

УДК 550.837+551.14+550.343.64+551.240

ОЦЕНКА ВКЛАДА ТЕПЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В СЕЙСМОГЕНЕРАЦИЮ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ И КЫРГЫЗСКОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2024 г. В. В. Спичак^{1, *}, А. Г. Гойдина^{1, **}

¹Центр геоэлектромагнитных исследований ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Троицк, Россия

*E-mail: v.spichak@mail.ru

**E-mail: goidinaa@mail.ru

Поступила в редакцию 25.11.2022 г.

После доработки 27.03.2023 г.

Принята к публикации 28.03.2023 г.

В настоящей работе предпринята попытка оценить вклад тепловых процессов в земной коре в сейсмогенерацию на примере сейсмоактивного участка зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня. С этой целью используются построенные ранее модели температуры, петрофизических свойств, а также модулей упругости. Модель содержания кремнезема, построенная по данным сейсмотомографии, используется для построения модели литотипов. Построена модель теплопроводности, которая, наряду с моделью температуры, используется для построения глубинной модели плотности теплового потока. На основании моделей плотности, модулей упругости и температуры построены модели скальвающих и термоупругих напряжений пород. Их сравнение с распределением гипоцентров землетрясений позволило сделать вывод, что в масштабе сейсмоактивной зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня сейсмическая активность определяется, главным образом, термомеханическим эффектом, вызванным горячим восходящим потоком кислой магмы из верхней мантии под Муюнкумо-Наратским массивом.

Ключевые слова: сейсмогенез, гипоцентр землетрясения, температура, тепловой поток, модули упругости, скальвающие напряжения, термоупругие напряжения, Северный Тянь-Шань.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724010083>, EDN: EGWPYV

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее распространенной причиной сейсмогенеза считается тектоническая активность (см., например, работы [Lomnitz, 1974; Eppelbaum, Katz, 2016]). В рамках этой концепции разгрузка тектонических напряжений в консолидированной коре происходит по имеющимся швам, какими служат зоны разломов. Самые крупные из них, в основном, сохраняют свое положение и активность длительное время, являясь главными сейсмогенерирующими структурами (см., например, работу [Sychev et al., 2018]). Максимальную сейсмическую продуктивность обнаруживают глубинные разломы, пронизывающие как геосинклинальный комплекс, так и подстилающие их глубоко метаморфизированные образования верхней части земной коры. К ним тяготеют эпицентры

произошедших землетрясений и здесь сосредотачиваются участки проявления сейсмодислокаций, а также присутствуют следы палеосейсмодислокаций (рвы, уступы, обвалы и срывы), развитые в скальных породах докембрия и палеозоя [Нурманбетов, 2014].

В ряде случаев некоторая пространственная корреляция сейсмоактивных зон с глубинными разломами, их пересечениями и сближениями действительно наблюдается. Это относится, в частности, к Хангайскому разлому в Северной Монголии [Хилько, 1985]; к области пересечения Хангайского и Цаганшибетинского разломов на юге Западной Тувы и к области сближения Чарышко-Теректинского, Северо-Катунского и Саяно-Минусинского разломов в Юго-Восточном Алтае [Филина, 1975; Цибульчик, 1975]; разлому Сан-Андреас в Южной Калифорнии [The San Andreas..., 1990].

Однако многие разломы и их пересечения в сейсмическом отношении никак себя не проявляют. Это касается некоторых сейсмоактивных зон западной Калифорнии [Jonson, Fleming, 1993; Wald et al., 1994], Западной Македонии [Chadzipetros et al., 1998], Новомадридской сейсмогенной зоны [New Madrid Seismic Zone..., 2003; Harrison, Schultz, 1994]. Более того, в ряде высокоактивных зон (например, Восточно-Тувинские нагорья, Монгольский Алтай) такие разломы вообще не установлены [Zhalkovskii et al., 1995]. Это касается и сейсмоактивной области Северного Тянь-Шаня, где не выявлена корреляция координат гипоцентров землетрясений с расположением глубинных разломов. В то же время, наблюдается их повышенная концентрация в высокоомных областях коры [Spichak et al., 2006; Nereina, Bataleva, 2022].

Другой возможный механизм образования критических напряжений в земной коре связан с метаморфическими процессами. Происходящие при этом минеральные преобразования сопровождаются изменениями объема твердой и жидкой фаз, что может приводить к росту напряжений в определенных зонах земной коры и формированию очагов землетрясений (см., например, работы [Киссин, Рузайкин, 1997; Левин и др., 2010]). Можно предполагать, что вклад метаморфических процессов в развитие сейсмогенных напряжений достаточно велик, однако соотношение этих процессов с другими источниками напряжений остается мало изученным.

Третий механизм возникновения критических напряжений в земной коре связан с тепловым расширением пород при аномальном нагревании (термомеханический эффект) за счет подъема горячих флюидов из мантийных глубин, который сопровождается увеличением их объема и растрескиванием. Например, данные геотермических исследований в скважинах на территории Кыргызского Тянь-Шаня показывают, что районы с большими горизонтальными градиентами температур (до 2° – 5° С на 10 км) на глубинах больше 1 км характеризуются высокой сейсмичностью с максимальными сотрясениями, достигающими 9 баллов [Шварцман, 1989]. Подобная связь сейсмической активности с геотермической обстановкой установлена не только в рассматриваемом регионе. Так, на территории Венгрии и Чехии в сейсмоактивных зонах зафиксированы повышенные температурные градиенты на глубине 1 км (более 1.3° С на 10 км) [Чермак, 1982]. В Восточном Предкавказье, где наиболее сильные землетрясения происходили в районах Чечни и Ингушетии, градиенты

температур на глубинах 1, 2 и 3 км имеют самые высокие значения (до 8° С на 10 км) [Киссин, 1964].

В этой связи показателен пример сейсмогенеза на участке земной коры Исландии, расположенном на пересечении трех тектонических структур: Западной вулканической зоны, рифта полуострова Рейкьянес и Южно-Исландской сейсмической зоны. Стабильность пространственно-временной структуры сейсмичности, а также тот факт, что она проявляется, главным образом, в геотермально активных областях и практически отсутствует на границе североамериканской и евразийской плит, говорит о том, что она контролируется не столько тектонической активностью, вызванной их спредингом, сколько геотермальными процессами, приводящими к росту локальных напряжений. В работах [Spichak et al., 2013; 2018; Спичак и др., 2020; Спичак, Захарова, 2022] на основании совместного анализа построенных моделей температуры и удельного сопротивления, а также карты гравитационных аномалий, распределение гипоцентров землетрясений в этом регионе было объяснено различными термальными режимами в соседних блоках коры: остыванием одних вследствие затвердевающей при охлаждении магмы (которое сопровождается тепловым сжатием) и нагреванием других за счет движения вверх частично расплавленной магмы или горячих флюидов (которое сопровождается тепловым расширением).

Основной энергетической базой новейшей активизации рассматриваемого региона обычно считается коллизия Индостана и Евразии, приводящая к двухстороннему сжатию Тибета со стороны Гималаев и Тарима, скучиванию литосферы, удвоению мощности земной коры, увеличению мощности теплогенерирующего слоя и внутрикоровым смещениям, сопровождающимся выделением тепловой энергии [Шварцман, 1985; Садыбакасов, 1990; Абдрахматов и др., 2001; Макаров и др., 2005; Кальметьева, 2005; Ghose et al., 1998]. В этой связи в настоящей работе предпринята попытка оценить вклад в сейсмогенерацию тепловых процессов в земной коре зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня по данным сейсмотомографии и магнитотеллурических зондирований вдоль субмеридионального профиля, пересекающего рассматриваемый участок (рис. 1).

С этой целью используются построенные ранее модели температуры, петрофизических

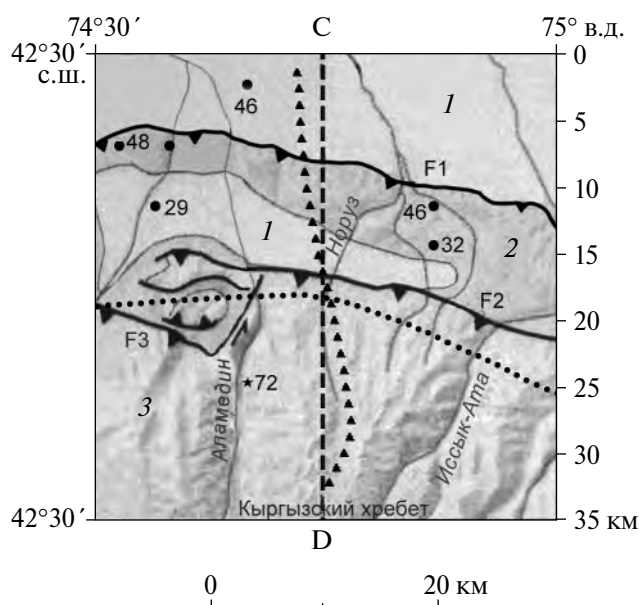


Рис. 1. Тектоническая карта южного борта Чуйской впадины Северного Тянь Шаня [Макаров и др., 2005]. F1, F2, F3 – Исык-Атинский, Шамси-Тюндюкский и Чонкурчакский разломы, соответственно; точки и соседние числа обозначают пункты измерения и величины теплового потока (звездочкой помечен пункт “Аламедин-917”) [Дучков и др., 2001]; штриховая линия – проекция на поверхность разрывов сейсмических скоростей [Ghose et al., 1998]; треугольники обозначают пункты МТ профиля [Рыбин и др., 2008]; пунктиром обозначена линия нулевой остаточной аномалии силы тяжести в редукции Буге [Брагин, Лобанченко, 2005]; 1, 2, 3 – позднечетвертичные, позднейкайнозойские и палеозойские отложения, соответственно.

свойств, а также модулей упругости [Спичак, Гойдина, 2022]. Строится модель теплопроводности, которая, наряду с моделью температуры, используется для построения глубинной модели плотности теплового потока. На основании моделей плотности, модулей упругости и температуры строятся модели скалывающих и термоупругих напряжений пород и проводится их сопоставление с распределением гипоцентров землетрясений. На рис. 2 представлена блок-схема этого процесса.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Основной каркас структур Тянь-Шаня определен характером поведения литосферных блоков Центральной Азии. В целом, он находится под действием встречных движений Центрально-Казахстанского семейства литосферных блоков Евразийской плиты с севера и Афгано-Таримского семейства блоков Индостанской плиты с юга (см., например, работы [Абдрахматов и др., 2001; Бакиров, 2005]). Это вызывает общее близмеридиональное тангенциальное сжатие коры, которое проявляется повышенной сейсмичностью.

Зона сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта с юга граничит с серией

субширотных складок, расположенных в северной части Кыргызской мегаантиклинали, а с севера – с Чуйской моноклиной Восточно-Чуйской впадины, являющейся частью обширной Чу-Сарысуйской системы прогибов. Основными разрывными нарушениями на рассматриваемой площади (рис. 1) являются Шамси-Тюндюкский (F1), Исык-Атинский (F2) и Чонкурчакский (F3) разломы, входящие в состав Северо-Тяньшаньской системы разломов [Садыбакасов, 1990; Абдрахматов и др., 2001].

Шамси-Тюндюкский разлом служит границей палеозойских образований южного и неогеновых отложений северного крыльев, имея при этом достаточно крутое падение на юг. Исык-Атинский разлом ограничивает собственно Чуйскую впадину от ее предгорий. Почти на всем протяжении разлом закрыт рыхлыми отложениями позднеплейстоценового возраста. Перечисленные разломы представлены субширотными ориентированными зонами большой протяженности (до сотен километров) и значительной ширины (несколько километров). Активность разломных зон подчеркивается возникновением здесь очагов разрушительных землетрясений в прошлом: Меркенского – 1665 г. ($M = 6.5$), Беловодского – 1770 г. ($M = 6.9$), Беловодского-1885 г. ($M = 6.5-7.5$).

