

**СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ
ПО ПРОФИЛЮ Г. СПАССК-ДАЛЬНИЙ – БУХ. ЗЕРКАЛЬНАЯ ПО ДАННЫМ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

В.Б. Каплун, А.К. Бронников

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск,
680000; e-mail: kaplun@itig.as.khb.ru*

Поступила в редакцию 29 марта 2017 г.

Проведены магнитотеллурические зондирования в 50 пунктах наблюдения со средним шагом около 5 км в широком частотном диапазоне от 10^4 до 10^{-3} Гц по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная вкрест простирания Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП). В результате интерпретации построен геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии до глубины 150 км. На геоэлектрическом разрезе выделена земная кора переменной мощности 20–50 км, имеющая электрическое сопротивление (ЭС) свыше 1000 Ом·м и состоящая из блоков различного электрического сопротивления, границами между которыми являются субвертикальные и наклонные зоны низких ЭС от десятков до первых сотен Ом·м. В верхней части земной коры выявлены зоны аномально низкого ЭС, которые связываются с рудными месторождениями. Верхняя мантия имеет неоднородное строение. Наиболее низкие значения ЭС отмечаются в диапазоне глубин 40–80 км под центральной частью САОП. В диапазоне глубин 80–120 км она подстилается слоем повышенного электрического сопротивления 350–450 Ом·м, протягивающимся от побережья в западном направлении и ограниченной областью повышенных электрических сопротивлений около 500 Ом·м, расположенной под Ханкайским супертеррейном. Выделенная структура связывается с древней субдукционной зоной. Рассмотрена связь глубинного строения и величины ЭС верхней мантии с сейсмичностью. Сделана оценка температурного режима верхней мантии. Предложена геодинамическая модель развития территории.

Ключевые слова: магнитотеллурические зондирования, глубинное строение, земная кора, верхняя мантия, глубинные разломы, Южный Сихотэ-Алинь, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Район исследований расположен в южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП). Основные знания о глубинном строении Южного Сихотэ-Алиня получены из результатов глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) [7, 26], плотностного моделирования [3] и магнитотеллурических зондирований (МТЗ) [12–14, 21, 23, 24 и др.]. По результатам ГСЗ и плотностного моделирования было изучено общее строение земной коры САОП, а по результатам МТЗ – общее строение земной коры и верхней мантии, даны средние значения их электрических сопротивлений (ЭС). Целью наших исследований было проведение магнитотеллурических зондирований с регистрацией электромагнитного поля в широком частотном диапазоне вдоль профиля ГСЗ Спасск-Дальний – бух. Зер-

кальная для детального изучения строения земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня, сопоставления полученных результатов с имеющимися сейсмическими и магнитотеллурическими данными. В результате планировалось построить геоэлектрический разрез литосферы, определить электрические характеристики земной коры и верхней мантии, выявить зоны аномальных сопротивлений, выяснить их природу и связи с геодинамикой региона. Аналогичные исследования были выполнены нами в северной части Сихотэ-Алиня [17], которые показали хорошее соответствие результатов МТЗ и ГСЗ, получены электрические характеристики основных разломов, выявлены зоны низких электрических сопротивлений в подкоровой мантии. Сопоставление результатов северной и южной частей САОП также являлось целью нашего исследования.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Сихотэ-Алинский орогенный пояс (САОП) протягивается в СВ направлении почти на 1500 км от южного побережья Приморья до южного побережья Охотского моря. На западе он граничит с Бурей-Ханкайским орогенным поясом по серии разломов – Арсеньевскому, Алчанскому, Куканскому, а на севере – с Монголо-Охотским поясом по Пауканскому разлому. Восточная граница САОП скрыта под водами Японского моря. Пояс образован террейнами – фрагментами юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна [5] (рис. 1). Формирование пояса началось в неокоме и продолжалось вплоть до позднего альба в обстановке трансформной окраины при крупномасштабных левосторонних перемещениях по системе окраинно-континентальных сдвигов. Формирование новообразованной континентальной литосферы завершилось внедрением больших объемов гранитоидных магм хунгарийского и татибинского комплексов. Постаккреционными образованиями пояса являются комплексы позднемеловых и кайнозойских вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП).

Ханкайский супертеррейн раннекембрийского, или древнее, возраста входит в состав Бурей-Ханкайского орогенного пояса и состоит из Матвеевско-Нахимовского, Кабаргинского, Спасского и Вознесенского террейнов [5].

Матвеевско-Нахимовский террейн сложен породами, метаморфизованными в фациях от гранулитовой до зеленосланцевой. Породы Матвеевского террейна метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Нахимовский террейн сложен метаморфическими образованиями, состоящими из биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов с линзами мраморов и амфиболитов, биотитовых, диопсидовых и мусковит-графитовых кристаллических сланцев. Кабаргинский террейн сложен слюдястыми и графит-мусковитовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами, известняками, филлитами, песчаниками. Спасский террейн является фрагментом раннепалеозойской аккреционной призмы, включающей турбидиты, известняки, ультраосновные и основные породы, конгломераты, песчаники и алевролиты. Вознесенский террейн является фрагментом раннепалеозойской пассивной окраины и состоит из кембрийских песчаников, глинистых сланцев, риолитов и их туфов, известняков и доломитов, смятых в складки СЗ простириания, прорванных ордовикскими гранитами; нижнесилурийских конгломератов и песчаников; верхнепалеозойских вулканогенных и осадочных пород.

Ханкайский супертеррейн перекрыт или «сшит» девонскими и каменноугольными морскими и континентальными вулканическими и осадочными породами, средне- и позднепалеозойскими гранитами и позднепермским вулкано-плутоническим комплексом. Мезозойские и кайнозойские прибрежно-морские и континентальные отложения распространены спорадически, а магматические образования представлены раннемеловыми гранитами, позднемеловыми и палеоген-четвертичными вулкано-плутоническими ассоциациями.

Основными разломами на изучаемой территории являются: Центральный Сихотэ-Алинский (ЦСАР), Меридиональный, Самаркинский, Арсеньевский, Фурмановский и Среднеханкайский.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

САОП покрыт гравиметрической и магнитной съемками различных масштабов. В региональном гравитационном поле САОП на всем протяжении от южного побережья до Нижнего Приамурья характеризуется минимумом, который с запада и с севера ограничен Амуро-Ханкайским и Удско-Татарским максимумами, совпадающими примерно со Среднеамурским осадочным бассейном, Ханкайским супертеррейном и Нижним Приамурьем, соответственно. Форма аномалии полосовая, слабо изогнутая, СВ простириания с экстремумом, смещенным к северу, и имеет в северном окончании СЗ ответвление – Омельдино-Чаятынский минимум [29]. Гравитационное поле южной части САОП в районе профиля исследований имеет сложное строение. Особенно это ярко выражено в области сочленения Ханкайского супертеррейна с САОП, где отмечается изменение направления осей аномалий с СВ на близширотные, появление локальных отрицательных аномалий на фоне общего положительного поля Ханкайского массива.

На юге САОП выполнено три региональных профиля методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [7], два вкрест простириания САОП: Бикин – Великая Кема, Спасск-Дальний – Зеркальная, и один вдоль простириания: Зарубино – Кировский. В результате построены сейсмические разрезы и схема мощности земной коры южной части САОП с сечением изолиний 2 км. Максимальная мощность земной коры 42 км наблюдается в узкой полосе восточнее ЦСАР. Средняя мощность земной коры под САОП составляет около 36–38 км, а под Ханкайским супертеррейном она уменьшается до 32 км. Наименьшая мощность земной коры 30 км наблюдается в прибрежных частях САОП. Глубинные разломы выделяются в зонах резкого изменения глубин до поверхности М. Отмечено, что морфология подкорового слоя и геоло-

