УДК 550.837+551.14+551.24

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИНЗЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ И КЫРГЫЗСКОГО ХРЕБТА (Северный Тянь-Шань) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ И МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

В.В. Спичак, А.Г. Гойдина

¹Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли РАН, 108840, Москва, Троицк, Россия

Вдоль субмеридиональных сейсмотомографического и магнитотеллурического профилей, пересекающих зону сочленения Кыргызского хребта и Чуйской впадины Северного Тянь-Шаня, построены модели плотности, коэффициента Пуассона, модулей упругости, процентного содержания кремнезема, температуры и пористости. На основе комплексного анализа построенных разрезов физико-механических свойств пород предложена геолого-геофизическая модель обнаруженной линзы, отвечающая на вопросы об источниках, выявленных в области ее северного борта геофизических аномалий, возможных механизмах ее образования и сроках существования.

Зона сочленения, линза, магнитотеллурическое зондирование, сейсмотомография, Северный Тянь-Шань

A GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL MODEL OF THE LENS IN THE JUNCTION ZONE OF THE CHU BASIN AND THE KYRGYZ RANGE (*Northern Tien Shan*) BY THE RESULTS OF SEISMIC TOMOGRAPHY AND MAGNETOTELLURIC SOUNDING

V.V. Spichak, A.G. Goidina

Along the submeridional seismic and magnetotelluric profiles, crossing the junction zone of the Kyrgyz Range and the Chu basin of the Northern Tien Shan, the models of density, Poisson's ratio, elastic modulus, silica content, temperature, and porosity have been constructed. Based on the complex analysis of the constructed profiles of physicomechanical rock properties, a geological-geophysical lens model has been constructed. This model addresses the sources of geophysical anomalies (found at the northern border of the lens) and possible mechanisms of the lens formation.

Keywords: junction zone, lens, magnetotelluric sounding, seismic tomography, Northern Tien Shan

введение

Глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) в различных регионах мира показали, что литосфера континентов имеет сложное слоисто-блоковое строение. Слоистость геологической среды определяется наличием региональных субгоризонтальных сейсмических границ и закономерным изменением сейсмических параметров среды с глубиной. Как отмечается в работе [Pavlenkova, 1988], можно различать 3 типа сейсмических границ: 1) литологические, которые разделяют породы разного состава и возраста; 2) тектонические, маркируемые разломами и 3) механические, ограничивающие зоны повышенной пористости или трещиноватости. Данные ГСЗ показали, что верхняя и средняя кора часто разделены слоями пониженной скорости (волноводами) на глубинах 10—15 км [Grad, Luosto, 1987; Pavlenkova, 1988; Каракин и др., 2003; Павленкова, 2011]. Именно на этих глубинах обычно происходит смена структурного плана всей коры и блоковое строение меняется на субгоризонтальное. По данным метода отраженных волн, большинство глубинных разломов, выявленных геологическими методами, имеют листрическую форму и часто выполаживаются к волноводам. Субгоризонтальная часть разломов формирует в этом интервале глубин расслоенную пачку. Именно такие зоны повышенной расслоенности и создают, очевидно, субгоризонтальные отражающие границы в коре.

Возможными причинами уменьшения скорости с глубиной в земной коре платформенных регионов до недавнего времени считалось температурное влияние. Эта точка зрения наиболее полно представлена в работе [Cloetingh, Burov, 1996]. По модели этих авторов, на молодых плитах, где тепловой поток превышает 40—60 мВт/м², породы переходят на глубине 15—20 км из жесткого в состояние, близкое к пластичному. Естественно, что степень их пластичности зависит не только от температурного режима, но и от состава, и метаморфизма пород: кислые и менее плотные породы обладают большей

© **В.В. Спичак[⊠], А.Г. Гойдина, 2022** [⊠]e-mail: v.spichak@mail.ru пластичностью, чем основные и высокометаморфизованные. Это создает условия для формирования дополнительной неоднородности коры, в частности, для образования ослабленных слоев над резкими сейсмическими границами.

Однако причиной формирования коровых волноводов может быть также изменение физического состояния пород (степени пластичности, разрушенности, флюидонасыщенности и др.). Лабораторные исследования [Kern, 1982] показали, что небольшое содержание свободной воды в породах приводит к существенному изменению скоростей *P*-волн. По данным магнитотеллурического зондирования главной причиной формирования волноводов в земной коре является именно увеличение пористости и флюидонасыщенности пород. Так, во многих регионах установлена связь волноводов со слоями повышенной электропроводности [Li et al., 2003; Белявский, 2011; Becken, Ritter, 2012; McGary et al., 2014; Meqbel et al., 2014; Wannamaker et al., 2014]. Такие слои были выявлены в средней коре многих древних платформ: на Украинском, Балтийском и Канадском щитах [Hjelt, Vanyan, 1989; Jones et al., 2005].

В то же время попытки построить модели таких волноводов на основе предположения о единой природе аномалий скоростей продольных сейсмических волн и удельного электрического сопротивления [Jones, 1987] наталкивались на трудно преодолимые трудности. Дело в том, что если источником обеих аномалий являются флюиды (это наиболее правдоподобная для верхней коры причина [Marquis, Hyndman, 1992], то их небольшого количества будет достаточно для формирования аномалий удельного сопротивления, но не хватит для образования наблюдаемых аномалий скорости. Если же количества флюидов хватает и для образования аномалии скорости, то часто не просматриваются геологические механизмы их удержания в волноводе.

Очевидно, что для разрешения этих кажущихся противоречий недостаточно анализа поведения только продольных сейсмических скоростей и удельного сопротивления с глубиной, как это делается в большинстве из перечисленных выше работ. Необходимо расширить информационную базу и рассматривать не только упомянутые параметры, но и другие физико-механические характеристики пород разреза, имея в виду получить ответы на следующие вопросы:

- каковы петрофизические характеристики зоны сочленения?
- какова природа геофизических аномалий?
- каков механизм образования линзы?
- как долго она сохраняется в нынешних границах?

В настоящей работе предпринята попытка ответить на перечисленные вопросы на основе моделей сейсмических скоростей и удельного электрического сопротивления вдоль единого меридионального профиля, секущего зону сочленения Чуйской впадины и Кыргызского хребта Северного Тянь-Шаня.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Результаты сейсмотомографии отдельных участков земной коры зоны сочленения Кыргызского хребта и Чуйской впадины Северного Тянь-Шаня выявили ее вертикальную и горизонтальную неоднородность, в частности, наличие инверсионных слоев, линзовидных и дайкообразных тел на глубинах верхней—средней коры [Roecker et al., 1993; Sabitova et al., 1998; Ghose et al., 1998].

В геолого-тектоническом плане рассматриваемая территория относится к нескольким блокам Предкыргызского прогиба [Чедия, 1986]. С юга расположена Иссык-Атинская антиклиналь, а с севера — Чуйская моноклиналь Восточно-Чуйской впадины, являющейся частью обширной Чу-Сарысуйской системы прогибов (границей здесь служит флексурно-

разрывная зона, выделенная по геофизическим данным [Юдахин, 1983; Макаров и др., 2005]).

Рис. 1. Тектоническая карта южного борта Чуйской впадины Северного Тянь-Шаня [Макаров и др., 2005].

F1, F2, F3 — Иссык-Атинский, Шамси-Тюндюкский и Чонкурчакский разломы соответственно; точки с цифрами обозначают пункты измерения и величины теплового потока (мВт/м²) (звездочкой помечен пункт Аламедин-917) [Дучков и др., 2000]; штриховая линия проекция на поверхность разрезов сейсмических скоростей [Ghose et al., 1998]; треугольники — пункты МТ профиля [Рыбин и др., 2008]; пунктир — линия нулевой остаточной аномалии силы тяжести в редукции Буге [Брагин, Лобанченко, 2005]; цифры в кружках: 1, 2, 3 позднечетвертичные, позднекайнозойские и палеозойские отложения соответственно. CD — сейсмический профиль.



К числу крупных сейсмогенных глубинных разрывов рассматриваемого региона относится Северо-Тяньшаньская региональная система разломов глубокого заложения и длительного формирования, разграничивающая Муюнкумо-Наратский срединный массив Северного Тянь-Шаня и поздние каледониды Южного Казахстана [Миколайчук, 1999]. Основными разрывными нарушениями на этой площади являются крупноамплитудный Шамси-Тюндюкский (Предкыргызский) разлом взбросового характера, Иссык-Атинский краевой разлом взбросонадвигового типа и Чонкурчакский разлом (см. их расположение на рис. 1). Иссык-Атинский разлом четко выражен в рельефе, отделяя внутреннюю равнинную часть Чуйской впадины от зоны четвертичных возвышенностей так называемых низких предгорий. По геологическим данным, он имеет южное падение и смещает третичные и четвертичные отложения, формируя низкие предгорья впадины. Шамси-Тюндюкский разлом является южной границей северо-восточного блока Предкыргызского прогиба. Он служит границей палеозойских образований южного и неогеновых отложений.