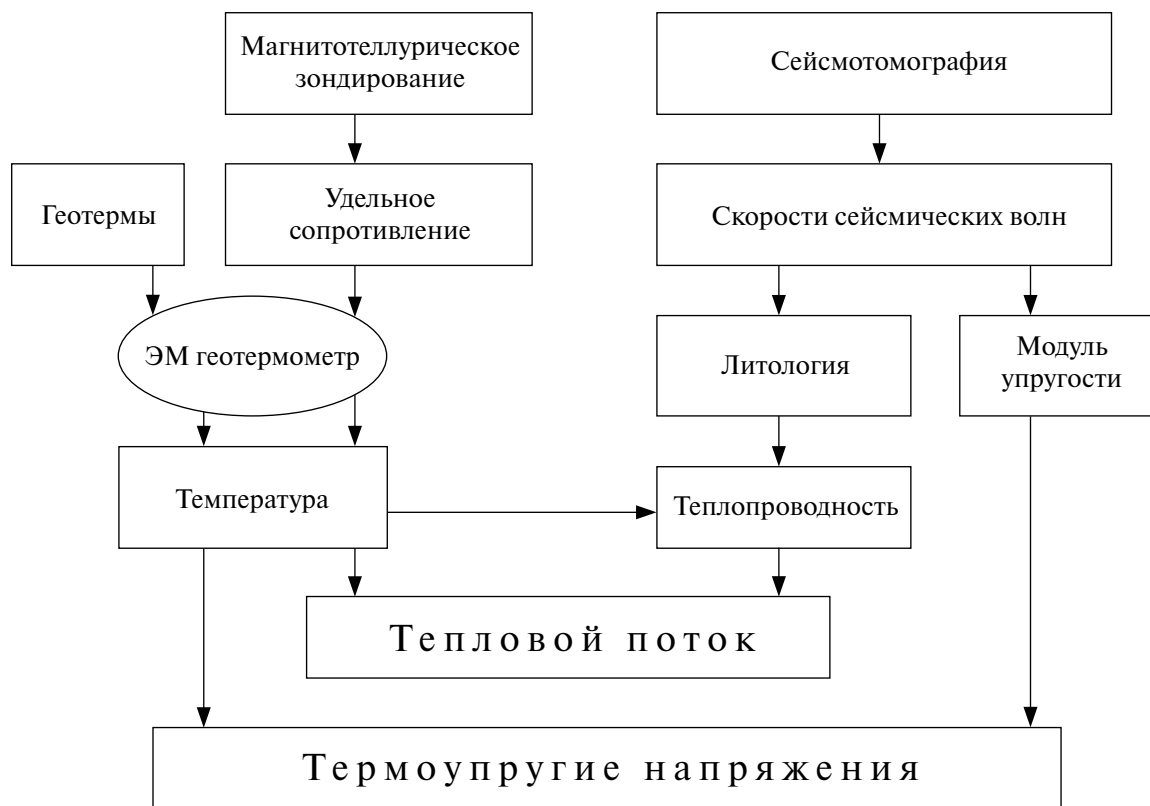


Рис. 2. Общая блок-схема анализа информации.

Важное значение в каледонской структуре Северного Тянь-Шаня имеют древние устойчивые глыбы Муюнкумо-Наратского срединного массива – относительно устойчивого элемента докембрийской континентальной коры внутри более мобильного геосинклинального пояса [Юдахин, 1983; Шварцман, 1985; Кнауф, Христов, 1986; Бакиров и др., 1996]. Продукты его магматизма обычно отличаются от геосинклинальных магматических пород повышенным содержанием кремнезема, а в докембрийском фундаменте этого массива присутствуют фрагменты глубоко метаморфизованного вулканогенно-осадочного слоя континентальной коры (включающего зрелые кварциты и другие метапесчаники) с признаками архейского субстрата [Бискэ, 2003].

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Сейсмическая активность в рассматриваемом регионе с 1991г. контролируется региональной сетью мониторинга KNET, оборудование которой представлено широкополосными сейсмометрами STS-2 с 24-битными регистраторами данных PASSCAL [Vernon, 1994]. По данным многолетних наблюдений большинство эпицентров

землетрясений приурочено к центральной части зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта [Кальметьева, 2005]. Для своих исследований мы использовали регистрации гипоцентров за 1991–1996 гг. [Ghose et al., 1998], из которых были исключены данные, в которых отсутствовали оценки глубины или их точность была заведомо недостаточна для последующего анализа.

На рис. 3 показано распределение гипоцентров землетрясений в полосе $74.75^\circ \pm 0.1^\circ$ в.д. вдоль меридионального профиля CD (см. его расположение на рис. 1), которые мы использовали для анализа. В целом, можно отметить, что распределение очагов землетрясений по глубинам достаточно неравномерно, причем, наибольшее число гипоцентров приурочено к интервалу глубин 5–15 км.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сейсмотомография

Сейсмотомографические исследования земной коры Северного Тянь-Шаня проводились с разным разрешением [Сабитова и др., 1998; 2005; Сабитова, Адамова, 2001; Roecker et al., 1993; Ghose et al., 1998; Vinnik et al., 2002; 2004;

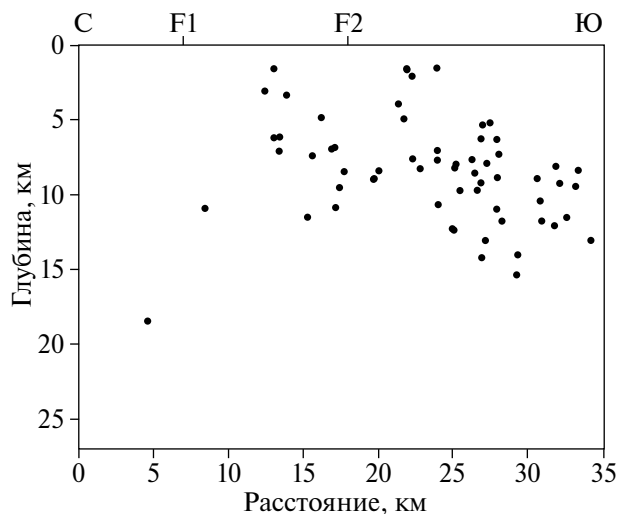


Рис. 3. Проекция гипочентров землетрясений за период 1991–1996 гг. на разрез [Ghose et al., 1998]. F1 и F2 обозначают расположение Иссик-Атинского и Шамси-Тюндюкского разломов (рис. 1), соответственно.

Sychev et al., 2018]. Согласно этим работам в обеих структурах – Чуйской впадине и Кыргызском хребте – выявлена значительная дифференциация скоростей сейсмических волн по глубине и присутствие ярко выраженных зон инверсии. При этом на среднекоровых глубинах скорости под Кыргызским хребтом, в целом, ниже, чем под впадиной, и растут с Запада на Восток.

В работе [Ghose et al., 1998] была выполнена детальная сейсмическая томография зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта с помощью метода локальных землетрясений. Авторы провели подробный анализ

разрешения полученных результатов с помощью двух синтетических тестов. Он показал, что в области, ограниченной широтами 42° – 43.2° с.ш. и меридианами 74° – 76° в.д., оно вполне приемлемо. В частности, в центральной части области в диапазонах глубин 3–7; 7–17 км, где располагается большинство источников землетрясений, оно составляет 0.02 км/с для обеих скоростей (V_p , V_s). На рис. 4а, 4б показаны разрезы скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн вдоль всего профиля CD (см. работу [Ghose et al., 1998]), пересекающего рассматриваемый участок вдоль меридиана 74.75° в.д. (см. его расположение на рис. 1).

Как видно на рис. 4а, 4б, зона сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта отмечена резким латеральным градиентом скоростей сейсмических волн V_p и V_s . В пределах рассматриваемого участка профиля CD скорости продольных и поперечных сейсмических волн в разрезе изменяются в диапазонах 4.7–6.7 км/с и 2.8–3.8 км/с соответственно.

На этом фоне под Кыргызским хребтом на глубинах от 12 до 22 км выделяется линзообразная зона относительно низких скоростей продольных волн V_p протяженностью примерно 40 км (на рис. 4а, 4б видна ее северная часть). Скорость поперечных волн V_s внутри линзы также немного уменьшается. Отметим в этой связи, что на основе комплексного анализа построенных разрезов физико-механических свойств пород этого участка в работе [Спичак, Гойдина, 2022] была предложена концептуальная модель линзы, отвечающая на вопросы об источниках геофизических аномалий и вероятном механизме их образования.

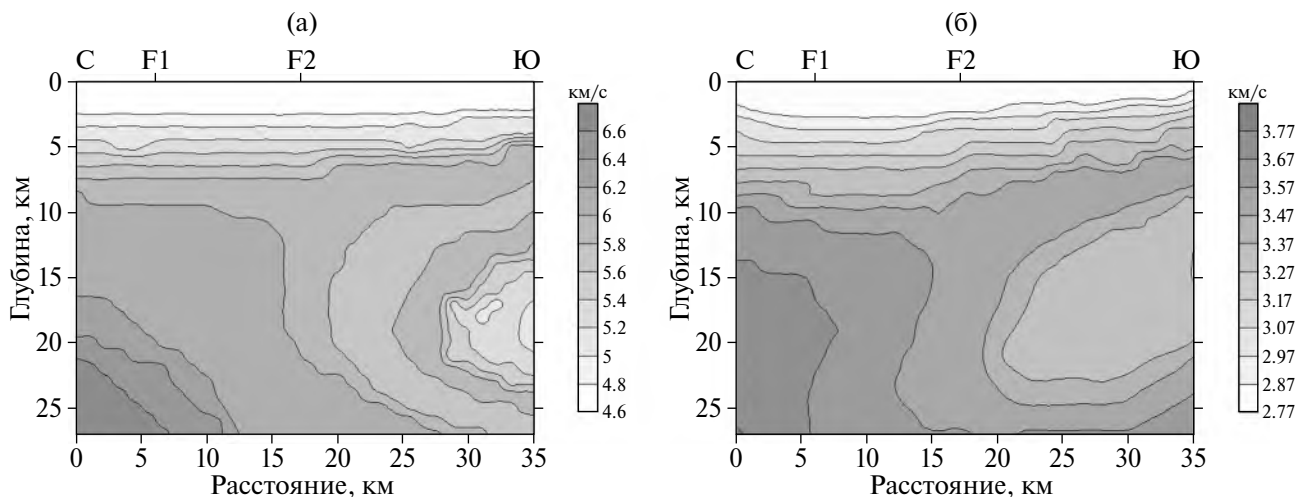


Рис. 4. Разрезы скоростей продольных (а) и поперечных (б) сейсмических волн (модифицировано по работе [Ghose et al., 1998]).

Магнитотеллурическое зондирование

Магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) зондирования в Северном Тянь-Шане ведутся более 20 лет. За это время было проведено около 500 МТЗ-МВЗ по серии региональных профилей, секущих в меридиональном направлении центральную часть Тянь-Шаньского орогена и прилегающие территории. В результате интерпретации этих данных построены геоэлектрические модели, отражающие характер распределения электропроводности в регионе [Баталев и др., 1989; 2011; Трапезников и др., 1997; Брагин и др., 2001; Рыбин и др., 2001; 2008; Bielinski et al., 2003; Sokolova et al., 2006; Сафронов и др., 2006; Бердичевский и др., 2010; Баталева и др., 2015; Белявский, Спичак, 2016; Спичак, Гойдина, 2022].