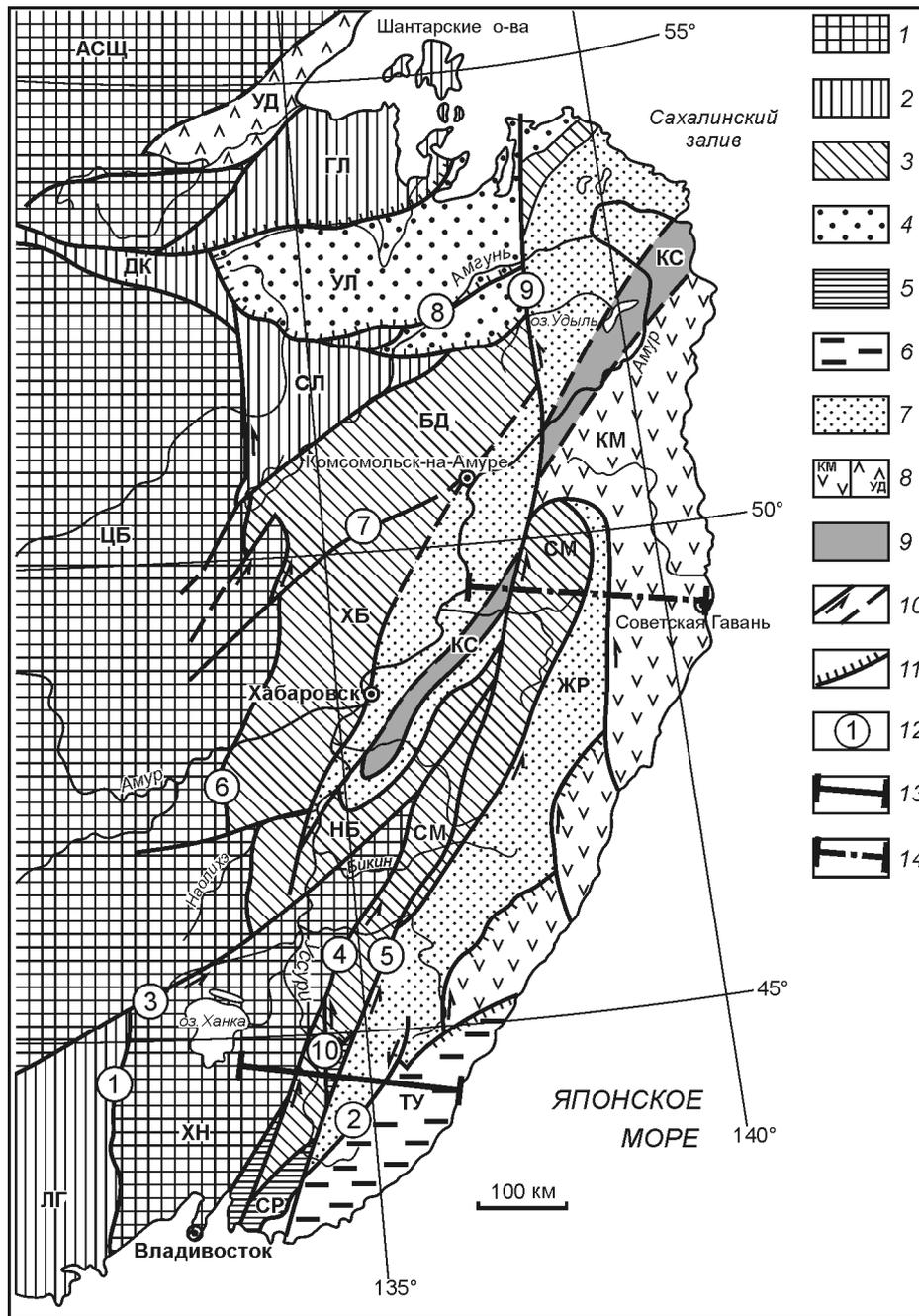


Рис. 1. Тектоническая схема Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий, по [5], с расположением профиля исследований.

1 – докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны: АСЩ – Алдано-Становой щит, ЦБ – Цзямусы-Бурейнский, ХН – Ханкайский; 2 – палеозойские террейны: ДК – Джагдинско-Кербинский, ГЛ – Галамский, СЛ – Сулукский, ЛГ – Лаоелин-Гродековский; 3, 4 – юрские террейны: 3 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджалский), 4 – приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульбанский); 5 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований (СР – Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 6–9 – раннемеловые террейны – фрагменты: 6 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 7 – приконтинентального син-сдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 8 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский, УД – Удской), 9 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 10 – левые сдвиги; 11 – надвиги; 12 – основные разломы: 1 – Западно-Приморский, 2 – Фурмановский, 3 – Мишань-Фушуньский (Алчанский), 4 – Арсеньевский, 5 – Центральный Сихотэ-Алинский, 6 – Куканский, 7 – Курский, 8 – Пауканский, 9 – Лимурчанский, 10 – Меридиональный; 13 – профиль МТЗ данных исследований г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная; 14 – профиль МТЗ с. Троицкое – с. Лидога – п. Ванино [17].

гических структур дневной поверхности в основном соответствуют друг другу за исключением южной части Приморья, где оси геологических структур ориентированы в СВ направлении, а изопахиты земной коры имеют СЗ направление, совпадающее с ориентировкой структур Ханкайского супертеррейна.

В результате работ методом МТЗ, проведенных в 70-е годы двадцатого столетия в южной части САОП [1, 27, 28], были выделены проводящие слои в земной коре и верхней мантии на глубинах 15, 30–40, 40–60 и 120–170 км. Было определено ЭС пород фундамента, которое составляло 2–4 тыс. Ом·м. По результатам интерпретации примерно двадцати МТЗ, полученных с 1969 по 1972 годы в диапазоне периодов от 10 сек до 1 часа на двух субширотных профилях, пересекающих южную часть САОП [4], выявлен линейный характер поляризации теллурического поля СЗ направления (320–340°), построены векторы Визе, ориентированные в северо-восточном направлении (50–60°), определены глубины залегания опорного высокоомного горизонта и проводящих слоев в верхней мантии. По данным интерпретации продольных кривых, верхний проводящий слой в Южном Сихотэ-Алине залегает на глубинах 40–60 км, а второй – на глубинах 120–140 км. Глубина залегания верхнего опорного высокоомного горизонта меняется в широких пределах от 1 до 10 км. Интересные результаты получены по ЦСАР. Этот разлом не проявил себя ни в особенностях поляризации теллурического поля, ни в характере кривых МТЗ. ЦСАР, по мнению авторов [4], не является ни «линейной высокоомной преградой», ни границей раздела блоков с различным ЭС опорного горизонта.

В Южном Приморье по программе ЭЗОП в 1976 г. выполнено шесть синхронных МТЗ [25]. По расчетам зависимости амплитуды индукционных векторов от расстояния до береговой линии и глубины залегания хорошо проводящих слоев Земли определена глубина до проводящего слоя в верхней мантии, равная 135 км.

Результаты МТЗ в центральной части САОП [12] по профилю г. Дальнереченск – зал. Владимира, начинающемуся в северной части Ханкайского супертеррейна и пересекающему САОП, показали, что все зондирования выполнены в условиях трехмерной неоднородности среды, выделены проводящие слои на глубинах 30–60 км и 80–120 км, отмечено их погружение под Ханкайский супертеррейн и в сторону моря. Выделена зона аномально низкого ЭС в двух пунктах – № 40 (с. Самарка) и № 15 (с. Кокшаровка), сопротивлением десятки доли Ом·м на глубине 10–15 км.

По результатам МТЗ западной части САОП [13, 14] был выделен слой пониженного ЭС на глубине 30–80 км, погружающийся с севера на юг под Ханкайский супертеррейн, и субвертикальная область, совпадающая с Алчанским разломом, прослеживающаяся до глубины 200–220 км. Ханкайский супертеррейн выделился как блок высокого сопротивления свыше 1000 Ом·м мощностью до 60 км.

На основе интерпретации около сотни одиночных МТЗ, выполненных в различных частях САОП в диапазоне примерно от 10 с до нескольких тысяч секунд [21, 23], проведено районирование тектоносферы по типу геоэлектрических неоднородностей и их взаиморасположению на глубинах 35–80 км и нижней части земной коры. Построены схемы электропроводности, выделены анизотропные электропроводящие структуры для этих глубин, определены параметры геоэлектрического разреза. Для подкоровой литосферы выделяется ряд анизотропно-проводящих зон СВ, ССВ и субмеридионального направлений, которые связываются с основными сдвиговыми системами – Тан-Лу и Центрально-Сихотэ-Алинской. Анизотропные электропроводящие структуры нижней части земной коры в целом согласуются со структурой подстилающей литосферы. В геоэлектрическом разрезе выделяется два проводящих слоя. Один расположен ниже поверхности М с сопротивлением 80–150 Ом·м, а второй, отождествляемый с астеносферой, с глубины 130–150 км воздымается в сторону Татарского пролива до глубины 80 км. Его сопротивление составляет 20–50 Ом·м под континентом и 5–20 Ом·м в море. Мощность земной коры сопротивлением более 1000 Ом·м составляет 35–40 км и уменьшается под дном Татарского пролива до 20–35 км. В работе [24], посвященной области сочленения Южного Приморья и Японского моря, в геоэлектрическом разрезе выделен еще один проводящий слой на глубинах 10–15 км с сопротивлением 25–50 Ом·м, который объединяется с подкоровым проводящим слоем при приближении к берегу моря. Установлена однотипность системы разломов в средней и верхней части земной коры Японского моря и его континентального обрамления. По данным МТЗ, они выделяются на континенте в виде зон повышенной проводимости до 300 См шириной 15–20 км. Разломные системы широтного простирания, выделенные в Японском море, в материковой части не обнаружены [22]. Природа верхнего проводящего слоя объясняется наличием водных растворов, подкорового – скоплением графита, а астеносферы – расплавом.

Оценка влияния берегового эффекта, полученная путем численного моделирования на трехмерной мо-

дели, показала, что вся территория САОП подвержена его влиянию на периоде 2 часа [20].

