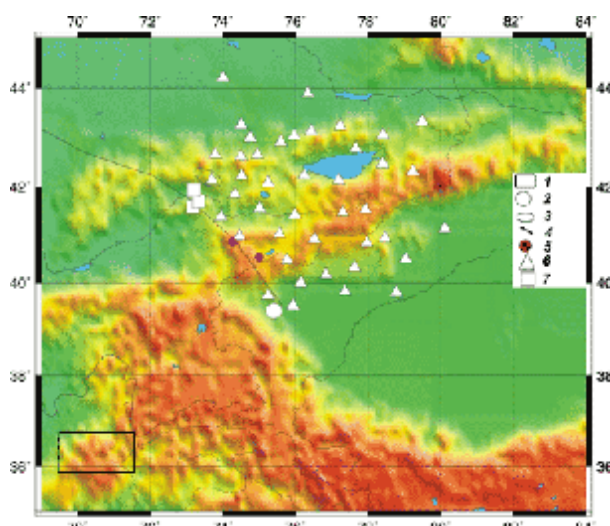
### НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ

Короткопериодные поперечные волны наиболее сильно реагируют на присутствие жидкой фазы, поэтому по их характеристикам можно эффективно выделять зоны, насыщенные флюидами, в земной коре и верхах мантии. В данном исследовании использованы методы, связанные с анализом записей глубокофокусных гиндукушских землетрясений, и коды записей местных землетрясений и карьерных взрывов.

*Картирование поля поглощения по записям гиндукушских землетрясений.* Использованы записи глубокофокусных землетрясений, полученные 45 цифровыми и аналоговыми станциями. Большая

часть станций была установлена на выходах палеозойских пород. Станции, расположенные на окраине Таримского массива, а также станция АРА установлены на молодых кайнозойских или четвертичных отложениях. Большинство станций (38) оборудовано трехкомпонентными цифровыми установками REFTEK. Используются сейсмометры STS-1, STS-2, CMG-3, CMG-40T и L4C. Привлечены записи 7 аналоговых станций СКМ-3, на которых регистрация осуществлялась на фотобумагу.

В общей сложности обработано более 400 записей землетрясений в диапазоне глубин 190 – 230 км, на эпицентральных расстояниях от 500 до 1100 км. Для большинства станций анализировались данные, полученные в 1998 – 2000 гг. Для нескольких станций, расположенных вблизи очаговой зоны Сусамырского землетрясения 19 августа 1992 г. (рисунок 1), имевшего магнитуду  $M=7.3$  (TORK, NICH, KRSU), использованы аналоговые данные, полученные в 1976 – 1992 гг.



1 – очаговая зона гиндукушских землетрясений, 2 – эпицентр Кашгарского землетрясения 23 августа 1985 г., 3 – очаговая зона Сусамырского землетрясения 19 августа 1992 г., 4 – Таласо-Ферганский разлом, 5 – источники с аномально высокими отношениями изотопов гелия. Сейсмические станции и их данные: 6 – за 1998–2000 гг., 7 – за 1976–1992 гг.

Рисунок 1. Район исследований

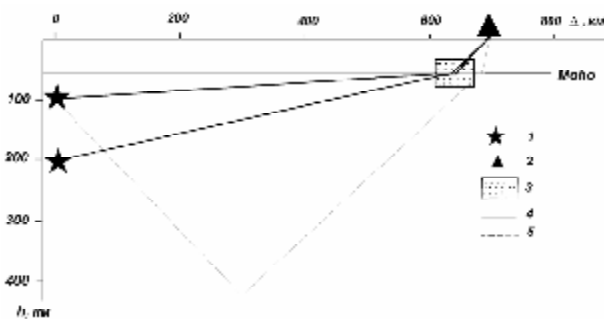
При анализе цифровых записей проводилась узкополосная частотная фильтрация вертикальных компонент. Использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной 2/3 октавы на уровне 0.7 от максимума, аналогичный соответствующему ЧИСС – фильтру [3]. Аналоговые сейсмограммы предварительно сканировались с помощью широкоформатного сканера и оцифровывались с частотой 20 Гц.

Для анализа характеристик поля поглощения использованы следующие параметры:

1. Десятичный логарифм отношения максимальной амплитуды в волнах S и P (S/P). Максимальная амплитуда в продольных волнах измерялась в 10 – секундном интервале от вступления, в поперечных – в интервале  $\pm 10$  с от момента вступления S – волны по географу.

2. Десятичный логарифм отношения максимума S – волны к максимальному уровню коды в интервале  $t = 400 \pm 5$  с, где t – время от начала излучения в очаге ( $S/c_{400}$ ).

В рассматриваемом диапазоне эпицентральных расстояний (500 – 1000 км) регулярные P – и S – волны падают на границу M достаточно полого. Примем для определённости простейшую двухслойную модель сферы с толщиной коры 50 км и со средними скоростями S – волн в коре и верхней мантии 3.5 и 4.6 км/с, соответственно [4]. В этом случае для очагов с глубинами 200 км углы лучей с вертикалью при падении на границу M составляют  $72 - 81^\circ$ , а в коре –  $46.4 - 48.1^\circ$  (рисунок 2).