В частности, в работе [Рыбин и др., 2008] было проведено магнитотеллурическое зондирование вдоль субмеридионального профиля, пересекающего рассматриваемую зону вдоль сейсмического профиля CD (см. рис. 1). С этой целью использовалась аппаратура Phoenix MTU-5 в широком диапазоне частот ($5 \cdot 10^{-4} - 300$ Гц). Передаточные функции были определены с точностью 1–2% по амплитуде и 0.5–0.8 градусов по фазе. Проведенный анализ размерности структуры по индикаторам МТ неоднородности показал, что среда квазидвумерна в широтном направлении. Это оправдало двумерную инверсию МТ данных вдоль этого профиля с применением программы из работы [Rodi, Mackie, 2001] с точностью примерно 5% [Спичак, 2019].

На рис. 5 показан построенный разрез. Его анализ показывает, что удельное сопротивление пород разреза варьирует в широких пределах: его десятичный логарифм $Lg R$ принимает значения в диапазоне от 0.2 до 4.2. По геоэлектрической структуре можно выделить глубинное простирание двух разломов – Иссык-Атинского и Шамси-Тюндюкского, которые не так четко проявляются на разрезах сейсмических скоростей (ср. с рис. 4а, 4б). Последний разлом разделяет весь разрез на две части: северную (условно говоря, “Чуйская впадина”) и южную (условно говоря, “Кыргызский хребет”), существенно отличающиеся по своему строению: северная часть является очень неоднородной как по горизонтали, так и по вертикали, в то время как южная часть существенно более однородна и до глубины 12 км представляет собой высокоомный блок (“глыбу”) с удельным сопротивлением 500–1000 Ом·м. На глубинах 12–22 км она подстилается линзообразной аномалией с удельным

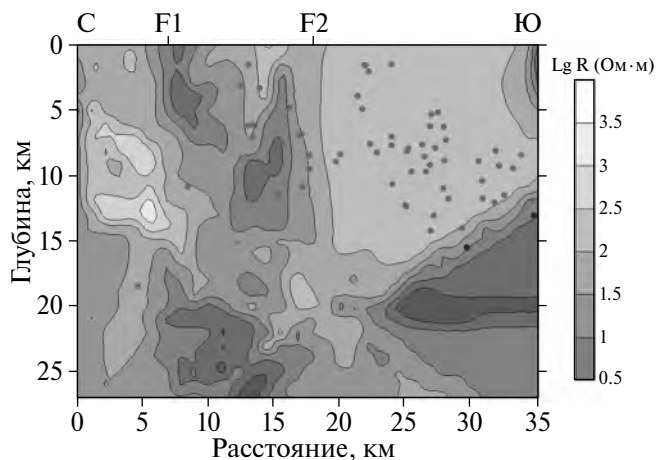


Рис. 5. Разрез удельного геоэлектрического сопротивления, построенный по МТ данным вдоль профиля CD (см. его расположение на рис. 1) [Спичак, Гойдина, 2022]. Здесь и на последующих рисунках точки обозначают гипоцентры землетрясений (см. рис. 3).

сопротивлением в диапазоне 2–50 Ом·м. При этом максимум аномальных значений находится в низах этой области. Как было показано в работе [Спичак, Гойдина, 2022], это может быть связано с дегидратацией кварцита, максимум которой приурочен к ограниченной по размерам “очаговой области” на глубине примерно 20 км, где давление достигает 6 Кбар, а температуры близки к 600 °С.

В этой связи стоит отметить, что проекции гипоцентров землетрясений на рассматриваемый разрез удельного сопротивления концентрируются в области высокоомной глыбы, сложенной гранитами ордовика [Спичак, Гойдина, 2022], а также в окрестности Шамси-Тюндюкского разлома, что подтверждает наблюдения, сделанные ранее в работах [Spichak et al., 2006; Nereina, Bataleva, 2022].

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геотермические исследования на территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП), который пересекает профиль CD, проводились в 22 глубоких скважинах [Шварцман, 1992]. По контрольным данным средняя квадратичная ошибка измерений температуры составила 0.08 °С, а относительное отклонение – 0.14 °С. Результаты геотермических исследований Кыргызского Тянь-Шаня представлены в многочисленных публикациях, например, [Шварцман, 1980; Дучков и др., 2001] и т.д. На основании этих измерений была

скомпилирована таблица, содержащая характеристики и результаты скважинных геотермических измерений, выполненных в Северном Тянь-Шане на территории БГП.

Геотермические градиенты в осадочном и гранитном слоях в местах выхода его на дневную поверхность определялись, в основном, для общей глубины 1 км, чаще всего с осреднением в интервале 0.5–1.5 км. В скважинах, вскрывающих гранитный слой под осадочным на значительных (до 4.5 км) глубинах, градиенты определялись как средние по интервалу вскрытия пород консолидированной коры. Анализ изменения значений геотермических градиентов с глубиной был выполнен с использованием измерений температур в глубоких скважинах, вскрывших осадочный слой и кристаллический фундамент, и данных о глубине поверхности Кюри магнетита, температура которой была принята равной 585 °С [Шварцман, 1989].

Но по геотермам трудно составить представление о характере поведения температуры в разрезе вдоль рассматриваемого профиля. Для построения модели температуры в работе [Спичак, 2019] был использован электромагнитный геотермометр, успешно примененный для построения глубинных моделей температуры ряда геотермальных областей [Спичак, Захарова, 2013; 2022; Spichak, Zakharova, 2015; 2021; Spichak, 2020]. При этом в качестве исходных данных был использован двумерный разрез удельного электрического сопротивления (рис. 5), а для калибровки геотермометра — геотермы из имеющихся скважин.

На рис. 6а приведен разрез температуры, построенный с помощью электромагнитного геотермометра (как показано в работе [Спичак, Захарова, 2013], точность прогноза температуры на глубинах 20–25 км может составлять примерно 50 °С). Его анализ показывает, что, в целом, поведение температуры в разрезе согласуется с оценками, приведенными выше.

В северной части разреза (под Чуйской впадиной) наблюдается равномерное повышение температуры с глубиной (градиент здесь составляет примерно 21–22 °С/км). В южной части разреза имеет место заметный подъем изолиний температуры по направлению к Кыргызскому хребту, аналогичный тому, который наблюдается восточнее рассматриваемой области вдоль меридиана 76° в.д. [Шварцман, 1989].

На основе построенной модели температуры В.В. Спичак [2019] высказал гипотезу о том, что источником этих температурных аномалий,

вероятно, является горячий восходящий поток кислой магмы из верхней мантии под Муонкумо-Наратским массивом. При этом под Кыргызским хребтом он может обуславливать аномальное состояние литосферы и развитие современных геодинамических процессов [Бакиров, 2005; Дучков, Соколова, 2005].

Обращает на себя внимание, что линии солидуса ($T \approx 600\text{--}650\text{ }^\circ\text{C}$) водонасыщенных гранита и базальта [Бакиров, 2005], маркирующих переход пород из хрупкого в пластичное состояние, проходят в северной части разреза на глубинах больше 23 км, а в южной части разреза — на глубинах 14–20 км. Второе важное обстоятельство состоит в том, что изолиния $T \approx 400\text{ }^\circ\text{C}$, соответствующая переходу жидкости в надкритическое состояние, совпадает здесь с кровлей “линзы”, расположенной на этих глубинах в южной части разреза. Она характеризуется понижением скорости V_p сейсмических волн (см. рис. 3а), а также удельного сопротивления (рис. 5).

На разрез температуры (рис. 6а) наложены изолинии флюидной пористости, диапазон значений которой составляет от 0.01 до 0.93 % [Спичак, Гойдина, 2022]. Из сравнения рис. 6а с рис. 5 видно, что высокоомные блоки, расположенные на северной границе участка и южнее Иссык-Атинского разлома, имеют крайне низкую пористость, что говорит о практическом отсутствии связанных флюидных сетей, которые могли бы обеспечивать конвективный теплоперенос. Исключение составляет низкоомный участок в южной части разреза (“линза”), который имеет сравнительно высокую концентрацию флюидов, по-видимому, связанную с дегидратацией насыщенного флюидом кварцита ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) при давлении 6 Кбар и температуре около 600 °С [Спичак, Гойдина, 2022]. На этом основании можно предположить, что в большей части разреза (за исключением “линзы”) тепловой поток является кондуктивным и осуществляется за счет передачи тепла от более нагретых частей разреза с менее нагретым.

Как это видно на рис. 6б (см. также табл. 1), все гипоцентры землетрясений расположены в зонах, где температура не превышает значения 460 °С, которое лежит в диапазоне широко распространенной в разных регионах мира верхней границы температур $450 \pm 50\text{ }^\circ\text{C}$, при которых еще происходят землетрясения (см., например, работы [Bonner et al., 2003; Lythgoe et al., 2021]). При этом большинство землетрясений (более 25%) происходит при температурах в диапазоне $250 \pm 50\text{ }^\circ\text{C}$. Иначе говоря, максимальная

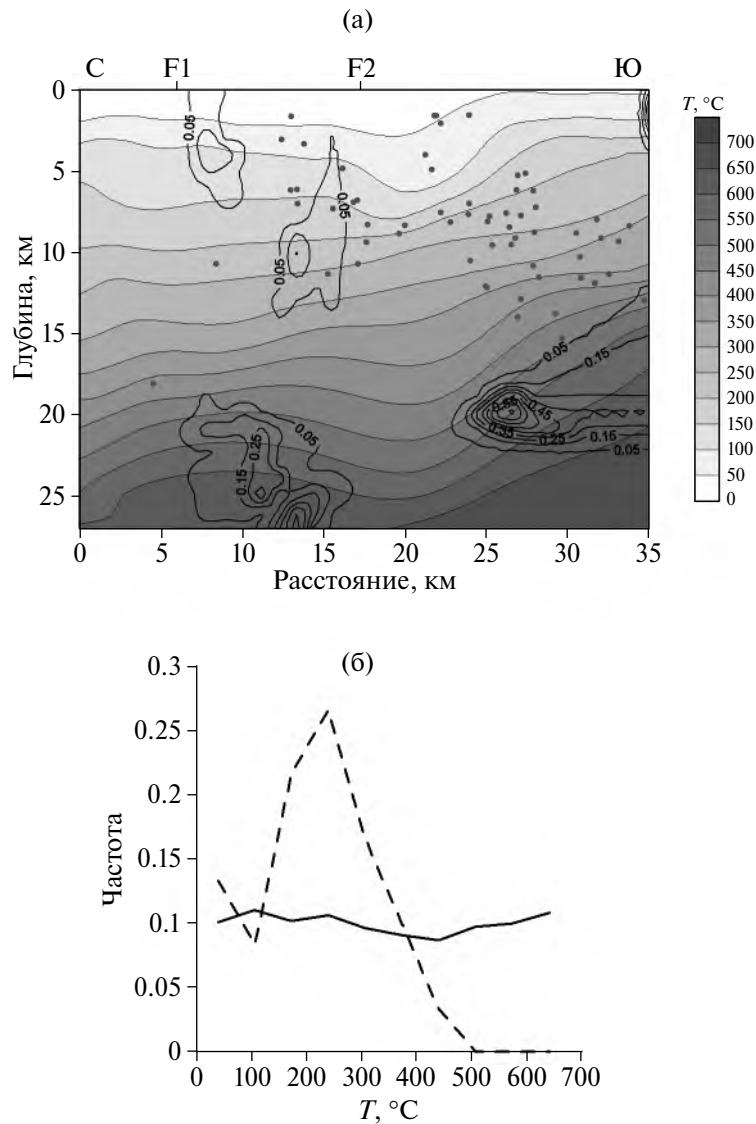


Рис. 6. (а) – разрез температуры вдоль профиля CD, построенный с помощью электромагнитного геотермометра, с наложенными на него изолиниями флюидной пористости [Спичак, Гойдина, 2022] и гипоцентрами землетрясений [Ghose et al., 1998]; (б) – графики частоты значений температуры в узлах регулярной сетки во всей области (сплошная линия) и в гипоцентрах землетрясений (штриховая линия). Точки обозначают гипоцентры землетрясений (см. рис. 3).