Таким образом, результаты МТЗ, полученные в различных частях САОП и различных тектонических обстановках, показали следующее. Геоэлектрический разрез состоит из высокоомной земной коры мощностью 30–40 км, что соответствует сейсмическим данным, сопротивлением свыше 1000 Ом·м. В средней части земной коры на глубинах 10–15 км возможно наличие проводящего слоя с сопротивлением 20–50 Ом·м. В низах земной коры и подкоровой литосфере почти повсеместно выделяется проводящий слой сопротивлением около 100 Ом·м мощностью в несколько десятков километров. Глубина залегания проводящего слоя, отождествляемого с астеносферой, варьирует в широких пределах. Глубинная геоэлектрическая структура САОП характеризуется сильной трехмерной неоднородностью. Выделяется несколько уровней проводимости литосферы, которые в свою очередь состоят из разнонаправленных объектов различной проводимости. Большое влияние на геоэлектрическую структуру САОП оказывают основные сдвиговые системы: Тан-Лу и Центрально-Сихотэ-Алинская.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Измерения электромагнитного поля проводились с использованием цифровой 24-разрядной электро-разведочной станции MTU-5A с магнитными индукционными датчиками МТС-30 и МТС-50, производства фирмы Phoenix Geophysics Ltd (Канада), в широком частотном диапазоне от 10^4 Гц до $4 \cdot 10^{-4}$ Гц. Время регистрации в большинстве случаев составляло 19–20 часов. Шаг измерения между точками варьировал от 2 до 7 км, но в основном составлял 5 км. При длине профиля около 250 км выполнено 50 зондирований. На пункте № 1, расположенном в центральной части профиля, был сделан контрольный замер, который показал идентичность обоих измерений. Длина электрических линий составляла 70 м. Установка датчиков и прокладка линий осуществлялась согласно инструкции по эксплуатации в направлениях – юг-север (X-компонента), запад-восток (Y-компонента). Северное и восточное заземления соединялись с положительными клеммами станции, а южное и западное – с отрицательными. Заземление электрических линий осуществлялось при помощи слабополяризующихся угольных электродов. После регистрации на точке проводился визуальный контроль качества полевой записи и ее предварительная обработка с использованием программного пакета SSMT2000 фирмы Phoenix (Канада). При необходимости проводились повторные измерения. Окончательная обработка полевых

материалов осуществлялась в камеральных условиях программой Corrector (ООО «Северо-Запад», г. Москва) для удаления выбросов отдельных значений и сглаживания импедансных кривых МТЗ.

АНАЛИЗ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

На рис. 2 показаны меридиональные и широтные амплитудные кривые МТЗ по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная. Большая часть кривых расположена в диапазоне сопротивлений $10 \div 10\,000$ Ом·м, за исключением кривых МТЗ № 32, № 31 и № 1, правые ветви которых на периодах свыше 100 с лежат ниже 10 Ом·м. Это также наблюдается и на меридиональных кривых МТЗ № 49 и № 20. Из рис. 2 видно, что форма кривых разнообразна, но ее изменение происходит, в основном, плавно или ступенчато. Можно выделить группы кривых с близкой друг другу формой. Основные различия в форме кривых отмечаются на периодах свыше 0.1 с. Выделяются кривые пунктов №№ 32, 31 и 1, которые на периодах свыше 0.1 с имеют крутопадающие ветви обеих кривых. Анализ изменения формы кривых вдоль профиля свидетельствует о том, что геоэлектрический разрез профиля неоднородный как по латерали, так и по глубине, имеет блоковое строение и локальные области низкого ЭС. Для определения стратегии интерпретации данных МТЗ использованы магнитовариационный и магнитотеллурический тесты, предложенные в работе [2]. Для этого были рассчитаны магнитовариационные параметры неоднородности (N_{mv}) и асимметрии ($skew_{mv}$), магнитотеллурические параметры неоднородности (N_{mt}), асимметрии Свифта ($skew_s$) и Бара ($skew_b$). Параметр неоднородности (N) позволяет оценить степень горизонтальной геоэлектрической неоднородности, а параметр асимметрии ($skew$) – степень отклонения среды от двумерно-однородной или осесимметричной. Пороговыми значениями, характеризующими среду как горизонтально-однородную, были приняты величины для $N_{mv} = 0.05$, для $skew_{mv} = 0.2$, для N_{mt} , $skew_s$ и $skew_b$ равными 0.15 [2]. В случае двумерности среды величина параметров N и $skew$ находится в диапазоне $0.15 \div 0.3$, а в случае трехмерности среды – превышает значение 0.3. Расчеты показали, что параметр асимметрии $skew_{mv}$ определяется неустойчиво, т.к. величины реальной и мнимой частей вектора Визе-Паркинсона $\|ReW\|$ и $\|ImW\| < 0.1$. Результаты расчетов остальных параметров представлены на рис. 3.

Магнитовариационный параметр неоднородности (N_{mv}) (рис. 3 а) характеризуется в основном низкими значениями менее 0.15. Повышенные значения параметра наблюдаются на отдельных диапазонах частот и под отдельными пунктами зондирования.

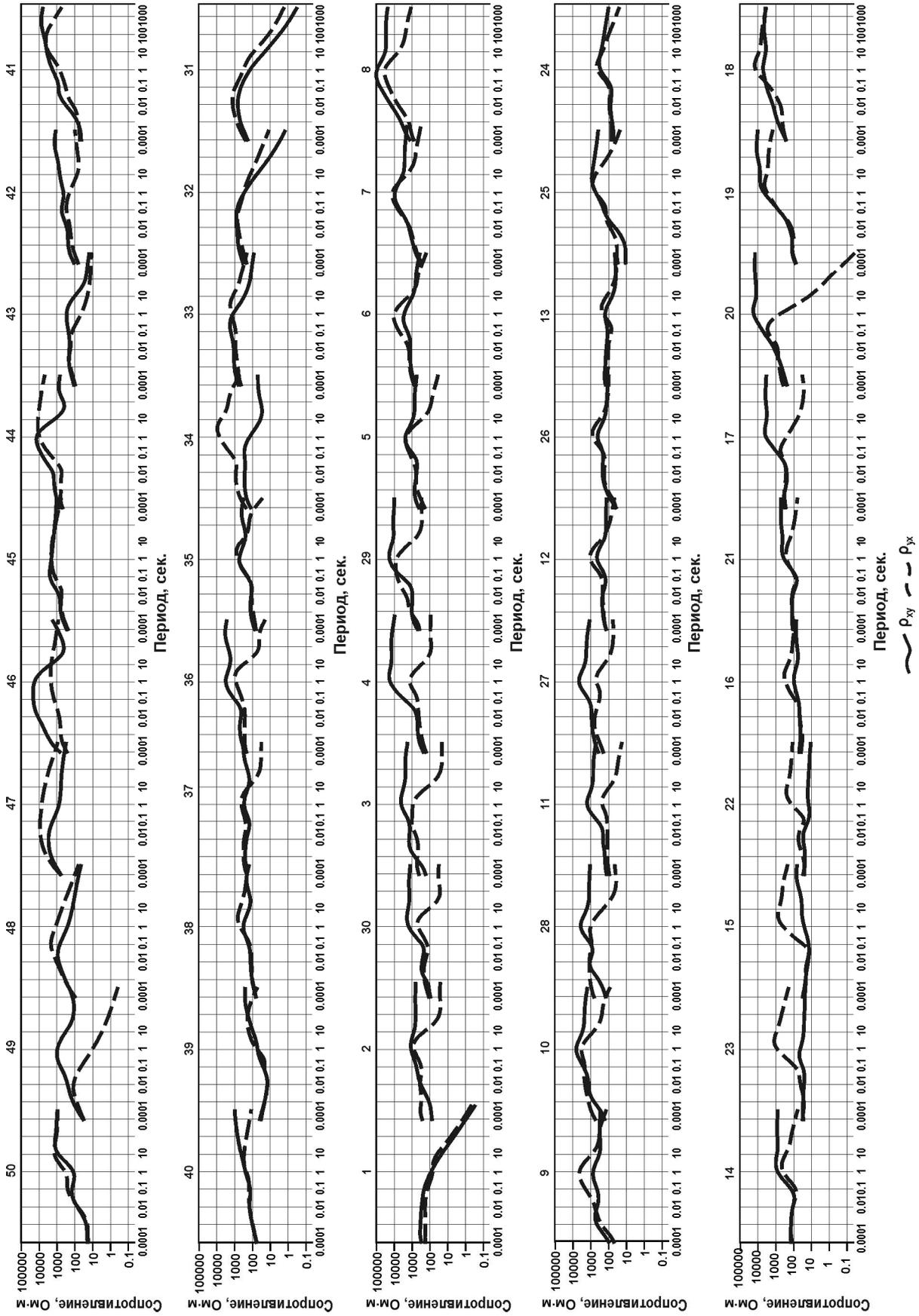


Рис. 2. Амплитудные кривые МТЗ профиля г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная.

ρ_{xy} – меридиональная, ρ_{yx} – широтная.

В диапазоне частот около 1000 Гц отмечается повышение параметра до 1.0 под пунктами № 47, № 41 и № 32÷№ 16. В диапазоне частот 1.0÷0.1 Гц также отмечается повышение значений параметра N_{mv} , но меньшей интенсивности – до величины 0.3–0.5. Еще одна область с повышенными значениями параметра N_{mv} отмечается в диапазоне частот около 0.001 Гц, где под отдельными пунктами его величина достигает 1.0. Наибольшей неоднородностью отмечается западная часть Ханкайского супертеррейна, область сочленения между Самаркинским и Журавлевско-Амурским террейнами, восточная часть Таухинского террейна и под пунктами № 27 и № 22. Распределения значений магнитотеллурических параметров неоднородности (N_{mt}) и асимметрии Бара ($skew_B$), Свифта ($skew_S$) (рис. 3 б, в, г) близки друг другу и показывают, что на частотах свыше 10 Гц геоэлектрический разрез характеризуется в основном одномерной средой с наличием локальных двухмерных неоднородностей, за исключением западной части Ханкайского супертеррейна и зоны сочленения Журавлевско-Амурского и Таухинского террейнов, где отмечается трехмерность среды. На частотах ниже 10 Гц геоэлектрический разрез по магнитотеллурическим параметрам характеризуется как трехмерная среда.