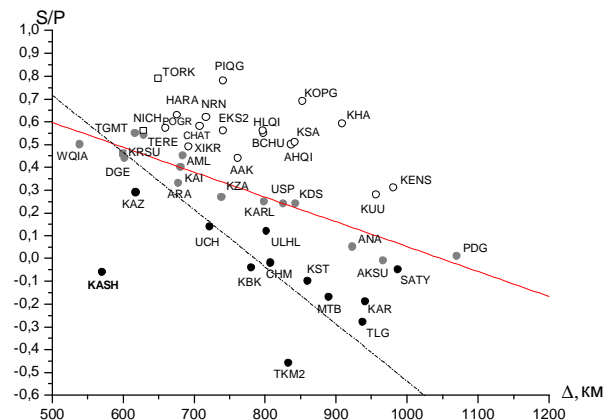
- 1 – гипоцентры землетрясений, 2 – сейсмическая станция,
- 3 – зона высокого поглощения в нижней коре и верхах мантии,
- 4- схема распространения лучей прямых S- и P-волн,
- 5- схема распространения S-волн, формирующих коду

Рисунок 2. Схема распространения лучей прямых S- и P- волн, а также S-волн, формирующих коду

Принимая во внимание, что значения параметра S/P могут существенно различаться даже для близких станций, а также учитывая результаты картирования поля поглощения для района Северного Тянь-Шаня [5], можно считать, что параметр S/P характеризует в основном поглощение поперечных волн в земной коре - в первую очередь, в нижней её части, на глубинах 30–55 км, - на расстоянии 30 – 60 км к юго-западу от соответствующей станции и в самых верхах мантии.

В [6,7] показано, что на частотах около 1 Гц коды записей гиндукушских землетрясений сформирована в основном поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в земной коре и верхней мантии. При такой модели формирования коды с увеличением времени в ней вступают S–волны, пересекающие литосферу и астеносферу всё более круто. Отсюда следует, что параметр  $S/c_{400}$  характеризует степень изменения поглощения S– волн при приближении к данной станции (однократно отраженные S– волны, вступающие в коду при  $t \sim 400$  с, пересекают границу M на расстояниях  $\sim 10-15$  км от станции).

На рисунке 3 показан график изменения средних величин S/P в зависимости от среднего эпицентрального расстояния для рассматриваемого диапазона глубин. Видно, что параметр S/P для близких  $\Delta$  может изменяться на порядок. Дисперсия средних значений S/P для разных станций варьируется от 0.14 до 0.40. Весь диапазон изменения параметра S/P мы разбили на три уровня, соответствующих пониженному, промежуточному и повышенному поглощению. Мы приняли, что промежуточное поглощение отвечает величинам S/P, попадающим в интервал шириной  $\pm 0.1$  относительно линии регрессии (рисунок 3).



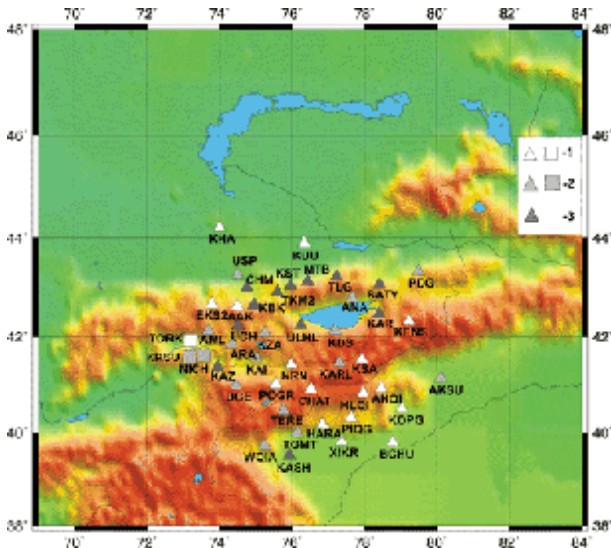
Незатитые значки – слабое поглощение, серые – промежуточное, черные – сильное. Показаны линии регрессии для всего района и полосы сильного поглощения между станциями DGE, KAZ и CHM, TKM2 (пунктир).

Рисунок 3. Зависимость параметра S/P от эпицентрального расстояния  $\Delta$  для диапазона глубин 190-230 км

Наблюдается в целом слабое и промежуточное поглощение для окраины Таримского массива (за исключением станции KASH). Относительно слабое поглощение соответствует также большинству станций, расположенных на северных окраинах крупных впадин, под которыми прямые P – и S – волны пересекают нижнюю кору – USP (Чуйская впадина), ANA (Иссык-Кульская), NRN и KAI (Нарынская). Повышенные значения S/P соответствуют станциям KUU (Илийская впадина) и KHA (южная окраина Казахской платформы). На рисунке 4 при-

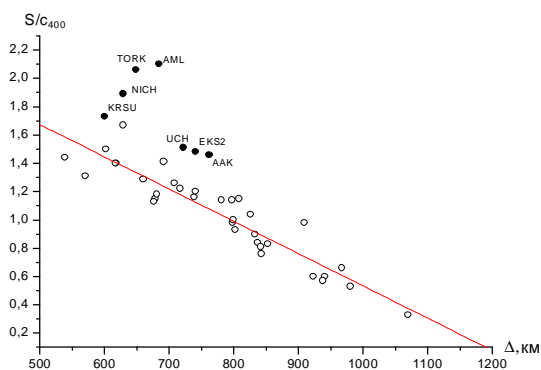
**О ГЕДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В РАЙОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ:  
ВЫДЕЛЕНИЕ АНОМАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