Таблица 1. Диапазоны значений температуры (T), теплопроводности (λ) и компонент плотности теплового потока (Q_x , Q_z) во всей области и в гипоцентрах землетрясений

Параметры	Вся область	Гипоцентры
T , °C	6.7–675.5	33.3–439.4
λ , Вт·м ⁻¹ К ⁻¹	1.8–2.4	1.7–2.4
Q_x , мВт·м ⁻²	–53.9–41.0	–40.5–40.8
Q_z , мВт·м ⁻²	8.1–108.2	22.7–107.1

энергия, которая высвобождается при землетрясениях, приходится именно на эти температуры.

Флюидная пористость в гипоцентрах составляет менее 0.05% (рис. 6а). Соответственно, если в северной части разреза землетрясения могут происходить до глубины примерно 18 км (рис. 7а), то в его южной части нижняя граница гипоцентров проходит вдоль верхней границы “линзы”, предположительно заполненной надкритическим раствором [Спичак, Гойдина, 2022].

Таким образом, нижняя граница гипоцентров землетрясений ограничена температурами $T \approx 450 - 500^\circ\text{C}$, а сами землетрясения происходят в областях с низкой флюидной пористостью (менее 0.05%).

МОДЕЛЬ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

На практике оценка теплопроводности осуществляется в скважинах по данным измерений на образцах пород или ГИС (см., обзорную работу [Fuchs et al., 2015] и ссылки в ней). В то же время, для того чтобы иметь представление о ее распределении в разрезе, необходимо использовать другие подходы. С этой целью авторы работы [Спичак и др., 2023] предложили новый метод оценки теплопроводности вне скважин, основанный на ее нейросетевом прогнозе по электромагнитным данным. Он состоит в том, что искусственная нейросеть “с учителем” обучается на соответствии данных измерений теплопроводности в скважинах и значений электропроводности, определенных с помощью инверсии наземных электромагнитных данных, измеренных в их окрестности. Затем она

используется для прогноза искомых значений теплопроводности в заданных пунктах по значениям электропроводности.

К сожалению, вдоль профиля CD нет данных измерений теплопроводности в скважинах. Поэтому для оценки теплопроводности в разрезе мы сначала построили разрез литотипов пород, а затем использовали его для прогноза теплопроводности по табличным данным, опубликованным для этого региона Северного Тянь-Шаня, с учетом ее температурной зависимости.

Построение модели литотипов

Подход к оценке литотипов может быть основан на общей классификации всех магматических пород земной коры по их химическому составу и, в первую очередь, по содержанию и соотношению в породах кремнезема и щелочей. В работах [Алейников и др., 1986; Егоркин, 1991] была предложена эмпирическая формула для оценки процентного содержания кремнезема $K(\text{SiO}_2)$ по сейсмическим данным (с точностью 2.5%):

$$K(\text{SiO}_2)(\%) = 152.4 - 20.82 \cdot V_p/V_s - 2.58 (V_p^2 - 4/3 \cdot V_s^2) + (\text{Lg } P) / 0.15, \quad (2)$$

где P – давление (в Кбар) на соответствующих глубинах. Подстановка модельных значений скоростей V_p и V_s (рис. 4а, 4б), а также значений давления на соответствующих глубинах [Дортман, 1984] в формулу (2) позволила построить модель процентного содержания кремнезема в породах (рис. 7а). Как видно на рис. 7а, распределение SiO_2 в коре рассматриваемого участка довольно неоднородно. В целом, преобладают

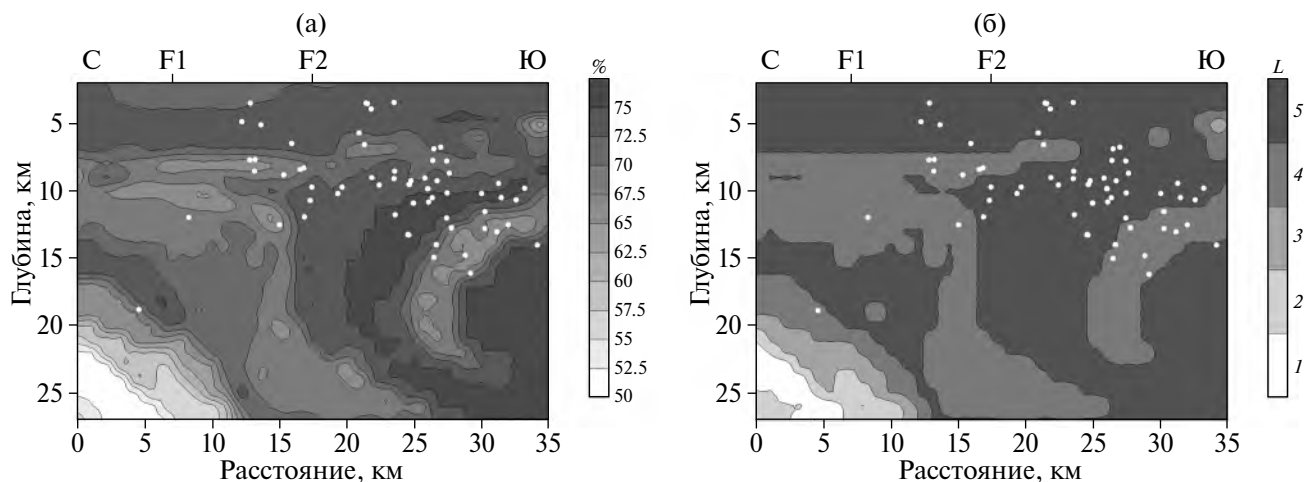


Рис. 7. (а) – модель процентного содержания кремнезема (SiO_2); (б) – модель литотипов (L): 1 – базальты (габбро), 2 – габбродиориты, 3 – диориты, 4 – гранодиориты, 5 – граниты.

значения, превышающие 65%, что соответствует представлению о “кислой” коре, связанной с заложением геосинклиналей в ее складчатых областях [Егоркин, 1991].

По содержанию кремнезема можно осуществить грубую оценку преобладающих литотипов в коре, не учитывающую содержание в них солей натрия и калия. Согласно классификации, приведенной в работе [Middlemost, 1994], различным диапазонам изменения K можно поставить в соответствие следующие основные литотипы (L): базальты ($40\% < K < 52\%$), габбродиориты ($52\% < K < 57\%$), диориты ($57\% < K < 63\%$), гранодиориты ($63\% < K < 70\%$), граниты ($K > 70\%$).

Вещественный состав верхней коры (рис. 76), в целом, соответствует веществу “гранитного” слоя, которое согласно работе [Christensen, Mooney, 1995] может быть представлено гранитоидными (в верхней части) и их смесью с относительно небольшим количеством тоналитоидных (в нижней). Геологические же данные свидетельствуют о том, что она обладает пестрым составом и сложена породами осадочного, магматического и метаморфического происхождения различного химического состава [Бакиров, 2005].

Оценка теплопроводности

По данным из работ [Ахметова, Егоров, 1993; Шварцман, 1993; Дучков и др., 2001], полученным на основании измерений в скважинах Северного Тянь-Шаня, средние значения теплопроводности λ_{20} , измеренной при комнатной температуре (условно 20°C) для выявленных выше литотипов составляли: габбро — $2.23 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, габбродиорит — $2.83 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, диорит — $1.8 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, гранодиорит — $1.95 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, гранит — $2.51 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ [Баталев, 2013]. Принималось также, что асейсмичный осадочный чехол на рассматриваемом участке имеет мощность примерно 2 км (см. распределение гипоцентров землетрясений на рис. 2) и среднюю теплопроводность $1.76 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ [Дучков и др., 2001].

Оценка теплопроводности в разрезе (рис. 8а) проводилась с учетом ее эмпирической зависимости от температуры по формуле, приведенной в работе [Sekiguchi, 1984]:

$$\lambda(T) = 1.8418 + (\lambda_{20} - 1.8418)[(0.002732T + 0.7463)^{-1} - 0.2485], \quad (3)$$

где λ_{20} — значения матричной теплопроводности при комнатной температуре $T = 20^\circ\text{C}$

(см. выше), а значения температуры T берутся из прогнозных результатов, полученных по технологии электромагнитного геотермометра из разреза удельного сопротивления (рис. 5).

Сравнительный анализ распределения теплопроводности во всей области и в гипоцентрах землетрясений показывает, что соответствующие диапазоны практически совпадают (см. табл. 1). В то же время, если максимальная частота ее значений в узлах сетки приходится на диапазон $1.7\text{--}1.9 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, соответствующий породам осадочного чехла, то максимальная частота ее значений в гипоцентрах приходится на диапазон ($2.05\text{--}2.25 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$), соответствующий гранодиоритам и гранитам (см. рис. 76).

МОДЕЛЬ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА

Тепловой поток является основной интегральной характеристикой температурного поля литосферы и отражает интенсивность и направленность развивающихся в литосфере геодинамических процессов. Основной объем определений теплового потока в Тянь-Шаньском регионе выполнен по скважинам разной глубины (обычно более 100 м), пробуренным при поисках месторождений полезных ископаемых (см., например, работы [Шварцман, 1985; Дучков, Соколова, 2005; Дучков и др., 2001]). Кроме малочисленности скважин имеются и методические трудности определения теплового потока в горных районах, связанные со сложным рельефом. В отсутствие скважин иногда используются такие косвенные методы, как например “гелиевый метод”, основанный на эмпирической связи между тепловым потоком и соотношением изотопов гелия (см., например, работу [Дучков и др., 2001]).

По результатам упомянутых выше измерений в скважинах была построена карта теплового потока [Дучков, Соколова, 2005], из которой следует, что большая часть рассматриваемой территории характеризуется невысокими значениями ($30\text{--}50 \text{ мВт}/\text{м}^2$), хотя внутри аномальных зон его величина может достигать $70\text{--}80 \text{ мВт}/\text{м}^2$ (см. его значения в отдельных точках рассматриваемого участка на рис. 1). При этом погрешность определений теплового потока, на основе которых построена карта, составляет в среднем $\pm 10 \text{ мВт}/\text{м}^2$, что позволяет районировать поле через $20 \text{ мВт}/\text{м}^2$ и выделять аномалии такой же амплитуды.

Используя построенные выше разрезы температуры и теплопроводности (рис. 6 и рис. 8а,

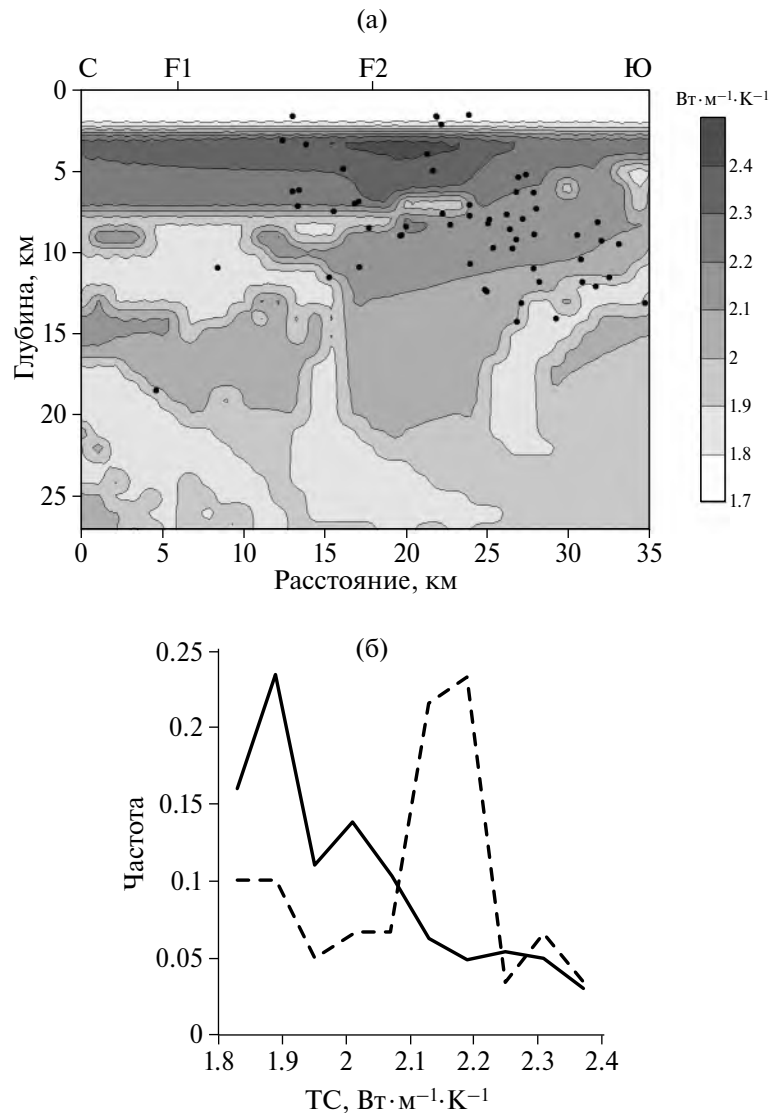


Рис. 8. (а) – разрез теплопроводности λ ; (б) – графики частоты значений теплопроводности в узлах регулярной сетки во всей области (сплошная линия) и в гипоцентрах землетрясений (штриховая линия).