Анализ амплитудных кривых и параметров неоднородности и асимметрии показал, что геоэлектрический разрез профиля характеризуется наличием одномерных, двухмерных и трехмерных объектов, неравномерно распределенных по всей его области. В связи с этим, для проведения инверсии кривых МТЗ во всем частотном диапазоне использована программа для трехмерного моделирования ModEM [39].

БЕРЕГОВОЙ ЭФФЕКТ

Профиль исследований начинается на континенте и, протягиваясь на 250 км, заканчивается на побережье Японского моря. Контрастность ЭС горных пород суши и морской воды, составляющих от сотен Ом·м до сотен тысяч Ом·м и 0.3–0.4 Ом·м, соответственно, может вызывать сильную магнитотеллурическую аномалию, называемую «береговым эффектом». Суть этого явления заключается в закономерном завышении по оси сопротивлений уровня поперечной кривой на длинных периодах при приближении к береговой линии. Это отклонение может достигать нескольких порядков и проявляться на расстоянии свыше 100 км. Из рассмотрения поведения кривых по профилю (рис. 2) подобного явления не наблюдается. В работе [17] также отмечалось отсутствие влияния берегового эффекта на поведение амплитудных кривых МТЗ при средней глубине моря 100–200 м, погружающегося до 500 м на расстоянии около 100 км. В нашем случае от-

мечается наличие пологого континентального склона, а на расстоянии около 50 км от берега глубина моря достигает 1 км и затем резко погружается до 3 км. Но и в этом случае не отмечается проявления «берегового эффекта» на амплитудных кривых в зарегистрированном диапазоне периодов.

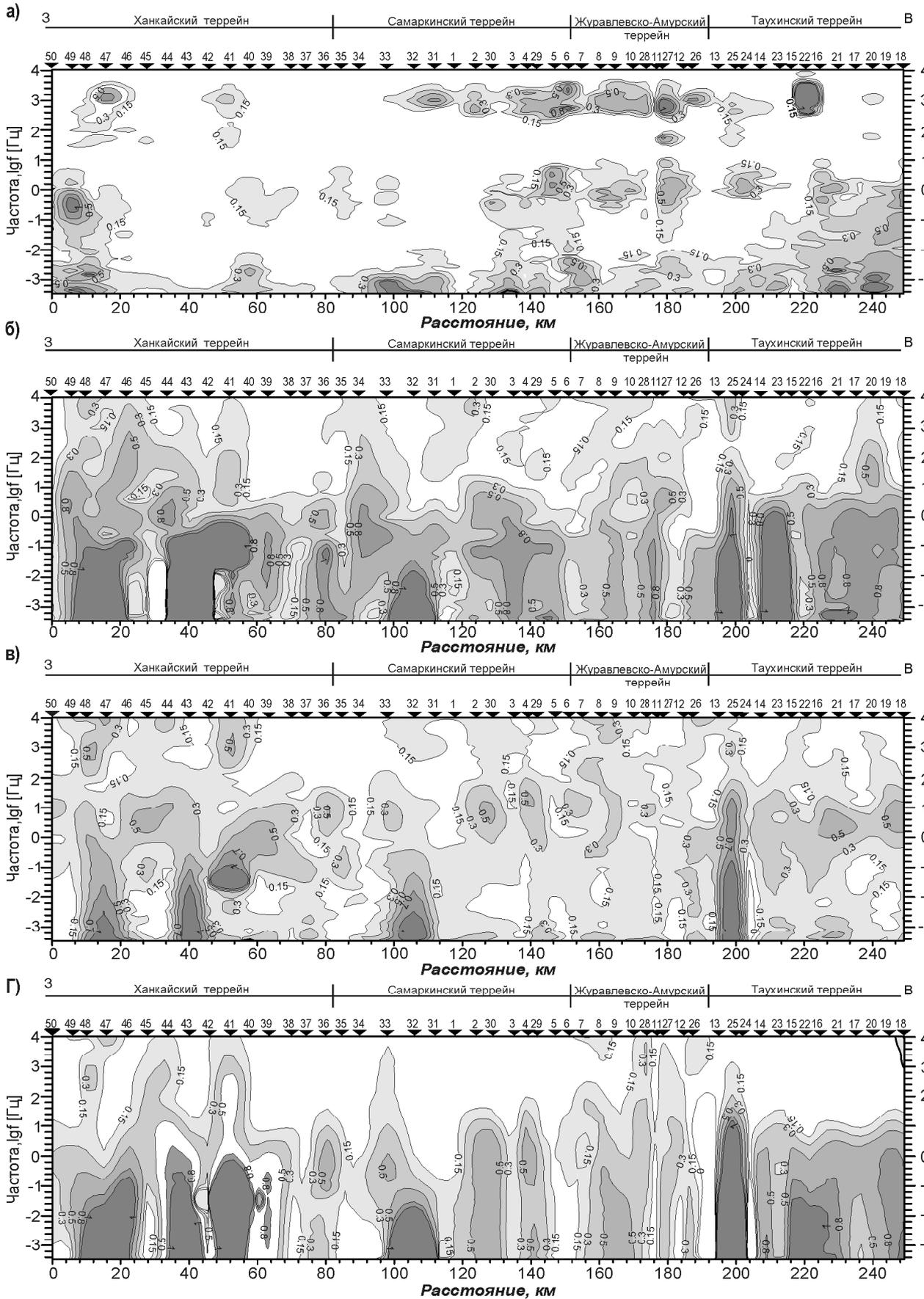
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Для интерпретации данных МТЗ профиля г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная использовалась программа 3D инверсии ModEM [39]. В качестве базовой модели было выбрано полупространство со сопротивлением 500 Ом·м. Величина сопротивления полупространства была получена опытным путем. В случае задания сопротивления, равным 100 Ом·м, происходит занижение глубины нижних кромок высокоомных объектов, а в случае задания сопротивления, равным 1000 Ом·м – их завышение. Параметры сетки были следующими: 32 ячейки по оси X шириной 5 км, 170 по оси Y – 2.5 км и 28 по оси Z с плавно повышающейся мощностью слоев. Для расчета брались основной и дополнительный импедансы 50 точек зондирований в диапазоне от 0.0001 до 2500 с. Всего сетка состояла из 33 периодов, при этом на каждую декаду приходилось по 3 периода. Уровень ошибки для основного импеданса брался 5 % от $|Z_{xy} \cdot Z_{yx}|^{1/2}$, для дополнительного – 50 %. В результате расчета была получена модель со среднеквадратической ошибкой (r_{ms}), равной 2.97.

На следующем этапе в базовую модель были внесены изменения для учета влияния моря. Добавлены слои сопротивлением 0.4 Ом·м в правую часть модели. Мощность слоев по вертикали увеличивалась со 150 м до 2 км. Ближайшая точка профиля находилась в 2.5 км от данной неоднородности. Среднеквадратическая ошибка полученной инверсионной модели составила 2.78.

Для учета влияния осадочного покрова, находящегося восточнее профиля исследований, в базовую модель был добавлен слой мощностью 2 км по вертикали и 100 км по оси Y. В результате инверсии была получена модель с $r_{ms} = 2.85$.

Для проверки результата было произведено еще два расчета, в которых в базовую модель был добавлен слой, соответствующий земной коре сопротивлением 1000 Ом·м. В первом случае мощность составляла 40 км, во втором 20 км. Данные величины были взяты как наибольшая и наименьшая глубина земной коры на разрезах предыдущих расчетов. Среднеквадратическая ошибка результирующих моделей составила 2.82 и 2.69, соответственно. В качестве результирующей модели был взят геоэлектрический разрез,



полученный при стартовом значении ЭС, равном 500 Ом·м, полупространства, включающего в себя море с сопротивлением 0,4 Ом·м и верхний слой мощностью 20 км с сопротивлением 1000 Ом·м. (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геоэлектрический разрез профиля г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная (рис. 4) построен в одинаковых горизонтальном и вертикальном масштабах до глубины 150 км и представляет собой сложнопостроенную модель с высокоомной верхней частью мощностью около 40 км, сопоставляемой с земной корой, и нижней частью с сопротивлением менее 1000 Ом·м, сопоставляемой с верхней мантией.