Муюнкумо-Наратский массив, расположенный южнее, является относительно устойчивым элементом докембрийской континентальной коры внутри более мобильного геосинклинального пояса Северного Тянь-Шаня. Он представляет собой реликтовые обломки древнего континентального основания, на котором закладывались межконтинентальные геосинклинальные пояса. Продукты его магматизма обычно отличаются от геосинклинальных магматических пород повышенным содержанием кремнезема. Можно сделать вывод о том, что в докембрийском фундаменте этого массива присутствуют фрагменты глубоко метаморфизованного вуканогенно-осадочного слоя континентальной коры (включающего зрелые кварциты и другие метапесчаники) с признаками архейского субстрата [Бискэ, 2003]. В частности, глыба, расположенная южнее Шамси-Тюндюкского разлома (см. рис. 1), может быть сложена гранитами верхнего ордовика, а также метаморфическими сланцами и вторичными кварцитами [Миколайчук и др., 2003]. В целом геологические данные свидетельствуют о том, что верхняя кора этого региона обладает пестрым составом и сложена породами осадочного, магматического и метаморфического происхождения различного химического состава [Бакиров, 2005].

Тектоническая активность зоны разломов продолжалась в герцинское время, когда вдоль нее формировались мульды, заполненные вулканогенным материалом, и значительные по размеру интрузии гранитоидов. В новейшей структуре Северо-Тяньшаньская система разломов служит границей раздела зон поднятий и прогибов. Движения по этой границе возобновились на современном этапе, о чем свидетельствуют цепочки эпицентров землетрясений.

Исследуемый участок включает в себя южную часть Чуйской впадины и северный склон западной части Кыргызского хребта и простирается в меридиональном и широтном направлениях примерно на 40 км (см. рис. 1). Считается, что граница Конрада в пределах Чуйской впадины и ее южного горного обрамления проходит на глубинах примерно 20 км, а поверхность Мохо — на глубине 45—50 км [Юдахин, 1983]. Земная кора рассматриваемой территории характеризуется хорошо проявленной вещественно-структурной и реологической расслоенностью, а также геодинамической активностью. Последняя предполагает наличие на разных уровнях земной коры субгоризонтальных тектонических срывов (разломов), слоев и линз тектонического дробления, дезинтеграции, повышенной проницаемости и флюидонасыщенности геологической среды, ее разупрочнения и понижения плотности [Макаров и др., 1982; Юдахин, 1983; Проявление..., 1993] (на рис. 1 пунктирная линия разделяет области с положительной и отрицательной гравитационными аномалиями, характерными для северной и южной частей участка соответственно). В целом земная кора Тянь-Шаньского орогена находится в состоянии мощного субмеридионального неравномерного сжатия [Садыбакасов, 1990; Абдрахматов и др., 2001].

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Модели сейсмических скоростей

Сейсмотомографические исследования земной коры Северного Тянь-Шаня проводились с разным разрешением [Roecker et al., 1993; Сабитова и др., 1998, 2005; Ghose et al., 1998; Vinnik et al., 2002, 2004; Забелина и др., 2013; Sychev et al., 2018]. Согласно этим работам, для обеих структур — Чуйской впадины и Кыргызского хребта — 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.

На этом фоне выделяются зоны пониженных скоростей сейсмических волн (так называемые «волноводы»). В частности, согласно работе [Сабитова и др., 1998], такие зоны со скоростями $v_p = 6.0$ — 6.2 км/с расположены в интервале глубин 15—45 км в ослабленном канале под Кыргызским хребтом (в диапазоне широт 42.0—42.5 °) и на глубинах 35—40 км под Чуйской впадиной. В этой связи стоит отметить, что появление волноводов на этих глубинах, возможно, связано с редкой сетью действующих сейсмических станций, модельной погрешностью и рядом других причин [Сабитова, Адамова, 2001].



Рис. 2. Разрезы скоростей $v_p(a)$, $v_s(b)$ вдоль профиля CD на рис. 1 (модифицировано из работы [Ghose et al., 1998]).

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 42.0—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 рисунке 2 показаны разрезы скоростей продольных (v_p) и поперечных (v_s) сейсмических волн вдоль всего профиля CD из работы [Ghose et al., 1998], пересекающего рассматриваемый участок вдоль меридиана 74.76° в.д. (см. его расположение на рис. 1). Как видно 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 (математическое ожидание составляет 5.7 км/с, среднеквадратичное отклонение — 0.5 км/с) и 2.8—3.8 км/с (математическое ожидание составляет 3.4, среднеквадратичное отклонение 0.3 км/с) соответственно (таблица).

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. 2, *a* видна ее северная часть). При этом их соотношение внутри и снаружи линзы составляет примерно 5.8/6.0 \approx 0.96, иначе говоря, внутри линзы наблюдается дефицит скорости v_p примерно 4 %. Вторая аномалия в поведении скорости v_p состоит в том, что она испытывает два скачка: на внутренней и внешней границах линзы, образуя вокруг нее высокоскоростное гало (см. рис. 2, *a*). Мы вернемся к этому вопросу после рассмотрения других физико-механических характеристик разреза.

Скорость поперечных волн v_s внутри линзы также немного уменьшается. Необходимо отметить, что если отрицательная аномалия v_p является индикатором наличия линзы или волновода в земной коре, то наличие аномалии v_s внутри линзы в опубликованных ранее работах не обсуждалось. Между тем

	_		_		-		-				
Значение	lg R	v _P	v _s	. /		ς,	K	G	Ε	SiO ₂	φ
		км/с		VP'VS	μ	г/см ³	ГПа			%	
Минимум	0.2	4.7	2.8	1.5	0.1	2.4	22.9	19.9	24.6	50.7	0.01
Максимум	4.2	6.7	3.8	1.8	0.3	3.0	81.5	42.9	54.1	>75.0	0.93
Математическое ожидание	2.1	5.7	3.4	1.7	0.2	2.7	48.9	31.4	38.7	70.5	0.04
Стандартное отклонение	0.7	0.5	0.3	0.1	0.0	0.1	12.3	5.5	7.2	4.8	0.10

Статистика значений рассматриваемых параметров на совокупности всех узлов сетки, покрывающей разрез

Примечание. *R* — удельное сопротивление; *v_p*, *v_s* — скорости сейсмических волн; µ — коэффициент Пуассона; *K*, *G*, *E* — модули всестороннего сжатия, сдвига и Юнга; *с* — плотность; SiO₂ — содержание кремнезема; *φ* — пористость.



Рис. 3. Разрез логарифма удельного электрического сопротивления (lg *R*) вдоль МТ профиля (см. его расположение на рис. 1) [Спичак, 2019].

только совместный анализ скоростей $v_{P_i} v_S$ (и особенно их отношения $v_{P'} v_S$) мог бы пролить свет на возможную природу появления линзы на глубинах верхней—средней коры.

Модель электрического сопротивления

Магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) исследования в Северном Тянь-Шане ведутся более 20 лет. За это время было проведено около 500 МТЗ-МВЗ по серии ре-

гиональных 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; Белявский, Спичак, 2016]. Общим элементом построенных геоэлектрических моделей является проводящий слой на глубинах 25—30 км, суммарная продольная проводимость которого возрастает с севера на юг от 300—400 См (Казахский щит) до 1500—2000 См (Срединный Тянь-Шань) [Рыбин и др., 2008].

В работе [Рыбин и др., 2008] было проведено магнитотеллурическое (МТ) 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 · 10⁻⁴—300 Гц). Передаточные функции были определены с точностью 1—2 % по амплитуде и 0.5—0.8 ° 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 [Rodi, Mackie, 2001] с точностью примерно 5 % [Спичак, 2019].

На построенном геоэлектрическом разрезе (рис. 3) видно, что удельное сопротивление пород разреза варьирует в широких пределах: его десятичный логарифм lg R принимает значения в диапазоне от 0.2 до 4.2 (см. таблицу). Математическое ожидание значений удельного сопротивления на всем разрезе составляет 130 Ом·м, а среднекрадратичное отклонение 5 Ом·м. Иначе говоря, разрез в целом не является высокоомным, как это было принято считать до сих пор [Рыбин и др., 2001, 2005].

По геоэлектрической структуре можно выделить глубинное простирание двух разломов — Иссык-Атинского и Шамси-Тюндюкского, которые не так четко проявляются на сейсмических разрезах (сравнить с рис. 2). 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 сопротивлением в диапазоне 2—50 Ом·м. При этом максимум аномальных значений находится в низах этой области, что может говорить о соответствующей локализации источника аномалии.

В северной части в зоне между двумя разломами на глубинах 3—5, 9—12 и 20—27 км видны хорошо проводящие области. Первую из перечисленных выше аномалий (на глубинах 3—5 км) можно объяснить наличием в нижней части осадочного комплекса отложений красноцветных глин и суглинок [Рыбин и др., 2008], а о природе других аномалий на больших глубинах можно будет судить после получения дополнительной геолого-геофизической информации.