ведена карта вариаций параметра  $S/P$  для диапазона глубин 190-230 км. Из нее следует, что для большей части рассматриваемого района наблюдаются сравнительно высокие значения  $S/P$ . На этом фоне выделяется полоса сильного и промежуточного поглощения, простирающаяся от станций KASH и WQIA до станций CHM и TKM2 и далее до станций SATY. В южной части данная полоса вытянута вдоль Таласо-Ферганского разлома, в районе станции DGE и KAZ она поворачивает в северо-северо-восточном направлении, затем - в субширотном направлении вдоль хребтов Заилийский и Кунгей Алатау.



Данные за годы: треугольники – 1998-2000 г.г., квадратики – 1991-1992 гг. Поглощение: 1 – слабое, 2 - промежуточное, 3 – сильное

*Рисунок 4. Карта вариаций параметра  $S/P$  для диапазона глубин 190-230 км*



Залитые значки – станции в очаговой зоне Сусамырского землетрясения и вблизи нее. Прямая – линия регрессии по данным, которым соответствуют незалитые значки.

*Рисунок 5. Зависимость параметра  $S/c_{400}$  от эпицентрального расстояния  $\Delta$  для диапазона глубин 190-230 км*

На рисунке 5 показана зависимость средних величин параметра  $S/c_{400}$  от  $\Delta$ . Обращают на себя внимание высокие значения параметра  $S/c_{400}$  для станций, расположенных в очаговой зоне Сусамырского

землетрясения и вблизи неё (AML, EKS2, AAK, KRSU, TORX и NICH). Относительно низкие величины параметра  $S/c_{400}$  наблюдаются для большинства станций, расположенных на северо-западной окраине Таримского массива, а также для станций ARA и NRN.

С использованием полученных данных, была сделана оценка эффективной добротности среды в целом для рассматриваемого района ( $Q_s = 210$ ,  $Q_p = 350$ ), а также для полосы сильного поглощения между станциями DGE, KAZ и CHM, TKM2 ( $Q_s = 100$ ,  $Q_p = 170$ ). Учитывая диапазон эпицентральных расстояний, можно заключить, что полученные оценки добротности соответствуют глубинам  $\sim 50 - 100$  км.

Полученные оценки свидетельствуют об очень сильной пространственной неоднородности поля поглощения в литосфере Центрального Тянь-Шаня. Значения параметра  $S/P$  говорят о слабом в целом поглощении под крупными впадинами – Чуйской, Илийской, Иссык-Кульской и Таримской. Пониженное поглощение наблюдается также под южной окраиной Казахской платформы (станция KHA). Следует отметить, что эти данные согласуются с повышенными скоростями Р – волн в верхах мантии указанных районов [4].

Наиболее интересная особенность картируемого поля – полоса относительно высокого поглощения между станциями KASH и TKM2, секущая различные тектонические структуры. Для северной её части характерны очень низкие величины  $Q_s$ . Они сопоставимы с оценками добротности в коре Северного Тибета, где имеются проявления четвертичного и современного вулканизма [8]. При этом самое сильное поглощение наблюдается к юго-западу от станции TKM2. Очень важно, что к границам указанной полосы приурочены очаги двух сильнейших землетрясений, произошедших в районе Тянь-Шаня за последние 25 лет – Кашгарского 23 августа 1985 г. ( $M = 7.0$ ) и Сусамырского 19 августа 1992 г. ( $M = 7.3$ ) – рисунок 1. Как следует из рисунка 5, очень высокие значения параметра  $S/c_{400}$  наблюдаются только для зоны Сусамырского землетрясения и её близких окрестностей. Отсюда следует, что с очагом Сусамырского землетрясения связана крупная аномалия поглощения в верхах мантии. Для более детального изучения особенностей строения среды и геодинамических процессов в этой области ниже рассматриваются характеристики поля поглощения по записям коды местных землетрясений и карьерных взрывов.

*Разрез поля поглощения для профиля USP – NRN (рисунок 6). Использовался метод, связанный с анализом характеристик короткопериодной коды местных событий [5, 6].*