Земная кора

На рис. 4 на геоэлектрический разрез вынесено положение подошвы земной коры и разломы, выделенные по данным ГСЗ [7], из которого видно, что верхняя часть геоэлектрического разреза, имеющая высокое ЭС, соответствует земной коре. Земная кора имеет неоднородное строение, состоит из блоков высокого ЭС – свыше 1000 Ом·м, границами между которыми являются субвертикальные или наклонные зоны низких ЭС до 100 Ом·м. Наибольшая мощность блоков в 50 км отмечается в пределах Ханкайского супертеррейна и в восточной части профиля. Оценка мощности блока высокого ЭС Ханкайского супертеррейна согласуется с ранее полученными результатами по МТЗ [13, 14], но не согласуется с данными ГСЗ, по которым наблюдается уменьшение мощности земной коры до 34 км. Поведение подошвы блоков высокого ЭС в основном соответствует поведению сейсмической границы М [7], которая плавно погружается с востока на запад до, примерно, ЦСАР, затем скачкообразно поднимается вверх и далее опять плавно погружается под Ханкайский супертеррейн. Под Ханкайским супертеррейном снова отмечаются скачкообразные воздымания границы М, которым соответствуют хорошо выраженные зоны низких ЭС. В центральной части профиля выделяется крупный блок, включающий два террейна – Самаркинский и Журавлевско-Амурский. Он имеет воронкообразную форму с максимальной глубиной погружения его подошвы до 40 км под Центральным Сихотэ-Алинским и Меридиональным разломами. Вблизи этих разломов отмечаются также и самые высокие значения ЭС, превышающие 50 тыс. Ом·м. Этот блок характеризуется

отрицательными значениями гравитационного поля, а остальная часть геоэлектрического разреза расположена в области положительных значений.

Внутрикорового слоя низкого ЭС, как в работах [21, 24], выделено не было. Вероятно, его распространение имеет локальный характер.

Зоны низкого электрического сопротивления в земной коре

В земной коре выделяются зоны низкого ЭС менее 100 Ом·м (рис. 4). В центральной части разреза между пунктами № 32 ÷ № 1 расположена зона сопротивлением менее 100 Ом·м на глубинах 5 ÷ 15 км, уходящая узкой полосой к подошве земной коры. На поверхности эта зона имеет ширину не более 10–15 км и простирается в СВ направлении. В пределах профиля она не выходит на поверхность и, согласно амплитудным кривым, перекрыта слоем с сопротивлением несколько сотен Ом·м. Подобная зона была выделена при проведении МТЗ в центральной части САОП в двух пунктах №15 (с. Кокшаровка) и № 40 (с. Самарка) [12], расположенных в 10 и 40 км, соответственно, от зондирования № 1 настоящего профиля. Оценка глубины до поверхности проводящего объекта по асимптотическим формулам составила 8–10 км. В связи с этим будем в дальнейшем называть эту зону низкого ЭС – Кокшаровской. Форма амплитудных кривых пунктов № 32, 31 и 1 показывает, что зона представлена объектом высокой проводимости, т.к. электромагнитное поле даже на низких частотах не может проникнуть через него, почти полностью поглощается. В настоящее время ее размеры можно оценить как 10–15 км в ширину и не менее 50 км в длину. Возможно, что она также простирается и в южном направлении. Кокшаровская зона отчетливо ограничена в широтном направлении и выделяется по форме амплитудных кривых соседних пунктов зондирования (рис. 2), отстоящих на 6 км. В практике МТЗ аналогичные кривые были получены на Канадском щите [38, 41], природа аномального поведения которых связывается с сульфидной минерализацией или связанными соляными растворами, но аномальные объекты расположены на значительно меньших глубинах – менее 2 км. В работе [29] рассмотрен Кокшаровский рудный район с Кокшаровским титано-магнетитовым месторождением, который характеризуется инверсией плотности глубинных и приповерхностных горизонтальных неоднородностей (бло-

Рис. 3. Разрезы параметров неоднородности и асимметрии.

а – магнитовариационный параметр неоднородности (N_{mv}), б – магнитотеллурический параметр неоднородности (N_{mt}), в – параметр асимметрии Бара ($skew_B$), г – параметр асимметрии Свифта ($skew_S$).

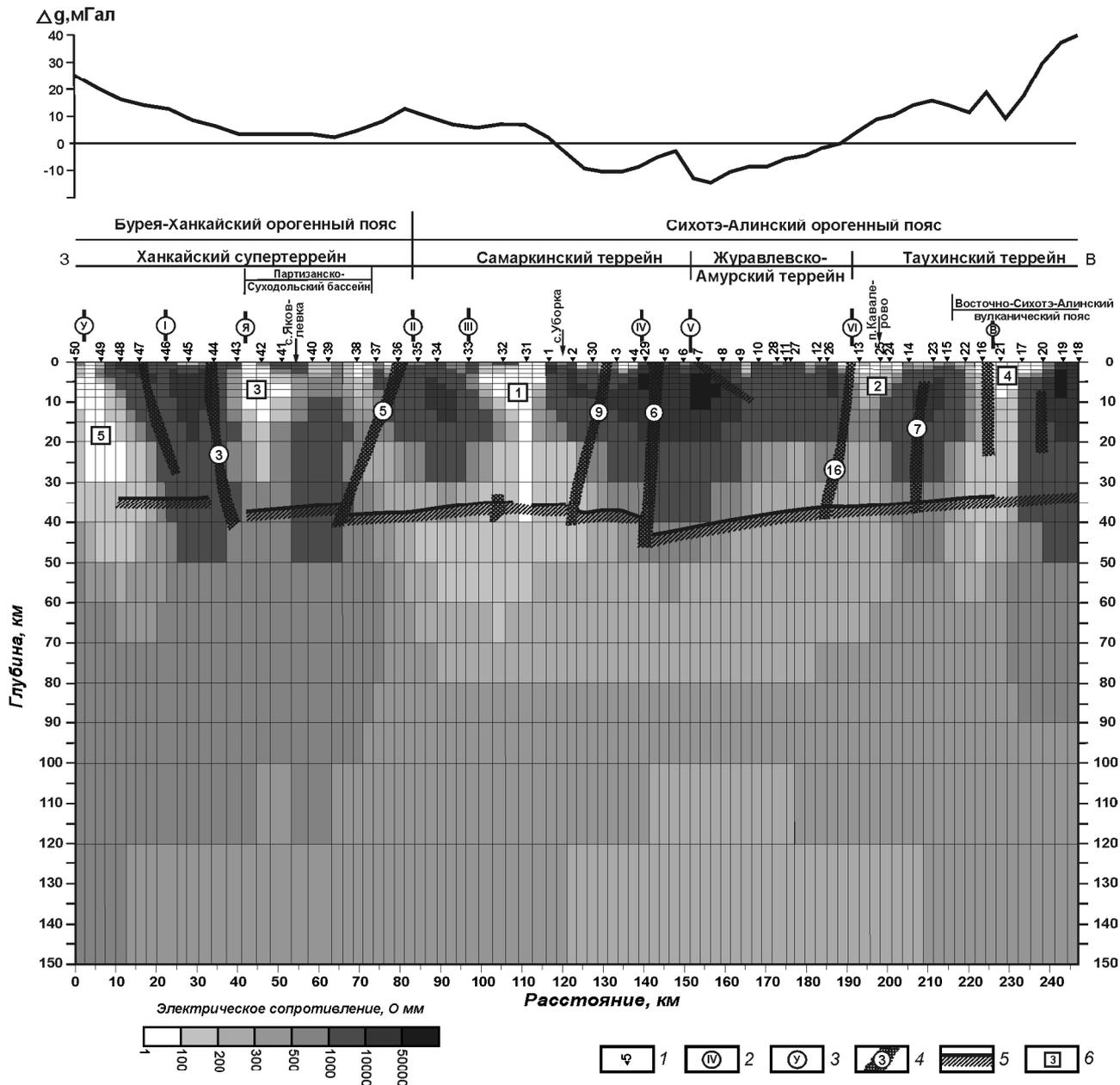


Рис. 4. Геоэлектрический разрез по профилю г. Спасск-Дальний – бух.Зеркальная, построенный по результатам трехмерной интерпретации с вынесенными на него элементами строения земной коры, полученными по данным ГСЗ [7] и включающими только континентальную часть профиля.

1 – пункты МТЗ и их номера; 2 – основные разломы: I – Среднеханкайский, II – Арсеньевский, III – Самаркинский, IV – Меридиональный, V – Центральный Сихотэ-Алинский, VI – Фурмановский, согласно [10]; 3 – второстепенные разломы: У – Уссурийский, по [32], Я – Яковлевский [5], В – Восточный [30, 31]; 4 – зоны глубинных разломов по данным ГСЗ [7]: 3 – Западно-Сихотэ-Алинская, 5 – Даубихинская, 6 – Центральная Сихотэ-Алинская, 7 – Прибрежная, 9 – Фудзино-Иманский сдвиг, 16 – Фурмановская; 5 – поверхность Мохоровичича; 6 – зоны низкого электрического сопротивления: 1 – Кокшаровская, 2 – Кавалеровская, 3 – Яковлевская, 4 – Восточная, 5 – Спасская.

Над разрезом показан график аномального гравитационного поля Δg , мГал.