В целом выявленный характер распределения удельного сопротивления в северной и южной частях разреза соответствует «чуйскому» типу земной коры Северного Тянь-Шаня [Бакиров, 2005], для которого характерно сложное строение и наличие линзовидных тел на разных глубинах земной коры [Белоусов и др., 1991].

Геотермическая изученность

Геотермическая изученность территории Северного Тянь-Шаня, недостаточна. В малонаселенных высокогорных районах получены лишь единичные и не всегда достоверные оценки теплового потока.



Рис. 4. Модели распределения температуры в земной коре Северного Тянь-Шаня (*a*), геотермы (°С) вдоль меридиана 76° в.д. из работы [Шварцман, 1992] (*б*).

а — палеогеотерма 80 мВт/м² (*1*), прогнозные геотермы 60 мВт/м² (*2*) [Баталев, 2013] и 72 мВт/м² (*3*) для пункта Аламедин-917 (см. рис. 1) [Шварцман, 1992].

Его измерения в рассматриваемом регионе проводились Ю.Г. Шварцманом [1985, 1992], А.Д. Дучковым и Л.С. Соколовой [2005], А.Д. Дучковым с соавторами [2000]. По их результатам были построены карты теплового потока Q, из которых следует, что большая часть территории характеризуется невысокими значениями (30—50 мВт/м²), хотя внутри аномальных зон Q достигает 70—80 мВт/м² (см. его значения в отдельных точках рассматриваемого участка на рис. 1). В частности, в его южной части в пункте Аламедин-917 (см. рис. 1) зарегистрировано повышенное значение Q (72 мВт/м²).

Фоновый тепловой поток Северного Тянь-Шаня фактически соответствует возрасту его складчатого основания, а аномалии Q, охватывающие разнородные блоки, вызваны новейшими процессами активизации, связанными с преобладающим разогревом и развитием глубинных структур [Шварцман, 1986]. Как считают авторы работ [Бакиров, 2005; Дучков, Соколова, 2005], источники тепловой аномалии могут находиться в верхней мантии под Муюнкумо-Наратским массивом. Горячий восходящий поток под Кыргызским хребтом обусловливает аномальное состояние литосферы и развитие современных геодинамических процессов.

По результатам измерений теплового потока на поверхности построены усредненные распределения температуры с глубиной, позволяющие оценить ее на характерных глубинах коры и верхней мантии. На рисунке 4, *а* показаны региональная палеогеотерма 80 мВт/м² [Баталев, 2013], прогнозная региональная геотерма 60 мВт/м² для современного Северного Тянь-Шаня [Баталев, 2013] и прогнозная геотерма 72 мВт/м² для пункта Аламедин-917 [Шварцман, 1992]. Для сравнения на рис. 4, *б* приведены прогнозные изотермы вдоль меридиана 76° в.д.

Согласно геотерме, соответствующей тепловому потоку 72 мВт/м² (см. рис. 4, a), а также поведению изотерм вдоль меридиана 76° в.д. в окрестности широты примерно 42°40′ (см. рис. 4, b), на глубинах 14—22 км в южной части участка (Кыргызский хребет) прогнозные температуры находятся в диапазоне 400—600 °C. По данным из работы [Шварцман, 1986], изолинии изотермы 500 °C проходят здесь примерно на глубине 20 км. Области с высокими геотермическими градиентами характеризуются термальными поднятиями и *PT*-условиями низкобарических метаморфических фаций. Линии плавления горных пород в этих районах сильно поднимаются до небольших глубин [Бакиров, 2005].

В северной части рассматриваемого участка (Чуйская впадина) тепловой поток заметно ниже и составляет 50—60 мВт/м² (см. его значения в пунктах измерения на рис. 1). Поэтому для оценки температур на больших глубинах здесь можно воспользоваться прогнозной геотермой 60 мВт/м² [Баталев, 2013] (см. рис. 4, *a*). В соответствии с ней на глубинах 9—12 км температуры не превышают 200 °C, а на глубинах 20—27 км они находятся в диапазоне 400—500 °C. Это подтверждается данными Ю.Г. Шварцмана [1986], согласно которым изотермы 500 °C проходят здесь примерно на глубине 25 км. Приведенные оценки аналогичны оценкам температуры вдоль меридиана 76° в.д., соответствующим рассматриваемой широте (примерно 42°50′ с.ш.) (см. рис. 4, *б*).

МОДЕЛИ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ

Вообще говоря, скорости распространения волн определяются составом, строением и состоянием горных пород, которые, в свою очередь, зависят от гранулометрического и минерального состава твердых частиц, глубины залегания, возраста пород, степени метаморфизма, плотности, пористости, трещиноватости, разрушенности, выветренности, водонасыщенности и других факторов (см. обзор [Mavko et al., 1998] и соответствующие ссылки). В общем случае факторы, которые делают породу более массивной, сцементированной, консолидированной (например, высокая степень метаморфизма), повышают скорости сейсмических волн; с увеличением раздробленности, трещиноватости, рыхлости, пористости (при заполнении пор водой или газом) они уменьшаются. В то же время перечисленные факторы влияют на скорости продольных и поперечных волн по-разному. Поэтому для того чтобы делать выводы о природе выявленной линзы, необходимо анализировать не только скорости продольных (v_p) и поперечных (v_s) сейсмических волн, но и их отношение v_p/v_s , а также другие механические характеристики пород, которые можно вывести на их основе.

Отношение v_p/v_s и коэффициент Пуассона

Отношение скоростей v_p/v_s изменяется в диапазоне 1.5—1.8 (математическое ожидание равно 1.7, среднеквадратичное отклонение 0.1) (см. таблицу). На рисунке 5 показан разрез нормированной относительной аномалии v_p/v_s (за «нормальное» значение этого отношения принята величина $\sqrt{3} \approx 1.73$, соответствующая идеальному твердому телу). Положительные относительные аномалии (до 8 %) наблюдаются как в южной, так и в северной частях разреза. В то же время устойчивые отрицательные относительные аномалии (до –13 %) наблюдаются только в южной части на глубинах от 15 до 22 км.

Сниженные значения v_p/v_s в области линзы (≈ 1.57) проявляются также в определяемом на его основе и более часто используемом коэффициенте Пуассона (μ):

$$\mu = 0.5 (r^2 - 2)/(r^2 - 1), \tag{1}$$

где $r = v_{P}/v_{S}$.

Он является безразмерной величиной и изменяется от 0 до 0.5, являясь хорошим индикатором петрологического состава коры, особенно при давлениях больше 0.2 ГПа [Christensen, 1996]. В рассматриваемом случае он изменяется от 0.1 до 0.3 (рис. 6, см. таблицу), а внутри линзы — от 0.1 до 0.2.

Сниженные значения коэффициента Пуассона µ в области линзы могли бы быть связаны с дезинтеграцией гранитов (на уровне как прототектонических, так и последующих тектонических процессов), что способствовало бы их переходу в разряд дискретных (гранулированных) сред [Буртман, 2015; Леонов и др., 2016]. Как следствие, это уменьшило бы их вязкость и увеличило возможность квазипластического течения в детачмент-зоне, разделяющей области хрупкой и пластической деформации [Byerlee, 1968].

С другой стороны, пониженные значения отношения v_p/v_s и коэффициента Пуассона μ типичны для богатых кремнеземом силикатов [Kern, Richter, 1981; Kern, 1982]. Например, результаты лабораторных измерений на образцах [Christensen, 1996] показывают, что при давлениях от 4 до 6 кбар, соответствующих глубинам расположения линзы, такое низкое значение коэффициента Пуассона может иметь только один минерал — кварцит: 0.085 ± 0.024 при давлении 4 кбар и 0.092 ± 0.023 при 6 кбар [Christensen, 1996, tabl. 3]. Примечательно, что значения сейсмических скоростей и коэффициента Пуассона, приведенные в работах [Kern, Richter, 1981, tabl. 4] и [Christensen, Mooney, 1995], хорошо согласуются с теми,



которые получены в нашем случае. При этом обращает на себя внимание гало повышенных значений v_p/v_s (относительная аномалия доходит до + 5 %, см. рис. 5) и $\mu = 0.28$ —0.30 (см. рис. 6), которое обрамляет зону линзы с севера.

Таким образом, совместный анализ поведения в линзе сейсмических параметров показывает, что она характеризуется сниженными значениями (по отношению к области, окружающей линзу) v_p , v_s , v_p/v_s , μ . Сочетание пониженных скоростей v_p и v_s , а также их отношения v_p/v_s указывают на на-

Рис. 5. Разрез нормированной аномалии отношения скоростей v_p/v_s . личие в этой области надкритических флюидов. Дело в том, что в породах, содержащих надкритические флюиды, скорости v_p понижены (объемный модуль сжатия уменьшается сильнее по сравнению с уменьшением плотности), а скорости v_s уменьшаются незначительно, так как модуль сдвига и плотность уменьшаются практически в равной степени и, соответственно, отношение v_p/v_s понижено. Это может служить индикатором для их отличия от частично-расплавленных пород, в которых скорости v_p и v_s также уменьшаются, но при этом их отношение возрастает, так как скорости v_p и мещ шаются бол не Цю et al. 1970: Nichol



сти v_s уменьшаются больше [Ito et al., 1979; Nicholson, Simpson, 1985].