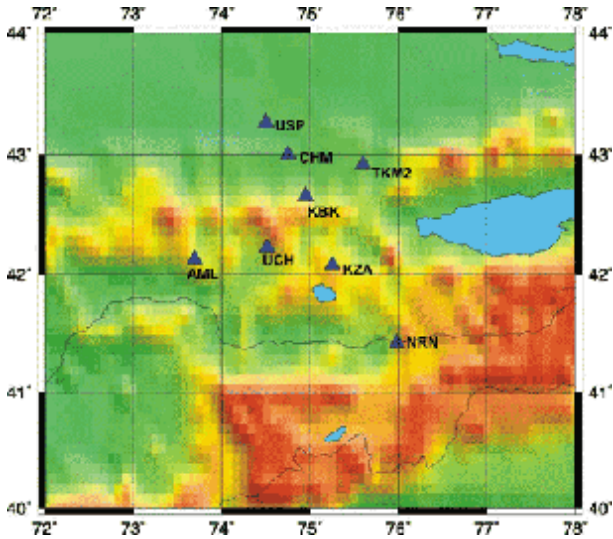
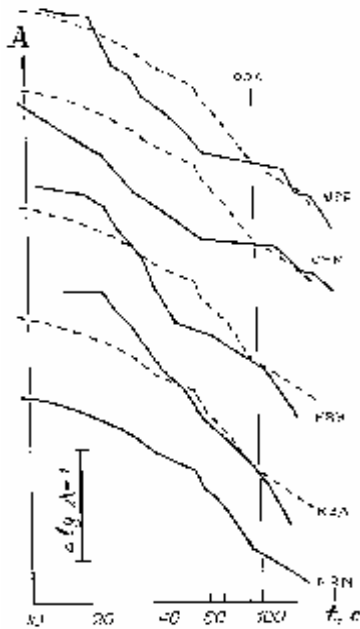


Рисунок 6. Положение профиля станций USP-NRN

Ранее, путём всестороннего анализа характеристик коды, показано, что в районе Центральной Азии на частотах  $\sim 1$  Гц короткопериодная кода сформирована в основном поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в земной коре и верхней мантии [5]. В этом случае резкие перегибы на огибающих коды (рисунок 7) соответствуют проникновению лучей в слои, характеризующиеся резко различающимся поглощением сейсмических волн. Определяя времена перегибов  $t_p$ , можно находить положение границ таких слоёв.



Пунктир – огибающая для станции NRN.

Рисунок 7. Огибающие коды записей землетрясений и карьерных взрывов для профиля USP – NRN

Существенно, что данный метод позволяет строить разрезы поля поглощения непосредственно в районах наблюдательных станций, что обеспечивает

очень высокую его разрешающую способность по горизонтали. Точность определения глубины границ слоёв составляет  $\sim 5$  км в нижней коре и  $\sim 10$  км в верхней мантии.

В данном случае обрабатывались цифровые данные, полученные в 1996 – 1999 гг. На рисунке 7 представлены общие огибающие коды для разных точек профиля, пересекающего хребет Киндиктас, Чуйскую впадину, хребет Джумголтау и Нарынскую впадину. Для четырёх станций использованы записи землетрясений, а для станции CHM – записи взрывов на карьере Аглатас (юго-западная окраина хребта Киндиктас). Можно видеть, что для горных районов (станции USP, KVK и KZA) амплитуда в коде в интервале 10-60 с затухает быстрее, чем для районов впадин (станции CHM и NRN).

На рисунке 8 показан разрез поля поглощения поперечных волн для рассматриваемого профиля. Поле поглощения на глубинах до 200-220 км характеризуется очень большой неоднородностью. Для района Нарынской впадины (станция NRN) наблюдается очень слабое поглощение на глубинах до 110 км, что согласуется с данными, полученными путём анализа записей гиндукушских землетрясений. Вместе с тем, в диапазоне  $h = 110-200$  км поглощение значительно сильнее, чем для остальных точек профиля. По данным четырёх северных станций выделяются слои очень высокого поглощения ( $Q_s = 50 - 60$ ) в низах коры и верхах мантии; наибольшую мощность ( $\sim 50$  км) такой слой имеет в районе Киргизского хребта (станция KVK). Отметим, что для станции KVK разрез построен по записям землетрясений с эпицентрами к востоку от станции.

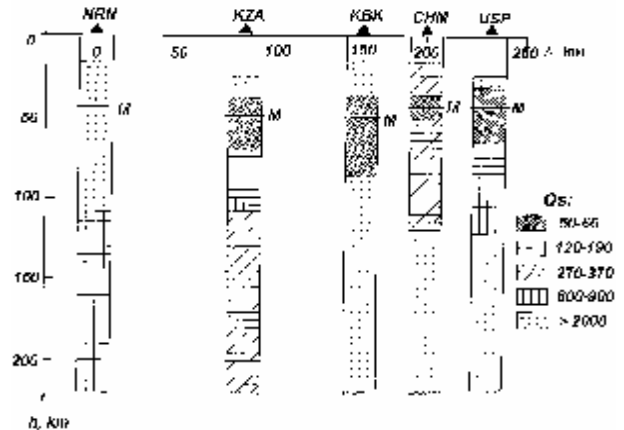
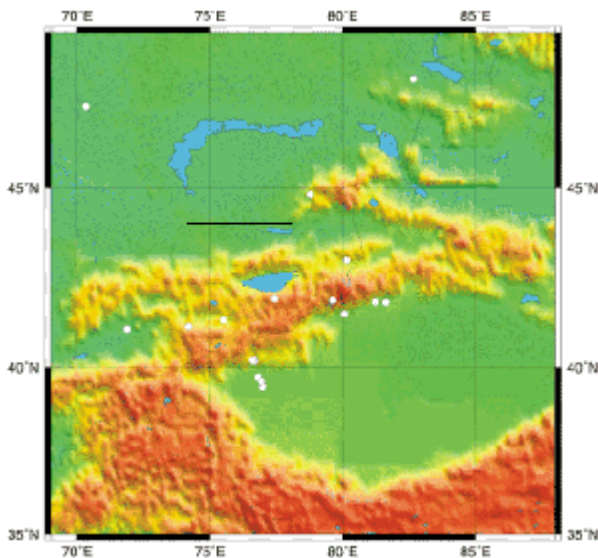


Рисунок 8. Разрез поля поглощения для профиля USP – NRN

Таким образом, полученные двумя методами результаты согласуются между собой; они свидетельствуют о достаточно высоком поглощении в нижней части коры и верхах мантии в области к юго-западу от станции TKM2 и к востоку от станции KVK по данным за 1996 – 2000 гг.