ков), что является глубинным признаком возможного проявления эндогенной минерализации. Рудная минерализация связывается с проявлением глубинных и поверхностных признаков. По геологическим данным

[9], севернее профиля исследований в 3 км к юго-востоку от с. Кокшаровка протягивается на 15 км при ширине 1–2 км Кокшаровский массив ультрабазитов, имеющий форму субвертикальной трещинной интрузии

зии. С ним пространственно сближены тела габбро и отдельные интрузии щелочных пород. По магнитным данным предполагается крутое падение массива к юго-востоку. Таким образом, наиболее вероятная природа Кокшаровской зоны низкого ЭС связана с рудной минерализацией. На разрезе ГСЗ [7] под Кокшаровской аномалией отмечается разрыв поверхности М с образованием мантийного «окна».

Еще одна зона низких ЭС (№ 2) выделена в верхней части земной коры и расположена между пунктами № 13, № 14, которая так же, как и Кокшаровская, ограничена с запада разломом (Фурмановский). Наиболее отчетливо она проявлена лишь в верхней части геоэлектрического разреза до глубины 10 км и имеет сопротивление 100–200 Ом·м. Наиболее вероятная природа данной зоны связана с рудной минерализацией, т.к. она расположена в Кавалеровском рудном районе, и в дальнейшем будем ее называть Кавалеровской зоной низкого ЭС. Рудная минерализация Кавалеровской зоны, по данным анализа гравитационного поля [29], связана с очагами глубинной тектоно-магматической активизации. Предполагается, что основным объемом магматического расплава с рудным веществом не всегда достигал верхних горизонтов земной коры. Результаты МТЗ показывают, наоборот, что основная часть рудной минерализации расположена в верхней части земной коры.

Третья зона низких ЭС расположена в пределах Партизанско-Яковлевской впадины, по [11], или Партизанско-Суходольского бассейна, по [5]. В дальнейшем будем называть ее – Яковлевской. Она имеет сложное строение, низкие ЭС наблюдаются по ее бортам, а минимальные значения ЭС выделяются вдоль западного борта. В центральной части впадины отмечается выступ блока высокого ЭС. Геоэлектрический разрез Партизанско-Суходольского бассейна согласуется с моделью формирования, предложенной в [5], когда в результате субмеридионального сжатия могло происходить коробление поверхности Земли с образованием субширотных валов и впадин. Яковлевская зона связана с активностью Яковлевского разлома. На профиле ГСЗ [7] Партизанско-Суходольский бассейн отмечается выгнутостью кровли «гранитно-метаморфического слоя» и вогнутостью кровли «базальтового» слоя с амплитудой до 2 км. Мощность «осадочно-эффузивного» слоя составляет 7–8 км. По данным ГСЗ впадина ограничена с обеих сторон разломами со встречным падением. На геоэлектрическом разрезе впадина ограничена зонами низких ЭС, наклоненных на восток.

Зона низких ЭС № 4, которая расположена под ВСАВП, контролируется Восточным разломом [30,

31], имеет воронкообразную форму шириной ~ 15 км в верхней части и ~ 5 км в нижней и протягивается к подошве земной коры. В дальнейшем будем называть ее – Восточной. Вероятно, эта зона является подводящим каналом для расплавленного вещества верхней мантии. Ширина этой зоны – около 10 км.

Зона низких ЭС № 5 расположена в западной части разреза, характеризуется хорошо выраженным наклоном в восточном направлении и уходит своими корнями в верхнюю мантию. Она контролируется с запада Уссурийским разломом, по [32], имеет ширину около 10 км и уходит за пределы профиля в западном направлении. В дальнейшем будем называть ее – Спасской. Возможно, Спасская зона связана также и со Спасским разломом, который проходит в широтном-северо-западном направлении южнее профиля исследований. Спасский разлом является южной границей Матвеевско-Нахимовского террейна, по которому его породы надвинуты на складчатые структуры Спасского супертеррейна. Спасский супертеррейн состоит из турбидитов, известняков, ультраосновных и основных пород, конгломератов, песчаников и алевролитов, которые в разломной зоне при наличии воды могут иметь низкие ЭС. Зона низких ЭС, связанных с надвигами, была выделены и на профиле МТЗ с. Троицкое – с. Лидога – п. Ванино [16], которая с востока контролировалась Кабули-Хорским разломом.

Разломная тектоника

Метод МТЗ довольно чувствителен к наличию в геоэлектрическом разрезе вертикальных объектов с низким ЭС, расположенных среди тел высокого ЭС, которые можно аппроксимировать как разлом. Однако, как видно из рис. 4, не все разломы, выделенные по геологическим и сейсмическим данным, нашли свое отражение на геоэлектрическом разрезе. Большинство основных разломов, вынесенных с геологической карты М 1:1 000 000 [10] и показанных в верхней части геоэлектрического разреза, располагаются в основном в центральных частях блоков земной коры высокого ЭС, за исключением Фурмановского разлома. Второстепенные разломы, выделенные по геологическим данным – Уссурийский, Яковлевский, Восточный [5, 30–32], наоборот, расположены над зонами низкого ЭС менее 100 Ом·м. Рассматривая поведение субвертикальных зон низкого ЭС вдоль профиля, можно отметить, что они наклонены к центру разреза. Такая же картина наблюдается и с глубинными разломными зонами, выделенными по ГСЗ, за исключением Даубихинской (Арсеньевской).

Сравнивая сейсмический разрез с геоэлектрическим (рис. 4), можно видеть, что, несмотря на некоторые различия, которые связаны с тем, что профиль

ГСЗ построен по прямой линии, а профиль МТЗ – от точки к точке, большинство зон глубинных разломов, выделенных по данным ГСЗ, в основном совпадают с краевыми частями блоков высокого ЭС или зоной низкого ЭС, как в случае Восточного разлома. Наибольшее различие отмечается в центральной части профиля, где ни разломные зоны, выделенные по ГСЗ, ни основные разломы – Меридиональный и ЦСАР – не выделяются на геоэлектрическом разрезе. По геологическим данным [10, 11], ЦСАР является крупнейшей разрывной структурой, протягивающейся от бух. Киевка на юге в СВ направлении более чем на 1100 км. Разлом является левым сдвигом с горизонтальной амплитудой от 60 до 200 км. Зона разлома представлена серией сближенных параллельных или ветвящихся близвертикальных нарушений общей шириной в несколько километров, сопровождающихся милонитами, ультрамилонитами, разгнейсованием пород. Разлом сопровождается многочисленными оперяющими разрывами сбросо- и взбросо-сдвигового типа. Меридиональный разлом также является левым сдвигом с амплитудой перемещения 7–35 км [11]. На юге он сочленяется с ЦСАР, представлен зонами расланцевания, милонитизации, дробления шириной до 3 км. В геоэлектрическом разрезе ЦСАР отмечается лишь как узкая вертикальная зона высокого сопротивления около 20 тыс. Ом-м, разделяющая блоки с сопротивлениями в 50 и более тысяч Ом-м. Полученные результаты подтверждают выводы авторов [4], что ЦСАР не является границей раздела блоков с различным ЭС. Отсутствие аномалии низкого ЭС в зоне ЦСАР отмечено и в его северной части [17].

Арсеньевский разлом, по [10], отделяет Малиновскую структурно-формационную зону Ханкайского супертеррейна от Центральной зоны САОП, является границей крупных геоблоков с существенно различным строением и геологической историей. Он трактуется [11] как крутой (70°) взброс с элементами правого сдвига, наклоненный на юго-восток. Зона разлома мощностью до 1 км сложена милонитами и катаклазитами, висячем боку наблюдается интенсивное расланцевание пород. Это согласуется с результатами МТЗ, но противоречит данным ГСЗ, по которым Даубихинская (Арсеньевская) зона наклонена на запад.

Среднеханкайский разлом является граничной структурой между Матвеевской и Малиновской зонами Ханкайского супертеррейна [10, 11]. На поверхности разлом выглядит как плутоническая зона шириной 10–20 км, она разбита на множество блоков, испытавших значительные вертикальные смещения. О тектонической раздробленности, а следовательно, и проницаемости разлома свидетельствует огромней-

шее количество даек разного состава, чередующихся с вмещающими породами. Время заложения разлома предположительно поздний палеозой, продолжал он функционировать вплоть до кайнозоя, максимальная активизация произошла в карбоне, перми и мелу [11]. Тем не менее, на геоэлектрическом разрезе этот разлом не отмечается как зона низкого ЭС. Это связано с тем, что эта разломная зона выполнена вулканическими и метаморфизованными породами, которые имеют высокое ЭС.

Фурмановский разлом слабо изучен [10] и является границей между Журавлевско-Амурским и Таухинским террейнами. По своей природе это левосторонний взбросо-сдвиг [11]. Разлом сопровождается серией сближенных субпараллельных ему или же кососекущих разрывов, часто переходящих в надвиги. В его северной части зафиксированы пакеты шарьяжных пластин шириной в несколько километров. Плоскости надвигов наклонены на юго-восток под углами $10\text{--}50^\circ$. На геоэлектрическом разрезе Фурмановский разлом расположен на восточной границе центрального блока высокого ЭС. С востока к нему примыкает зона низких ЭС шириной около 10 км, максимум которой расположен в верхней части земной коры до глубины около 10 км.