На основании этих результатов мы склонны считать, что эти аномалии могут быть вызваны или наличием богатых кремнеземом пород (таких как кварцит) или/и реологической ослабленностью коры, или/и наличием надкритических флюидов. Для дальнейшего ограничения альтернативных гипотез мы рассмотрим другие физико-механические свойства пород в рассматриваемой области.

Модель плотности

В отсутствие данных детальной гравиметрической съемки исследуемого участка недр для построения модели плотности было использовано уравнение регрессии, полученное на основе множественной корреляции параметров *v_p*, *v_s* и *v_p/v_s* для рассматриваемого региона:

$$\mathbf{\varsigma} = -0.107 \, v_P - 0.0537 \, v_S + 0.0026 \, v_P / v_S + 0.0463 \, (v_P^2 - 4/3v_S^2) + 2.66, \tag{2}$$

где ς — плотность (г/см³). Стандартная погрешность определения плотности по формуле (2) составляет 0.03 г/см³, а коэффициент множественной корреляции равен 0.975. Подстановка модельных значений скоростей v_p и v_s в формулу (2) позволила построить модель плотности пород рассматриваемого участка (рис. 7). Анализ распределения значений плотности в узлах сетки, покрывающей разрез, показал, что она изменяется в довольно широком диапазоне 2.4—3.0 г/см³. Ее математическое ожидание на всем разрезе составляет 2.7 г/см³, а среднеквадратичное отклонение 0.1 г/см³ (см. таблицу) (заметим в этой связи, что средняя плотность коры, по данным [Christensen, Mooney, 1995], составляет 2.83 г/см³).

В южной части разреза пониженная плотность в пределах линзы (2.5—2.6 г/см³) может быть связана с гидротермально-метасоматическими процессами, в частности, амфиболизации, а также дегидратации, сопровождающимися расслоением пород и уменьшением плотности. Отметим, что вторичные кварциты, образовавшиеся под действием высокотемпературных (T = 300—550 °C) кислых флюидов и располагающиеся в нижних горизонтах гидротермальных систем, имеют плотность примерно 2.55 г/см³ [Frolova et al., 2014], а мелкозернистые кварциты — 2.63 г/см³ [Schock, 1970].

Обращает на себя внимание относительно повышенная плотность (около 2.7 г/см³) выявленного ранее гало вокруг линзы (см. рис. 2, a; 5; 6). Суммируя его свойства, мы можем предположить, что оно



может быть связано с присутствием гранодиоритового плутона, имеющего схожую плотность 2.67 ± 0.02 г/м³ [Christensen, Mooney, 1995, tabl. 4]. Это гало может играть роль плохо проницаемой «покрышки», сдерживающей проникновение флюидов в верхние слои.

Модели модулей упругости

Скорости продольных и поперечных волн (v_P, v_S) , а также плотность (ς) , дают достаточную информацию для оценки упругих свойств пород и

Рис. 7. Разрез плотности с.

оценки реологических свойств формаций. На основе приведенных выше моделей этих параметров проведена оценка модуля всестороннего сжатия (K), модуля сдвига (G) и модуля Юнга (E) по формулам:

$$K = \zeta \left[(v_p)^2 - 4/3 \ (v_s)^2 \right], \tag{3}$$

$$G = \varsigma (v_S)^2, \tag{4}$$

$$E = \zeta (v_S)^2 [3(v_P)^2 - 4(v_S)^2] / \{2[(v_P)^2 - (v_S)^2]\}.$$
(5)

На рисунке 8 показаны модели этих модулей. Как видно на рис. 8, *a* (см. таблицу), модуль *K* изменяется от 22.9 до 81.5 ГПа (математическое ожидание равно 48.9 ± 12.3 ГПа) и уменьшается внутри линзы до 29—50 ГПа. Аналогичное поведение демонстрируют и два других модуля. Модуль сдвига (рис. 8, *б*) изменяется от 19.9 до 42.9 ГПа (математическое ожидание во всем разрезе равно 31.4 ± 5.5 ГПа) и уменьшается внутри линзы до 25—31 ГРа. Модуль Юнга изменяется от 24.6 до 54.1 ГПа (математическое ожидание во всем разрезе равно 38.7 ± 7.2 ГПа) и уменьшается внутри линзы до 28—36 ГПа (см. рис. 8, *в*).

Такое уменьшение модулей упругости внутри линзы может быть связано с изменением петрологического состава пород по сравнению с окружающими ее областями. Например, в работе [Schock, 1970] на лабораторных образцах исследовалось поведение модулей упругости нескольких разновидностей гранита и кварцита в зависимости от давления. На рисунке 9 показано поведение модулей упругости *K* и *G* для красного мелкозернистого железистого кварцита в зависимости от давления. На этом же рисунке показаны диапазоны изменения этих модулей при изменении давления от 3.5 до 7.0 кбар, соответствующие глубинам расположения линзы в нашем исследовании. Как видно на рис. 9, интервалы модулей *K* и *G* находятся при таких давлениях в диапазонах 38—43 ГПа и 24.5—27.0 ГПа соответственно, что коррелирует с соответствующими диапазонами их изменения в линзе в построенных моделях (см. рис. 8, *a*, δ). Отметим в этой связи, что модуль Юнга (*E*) вторичных кварцитов, исследованных в работе [Frolova et al., 2014], изменяется от 30 до 46 ГПа, что также коррелирует с нашими результатами (см. рис. 8, *e*).



Рис. 9. Графики модулей всестороннего сжатия (К) и сдвига (G) для железистого кварцита (модифицировано из работы [Schock, 1970].

Выделенные интервалы на вертикальной оси соответствуют диапазону давлений на верхней и нижней границах линзы.

Из этого следует, что заметное уменьшение модулей упругости в линзе может быть вызвано реологической ослабленностью зоны перехода от хрупкой к пластичной коре, которая отделяет зону хрупкой деформации при температурах ниже 350 °C от зоны пластичной деформации при температурах выше солидуса влажного гранита T = 650 °C [Dewey et al., 1986]. Как отмечается в работе [Николаевский, 1996], максимальной трещиноватостью характеризуется переходная зона между



хрупкой верхней частью земной коры и пластичной нижней частью. Лабораторные эксперименты показывают, что реология континентальной коры зависит главным образом от ее напряженного состояния и температуры, слабее реагируя на минералогический состав пород. В частности, кровля расслоенной коры и электропроводящих горизонтов в структурах различного возраста чаще всего находится на глубинах, соответствующих изотермам 350—450 °C [Ваньян, Хайдман, 1996]. Установлена также хорошая обратная корреляция между глубинами кровли расслоенной коры и электропроводящих горизонтов, с одной стороны, и значениями теплового потока, с другой [Ádám, 1987; Klemperer and the BIRS Group, 1987]. При этом кровля электропроводящих и расслоенных горизонтов чаще всего совпадает с изотермами, которые соответствуют нижнему температурному рубежу дегидратации ряда минералов, распространенных в консолидированной коре.

Процентное содержание кремнезема (SiO₂)

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. В работе [Алейников и др., 1986] была предложена эмпирическая формула для оценки процентного содержания кремнезема по сейсмическим данным (с точностью 2.5 %):

$$(SiO_2, \%) = 152.4 - 20.82 \cdot v_P / v_S - 2.58 (v_P^2 - 4/3v_S^2) + (lgP)/0.15,$$
(6)

где P — давление (кбар) на соответствующих глубинах. Подстановка модельных значений скоростей v_P и v_S , а также значений P [Дортман, 1984] в формулу (6) позволила построить модель процентного содержания кремнезема в породах (рис. 10, a).

Как видно на рис. 10, распределение SiO₂ в коре рассматриваемого участка довольно неоднородно. В целом преобладают значения, превышающие 65 %, что соответствует представлению о «кислой» коре, связанной с заложением геосинклиналей в ее складчатых областях [Егоркин, 1991].



(

Вещественный состав верхней коры, соответствует веществу «гранитного» слоя, которое, согласно обобщению [Christensen, Mooney, 1995], может быть представлено гранитогнейсами (в верхней части) и их смесью с относительно небольшим количеством тоналитогнейсов (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].

Рис. 10. Разрез процентного содержания кремнезема SiO₂. Обращает на себя внимание, что в южной части рассматриваемого разреза обширная область повышенного содержания кремнезема (> 70 %) является однородной и простирается на глубины средней коры (см. рис. 10). Это может говорить в пользу гипотезы о том, что в этой части разреза минеральный состав верхней—средней коры формировался в древние времена из насыщенной кремнеземом силикатной магмы, поднявшейся наверх из больших глубин (см. в этой связи однородную область на глубинах ниже линзы с удельным сопротивлением примерно 50 Ом м (см. рис. 3)). Наконец, отметим, что умеренное процентное содержание кремнезема (60—65 %) в покрышке, ограничивающей область линзы, говорит в пользу высказанной выше гипотезы о том, что она может быть сложена гранодиоритами.