**АНАЛИЗ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА**

Начиная с 1993 г., основной характерной чертой сейсмичности обширной территории Центрального и Северного Тянь-Шаня является отсутствие сильных землетрясений с магнитудой  $M > 5.5$  (рисунок 9). Предыдущий период, с 1970 по 1992 г., наоборот, характеризовался высокой активностью. Здесь произошла серия довольно сильных землетрясений, включая такие, как Сарыкамышское 1970 г. ( $M=6.8$ ), Жаланаш-Тюпское 1978 г. ( $M=7.0$ ) на востоке территории и Сусамырское 1992 г. ( $M=7.3$ ) на западе.



Прямоугольная область – район изучения режима сейсмической активности.

Рисунок 9. Карта эпицентров землетрясений с  $M > 5.5$

Внутри этой протяженной зоны для отдельных районов отмечен дефицит землетрясений на меньшем энергетическом уровне – вплоть до  $K=9$ . К таким районам можно отнести территорию Северного Тянь-Шаня от  $74^\circ$  в.д. до  $77^\circ$  в.д., в которой наблюдаются аномальные эффекты поглощения поперечных волн. В [2, 9] отмечалось, что в областях готовящихся землетрясений нередко наблюдается увеличение доли относительно глубоководных очагов в общем потоке сейсмических событий. На Северном Тянь-Шане, где, как известно, абсолютное большинство событий происходит на глубинах не более 25 км, а 80% - на глубине не более 10 км, к «глубоким» можно отнести события на глубине  $> 15$  км. При анализе хода геодинамических процессов перед Байсорунским землетрясением 1990 г., проведенном в [2], было отмечено, что вокруг будущего эпицентра за два года до землетрясения сформировалась кольцевая структура из глубоких очагов. Диаметр кольца составлял приблизительно 15 км. В самой зоне очага глубоких толчков зафиксировано не было.

Анализ временного хода отношения количества мелких и относительно глубоких землетрясений

$P=N_{\leq 15} / N_{>15}$  для всего выделенного на рисунке 9 района показал следующее. В 1997 – 1998 гг. (рисунок 10) режим активности разных слоев земной коры существенно изменился. В последний период, который продолжается и в настоящее время, значительно возросла доля глубоких очагов. Этот факт может служить индикатором роста сейсмической опасности. Одновременно с увеличением количества глубоких землетрясений происходит и рост общего количества регистрируемых в этом районе слабых землетрясений. Общий ход графика изменения количества землетрясений (рисунок 11), начиная с 1999 г., очень похож на аналогичный график, построенный для очаговой зоны Жаланаш-Тюпского землетрясения за несколько лет до него [10].

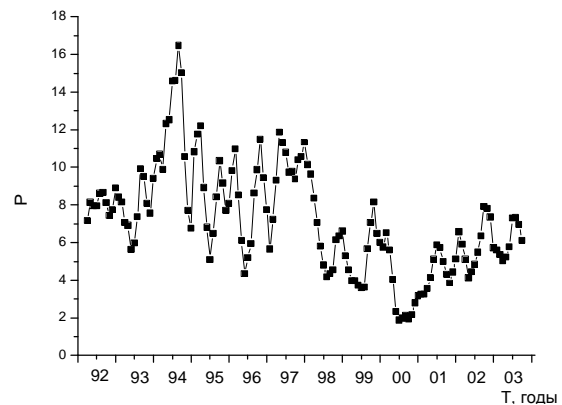


Рисунок 10. Изменение по годам отношения количества мелких и глубоких землетрясений  $P=N_{\leq 15} / N_{>15}$

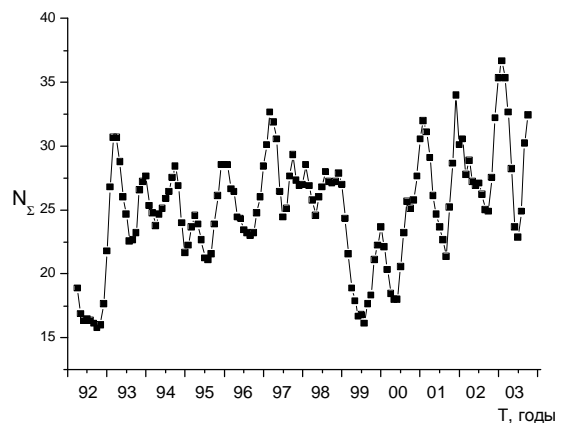


Рисунок 11. Изменение общего количества землетрясений по годам

Проведенное картирование глубоких очагов (рисунок 12) показало, что в области с аномально высоким поглощением образовались похожие на кольцевые структуры цепочки эпицентров. Эти структуры не остаются постоянными во времени. В 1996 – 1999 гг. одна такая структура сформировалась вокруг станции КВК, а другая - вокруг станций ТКМ2 и КСТ. В следующий период эти структуры слились в одну, существенно меньшей площади, расположенную в центральной части аномальной области.