соответственно), мы оценили плотность теплового потока в разрезе вдоль профиля CD по формуле Фурье (4):

$$\mathbf{q} = -\lambda \text{grad } T, \quad (4)$$

где в нашем случае: \mathbf{q} – двумерный вектор $\mathbf{q} = (q_x, q_z)$; $\lambda = \lambda(x, z)$ – теплопроводность; $T = T(x, z)$ – температура.

На рис. 9а, 9в приведены построенные таким образом модели компонент q_x и q_z вектора плотности теплового потока, соответственно (положительные значения компонент соответствуют переносу тепла с юга на север (а) и снизу вверх (в)). Как отмечалось выше, из-за крайне низких значений флюидной пористости главным механизмом теплопередачи

в рассматриваемом разрезе является кондуктивный перенос тепла. Анализ поведения компонент позволяет сделать выводы о характере тепловых потоков в рассматриваемом разрезе.

На разрезе горизонтальной компоненты q_x (рис. 9а) видно, что, в целом, она носит знакопеременный характер. В южной части разреза (условной границей служит Шамси-Тюндюкский разлом (F2)), а также вдоль диагонали, проходящей от верхней части разреза в южной части до его низов в северной части, поток направлен, главным образом, с юга на север. При этом его максимальные значения ($\approx 50 \text{ мВт}\cdot\text{м}^{-2}$) достигаются в верхней части разреза (примерно на глубинах 3–8 км). В то же время, в верхней части разреза севернее этого разлома, а также на больших глубинах под ним, тепловой поток

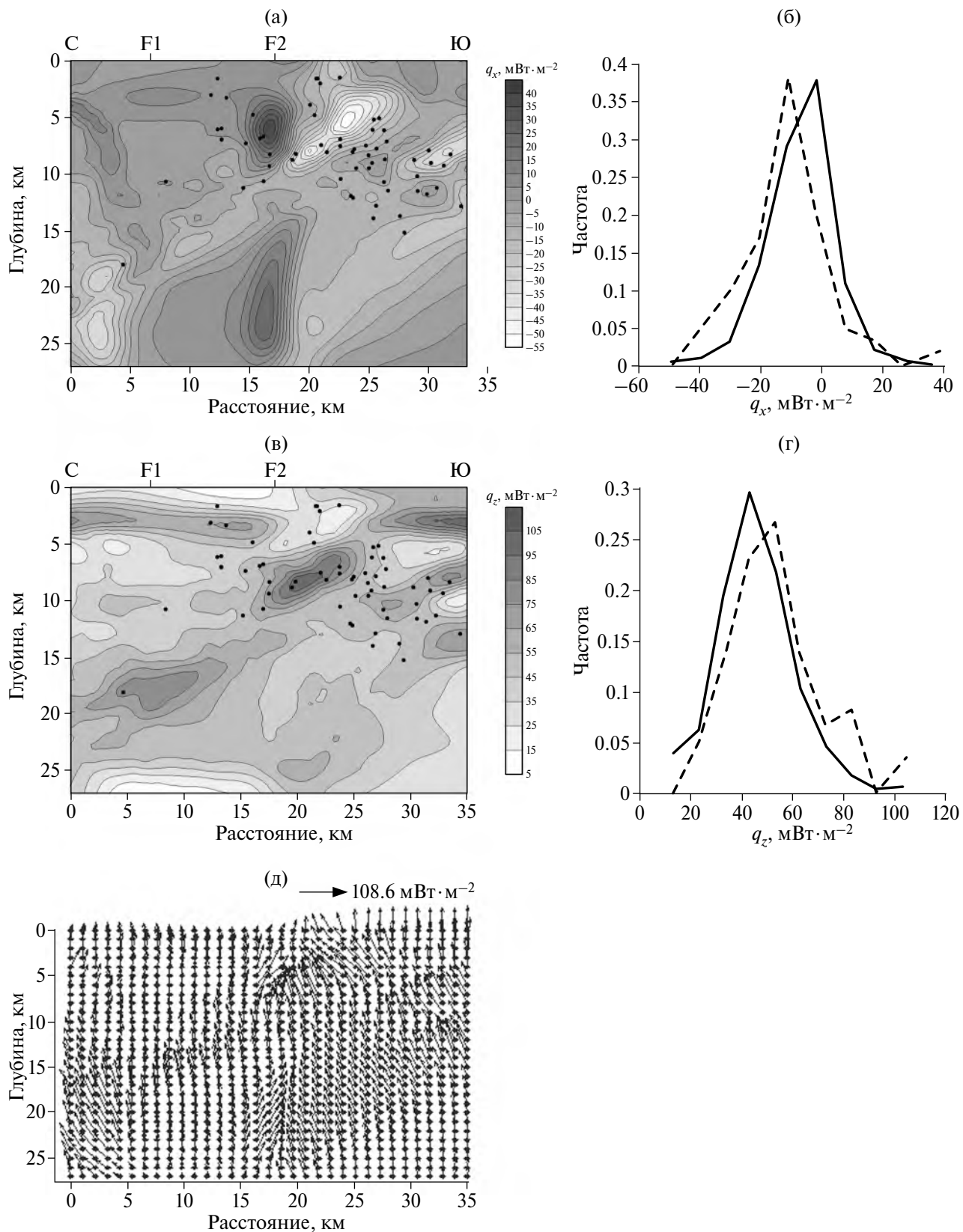


Рис. 9. (а) и (в) – разрезы компонент q_x и q_z вектора плотности теплового потока, соответственно; (б) и (г) – гистограммы частоты значений компонент q_x и q_z в узлах регулярной сетки во всей области (сплошная линия) и в гипоцентрах землетрясений (штриховая линия), соответственно; (д) – карта векторов $\mathbf{q} = (q_x, q_z)$. Положительные значения компонент соответствуют направлению теплового потока с юга на север (а) и снизу вверх (в).

направлен с севера на юг. При этом максимальная отрицательная аномалия ($\approx -40 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) расположена примерно на тех же глубинах, что и положительная.

На разрезе вертикальной компоненты q_z (рис. 9в) видно, что ее максимальная аномалия находится, как и в случае горизонтальной компоненты, в южной части на глубинах 5–10 км. В целом, характер ее поведения в разрезе очень неоднороден и в значительной степени контролируется теплопроводностью пород пестрого состава (см. выше).

Как и следовало ожидать, пик частоты распределения ($\approx 37\%$) горизонтальной компоненты q_x во всем разрезе приурочен к ее нулевому значению (рис. 10б), тогда как пик частоты распределения ($\approx 30\%$) вертикальной компоненты q_z приурочен к значению $40 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ (рис. 10г). При этом распределения обеих компонент в гипоцентрах смещены вправо (примерно на $15\text{--}20 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) относительно соответствующих распределений во всем разрезе. Это означает, что в гипоцентрах землетрясений наблюдаются положительные аномалии плотности теплового потока (это также видно на разрезах компонент q_x (рис. 9а) и q_z (рис. 9в)). Кроме того, смещение кривой распределения компоненты q_x в сторону положительных значений (рис. 9б) означает, что землетрясения чаще происходят в областях, где тепловой поток направлен с юга на север.

На фоне общей восходящей направленности теплового потока, которая проявляется на карте векторов $\mathbf{q} = (q_x, q_z)$ (рис. 9д), видны области его отклонения к северу, особенно заметные в южной части разреза. Важно также отметить, что на глубинах 5–10 км по обе стороны от Шамси-Тюндюкского разлома направления теплового потока противоположны, что подтверждает сделанное выше предположение об их природе.

Сопоставляя приведенные выше результаты, можно предположить, что максимальная аномалия теплового потока в южной части разреза связана с нагреванием пород “глыбы” (см. ее расположение на разрезе удельного электрического сопротивления — рис. 5), вызванным горячими восходящими потоками из мантийных глубин под Муюнкумо-Наратским массивом, а отрицательная аномалия в северной части — остыванием ранее нагретых пород на участке между Иссык-Атинским и Шамси-Тюндюкским разломами.

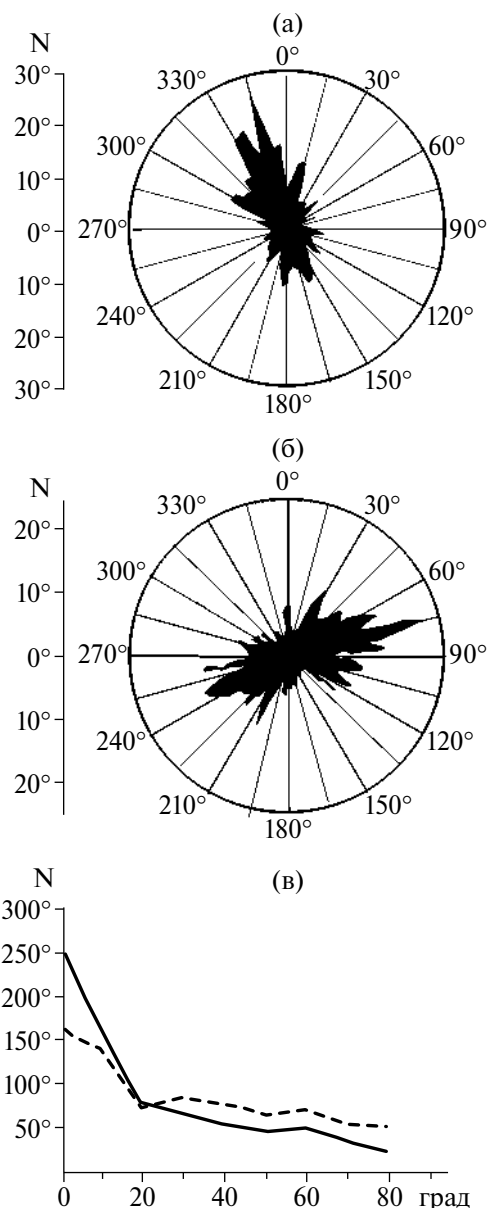


Рис. 10. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (а) и растяжения (б) в диапазоне глубин 5–15 км [Сычева и др., 2014, рис. 5]; (в) — распределения углов погружения осей сжатия (сплошная линия) и растяжения (штриховая линия) [Сычева и др., 2014, рис. 6].