МОДЕЛЬ ТЕМПЕРАТУРЫ

По приведенным выше геотермам (см. рис. 4) трудно составить представление о характере поведения температуры в разрезе вдоль рассматриваемого профиля. Для построения модели температуры в работе [Спичак, 2020] был использован электромагнитный геотермометр, успешно примененный для построения глубинных моделей температуры ряда геотермальных областей [Спичак, Захарова, 2013; Spichak, Zakharova, 2015, 2021; Spichak, 2019]. При этом в качестве исходных данных был использован двумерный разрез удельного электрического сопротивления (см. рис. 3), а для калибровки геотермометра — геотермы из имеющихся скважин.

На рисунке 11 показан 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 °C). Его анализ показывает, что поведение температуры в разрезе согласуется с оценками, приведенными выше. В частности, 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. (см. рис. 4, δ). Это говорит в пользу приведенной выше гипотезы о том, что источником этих температурных аномалий, вероятно, является горячий восходящий поток кислой магмы из верхней мантии под расположенным здесь Муюнкумо-Наратским массивом.

Обращает на себя внимание, что линии солидуса ($T \approx 600-650$ °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 $T \approx 400$ °C, соответствующая переходу жидкости в надкритическое состояние, совпадает здесь с кровлей линзы, характеризующейся понижением скорости v_p сейсмических волн (см. рис. 2, *a*), а также удельного сопротивления (см. рис. 3).

ОЦЕНКА ПОРИСТОСТИ

Для лучшего понимания природы выявленных аномальных зон удельного электрического сопротивления, скоростей сейсмических волн и температуры желательно оценить пористость среды. Данные



Рис. 11. Разрез температуры *Т* вдоль профиля CD [Спичак, 2020] с наложенными изолиниями пористости ϕ (%).

геоэлектрики являются потенциальным источником информации о роли флюида, заполняющего сквозную сеть каналов, в то время как количество флюида в изолированных порах не оказывает влияния на результаты электромагнитных зондирований. Поэтому фактически речь идет об оценке объемной доли флюида во взаимосвязанной сети пор.

Существует много формул, связывающих удельное сопротивление пород с пористостью (см., например, обзор [Cai et al., 2017]). Воспользуемся с этой целью моделью, предложенной в работах [Hashin, Shtrikman, 1962; Waff, 1974]. Согласно ей, удельное электрическое сопротивление *R* трещиноватой двухфазной среды, состоящей из высокоомного скелета, пронизанного сетью заполненных флюидом сквозных каналов, можно оценить по формуле

$$R = 3R_f \, \varphi^{-1/2},\tag{7}$$

где R_f — удельное сопротивление флюида, а ϕ — пористость.

Для построения разреза пористости необходимо еще знать удельное сопротивление флюида R_{ρ} заполняющего поры. Если предположить, что флюид представляет собой раствор солей, то его сопротивление зависит, вообще говоря, от их концентрации, температуры и давления [Olhoeft, 1981]. По оценкам, приведенным в работах [Sourirajan, Kennedy, 1962; Quist, Marshall, 1968; Nesbitt, 1993], удельное сопротивление флюида составляет в верхней—средней коре от 0.010 до 0.005 Ом·м. В частности, в работе [Nesbitt, 1993] было показано, что в диапазоне температур 200—500 °C и солености раствора от 13.5 до 24.7 мас. % его удельное сопротивление составляет 0.01 Ом·м. Это же значение считается наиболее правдоподобным и для *PT*-условий верхней—средней коры Северного Тянь-Шаня [Рыбин, 2001; Макаров и др., 2005].

Мы выполнили оценку пористости φ по φ ормуле (7) при значении удельного сопротивления φ люидов 0.01 Ом·м, соответствующем концентрации солей КСІ 24.7 мас. %. Изолинии пористости наложены на разрез температуры на рис. 11. Как можно было предположить на основании φ ормулы (7), конфигурация изолиний пористости повторяет структуру разреза удельного сопротивления (см. рис. 3), а диапазон значений пористости составляет от 0.01 до 0.93 %. Из сравнения рисунков 11 и 3 видно, что высокоомные блоки, расположенные на северной границе участка и южнее Иссык-Атинского разлома, имеют крайне низкую пористость. И наоборот, низкоомные участки имеют сравнительно высокую пористость. В частности, в области линзы она изменяется от 0.03 до 0.93 % (0.33 мас. %). При этом пористость внутри линзы распределяется неравномерно: в ее низах в диапазоне температур 550—600 °С (что ниже солидуса гранита) и давлениях выше 6 кбар располагается область локального максимума с диаметром примерно 1 км, что позволяет предположить там присутствие источника φ люидов.

Примечательно, что построенная прогнозная кривая зависимости электропроводности от пористости φ в диапазоне их значений внутри линзы (пунктирная линия на рис. 12) соответствует зависимости электропроводности от пористости, установленной

Рис. 12. Зависимость электропроводности (σ) образцов кварцита от пористости φ при разной солености насыщающих их растворов (модифицировано из [Shimojuku et al., 2014]).

Черными кружками помечены экспериментальные данные. Полые кружки и квадратики обозначают электропроводность растворов NaCl и KCl при разной солености. Серая полоса соответствует диапазону изменения электропроводности в линзе, а две вертикальные штриховые линии ограничивают диапазон изменения пористости. Пунктирная линия — прогнозный график зависимости электропроводности от пористости, полученный с помощью формулы Хашина—Штрикмана (7) в предположении, что выделяющиеся при дегидратации кварцита флюиды образуют раствор KCl с соленостью 24.7 мас. % и электропроводностью 100 См/м.



в работе [Shimojuku et al., 2014] в экспериментах на образцах насыщенного растворами кварцита при температурах 527—827 °С. Логарифм электропроводности насыщенных растворами образцов кварцита достигал максимальных значений в диапазоне $\lg \sigma = -0.4...0$ при температурах T > 600 °С, что согласуется с поведением в линзе удельного сопротивления (см. рис. 3) и пористости (см. рис. 12).

КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ЛИНЗЫ

На основании комплексного анализа моделей петрофизических свойств можно дать ответы на поставленные во Введении вопросы.

Петрофизические характеристики

Сопоставление построенных моделей говорит о том, что линза характеризуется:

- пониженными значениями скоростей v_p , v_S и их отношения v_p/v_S (до 1.57);
- пониженными значениями удельного сопротивления (2—50 Ом·м);
- пониженной плотностью (2.5—2.6 г/см³);
- пониженными значениями коэффициента Пуассона (0.1—0.2);
- пониженными значениями модулей всестороннего сжатия К (29—43 ГПа) и сдвига (22—28 ГПа);
- значениями пористости в диапазоне (0.03—0.93 %);
- диапазоном давлений 3.5—6.0 кбар;
- диапазоном температур от T = 350—400 °C на кровле до T = 600—650 °C на подошве;
- наличием покрышки (относительно плотной плохо проницаемой зоны).

Природа геофизических аномалий

Аномалия удельного сопротивления. Вообще говоря, в качестве причины сравнительно высокой электропроводности в коре могут рассматриваться металлосодержащие минералы, графит, расплавленные породы и жидкие флюиды [Jones, 1992]. Лабораторные исследования [Olhoeft, 1981] показали, что удельное электрическое сопротивление базальтовых, андезитовых и гранитных расплавов составляет 0.1—0.3 Ом·м, а сопротивление металлосодержащих минералов — 0.01 Ом·м [Tyburczy, Waff, 1983], что на один-два порядка меньше, чем удельные сопротивления, наблюдаемые в линзе. По ряду причин графит также не может быть ответственным за повышенную электропроводность. Согласно работе [Ваньян, Хайдман, 1996], электропроводность графита достигает 10⁴—10⁵ См/м. Поэтому его объемное содержание должно быть в 100—1000 раз меньше, чем флюида, чтобы обеспечить одинаковое сопротивление горной породы. Из этой оценки вытекают два следствия: 1) крайне малые количества твердого графита вряд ли окажут столь же заметное влияние на реологические характеристики глубинных пород, а также на скорость сейсмических волн и их затухание, как на три порядка большее содержание флюида; 2) очень тонкие пленки графита могут терять связность под влиянием микроскопических смещений.

В этой связи важно отметить, что в перечисленных выше работах речь идет о слоях с пониженным удельным сопротивлением, выделяемых, как правило, с помощью одномерной инверсии МТ данных (в терминах слоев), что сопряжено с большой степенью неопределенности. Например, в работе [Li et al., 2003] для объяснения наблюдаемых аномалий удельного сопротивления потребовалось постулировать наличие двух слоев разной мощности, насыщенных флюидами и расплавом. Второе важное замечание состоит в том, что в недалеком прошлом из-за недостаточного разрешения строившихся двумерных моделей распределение удельного сопротивления внутри выявляемых аномальных зон неоправданно считалось однородным и поэтому для их интерпретации часто использовались неадекватные механизмы.