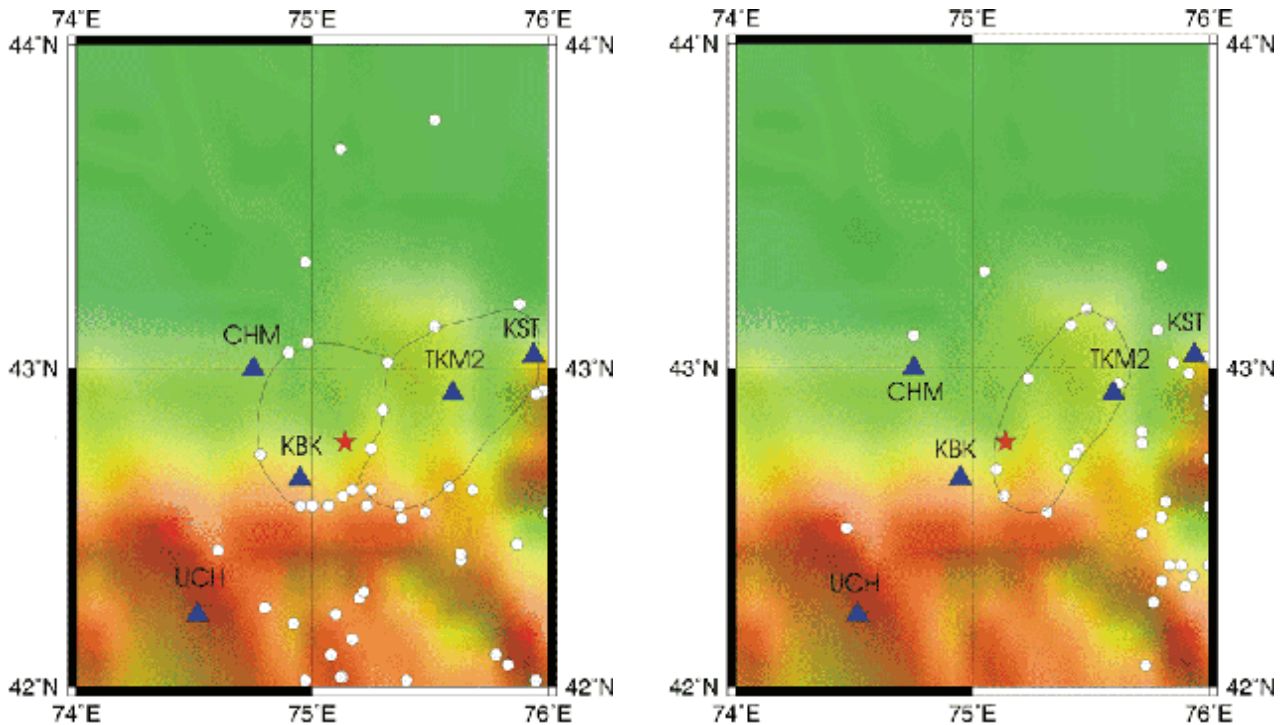


Рисунок 12. Карта эпицентров глубоких землетрясений с  $h \geq 15$  км: а - 1996-1999 гг; б - 2000-2003 гг.

На рисунке 12 показан (звездочкой) эпицентр землетрясения с магнитудой  $M_s = 4.0$ ,  $m_b = 4.8$ , которое произошло 16 января 2004 г. Эпицентр попадает на границу кольцевой структуры. Это землетрясение ощущалось в г. Алматы и г. Бишкеке. Анализ глубины этого толчка, проведенный с привлечением данных сети станций KNET, хорошо окружающих его очаг, показал, что землетрясение глубокое:  $h = 16-20$  км. Возможно, оно само является элементом структуры, отражающей подготовку более сильного события.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Ранее было проведено детальное картирование поля поглощения S-волн в литосфере Тянь-Шаня по записям большого числа местных землетрясений, зарегистрированных в 70-х годах прошлого века высокочувствительной станцией ZRN, установленной в районе Кокчетавского массива (Северный Казахстан). При этом использовался метод, основанный на анализе отношения амплитуд группы Lg и коды [11]. Сопоставление с данными, полученными путём анализа записей глубокофокусных гиндукушских землетрясений в конце 1990-х годов, показывает следующее.

Имеется сходство данных для районов крупных впадин – Таримской, Чуйской, Илийской и Иссык-Кульской, которым в обоих случаях соответствует пониженное поглощение S-волн. В обоих случаях выделяется также полоса сильного поглощения в районе хребта Заилийский Алатау, между станциями TKM2 и TLG.