Самаркинский разлом представляет собой надвиг с падением плоскости сместителя на юго-восток под углами $35\text{--}45^\circ$ [10, 11]. Первичные надвиговые движения осложнены более поздними взбросо- или сбросо-сдвигами. Зона разлома представлена комплексом динамометаморфитов шириной до 3 км. Переходы от динамометаморфитов в нормальные породы висячем боку постепенные, в лежащем — резкие. На геоэлектрическом разрезе Самаркинский разлом, так же как и Фурмановский, ограничивает с востока блок земной коры высокого ЭС с примыкающей к нему с востока зоны низких ЭС шириной около 15 км.

Положение Усурийского разлома показано условно по данным из работы [32], он представляет собой левый сдвиг со смещением до 50 км. Согласно геоэлектрическому разрезу, этот разлом контролирует достаточно широкую область деструкции земной коры (10–15 км), которая прослеживается до ее подошвы и наклонена в восточном направлении.

Яковлевский разлом контролирует северо-западный борт Партизанско-Яковлевской впадины [5, 10, 11] и хорошо выражен на геоэлектрическом разрезе субвертикальной зоной низкого ЭС шириной около 5 км.

В восточной части профиля выделяется субвертикальная зона низкого ЭС шириной около 10 км, которая прослеживается до подошвы земной коры и

связывается с Восточным разломом, по [30, 31]. Здесь также расположен глубинный разлом, выделенный по данным ГСЗ. Эта зона расположена в западной части ВСАВП и, вероятно, является подводющим каналом для вулканической деятельности. Восточный разлом был также выделен и в северной части ВСАВП [17] как узкая субвертикальная зона низкого ЭС, положение которой совпадало с разломной зоной, выделенной по данным ГСЗ.

Из работы [21; рис. 6], несмотря на редкий шаг наблюдения, следует, что такие разломы как Самаркинский и Фурмановский (Прибрежный, по [21]) отмечаются уменьшением мощности земной коры, ЦСАР на геоэлектрическом разрезе не проявляется.

Из проведенного анализа можно сделать вывод, что основные разломы САОП являются разломами сжатия, т. е. они выделяются как границы между основными структурными элементами САОП различного возраста и генезиса, образовавшиеся в результате регионального сжатия. В связи с этим они отчетливо прослеживаются по геологическим данным, но не проявляются как тела с различным ЭС по отношению к соседним объектам. Это особенно касается ЦСАР, т. к. в процессе регионального сжатия произошло переплавление пород соседних с ним блоков земной коры с образованием крупных гранитоидных полей по обеим его сторонам. Второстепенные разломы, которые являются оперяющими к основным, наоборот, проявляются на геоэлектрическом разрезе как зоны низких ЭС, что связывается с кайнозойским периодом тектонической активизации региона.

Верхняя мантия

Верхняя мантия в пределах профиля характеризуется сложным строением. Ее ЭС варьирует в широких пределах от 200 до 1000 Ом·м. Наиболее обширная область повышенных ЭС верхней мантии отмечается в западной части разреза и распространяется от подошвы земной коры до основания разреза. Менее обширная и с меньшими значениями ЭС выделяется область верхней мантии в восточной части разреза. Эти две области повышенных ЭС соединены между собой перемычкой с сопротивлением от 350 до 450 Ом·м и мощностью 20 км. Кровля перемычки расположена на глубине 80 км, снизу она подстилается обширной зоной пониженного ЭС 300 Ом·м шириной около 90 км. Подкорковая мантия в центральной части разреза над перемычкой характеризуется ЭС 200–300 Ом·м, имеет форму чаши, края которой по зонам пониженных сопротивлений проникают в земную кору и доходят до поверхности Земли. Внутри этой структуры в земной коре расположены Самаркинский и Журавлевско-Амурский террейны.

Сопоставляя геоэлектрический разрез по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная с результатами МТЗ, полученными в южной части Приморья по профилю, проходящему примерно в 50–100 км южнее [21], можно видеть погружение от побережья в глубь континента слоя литосферной мантии повышенного ЭС 500–1000 Ом·м, который соединяется с подкорковой литосферной мантией, расположенной под Ханкайским супертеррейном. Нижний предел ЭС этого слоя в 500 Ом·м близок величине, полученной нами – 350–450 Ом·м. Под САОП выделяется подкорковая область верхней мантии пониженного ЭС.

Геодинамическая модель развития региона

При рассмотрении геоэлектрического разреза профиля г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная отмечается неоднородное строение верхней мантии. С чем может быть связано наличие в ней объектов повышенного ЭС? Одним из объяснений этого явления может быть присутствие остатков древней субдуцировавшей плиты. В работе [34] была предложена и в дальнейшем разработана в [18, 19] модель развития Восточного Сихотэ-Алиня. Согласно этой модели, в позднем мелу здесь существовала зона субдукции. На следующем этапе развития в кайнозой на границе палеогена-неогена вследствие сдвиговых перемещений произошел разрыв субдуцирующей плиты. Этот период характеризуется максимальной активностью извержения базальтов (~37–35 млн лет), растяжением литосферы, образованием «окон» в субдуцирующей плите и внедрением в мантию горячей океанической астеносферы [18]. С позднемiocенового–плиоценового времени на магматическую активность в Восточном Сихотэ-Алине начинает сказываться влияние новой сформированной зоны субдукции. Остатки древней субдуцировавшей плиты не были полностью переплавлены и остались в верхней мантии между земной корой и современной субдуцирующей плитой [19]. Доказательством этого могут служить результаты сейсмофотографии, полученные по продольным волнам [42]. В работе [42] на двух взаимно перпендикулярных профилях, проходящих один южнее Сихотэ-Алиня, а другой западнее – на территории Китая, отчетливо видно наличие области повышенной скорости продольных волн, расположенной над современной субдуцирующей плитой в диапазоне глубин 100–300 км и протягивающейся с востока на запад. Полученные нами результаты согласуются и с результатами МТЗ по южной части Приморья [21]. Вероятно, в процессе погружения плита древней зоны субдукции столкнулась с мощными жесткими докембрийскими и палеозойскими блоками континентальной литосферы [33], произошло ее выгибание в обратную сторону, увеличение угла погружения и разлом. В дальнейшем

под воздействием конвективных потоков подлитосферной мантии происходило разрушение и плавление с образованием «окон» той части плиты, которая расположена между жесткими докембрийскими и палеозойскими блоками континентальной литосферы и крутопогружающейся частью субдуцирующей плиты. Через образовавшиеся «окна» поток океанической мантии стал попадать в подконтинентальную верхнюю мантию, смешиваясь с ней. Это, в свою очередь, привело к появлению конвективных потоков в подкоревой мантии, переплавлению пород нижней коры и внедрению мантийного вещества в верхние слои земной коры по каналом, образовавшимся в результате комплексного взаимодействия жестких блоков древней литосферы, субдуцирующей плиты, конвективных потоков верхней мантии и сдвиговых перемещений [33]. Это согласуется с петрологическими данными о кайнозойском вулканизме Восточного Сихотэ-Алиня [18, 19]. Палеозона субдукции находит свое отражение и при геодинамических построениях для Дальневосточных окраинных бассейнов [35]. На строение верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня несомненно повлияли и процессы, связанные с раскрытием Японского моря [33, 34]. Области растяжения под Японским морем сопровождаются областями сжатия в пределах восточной окраины САОП [8].

Южный Сихотэ-Алинь не является регионом с высокой сейсмической опасностью [5]. Здесь происходили в основном глубокофокусные (300–600 км) землетрясения. Глубокофокусные землетрясения и наиболее мощные землетрясения ($M > 6.5$) расположены в ЮЗ части Ханкайского супертеррейна. На юге САОП глубокофокусные и коровые землетрясения приурочены к краю шельфа. Наблюдается увеличение глубин очагов с востока на запад с 300 до 600 км. На территории Ханкайского супертеррейна и САОП коровые землетрясения единичны и разбросаны по площади, за исключением района севернее оз. Ханка, где выделяется линейный ряд землетрясений близширотного простираения. Слабые современные землетрясения также в основном распространены в западной части Ханкайского супертеррейна и САОП, образуя линейные группы и гнездовые скопления. В работе [21], на основе анализа магнитотеллурических данных, сейсмичность связывается, в основном, с анизотропно-проводящим комплексом в средней части земной коры и магистральными швами глубинных разломов. Нами проводящий слой в земной коре выявлен не был, а из рассмотрения геоэлектрического разреза (рис. 4) и сейсмичности (рис. 3.12 из работы [33]) видно, что наибольшая сейсмическая активность проявляется там, где наблюдаются максимальные значения ЭС в верхней мантии – на Хан-

кайском супертеррейне и в прибрежной зоне САОП. Вероятно, что столкновение субдуцирующей плиты с древними жесткими блоками литосферы Ханкайского супертеррейна и вертикально погружающаяся часть обломка плиты на восточной окраине САОП вызывают землетрясения. Под центральной частью САОП, где верхняя мантия имеет пониженные значения ЭС и, вероятно, находится в вязком состоянии, отмечается низкий уровень сейсмичности. Подобная ситуация наблюдается и в северной части Сихотэ-Алиня, где повышенная сейсмическая активность проявляется в прибрежной зоне САОП и на примыкающем к нему с запада Буреинском супертеррейне, которые отмечаются повышенными значениями ЭС [15, 17]. В то же время, под центральной частью САОП, где верхняя мантия имеет пониженные ЭС, сейсмичность практически отсутствует, и здесь фиксируется так называемое «Сихотэ-Алинское асейсмичное окно» [8].