ОЦЕНКА НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Общая характеристика тектонических напряжений по данным сейсмологических наблюдений

В рамках тектонофизической концепции формирования напряжений в земной коре в работах [Зубович и др., 2001; Сычева и др., 2005; Сим и др., 2014; Ребецкий и др., 2016] по данным сейсмической сети KNET был проведен

детальный анализ поля природных напряжений в коре Северного Тянь-Шаня (в масштабе осреднения 10–15 км). В работе [Сим и др., 2014] восстановлены общие неотектонические напряжения, отличающиеся для поднятий и впадин: деформирование положительных структур в новейший этап происходит во взбросовом поле с горизонтальной меридиональной ориентацией оси сжатия и субвертикальной осью растяжения, а во впадинах – в сбросовом поле с вертикальной осью сжатия и субгоризонтальной осью растяжения, ориентированной на северо–северо-восток. На рис. 10а, 10б показаны диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения для диапазона глубин 5–15 км, в котором происходит большинство землетрясений [Сычева и др., 2005].

Отметим, что напряженное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня не выглядит таким простым, как это следовало бы из анализа только ориентации осей главных напряжений максимального сжатия, получаемым по данным GPS-геодезии. Установлена значительная изменчивость параметров локальных стресс-состояний, зависящая от разного генезиса и масштаба [Сим и др., 2014]. В частности, в коре центральной части изучаемого региона преимущественный геодинамический тип напряженного состояния отвечает горизонтальному сжатию на фоне встречающихся доменов горизонтального сдвига со сжатием и просто горизонтального сдвига. Другая особенность напряженного состояния земной коры рассматриваемого региона состоит в том, что, хотя оси главных напряжений в большинстве случаев направлены квазигоризонтально (угол наклона составляет от 0° до 20°), во многих случаях они существенно отклоняются от горизонтальной плоскости (рис. 10в).

Наконец, с глубиной меняются физические и реологические свойства вещества коры, а также напряженно-деформированное состояние слоев, с которыми связаны вариации сдвиговых компонент тензора напряжений (возможно, вследствие стресс-метаморфизма [Сычева и др., 2005]). Смена режима сейсмотектонических деформаций соответствует изменению направления действия сил из-за структурно-реологических неоднородностей, т.е. регионального фактора. Таким образом, можно сделать вывод о том, что такой удаленный источник, как меридиональный дрейф Индостанской плиты, по всей видимости, не может быть “ответственным” за проявление деформационных неоднородностей на относительно небольшом рассматриваемом участке.

Оценка напряжений по геофизическим данным

Тензор суммарного напряжения пород σ можно в первом приближении считать равным сумме тензоров гравитационного (литостатического) (σ_L) и термоупругого (σ_T) напряжений:

$$\sigma = \sigma_L + \sigma_T. \quad (5)$$

В связи с тем, что максимальная флюидная пористость в разрезе не превышает 1% (см. рис. 6а), вкладом флюидно-порового давления в суммарное можно в первом приближении пренебречь. Вертикальная компонента гравитационного напряжения $\sigma_{zz}^L(x_i, z_j)$ равна литостатическому давлению p_{lit} , которое в каждом узле сетки определяется численной аппроксимацией интеграла:

$$\sigma_{zz}^L(x_i, z_j) = p_{lit} = g \int_{z_j}^x \rho(x, z) dz, \quad (6)$$

где $\rho(x, z)$ – оценка плотности (рис. 11а), выполненная ранее по данным сейсмических скоростей [Спичак, Гойдина, 2022]; $g (= 9.8 \text{ м/с}^2)$ – ускорение силы тяжести.

Соответственно, горизонтальная компонента литостатического напряжения определяется в каждом узле сетки по формуле (см., например, работы [Тёркот, Шуберт, 1985; Дашко, 1987]):

$$\sigma_{xx}^L(x_i, z_j) = k \sigma_{zz}^L(x_i, z_j), \quad (7)$$

где $k(x_i, z_j) = \mu(x_i, z_j) / (1 - \mu(x_i, z_j))$ – коэффициент бокового давления; μ – коэффициент Пуассона, определенный ранее [Спичак, Гойдина, 2022] в тех же узлах сетки (x_i, z_j) двумерного разреза (рис. 11б).

Поскольку доминирующие в земной коре сдвиговые процессы сопровождаются скалывающими напряжениями, необходимо оценить максимальные касательные напряжения σ_{zx}^L (см., например, работу [Ребецкий, 2008]):

$$\sigma_{zx}^L = 0.5(\sigma_{zz}^L - \sigma_{xx}^L). \quad (8)$$

С другой стороны, компонента тензора термоупругих напряжений определяется по формуле [Тёркот, Шуберт, 1985]:

$$\sigma^T(x_i, z_j) = -E\alpha \Delta T / (1 - \mu), \quad (9)$$

где: $E(x_i, z_j)$ – модуль Юнга, определенный ранее [Спичак, Гойдина, 2022] в каждом узле (x_i, z_j) сетки двумерного разреза (рис. 11в); $\alpha(x_i, z_j)$ – коэффициент линейного термического расширения литотипов разреза (табл. 2), определенный в каждом узле сетки (рис. 7б); $\Delta T(x_i, z_j) = T(x_i, z_j) - T_0(z)$, где T – температура,

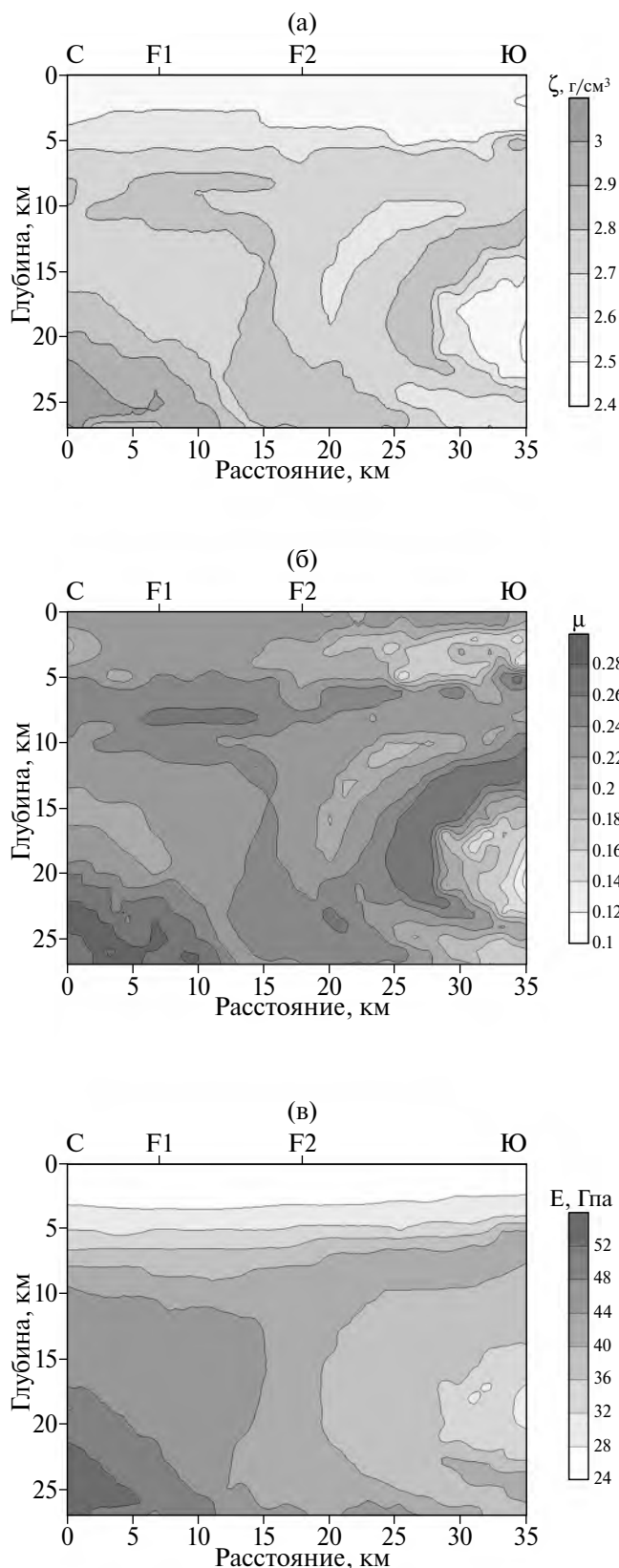


Рис. 11. Разрезы плотности пород (а), коэффициента Пуассона (б) и модуля Юнга (в) [Спичак, Гойдина, 2022].

Таблица 2. Коэффициент линейного теплового расширения (α) основных литотипов разреза (рис. 7б)

Литотип	$\alpha \times 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$
Габбро	5.4 ± 1
Габбро-диорит	6.2 ± 2
Диорит	7.0 ± 2
Гранодиорит	7.5 ± 3
Гранит	8.0 ± 3

определенная в узлах сетки с помощью электромагнитного геотермометра (рис. 6а), а $T_0(x_j, z_j)$ – фоновая температура, которая рассчитана в предположении градиента температуры $12 \text{ }^\circ\text{C/км}$, характерного для Северного Тянь-Шаня [Zhantaev et al., 2017]. Заметим, что в правой части формулы (9) знак “минус” возникает в соответствии с известным условием выбора знака деформаций [Тёркот, Шуберт, 1985], согласно которому положительными считаются напряжения сжатия, а отрицательными – напряжения растяжения, возникающие при нагревании пород от фоновых (T_0) до прогнозных (T) температур.

Тогда суммарное напряжение σ , учитывающее вклад скальвающего и термоупругого напряжений, равно:

$$\sigma = (1 - \mu)^{-1} [0.5(1 - 2\mu)p_{lt} - E\alpha\Delta T]. \quad (10)$$

На рис. 12 показаны разрезы напряжений – скальвающего σ_{zx}^L (а), термоупругого σ^T (б), суммарного σ (в) – и отношения $R = \sigma^T / \sigma_{zx}^L \cdot 100\%$ (г). Поведение скальвающих и термоупругих напряжений в разрезе отражает равномерное повышение литостатического давления с глубиной (рис. 12а) и повышение температуры в южной части разреза (рис. 12б) соответственно. В то же время, на рис. 12в видно, что максимальная концентрация гипоцентров землетрясений приурочена к области, в которой термоупругие напряжения, вызванные расширением пород при нагревании, превалирует над литостатическими (их отношение R может достигать 160% (рис. 12г)), что выражается в изменении знака суммарного напряжения (нулевые значения соответствуют балансу этих двух напряжений – см. формулу (10)). Аналогичные результаты были получены в работе [Дучков, Соколова, 2014] при анализе связи сейсмичности и термоупругих напряжений в Восточной Туве.