В то же время, существуют значительные различия структуры полей поглощения. В 70-х годах выделялась узкая зона сильного поглощения на границе Тарима и Южного Тянь-Шаня (возможно, что в конце 90-х годов она не была обнаружена просто из-за меньшей детальности метода картирования по параметру S/P). В конце 1990-х годов ярко проявилась полоса сильного поглощения между станциями KASH и TKM2, которая отсутствовала за 20-25 лет до этого.

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

Приуроченность очагов двух сильнейших за последние 25 лет землетрясений в районе Тянь-Шаня к полосе сильного поглощения позволяет предположить, что следующее сильное тектоническое событие может произойти также в области этой аномалии. В этой связи особый интерес представляет

северное окончание данной полосы (область между станциями КВК и ТКМ2), где наблюдается особенно сильное поглощение S-волн. В этой области, к востоку от станции КВК, выделена зона очень высокого поглощения на глубинах ~ 35-85 км по координатам местных землетрясений (рисунок 8).

Таким образом, существование аномалии поля поглощения между станциями КВК и ТКМ2 подтверждается двумя независимыми методами. Полученные данные свидетельствуют о том, что в изучаемом районе, по крайней мере, с 1996 г. происходит активный подъём флюидов из верхней мантии в земную кору. С таким заключением согласуется существенное увеличение доли относительно глубоководных событий в этой области, начиная примерно с 1997–1998 гг. (мы связываем эти землетрясения с гидроразрывами на кровле двухфазного слоя большой вертикальной протяженности, обусловленными высокими напряжениями, которые вызваны большим различием плотностей флюидов и твёрдого скелета [1, 2]). Следует добавить, что был проведен анализ механизмов четырех относительно глубоководных землетрясений ( $h \geq 13$  км) из аномальной области, произошедших в 1998-2004 гг. (Полешко Н.Н.). Оказалось, что для трех землетрясений наблюдается сброс по обеим плоскостям (близгоризонтальное растяжение), в то время как в целом в районе Северного Тянь-Шаня доминируют взбросы и надвиги, формирующиеся в условиях близгоризонтального сжатия. Для четвертого землетрясения (16.01.2004) получено необычное распределение знаков первых вступлений, плохо согласующееся с обычным механизмом двойной пары сил. Таким образом, приведенные данные не противоречат нашему предположению о формировании этих очагов посредством гидроразрыва.

Существует также аналогия с Байсорунским землетрясением. Интересно, что за два года до Байсорунского землетрясения вблизи его очага произошло событие с магнитудой  $M_s = 5.4$  (17 июня 1988 г.,  $t_0 = 13-30-43.6$ ) [19]. Механизм землетрясения также был отличен от характерного механизма землетрясений Тянь-Шаня с магнитудой  $M > 4$ . Этот очаг характеризовался движениями типа сбросо-сдвига. Кроме того, необычна была и ориентация плоскостей разрыва: одна плоскость имела простирание близмеридиональное, другая - северо-западное. Ча-

ще всего, в качестве действующей у происходивших здесь ранее землетрясений выделялась плоскость северо-восточного простирания, согласующаяся с одним из направлений основных структур, а именно - северотяньшаньским. Аномалия глубоководной сейсмичности перед Байсорунским землетрясением 1990 г. наблюдалась примерно в течение двух лет. Поскольку длительность процессов подготовки землетрясений существенно растёт с их энергией [15], можно предполагать, что в аномальной области может готовиться более сильное землетрясение (с магнитудой ~7.0).

О высоком сейсмическом потенциале рассматриваемой области свидетельствует большая плотность палеосейсмодислокаций, сохранившихся после землетрясения с  $M > 6.5$ , произошедшего здесь, вероятно, более 1000 лет назад [16]. Отметим ещё, что по данным М.Д. Иманбаевой и др. [17] на гидрогеохимических станциях ALA и ISA, начиная примерно с 1998 г., выделяется аномалия, связанная с существенным уменьшением интенсивности гелиевого потока, в то время как по всем остальным станциям Северного Тянь-Шаня он постоянно увеличивается.

Полученные в работе данные не позволяют сделать заключение о возможном времени возникновения готовящегося землетрясения. Для целей краткосрочного прогноза важное значение имеют, в частности, наблюдения за уровнем воды в скважинах и дебитом источников в аномальной области и её окрестностях, что служит одним из наиболее надёжных предвестниковых эффектов [15]. (на станции ALA с 1992 по 2002 г. наблюдалось постоянное снижение дебита источников [18]). Кроме того, весьма целесообразно вести мониторинг изотопного состава гелия, который служит индикатором проникновения мантийных флюидов в верхнюю часть земной коры [14].

**Благодарности.** Авторы выражают признательность С. Режеру (Ренселаерский политехнический институт, США), Г.Г. Щелочкову (ОИВТ РАН), Р.Т. Бейсенбаеву (СОМЭ ИС МОН РК), а также Центру данных консорциума IRIS (IRIS/DMS, США) за предоставление записей тянь-шаньских станций, а также И.Л. Аристовой за помощь в обработке первичных данных.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев Ю.Ф. Вариации поля поглощения поперечных волн перед сильными землетрясениями Северного Тянь-Шаня // Доклады РАН, 1997. - Т. 356, № 4. - С. 528-532.
2. Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н. Геодинамические процессы в очаговой зоне Байсорунского землетрясения 12 ноября 1990 г. (Северный Тянь-Шань) // Доклады РАН, - 2000. - Т. 373, № 1. - С. 93-97.
3. Запольский К.К. Частотно-избирательные сейсмические станции ЧИСС // Экспериментальная сейсмология. - М.: Наука, 1971. - С. 20-36.
4. Roecker S., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien-Shan // J. Geophys. Res., - 1993. - V.98 NB9. - P.15779-15795.
5. Копничев Ю.Ф. О тонкой структуре земной коры и верхней мантии на границе Северного Тянь - Шаня // Доклады РАН, 2000. - Т. 375, №1. - С. 93-97.