На основании полученных выше результатов мы предполагаем, что наиболее вероятным источником пониженного удельного сопротивления в линзе является дегидратация насыщенного флюидом вторичного кварцита (SiO₂·nH₂O), которая достигает своего максимума в «очаговой зоне» при давлении 6 кбар и температуре около 600 °C. При растворении в выделенных флюидах солей KCl/NaCl образуется соленый раствор (предположительно с уровнем засоления 24.7 мас. % и удельным сопротивлением 0.01 Ом·м), который медленно просачивается по всей линзе (в том числе поднимаясь в ее верхние слои под действием выталкивающих сил), образуя гигантский резервуар надкритических флюидов. При этом в «очаге» диаметром менее 1км его максимальная объемная доля составляет 0.93 % (0.33 мас. %), а на периферии — меньше 0.1 %. С учетом того, что соответствующий двугранный угол в содержащих соленый флюид порах кварца может доходить до 40° [Watson, Brenan, 1987], можно предполагать, что речь идет о взаимосвязанной сети флюидов. Аномалии сейсмических скоростей. Как показано выше, в переходной зоне имеют место «аномалии» скоростей сейсмических волн v_p и v_s , а также их отношения v_p/v_s (-13 %). Аналогичная аномалия v_p часто выявлялась в зонах волноводов и линз (см. ссылки во Введении). В предположении, что она вызывается теми же причинами, что и пониженное сопротивление, ряд авторов [Li et al., 2003; Hashim et al., 2013] безуспешно пытались найти такие значения пористости, которые могли бы обеспечить наблюдаемые аномалии v_p на уровне 10 %. По оценкам других авторов для снижения скорости v_p на 5 % требуются значения пористости от 1 до 2 % [Hyndman, Klemperer, 1989], для ее снижения на 3.5 % значение пористости должно быть $\varphi = 0.7$ % [Трапезников и др., 1997], хотя при соответствующей геометрии пор для снижения v_p на 10 % может быть достаточно $\varphi = 1$ % [Hyndman et al., 1993].

Учитывая сказанное выше, понижение скорости v_p на 4 % в нашем случае вполне можно было бы объяснить значением $\varphi = 0.93\%$, но оно наблюдается только в ограниченной «очаговой» области при температурах около 600 °C, тогда как в остальной части (особенно в верхних слоях) значения пористости существенно меньше и поэтому не могут обеспечить наблюдаемое равномерное снижение скорости v_p во всей линзе (см. рис. 2, *a*). Приходится констатировать, что флюидная гипотеза не может объяснить наблюдаемую «аномалию» скорости v_p .

С другой стороны, наблюдаемые в линзе аномалии v_p , v_s и v_p/v_s не могут быть объяснены и повсеместным наличием в этой области частично-расплавленных пород, так как, во-первых, во всей линзе температура ниже солидуса гранита и, во-вторых, при этом обе скорости v_p и v_s должны были бы быть понижены. Кроме того, поскольку в таком случае v_s уменьшается больше, чем v_p , их отношение v_p/v_s , как и коэффициент Пуассона, должно было бы быть повышено [Walck, 1988], что не согласуется с наблюдаемыми аномалиями в линзе.

Остается предположить, что наблюдаемые в линзе значения сейсмических скоростей и аномалия электропроводности имеют разную природу и вопреки устоявшейся традиции совместной интерпретации электромагнитных и сейсмических данных [Jones, 1987], должны рассматриваться раздельно. В этой связи напомним выводы, сделанные выше о физико-механических свойствах пород, заполняющих линзу и определяющих наблюдаемые аномалии v_p , v_s , v_p/v_s , а также коэффициента Пуассона. Все они согласуются с гипотезой о том, что доминирующим минералом в линзе является кварцит (учитывая геологическую историю этого региона, речь идет, скорее, о вторичных кварцитах [Алексеев и др., 2020]). Она объясняет не только наблюдаемые значения сейсмических параметров, но и тот факт, что соответствующие «аномалии» относятся ко всей линзе, а не только к той ее части («очаговой зоне»), которая характеризуется максимальными аномалиями электрических свойств.

Механизм образования линзы

Для образования линзы с перечисленными выше петрофизическими характеристиками требуется наличие ответственного за это механизма. На основании сделанных выше выводов о причинах геофизических аномалий можно предположить следующий сценарий ее образования.

В результате метаморфических и метасоматических процессов в докембрии—палеозое под действием кислых флюидов (pH = 1—4) в диапазоне температур 350—550 °С могли образоваться вторичные кварциты, представляющие собой массивные мелкосреднезернистые породы, составленные преимущественно кварцитом и серацитом / мусковитом [Попов, Богатиков, 2001]. А.В. Миколайчук с соавторами [2003] высказывали гипотезу, что область, расположенная южнее Шамси-Тюндюкского разлома (рис. 1), может быть сложена кварцитами и метаморфическими сланцами. Есть также свидетельства, что в структурах Муюнкумо-Наратского срединного массива есть породы нижнего протерозоя, включая вторичные кварциты и другие метапесчаники [Бискэ, 2003].

Кайнозойский этап активизации докембрийского кратона, начавшийся по разным оценкам примерно 25—35 млн л. н. [Хаин, 1973] и продолжающийся в настоящее время, сопровождается повышением температуры. Согласно результатам геотермического моделирования [Гордиенко, 1995], примерно через 15 млн лет после его начала температура на глубине 20 км достигла 600 °C, выше которой горные породы не могут удерживать всю захваченную ранее воду. Происходит дегидратация вторичного кварцита, максимум которой приурочен к ограниченной по размерам «очаговой области», где давление достигает 6 кбар, а температуры близки к 600 °C (см. рис. 11). Она сопровождается растворением хлоридов КСІ и NaCI и образованием пленок относительно высокой электропроводности, свойственной надкритическим высокоминерализованным растворам [Fournier, 1999].

Диффузия образовавшегося раствора по всей области линзы (в частности, подъем вверх под действием выталкивающих сил) создает аномалию электропроводности, согласующуюся с данными МТ зондирования. При этом даже сравнительно небольшое количество флюидов (например, 0.2 мас. %), заполняющих линзу, может приводить к размягчению кварца и снижению вязкости [Tullis, Yund, 1980; Mainprice, Paterson, 1984], что согласуется с выявленными выше аномалиями коэффициента Пуассона и модулей упругости. При температурах выше 350 °С происходит переход от хрупкого к квазипластическому режиму [Smith, Bruhn, 1984], а также тепловое расширение пород, уменьшающие их проницаемость, что, свою очередь, препятствует уходу флюидов из системы. При этом естественной границей, отделяющей линзу от верхних горизонтов коры, является высокоомная массивная «глыба» (см. рис. 3). С севера ее окаймляет покрышка, состоящая из пород, предположительно уплотненных в результате дилатансионного разуплотнения пород внутри самой линзы.

Представленный выше механизм образования линзы согласуется с выводами геологов [Леонов и др., 2016] о том, что после остывания и вхождения в состав фундамента граниты Северного Тянь-Шаня подверглись интенсивной структурной переработке. Их деформация выражена в разномасштабной объемной дезинтеграции пород, в конечном счете приводящей к возникновению огромных масс катаклазитов. При этом тектоническая переработка кардинально меняет реологию пород, обусловливая их объемное катакластическое течение.

Сроки существования линзы

Низкие значения пористости в большей части линзы (в частности, меньше 0.1 % на глубинах меньше 15 км, что, согласно [Yardley, 1986; Yardley, Valley, 1997], достаточно малая величина для удержания флюидов в породе), квазипластическое состояние пород в диапазоне температур 350—600 °C, а также наличие упомянутых выше «глыбы» и плохопроницаемой покрышки препятствуют удалению образующихся в линзе флюидов естественным путем.

В то же время часть флюидов, образующихся в «области источника» линзы на глубине примерно 20 км, может удаляться из нее через «форточку» и подниматься к поверхности вдоль листрического субвертикального разлома, который выполаживается к линзе на глубинах 18—20 км у ее северного борта (см. рис. 3). Считая, что в областях кайнозойской складчатости проницаемость пород в естественном залегании составляет 10^{-21} м² (1 нД), авторы работ [Вгасе et al., 1968; Ваньян, 1996] сделали грубую оценку скорости миграции флюида сквозь такой канал глубиной 20 км. Она составила 33 млн лет, что согласуется с возрастом кайнозойских зон активизации. Таким образом, время существования линзы, по-видимому, ограничено проницаемостью этого канала транспортировки, в котором пористость пренебрежимо мала (< 0.01 %) (см. рис. 11).