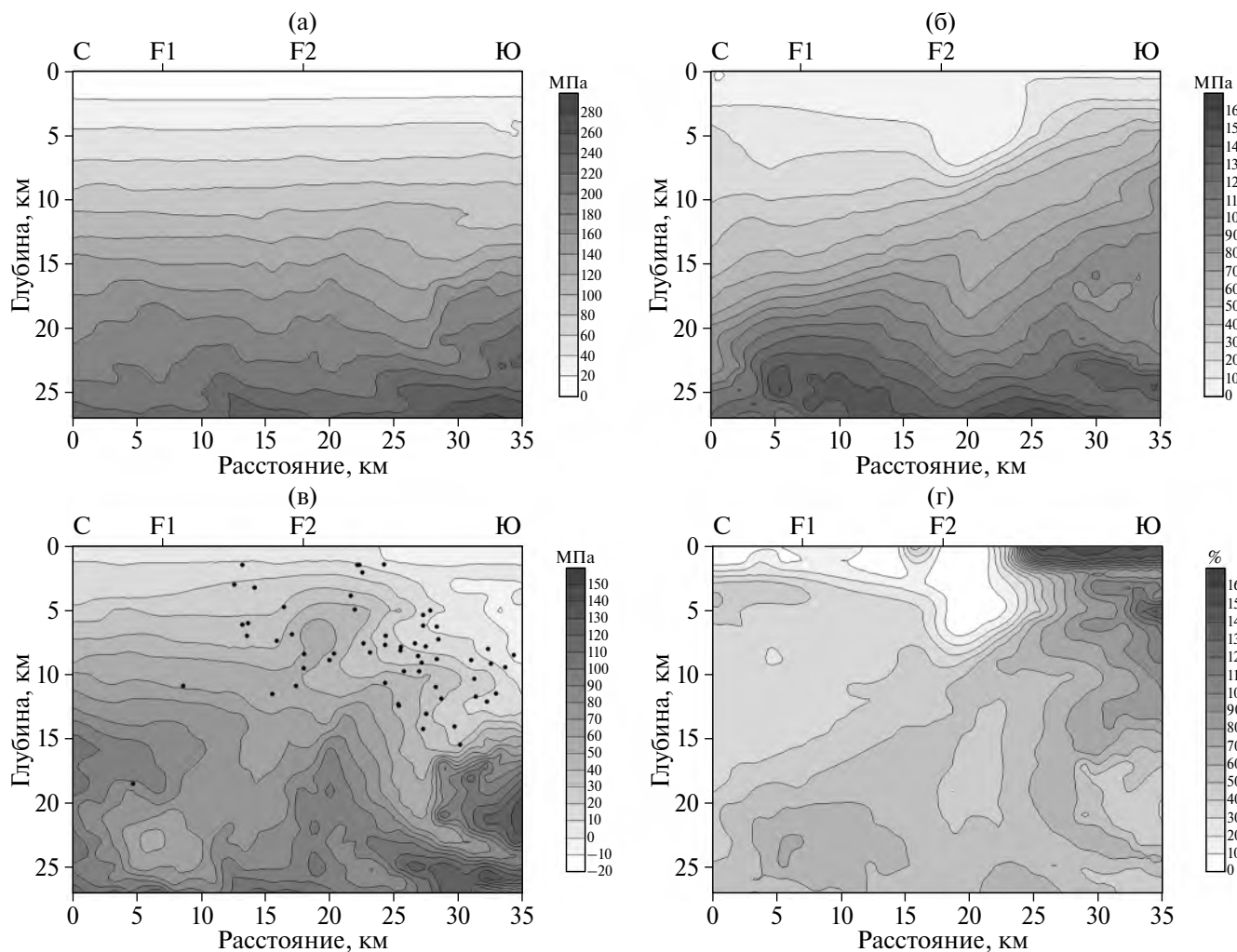


Рис. 12. Разрезы напряжений – скалывающего σ_{zx}^L (а), термоупругого σ^T (б), суммарного σ (в) – и отношения $R = |\sigma^T| / \sigma_{zx}^L \cdot 100\%$ (г). Точками отмечены гипоцентры землетрясений.

ОБСУЖДЕНИЕ

На основании результатов, полученных выше, а также в работе [Спичак, Гойдина, 2022], можно оценить роль различных механизмов сейсмогенеза (см. Введение) в сейсмичности, наблюдаемой в верхней коре зоны сопряжения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня.

Весь рассматриваемый разрез можно условно разделить на две части, разделяемые Шамси-Тюндюкским разломом. В северной части разреза концентрация гипоцентров землетрясений совпадает с областью, в которой литостатические напряжения скалывания преобладают над термоупругими напряжениями (рис. 12в, 12г). С другой стороны, в его южной части (южнее упомянутого выше разлома), где наблюдаемый градиент температур заметно превышает

фоновый (рис. 6), термоупругие напряжения, наоборот, заметно превышают литостатические (рис. 12в, 12г).

В то же время, роль метаморфических процессов в генерации сейсмичности явно не просматривается. Можно лишь предполагать, что в древнейшие времена, когда на глубинах средней коры происходила дегидратация кварцита (максимум которой приурочен к ограниченной по размерам очаговой области внутри линзы, где давление достигает 6 Кбар, а температуры близки к 600 °С (рис. 5 и рис. 6а) [Спичак, Гойдина, 2022]), образовавшийся высокоминерализованный флюид просачивался через “узкое горлышко” с координатами примерно ($X = 20$ км, $Z = 20$ км), на выходе из которого внутривещное давление резко возрастало, в результате чего могли образовываться

трещины, сопровождаемые микросейсмичностью.

В этом контексте показателен численный эксперимент, проведенный автором работы [Гарагаш, 2010]. В использованной им модели очаг дегидратации, расположенный в нижней коре, имеет характеристики, близкие к линзе в рассматриваемом разрезе (мощность 10 км, общая протяженность 40 км, от него сбоку отходит зона вертикального разлома, ширина которого составляет 2 км). Заданы прочностные характеристики различных частей модели, а также проницаемость очага дегидратации ($5 \cdot 10^{-19} \text{ м}^2$) и разлома ($5 \cdot 10^{-17} \text{ м}^2$). Верхняя кора за пределами зоны разлома принята упругой и практически непроницаемой. Выполненные расчеты показали, что в результате реакции дегидратации давление флюида в зоне разлома возрастает до величины литостатической нагрузки, после чего деформирование среды приобретает неустойчивый характер и провоцирует сейсмическую активизацию. Численным экспериментом прослежено развитие этих процессов на протяжении 12 млн лет и установлено, что вызванная реакцией дегидратации сейсмическая активность в зоне разлома может быть очень длительной (миллионы лет).

Результаты этого численного эксперимента приводят к выводу, что перераспределение аномального порового давления и напряжений, возникших в результате процесса дегидратации на выходе из линзы много миллионов лет назад, с течением времени стало затухать и в настоящее время не является источником заметной сейсмичности.

ВЫВОДЫ

На основании сопоставления построенных моделей температуры, плотности теплового потока и напряжений пород, с одной стороны, и распределения гипоцентров землетрясений, с другой стороны, можно сделать следующие выводы:

- землетрясения происходят в зонах максимальной плотности теплового потока (ПТП) и концентрируются в непосредственной окрестности Шамси-Тюндюкского разлома, по обе стороны от которого аномалии горизонтальной компоненты ПТП имеют противоположный знак;

- максимальная концентрация гипоцентров землетрясений приурочена к области гранитной “глыбы”, в которой термоупругие напряжения,

вызванные нагреванием пород, превышают литостатические;

- максимальная энергия, которая высвобождается при землетрясениях, приходится на диапазон температур $250 \pm 50^\circ\text{C}$, при которых резко снижаются прочностные свойства вещества;

- нижняя граница глубины землетрясений контролируется изотермой $450 \pm 50^\circ\text{C}$ (предположительно солидус богатых кремнеземом пород). Такая предельная температура согласуется с оценками критических для землетрясений температур, сделанными в работе [Tse, Rice, 1986] на основании модельных расчетов, выполненных при различных предположениях о механизмах деформации пород, поведении коэффициента внутреннего трения и характере напряжений.

Полученные результаты позволяют предположить, что в масштабе сейсмоактивной зоны сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня сейсмическая активность определяется, главным образом, термомеханическим эффектом, вызванным горячим восходящим потоком кислой магмы из верхней мантии под Муюнкумо-Наратским массивом. Он максимален на глубинах 5–15 км в южной части разреза, где расположено большинство гипоцентров землетрясений. Локализация части гипоцентров севернее Шамси-Тюндюкского разреза, по-видимому, связана с отрицательной аномалией теплового потока, вызванной остыванием ранее нагретых пород на участке между Иссык-Атинским и Шамси-Тюндюкским разломами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность анонимным рецензентам, сделавшим замечания, позволившие улучшить рукопись.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Б., Рубин Ч., Миллер, Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609.
- Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Халевин Н.И. Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов. М.: Наука. 1986. 111 с.
- Ахметова Л.У., Егоров В.Г. Теплопроводность горных пород Тянь-Шаня. Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М.: Наука. 1993. С. 197–204.

- Бакиров А.Б.* Петрологические интерпретации состава и состояния вещества глубинных слоев литосферы и их геодинамические следствия // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Н.В. Лаверов (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 318–327.
- Бакиров А.Б., Лесик О.М., Лобанченко А.П., Сабитова Т.М.* Признаки современного глубинного магматизма в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1996. № 12. С. 42–53.
- Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К.* Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекорových и верхнемантийных ксенолитов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2022–2031.
- Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Голланд М.Л., Голубцова И.С., Кузнецов В.А.* Интерпретация глубинных магнитотеллурических зондирований в Чуйской межгорной впадине // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 9. С. 41–45.
- Баталев В.Ю.* Структура и состояние вещества литосферы центрального Тянь-Шаня (по данным глубинных магнитотеллурических зондирований). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2013. С. 35.
- Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К.* Взаимосвязь аномалий электропроводности, скоростных характеристик и режима сейсмичности литосферы Центрального Тянь-Шаня // Литосфера. 2015. № 5. С. 81–89.
- Белявский В.В., Спичак В.В.* Моделирование магнитотеллурических полей в блочной геоэлектрической модели южного борта Чуйской впадины (северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 10. С. 1885–1910.
- Бердичевский М.Н., Соколова Е.Ю., Варенцов Ив.М., Рыбин А.К., Баглаенко Н.В., Баталев В.Ю., Голубцова И.С., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю.* Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня: анализ магнитотеллурических и магнитовариационных откликов вдоль геотранверса Нарын // Физика Земли. 2010. № 8. С. 36–53.
- Бискэ Ю.С.* Тянь-Шаньская складчатая система // Вестник С.-Петербургского Университета. 2003. Сер. 7., № 4. С. 3–20.
- Брагин В.Д., Баталев В.Ю., Zubovich A.B., Лобанченко А.Н., Рыбин А.К., Трапезников Ю.А., Щелочков Г.Г.* О качественных связях современных движений с геоэлектрическим разрезом земной коры Центрального Тянь-Шаня и распределением сейсмичности // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1610–1621.
- Брагин В.Д., Лобанченко Л.Н.* Геофизические характеристики и структура глубинных слоев литосферы – гравитационное поле. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Лаверов Н.П. (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 52–58.
- Гарагаш И.А.* Моделирование эволюции напряженного состояния земной коры в окрестностях очага дегидратации. Современная сейсмология: достижения и проблемы. Тез. докл. науч. конф. М.: Нац. геофиз. ком. 1998. С. 12–13.
- Дашко Р.Э.* Механика горных пород. М.: Недра. 1987.
- Дортман Н.Б.* Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Наука. 1984. 455 с.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С.* Тепловой поток. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Н.В. Лаверов (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 66–79.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С.* Оценка термоупругих напряжений в земной коре Восточной Тувы в зоне сейсмической активизации 2011–2012 гг. // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2014. № 2. С. 1–6.
- Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С.* Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1516–1531.
- Егоркин А.В.* Строение земной коры по сейсмическим геотранверсам. Глубинное строение территории СССР. М.: Наука. 1991. С. 118–135.
- Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д.* Поле деформаций, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1634–1640.
- Кальметьева З.А.* Сейсмичность: пространственно-временное распределение, механизмы очагов и природа землетрясений. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Н.В. Лаверов (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 136–157.
- Киссин И.Г.* Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М.: Наука. 1964. 240 с.
- Киссин И.Г., Рузайкин А.И.* Соотношения между сейсмически активными и электропроводящими зонами в земной коре киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С. 21–29.
- Кнауф В.И., Христов Е.В.* Основные черты тектоники Тянь-Шаня // Литосфера Тянь-Шаня. М.: Наука. 1986. С. 4–13.
- Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В.* Особенности сейсмического режима литосферы – проявления воздействия глубинного водного флюида // Физика Земли. 2010. № 5. С. 88–96.
- Макаров В.И., Абдрахматов К.Е., Томпсон С.* Современные движения земной коры по геологическим данным / Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Н.В. Лаверов (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 157–176.
- Нурманбетов К.* Геологические признаки “сейсмоопасности” отрезков региональных глубинных разломов Северного Тянь-Шаня // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2014. № 3. С. 100–105.
- Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 66–73.

- Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети KNET // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 496–520.
- Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Ильичев П.В., Щелочков Г.Г. Магнитотеллурические и магнитовариационные исследования Киргизского Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1566–1173.
- Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е. Площадные магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 5. С. 445–460.
- Сабитова Т.М., Адамова А.А. Сейсмотомаграфические исследования земной коры Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1543–1553.
- Сабитова Т.М., Адамова А.А., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомаграфических исследований. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Лаверов Н.В. (ред.). М.: Научный мир. 2005. С. 118–134.
- Сабитова Т.М., Лесик О.М., Маматканова Р.О., Адамова А.А., Мунирова Л.М. Сейсмотомаграфические исследования земной коры Северного Тянь-Шаня в связи с сейсмичностью // Физика Земли. 1998. № 2. С. 3–19.
- Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука. 1990. 180 с.
- Сафронов И.В., Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Новые геофизические данные о глубинном строении зоны сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины // Вестник КРСУ. 2006. № 3. С. 95–103.
- Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 2014. № 3. С. 77–91.
- Спичак В.В. Электромагнитная томография земных недр. М.: Научный мир. 2019. 374 с.
- Спичак В.В., Гойдина А.Г. Геолого-геофизическая модель линзы в зоне сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта (Северный Тянь-Шань) по результатам сейсмотомаграфии и магнитотеллурических зондирований // Геология и геофизика. 2022. № 11. С. 1500–1519.
- Спичак В.В., Гойдина А.Г., Захарова О.К. Построение разрезов теплофизических свойств пород по данным электромагнитных зондирований и лабораторных измерений // Геология и геофизика. 2023. DOI 10.15372/GiG2022126
- Спичак В.В., Захарова О.К. Электромагнитный геотермометр. М.: Научный мир. 2013. 170 с.
- Спичак В.В., Захарова О.К. Применение электромагнитного геотермометра для решения задач геотермии и разведки геотермальных ресурсов // Геология и геофизика. 2022. № 63(9). С. 1300–1316. DOI 10.15372/GiG2021134
- Спичак В.В., Захарова О.К., Гойдина А.Г. Температура как индикатор сейсмичности: пример геотермальной области Хенгидль (Исландия). Тр. Международной юбилейной конференции “Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений”. Научная станция РАН. 2020 г. Бишкек. С. 140–144.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62–78.
- Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Часть 1. М.: Мир. 1985.
- Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Вольхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С. 224–241.
- Филина А. Г. Каталог землетрясений Алтае-Саянской области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1975.
- Хилько С. Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука. 1985.
- Цибульчик И.Д. Некоторые результаты исследования напряженного состояния в очагах землетрясений Алтая и Саян. В кн.: Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1975.
- Чермак В. Карта теплового потока Европы. Тепловое поле Европы. М.: Мир. 1982. С. 11–54.
- Шварцман Ю.Г. Глубинный тепловой поток центральной части Северного Тянь-Шаня. Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1980. С. 76–93.
- Шварцман Ю.Г. Тепловое поле и динамика литосферы Тянь-Шаня. Строение земной коры и верхней мантии Киргизского Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1985. С. 9–30.
- Шварцман Ю.Г. Геотермический режим сейсмоактивного слоя Тянь-Шаня. Сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1989. С. 217–230.
- Шварцман Ю.Г. Тепловое поле, сейсмичность и геодинамика Тянь-Шаня. Геотермия сейсмичных и асейсмичных зон. М.: Наука. 1993. С. 213–232.
- Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1983. С. 248.
- Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30 (15). P. 1806, doi:10.1029/2003GL017455
- Bonner J.L., Blackwell D.D., Herrin E. T. Thermal constraints on earthquake depths in California // Bull. Seismol. Soc. Am. 2003. V. 93. P. 2333–2354.
- Chatzipetros A., Pavlides S. and Mountrakis D. Understanding the 13 May 1995 Western Macedonia Earthquake: A Paleoseismological Approach // J. Geodynamics. 1998. V. 26(2-4). P. 327–339.
- Christensen N. and Mooney W. Seismic Velocity Structure and Composition of Continental crust: A Global View // J. Geophys. Res. 1995. V. 100 (B7). P. 9761–9788.

- Eppelbaum L.V., Katz Y.I.* Tectono-Geophysical Zonation of the Near and Middle East and Eastern Africa // Intern. J. of Geology. 2016. V. 10. P. 1–10.
- Fuchs S., Balling N., Forster A.* Calculation of thermal conductivity, thermal diffusivity and specific heat capacity of sedimentary rocks using petrophysical well logs // J. Geophys. Res. 2015. V. 203. P. 1977–2000.
- Ghose S., Hamburger M.W., Virieux J.* Three-dimensional velocity structure and earthquake locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgyzstan, central Asia // J. Geophys. Res. 1998 V. 103 (B2). P. 2725–2748.
- Harrison R.W., Schultz A.* A strike-slip faulting at the thebes gap, Missouri and Illinois: Implication for New Madrid Tectonism // Tectonics. 1994. V. 13(2). P. 246–257.
- Jonson A.M., Fleming R.W.* Formation of left-lateral fractures within the Summit ridge shear zone, 1989 Loma Prieta, California, Earthquake // J. Geophys. Res. 1993 V. 98 (B12). P. 21, 823–21, 837.
- Lythgoe K., Muzli M., Bradley K., Wang T., Nugraha A.D., Zulfakriza Z., Widiyantoro S., Wei S.* Thermal squeezing of the seismogenic zone controlled rupture of the volcano-rooted Flores Thrust // Sci. Adv. 2021 V. 7. eabe 2348.
- Lomnitz C.A.* Global tectonics and earthquake risk. Amsterdam: Elsevier. 1974.
- Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous system // Earth-Science Reviews. 1994. V. 37. P. 215–224.
- Nepeina K., Bataleva E.* Evaluation of Hypocenters Distribution Based on the Geoelectric Models in the Tien Shan Earthquake-Prone Areas / A. Kosterov et al. (eds.), Problems of Geocosmos – 2020. Springer Proc. in Earth and Environmental Sciences. 2022. https://doi.org/10.1007/978-3-030-91467-7_22
- New Madrid seismic zone: overview of earthquake hazard and magnitude assessment based on fragility of historic structures. 2003. NAHB Research Center Upper Marlboro. MD. USA.
- Rodi W., Mackie R.L.* Nonlinear conjugate gradient algorithm for 2D magnetotelluric inversion // Geophysics. 2001. V. 66 (1). P. 174–187.
- Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golovanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L.* Three-dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan // J. Geophys. Res. 1993 V. 98 (B9). P. 15 779–15 795.
- Sekiguchi K.A.* Method for determining terrestrial heat flow in oil basinal areas // Tectonophysics. 1984. V. 103. P. 67–79.
- Sokolova E., Batalev V., Baglaenko N., Berdichevsky M., Golubisova N., Pushkarev P., Rybin A., Safronov I., Varentsov I.V.* The Kyrgyz Tian Shan geoelectric model constrained by extended MT+LMT ensemble at the “Naryn” transect. Proc. 18-th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. El Vendrel. Spain. 2006.
- Spichak V.V.* Computational Geo-Electromagnetics: Methods, Models, and Forecasts. Elsevier. Cambridge. USA. 2020. 448 p.
- Spichak V.V., Rybin A., Batalev V., Sizov Yu., Zakharova O., Goidina A.* Application of ANN technologies to combined analysis of magnetotelluric and other geophysical data in the northern Tien Shan crustal area. Extended Abstr. 18th MT Workshop El Vendrell. Spain. 2006.
- Spichak V.V., Zakharova O.K.* Electromagnetic Geothermometry. Amsterdam: Elsevier. 2015. 183 p.
- Spichak V.V., Zakharova O.K.* Models of geothermal areas: new insights from electromagnetic geothermometry. Heat-Mass Transfer and Geodynamics of the Lithosphere / Svalova V. (Ed.). Berlin: Springer. 2021. P. 65–82.
- Spichak V.V., Zakharova O.K., Goidina A.G.* A new conceptual model of the Icelandic crust in the Hengill geothermal area based on the indirect electromagnetic geothermometry // J. Volcanology and Geotherm. Res. 2013. V. 257. P. 99–112.
- Spichak V.V., Zakharova O., Goidina A.* Constraining seismic sources using electromagnetic geothermometry: Hengill volcano (Iceland) case study. Extended Abstr. EMSEV Workshop. Potenza. Italy. 17–21 September. 2018.
- Sychev I.V., Koulakov I., Sycheva N.A., Koptev A., Medved I., El Khrepy S., Al-Arifi N.* Collisional processes in the crust of the northern Tien Shan inferred from velocity and attenuation tomography studies // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. V. 123(2). P. 1752–1769. <https://doi.org/10.1002/2017JB014826>
- The San Andreas Fault System. California. 1990. USGS Professional Paper 1515. Washington.
- Tse S.T., Rice J.R.* Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties // J. Geophys. Res. 1986. V. 91 (B9). P. 9452–9472.
- Vernon F.* The Kyrgyz Seismic Network. IRIS Newslett. XIII. 1994. P. 7–8.
- Vinnik L., Reigber C., Aleshin I., Kosarev G., Kaban M., Oreshin S., Roecker S.* Receiver function tomography of the central Tien Shan // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 225(1-2). P. 131–146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039>
- Vinnik L.P., Roecker S., Kosarev G.L., Oreshin S.I., Koulakov, I.Y.* Crustal structure and dynamics of the Tien Shan // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29(22). 2047. <https://doi.org/10.1029/2002GL015531>
- Wald D., Heaton T., Wald L.* Rupture analysis of the Northridge earthquake from modeling strong motion recordings // Earthquakes and Volcanoes. 1994. V. 25(1). P. 42–47.
- Zhalkovskii N.D., Kuchai O.A., Muchnaya V.I.* Seismicity and some characteristics of the stressed state of the Earth’s crust in the Altai-Sayan region // Russian Geology and Geophysics. 1995. V. 36 (10). P. 20–30.
- Zhantaev Zh.Sh., Vilyayev A.V., Serikbaeva E.B.* The application of geothermal modeling in the assessment of the features of the seismic regime of Northern Tian Shan // News of National Academy of Sciences of Republic of Kazakhstan. Phys.-Math series. 2017. V. 5 (315). P. 26–34.

Estimating the Contribution of Thermal Processes to Generation of Seismicity in the Junction Zone of the Chuya Depression and the Kyrgyz Ridge of the Northern Tien Shan

V. V. Spichak^{a, *} and A. G. Goidina^{a, **}

^a*Geoelectromagnetic Research Center, Schmidt Institute of Physics of the Earth,
Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, 108840 Russia*

**e-mail: v.spichak@mail.ru*

***e-mail: goidinaa@mail.ru*

Received November 25, 2022

revised March 27, 2023

accepted March 28, 2023

Abstract – This paper presents the attempt to estimate the contribution of thermal processes in the Earth's crust to the generation of seismicity by the example of the seismically active region of the Chuya depression and the Kyrgyz ridge of the Northern Tien Shan. For this purpose, we use the models of temperature, petrophysical characteristics, and elastic moduli constructed in the previous works. The silica content model based on seismic tomography data is used to build a lithotype model. The constructed thermal conductivity model is utilized, along with the temperature model, to create a depth model of heat flow density. Based on the density, elastic moduli, and temperature models, the shear and thermoelastic stress models in the rocks are constructed. Their comparison with the distribution of earthquake hypocenters suggests that on the scale of the seismically active zone of the Chuya depression and the Kyrgyz ridge of the Northern Tien Shan, seismicity is mainly determined by the thermomechanical effect resulting from the hot ascending flow of acid magma from the upper mantle beneath the Muyunkum–Narat median mass.

Keywords: generation of seismicity, earthquake hypocenter, temperature, heat flux, elastic moduli, shear stresses, thermoelastic stresses, Northern Tien Shan