6. Копничев Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля.- М.: Наука, 1985. - 176 с.
7. Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф., Нересов И.Л., Рахматулин М.Х. Анализ тонкой структуры короткопериодных сейсмических полей по группе станций //Физика Земли, 1990. - № 4.- С. 38-49.
8. Fan G., Lay T. Characteristics of Lg attenuation the Tibetan Plateau //J. Geophys. Res., 2002. - v. 107. N B1, doi:10.1029/2001JB000804.
9. Нересов И.Л., Пономарёв В.С., Тейтельбаум Ю.М. Вариации активности коровых землетрясений в различных слоях глубины и сейсмический прогноз//Доклады АН, 1979. - Т. 247, № 5 - С. 1100 – 1102.
10. И.Л. Нересов, А. Садыков, А. Нурмагамбетов, Н.Н. Михайлова. Сейсмический режим Северного Тянь-Шаня в связи с Жаланаш-Тюпским землетрясением 25.03.1978 г.//Физика Земли, 1981.- № 5. - С. 18-30.
11. Копничев Ю.Ф., Нурмагамбетов А.Н. Детальное картирование верхней мантии Тянь-Шаня по поглощению поперечных сейсмических волн //Физика Земли, 1987.- № 10. - С. 11-25.
12. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сидбных землетрясений Тянь-Шаня//Физика Земли, 2003.- № 7. - С.35-47.
13. Ваньян Л.Л., Хайндман Р.Д. О природе электропроводности консолидированной коры//Физика Земли, 1996. - № 4.- С. 5-11.
14. Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Султанходжаев А.А. и др. Субмантийный гелий во флюидах юго-восточного Тянь-Шаня//Доклады АН, 1990. - Т. 312, № 3. - С. 721-725.
15. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений.- М.: Наука, 1993.. - 313 С.
16. Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.Н. и др. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. - М.: Наука, 1979. - 115 с.
17. Иманбаева М.Д., Мозолева Е.Л., Яковенко В.С. и др. Вариации гидрохимических параметров, обусловленные геодинамическими процессами//Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов/Тезисы докладов. – Бишкек, 2002. - С. 117.
18. Кальметьева З., Гребенникова В., Ильясов Б., Чеховская Р. О возможности мониторинга поля напряжений по данным сейсмологии и гидрогеохимии землетрясений//Проблемы предотвращения последствий разрушительных землетрясений. - Алматы: Эверо, 2003. - С. 254-261.
19. Михайлова Н.Н., Неверова Н.П., Оспанов А.Б. Землетрясения Северного Тянь-Шаня//Землетрясения в СССР в 1988 г. - М.: Наука, 1991.- С. 107-114.

#### ОРТА ТЯНЬ-ШАНЬ АУДАНЫНДА ГЕОДИНАМИКАЛЫҚ ПРОЦЕССТЕРІ ТУРАЛЫ: СЕЙСМИКАЛЫҚ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША АНОМАЛЬДЫ ОБЛЫСТАРЫН БӨЛІП КӨРСЕТУ

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

<sup>1)</sup>РФА Бірлескен Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей

<sup>2)</sup>ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Бұрын ұсынылған қыртыстағы қатты жерсілкіну даярлығының моделі негізінде Орта Тянь-Шань ауданы үшін сейсмикалық деректерінің талдауы өткізіледі. Жер қыртысы мен жоғарғы мантияда көлденең толқындардың жұтылу өрісі құрылымының кеңістіктік вариациялары, сондай-ақ қаралған ауданда сейсмикалық процессінің ерекшеліктері талдауында. Алдағы жылдарда айтарлықтай қатты ( $M > 6.0$ ) жерсілкінуі болу мүмкін Бишкек қаласынан оңтүстік-шығысында аномальды облыс көрсетілген. Осы қорытындысымен өзге қолдағы геологиялық, геофизикалық және геохимиялық деректері сәйкес келеді.

#### PECULIARITIES OF GEODYNAMIC PROCESSES IN THE REGION OF CENTRAL TIEN SHAN: DETERMINATION OF ANOMALY REGION USING SEISMIC DATA

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

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

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

We conduct an analysis of seismic data for the Central Tien Shan region on the base of qualitative model for large crustal earthquake preparation, which has been suggested earlier. We analyze spatial variations of transverse wave absorb field structure in the earth's crust and upper mantle, and also peculiarities of seismic regime in the region under consideration. We developed an abnormal area to the south-east of Bishkek city, where enough strong earthquake ( $M > 6.0$ ) can occur in a few years. The other geological, geophysical and geochemical data agree with such a conclusion.