Удовлетворительное объяснение длительного сохранения в линзе разуплотненных пород, насыщенных флюидами, может быть дано при рассмотрении механизма самоорганизации, предложенного И.Г. Киссиным [2009]. Этот механизм определяет кооперативное развитие взаимосвязанных процессов, активизирующих сдвиговые деформации и метаморфические реакции с выделением флюидов, которые, в свою очередь, способствуют распространению сдвигов. Такие процессы могут быть инициированы при поступлении в рассматриваемую зону нагретых флюидов или усилении потока тепла под влиянием мантийного магматизма.

выводы

Вдоль магнитотеллурического профиля, пересекающего зону сочленения Кыргызского хребта и Чуйской впадины Северного Тянь-Шаня, в верхней коре которой, по данным сейсмотомографии, ранее была обнаружена инверсия скоростей продольных сейсмических волн (линза), построены модели плотности, модулей упругости, процентного содержания кремнезема, температуры и пористости. На основе комплексного анализа построенных разрезов физико-механических свойств пород предложена концептуальная модель линзы, отвечающая на вопросы об источниках геофизических аномалий и вероятном механизме их образования.

Она основана на совместном рассмотрении разрезов не только скорости продольных сейсмических волн и удельного сопротивления, но и всех физико-механических параметров, характеризующих как породы, так и физико-химические и геотермические процессы в линзе. Во-вторых, в ней не постулируется общность причин, вызывающих аномалии скорости продольной сейсмической волны и удельного сопротивления. Наконец, при ее построении учитывались геологические факторы, в частности, многоэтапность геологических процессов, а также возможная петрология пород.

В заключение отметим, что выявленные в рассматриваемой переходной зоне аномалии сейсмических скоростей и их производных могут, в принципе, объясняться наличием под всей территорией Северного Тянь-Шаня слоя дезинтегрированных и подверженных хрупкопластическому течению палеозойских гранитов [Леонов и др., 2016]. В то же время все выявленные петрофизические аномалии (включая аномалии удельного электрического сопротивления и пористости) носят локальный характер, обусловленный сложными геолого-геофизическими процессами в переходной зоне между Чуйской впадиной и Кыргызским хребтом. Авторы благодарны д.г.-м.н., чл.-кор. РАН И.Ю. Кулакову, д.г.-м.н. А.К. Рыбину, а также анонимному рецензенту за сделанные замечания, позволившие улучшить статью.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 20-17-00155).

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Б., Рубин Ч., Миллер М., 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.

Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрейн С.Э. Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты Киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // ДАН, 2020, т. 491, № 2, с. 5—9.

Бакиров А.Б. Петрологические интерпретации состава и состояния вещества глубинных слоев литосферы и их геодинамические следствия // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Ред. Н.В. Лаверов. М., Научный мир, 2005, с. 318—327.

Баталев В.Ю. Структура и состояние вещества литосферы центрального Тянь-Шаня (по данным глубинных магнитотеллурических зондирований): Автореф. дис.... д. г.-м. н. Новосибирск, 2013, 35 с.

Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Голланд М.Л., Голубцова И.С., Кузнецов В.А. Интерпретация глубинных магнитотеллурических зондирований в Чуйской межгорной впадине // Физика Земли, 1989, № 9, с. 41—45.

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 нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2022—2031.

Белоусов В.В., Павленкова Н.И., Квятковская Г.Н. Глубинное строение территории СССР. М., Наука, 1991, 224 с.

Белявский В.В. Геоэлектрические модели складчатых областей и волноводы // Комплексный анализ электромагнитных и других геофизических данных / Ред. В.В. Спичак. М., КРАСАНД, 2011, с. 63—90.

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 Н.С., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю. Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня: анализ магнитотеллурических и магнитовариационных откликов вдоль геотраверса Нарын // Физика Земли, 2010, № 8, с. 36—53.

Бискэ Ю.С. Тянь-Шаньская складчатая система // Вест. СПб ун-та, 2003, сер. 7, № 4, с. 3—20.

Брагин В.Д., Лобанченко Л.Н. Геофизические характеристики и структура глубинных слоев литосферы. Гравитационное поле // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Ред. Н.В. Лаверов. М., Научный мир, 2005, с. 52—58.

Брагин В.Д., Баталев В.Ю., Зубович А.В., 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.

Буртман В.С. Тектоника и геодинамика Тянь Шаня в среднем и позднем палеозое // Тектонофизика, 2015, № 4, с. 67—85.

Ваньян Л.Л. О природе электропроводности активизированной земной коры // Физика Земли, 1996, № 6, с. 93—95.

Ваньян Л.Л., Хайндман Р.Д. О природе электропроводности консолидированной коры // Физика Земли, 1996, № 4, с. 5—11.

Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев, Изд-во Института геофизики НАНУ, 1995, 85 с.

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) / Ред. Н.В. Лаверов. М., Научный мир, 2005, с. 66—79. 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 геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М., Наука, 1991, с. 118—135.

Забелина И.В., Кулаков И.Ю., Буслов М.М. Выявление глубинных механизмов горообразования Киргизского Тянь-Шаня по результатам сейсмической томографии // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (7), с. 906—920.

Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М., ВНИИГеосистем, 2003, 222 с.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М., Наука, 2009, 328 с.

Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Рыбин А.К. Постмагматическая тектоника гранитов и морфоструктура Северного Тянь-Шаня // Литосфера, 2016, № 6, с. 5—32.

Макаров В.И., Трифонов В.Г., Щукин Ю.К. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М., Наука, 1982, 115 с.

Макаров В.И., Абдрахматов К.Е., Томпсон С. Современные движения земной коры по геологическим данным // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Ред. Н.В. Лаверов. М., Научный мир, 2005, с. 157—176.

Миколайчук А.В. Новейшие разломы Кыргызского хребта // Наука и новые технологии, 1999, № 2, с. 42—47.

Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н. Структурная эволюция северной окраины Тянь-Шаньского орогена // Изв. НАН КР, 2003, № 4, с. 50—58.

Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М., Недра, 1996, 448 с.

Павленкова Н.И. Основные результаты комплексных сейсмических и электромагнитных исследований континентальной литосферы // Комплексный анализ электромагнитных и других геофизических данных / Ред. В.В. Спичак. М., КРАСАНД, 2011, с. 48—62.

Попов В.С., Богатиков О.А. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. М., Логос, 2001, 768 с.

Проявление геодинамических процессов и геофизических полей / Под ред. Е.П. Велихова, В.А. Зейгарника. М., Наука, 1993, 153 с.

Рыбин А.К. Глубинные электромагнитные зондирования в центральной части Киргизского Тянь-Шаня: Автореф. дис.... к. ф.-м. н. М., ИФЗРАН, 2001, 26 с.

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., Баталев В.Ю., Баталев Е.А., Макаров В.И., Сафронов И.В. Структура земной коры по данным магнитотеллурических зондирований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Ред. Н.В. Лаверов. М., Научный мир, 2005, с. 79—96.

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. Сейсмотомографические исследования земной коры Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1543—1553.

Сабитова Т.М., Лесик О.М., Маматканова Р.О., Адамова А.А., Мунирова Л.М. Сейсмотомографические исследования земной коры Северного Тянь-Шаня в связи с сейсмичностью // Изв. РАН. Сер. Физика Земли, 1998, № 2, с. 3—19.

Сабитова Т.М., Адамова А.А., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомографических исследований // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Ред. Н.В. Лаверов. М., Научный мир, 2005, с. 118—134.

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 // Вест. КРСУ, 2006, № 3, с. 95—103.

Спичак В.В. Электромагнитная томография земных недр. М., Научный мир, 2019, 374 с.

Спичак В.В., Захарова О.К. Электромагнитный геотермометр. М., Научный мир, 2013, 172 с.

Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Волыхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Изв. РАН. Сер. Физика Земли, 1997, № 1, с. 224—241.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973, 479 с.

Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектоногенез Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1986, 316 с.

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 и тепловая энергетика коры и верхней мантии // Литосфера Тянь-Шаня / Ред. И.Е. Губин. М., Наука, 1986, с. 129—141.

Шварцман Ю.Г. Тепловое поле, сейсмичность и геодинамика Тянь-Шаня: Автореф. дис.... д. г.м.н. Бишкек, ИГАНРК, 1992, 38 с.

Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1983, 248 с.

Ádám A. Are there two types of conductivity anomaly (CA) caused by fluid in the crust? // Phys. Earth Planet. Inter., 1987, v. 45, p. 209–215.

Becken M., Ritter O. Magnetotelluric studies at the San Andreas Fault Zone: implications for the role of fluids // Surv. Geophys., 2012, v. 33, p. 65—105.

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.

Brace W.F., Walsh J.B., Frangos W.T. Permeability of granite under high pressure // J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 2225—2235.

Byerlee J.D. Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 4741–4750.

Cai J., Wei W., Hu X., Wood D.A. Electrical conductivity models in saturated porous media: a review // Earth Sci. Rev., 2017, v. 171, p. 419–433.

Christensen N. Poisson's ratio and crustal seismology // J. Geophys. Res., 1996, v. 101 (B2), p. 3139–3156.

Christensen N., Mooney W. Seismic velocity structure and composition of continental crust: A global view // J. Geophys. Res., 1995, v. 100 (B7), p. 9761—9788.

Cloetingh S., Burov E.B. Thermomechanical structure of European continental lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimated // Geophys. J. Int., 1996, v. 124, p. 698—723.

Dewey T.L., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F., Sengor A.M.C. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia — a young collision zone // Collision tectonics / Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1986, v. 19, p. 3—36.

Fournier R.O. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment // Econ. Geol., 1999, v. 94 (8), p. 1193—1211.

Frolova J., Ladygin V., Rychagov S., Zukhubaya D. Effects of hydrothermal alterations on physical and mechanical properties of rocks in the Kuril–Kamchatka island arc // Eng. Geol., 2014, v. 183, p. 80—95.

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.

Grad M., Luosto U. Seismic model of the crust of the Baltic Shield along the SVEKA profile in Finland // Ann. Geophys., 1987, v. 6B, p. 639—649.

Hashim L., Gaillard F., Champallier R., Le Breton N., Arbaret L., Scaillet B. Experimental assessment of the relationships between electrical resistivity, crustal melting and strain localization beneath the Himalayan-Tibetan Belt // Earth Planet. Sci. Lett., 2013, v. 373, p. 20—30.

Hashin Z., Shtrikman S. A variational approach to the theory of effective magnetic permeability of multiphase materials // J. Appl. Phys., 1962, v. 33, p. 3125—3131.

Hjelt S.-E., Vanyan L.L. Geoelectrical models of the Baltic Shield. Dept. Geophysics, Univ. Oulu, Rep. № 16, 1989, 29 p.

Hyndman R.D., Klemperer S.L. Lower-crustal porosity from electrical measurements and inferences about composition from seismic velocities // Geophys. Res. Lett., 1989, v. 16 (3), p. 255–258.

Hyndman R.D., Vanyan L.L., Marquis G., Law L.K. The origin of electrically conductive layer in continental crust: saline water or graphite? // Phys. Earth Planet. Inter., 1993, v. 81, p. 325—344.

Ito H., De Vilbiss J., Nur A. Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition // J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 4731—4735.

Jones A.G. MT and reflection: an essential combination // Geophys. J. Int., 1987, v. 89, p. 7–18.

Jones A.G. Electrical conductivity of the continental lower crust // Continental lower crust / Eds. D.M. Fountain, R. Arculus, R.W. Key. Amsterdam, Elsevier, 1992, p. 81–143.

Jones A.G., Ledo J., Ferguson I.J., Farquharson C., Garcia X., Grant N., McNeice G., Roberts B., Spratt J., Wennberg G., Wolynec L., Wu X. The electrical resistivity structure of Archean to Tertiary lithosphere along 3200 km of SNORCLE profiles, Northwestern Canada // Can. J. Earth Sci., 2005, v. 42, p. 1257—1275.

Kern H. Elastic-wave velocity in crustal and mantle rocks at high pressure and temperature: the role of the high-low quartz transition and of dehydration reactions // Phys. Earth Planet. Inter., 1982, v. 29, p. 12—23.

Kern H., Richter A. Temperature derivatives of compressional and shear wave velocities in crustal and mantle rocks at 6 kbar confining pressure // J. Geophys., 1981, v. 49, p. 47—56.

Klemperer S.L. and the BIRS group. Reflectivity of the crystalline crust: Hypotheses and tests // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1987, v. 89, p. 217—222.

Li S., Unsworth M.J., Booker J.R., Wei W., Tan H., Jones A.G. Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data // Geophys. J. Int., 2003, v. 153, p. 289—304.

Mainprice D.H., Paterson M.S. Experimental studies of the role of water in the plasticity of quartzites // J. Geophys. Res., 1984, v. 89 (B6), p. 4257—4269.

Marquis G., Hyndman R.D. Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: seismic and electrical relationships // Geophys. J. Int., 1992, v. 110, p. 91–105.

Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. The rock physics handbook: Tools for seismic analysis in porous media. Cambridge, Cambridge University Press, 1998, 525 p.

McGary R.S., Evans R.L., Wannamaker P.E., Elsenbeck J., Rondenay S. Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier // Nature, 2014, v. 511, p. 338—340.

Meqbel N.M., Egbert G.D., Wannamaker P.E., Kelbert A., Schultz A. Deep electrical resistivity structure of the northwestern U.S. derived from 3-D inversion of USArray magnetotelluric data // Earth Planet. Sci. Lett., 2014, v. 402, p. 290—304.

Nesbitt B.E. Electrical resistivities of crustal fluids // J. Geophys. Res., 1993, v. 98, p. 4301-4310.

Nicholson C., Simpson D.W. Changes in v_p/v_s with depth: implications for appropriate velocity models, improved earthquake locations and material properties of the upper crust // Bull. Seismol. Soc. Am., 1985, v. 75, p. 1105—1124.

Olhoeft G.R. Electrical properties of granite with implications for the lower crust // J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 931–936.

Pavlenkova N.I. The nature of seismic boundaries in the continental lithosphere // Tectonophysics, 1988, v. 154, p. 211–225.

Quist A.S., Marshall W.L. Electrical conductances of aqueous sodium chloride solution from 0 to 800 °C at pressure to 4000 bars // J. Phys. Chem., 1968, v. 72, p. 684—703.

Rodi W., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // Geo-physics, 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.

Sabitova T.M., Lesik O.M., Adamova A.A. Velocity and density heterogeneities of the Tien-Shan lithosphere // Pure Appl. Geophys., 1998, v. 151, p. 539—548.

Schock R.N. Dynamic elastic moduli of rocks under pressure // Proceedings Symposium on engineering with nuclear explosives, 1970, p. 110–126.

Shimojuku A., Yoshino T., Yamazaki D. Electrical conductivity of brine-bearing quartzite at 1 GPa: implications for fluid content and salinity of the crust // Earth Planets Space, 2014, v. 66 (2).

Smith R.B., Bruhn R.L. Intraplate extensional tectonics of the Eastern Basin-Range: inferences on structural style from seismic reflection data, regional tectonics, and thermal-mechanical models of brittle-ductile deformation // J. Geophys. Res., 1984, v. 89, p. 5733—5762.

Sokolova E., Batalev V., Baglaenko N., Berdichevsky M., Golubtsova N., Pushkarev P., Rybin A., Safronov I., Varentsov Iv. The Kyrgyz Tian Shan geoelectric model constrained by extended MT+LMT ensemble at the «Naryn» transect // Proceedings of 18th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, El Vendrell, Spain, 2006, p. S8—1.

Sourirajan S., Kennedy G.C. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures // Am. J. Sci., 1962, v. 260, p. 115—141.

Spichak V.V. Computational geo-electromagnetics: methods, models, and forecasts. Amsterdam, Elsevier, 2020, 448 p.

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 / Ed. V. Svalova. Berlin, Springer, 2021, p. 65—82.

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.

Tullis J., Yund R.A. Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock // J. Struct. Geol., 1980, v. 2, p. 439–451.

Tyburczy J.A., Waff H.S. Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kbar pressure: geophysical significance and implications for charge transport and melt structure // J. Geophys. Res., 1983, v. 88, p. 2413—2430.

Vinnik L.P., Roecker S., Kosarev G.L., Oreshin S.I., Koulakov I.Yu. Crustal structure and dynamics of the Tien Shan // Geophys. Res. Lett., 2002, v. 29 (22), 2047, https://doi.org/10.1029/2002GL015531.

Vinnik L., Reigber C., Aleshin I., Kosarev G., Kaban M., Oreshin S., Roecker S. Receiver function tomography of the central Tien Shan // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 225 (1–2), p. 131–146, https://doi. org/10.1016/j.epsl.2004.05.039.

Waff H.S. Theoretical considerations of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry // J. Geophys. Res., 1974, v. 79, p. 4003–4010.

Walck M.C. Three-dimensional v_p/v_s variations for the Coso region, California // J. Geophys. Res., 1988, v. 93, p. 2047—2052.

Wannamaker P.E., Evans R.L., Bedrosian P.A., Unsworth M.J., Maris V., McGary R.S. Segmentation of plate coupling, fate of subduction fluids, and modes of arc magmatism in Cascadia, inferred from magnetotelluric resistivity // Geochem. Geophys. Geosyst., 2014, v. 15, p. 4230–4253.

Watson E.B., Brenan J.M. Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO_2 -H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation // Earth Planet. Sci. Lett., 1987, v. 85, p. 497—515.

Yardley B.W.D. Is there water in the deep continental crust? // Nature, 1986, v. 323, 111.

Yardley B.W.D., Valley J.W. The petrologic case for a dry lower crust // J. Geophys. Res., 1997, v. 102, p. 12 173—12 185.

Поступила в редакцию 9 апреля 2021 г., принята в печать 11 ноября 2021 г.