Оценка теплового режима

Территория Южного Сихотэ-Алиня слабо изучена геотермическими методами [6]. Здесь имеется около десятка измерений теплового потока, диапазон значений которого колеблется от 46 до 72 мВт/м². Среднее значение теплового потока составляет 55 мВт/м². САОП относится к области с нестационарным режимом охлаждения, в котором преобладает радиогенная составляющая теплового потока, что свидетельствует о затухании процессов поступления тепла из верхней мантии. Температура на границе М оценивается в 500–600 °С.

По оценкам [18], генерация первичных магм позднемиоцен-плиоценовых платобазальтов Восточного Сихотэ-Алиня должна была происходить в безводных условиях в интервале температур 1280–1540 °С и давлении 1.3–4.1 ГПа (48–140 км), со степенью плавления, превышающей 10 об. %.

На основании лабораторных измерений [36, 37] была получена формула оценки температуры солидуса сухой перидотитовой мантии как функции давления:

$$T(^{\circ}\text{C}) = -5.104 P^2 + 132.899P + 1120.661 \text{ для } P < 10 \text{ ГПа.} \quad (1)$$

Для диапазона давления 1.3–4.1 ГПа значения температуры, согласно формуле (1), составят 1285 °С ÷ 1580 °С, что практически совпадает с температурным интервалом, полученным в работе [18].

Значение температуры можно также вычислить из формулы (2), связывающей электропроводность, температуру и процентное содержание Н₂О, полученной при изучении водных базальтовых расплавов [40]: $\log \sigma = 2.172 - (860.82 - 204.46 \sqrt{w}) / (T - 1146.8)$, (2) где: σ – электропроводность в См/м, T – температура в Кельвинах, w – содержание Н₂О в wt %.

Из формулы (2) можно выразить температуру как:

$$T = [(860.82 - 204.46 \sqrt{w}) / (2.172 - \log \sigma)] + 1146.8. \quad (3)$$

При электрическом сопротивлении проводника в верхней мантии, равном 10 Ом·м (электропроводность $\sigma = 0.1$ См/м), и сухой мантии, т.е. $w = 0$ wt %, величина температуры составляет 1418 К или 1145 °С, а при электрическом сопротивлении 100, 200 и 300 Ом·м (электропроводность $\sigma = 0.01, 0.005, 0.0033$ См/м) величина температуры составляет 1353 К или 1080 °С, 1339 К или 1066 °С, 1332 К или 1059 °С, соответственно.

Таким образом, из расчетов видно, что полученные оценки температур верхней мантии в два раза превосходят значения температур, рассчитанные из данных теплового потока, и на 200–500 °С меньше значений температур, полученных по петрологическим данным. Эти различия в оценках могут быть связаны с тем, что метод МТЗ регистрирует современную электропроводность мантии, а геотермический метод имеет ретроспективную оценку, связанную с временем кондуктивного прогрева земных недр. В то же время, согласно геотермическим данным, затухание процессов поступления тепла из верхней мантии объясняет отличие оценок значений температур, полученных по результатам МТЗ, от петрологических данных. Это может свидетельствовать о том, что с позднемiocен-плиоценового времени произошло значительное изменение геотермического режима верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня, и ее температура понизилась на 200–500 °С. С другой стороны, при изменении состава верхней мантии или повышении процентного содержания воды ЭС пород будет иметь те же значения, но при меньших температурах.

Сравнение геоэлектрических разрезов Северного и Южного Сихотэ-Алиня

Сравнивая геоэлектрические разрезы литосферы Северного [17] и Южного Сихотэ-Алиня, можно отметить как их некоторое сходство, так и различия.

В обоих случаях в верхней части геоэлектрических разрезов выделяется область высоких ЭС свыше 1000 Ом·м, разделенная на блоки зонами низких ЭС в десятки и первые сотни Ом·м. Мощность верхней области высокого ЭС сопоставима с мощностью земной коры, определенной по данным ГСЗ. Область высоких ЭС подстилается достаточно мощной (до нескольких десятков километров) областью низких ЭС от первых десятков до первых сотен Ом·м. Эта область низких ЭС подстилается слоем относительно повышенного ЭС, по отношению к вышележащей области, который при приближении к береговой линии воздымается к подошве земной коры.

На Северном Сихотэ-Алине, в отличие от Южного Сихотэ-Алиня, границами между блоками земной коры, в основном, являются главные разломы, за исключением ЦСАР, который также расположен в пределах блока высокого ЭС и слабо проявляется на геоэлектрическом разрезе лишь до глубины 10 км, что согласуется с данными ГСЗ [26]. Строение геоэлектрического разреза подкорковой мантии Северного Сихотэ-Алиня отличается тем, что ее ЭС меньше, чем под Южным Сихотэ-Алинем, и оно уменьшается при удалении от побережья в глубь континента. Мощность подкорковой мантии под Северным Сихотэ-Алинем также больше, чем под Южным Сихотэ-Алинем. Область пониженного ЭС верхней мантии на севере расположена на глубинах от 40 до 120 км, а на юге от примерно 30–40 до 80 км. На юге САОП геоэлектрический разрез верхней мантии имеет более сложное строение по сравнению с северной его частью.

Различия в строении Северного и Южного Сихотэ-Алиня связано с тем, что тектонические процессы происходили не одновременно на всей его территории, и отдельные его части в один и тот же период времени находились под различными направлениями и величинами напряжений, отличался геотермический режим и химический состав верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате магнитотеллурических зондирований по профилю, начинающемуся на Ханкайском супертеррейне, пересекающему Сихотэ-Алинский орогенный пояс и заканчивающемуся на побережье Японского моря, был построен геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии до глубины 150 км. Земная кора имеет блоковое строение с высокими значениями ЭС свыше 1000 Ом·м и переменной мощностью от 20 до 50 км, в основном совпадающей с мощностью земной коры, полученной по данным ГСЗ. Наибольшая мощность слоя высокого ЭС земной коры до 50 км по данным МТЗ выделяется под Ханкайским супертеррейном и Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом. Границами между блоками земной коры являются зоны низких ЭС. Всего выделено пять зон низкого ЭС. Эти зоны связываются в основном со второстепенными разломами, которые трактуются как зоны растяжения (Восточная, Яковлевская), зонами надвига (Спасская), зонами рудной минерализации (Кокшаровская, Кавалеровская). Наименьшими ЭС выделяется Кокшаровская зона, представленная телом высокой проводимости на глубине 8–10 км шириной 10–15 км и длиной не менее 50 км. Основные разломы располагаются в блоках высокого ЭС, что связывается со сжатием, в результате которого произошла гранитизация земной коры.

Внутрикорových слоев низкого ЭС выделено не было. Вероятно, их распространение имеет локальный характер.

Верхняя мантия южного Сихотэ-Алиня имеет сложное строение. Объекты с повышенным ЭС в верхней мантии могут связываться с остатками древней субдуцирующей плиты, что согласуется с сейсмологическими и петрологическими данными. На основании полученного геоэлектрического разреза земной коры и верхней мантии, геотермических, сейсмических, гравитационных, геологических и петрологических данных предложена геодинамическая модель развития района исследований. Сделаны оценки теплового режима верхней мантии, показывающие уменьшение ее температуры с позднемезоценового времени на 200-500 °С и подтверждающие геотермические данные о нестационарном режиме охлаждения.

Рассмотрена связь глубинного строения и величины ЭС верхней мантии с сейсмичностью. Над областями высокого ЭС уровень и интенсивность сейсмичности выше, чем над областями низкого ЭС.

Сопоставление геоэлектрических разрезов по Северному и Южному Сихотэ-Алиню показало как их большое сходство, так и различия, связанные с особенностью тектонического строения территории.

Работа выполнена при поддержке гранта РФ № 16-17-00015 в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баринев Н.Н., Копылков В.Р., Старжинский С.С. О некоторых особенностях глубинного строения юга Главного синклиория и Прибрежной зоны по данным МТЗ (Приморье) // Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977. С. 19–22.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Науч. мир, 2009. 680 с.
3. Брянский Л.И. Стандартные гравитационные модели земной коры (на примере юга Дальнего Востока СССР). Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 144 с.
4. Врублевский А.А., Копылков В.Р., Приходько В.С. Результаты МТЗ в Южном Сихотэ-Алине // Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974. С. 217–225.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.М. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
6. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
7. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 92 с.
8. Горкуша С.В., Морин А.О. Сейсмичность, блоковая делимость и тектонический стресс юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1998. № 2. С. 42–50.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Южно-Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXXIII: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 312 с.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист L-(52),53; (K-52, 53) (оз. Ханка). СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53) оз. Ханка: Объясн. зап. СПб.: Карт. ф-ка ВСЕГЕИ, 2011. 684 + 8 вкл.
12. Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований в пределах центральной части Сихотэ-Алиня (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 88–96.
13. Каплун В.Б. Результаты магнитотеллурических зондирований западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 141–153.
14. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез верхней мантии западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1996. № 4. С. 77–87.
15. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы центральной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 86–98.
16. Каплун В.Б. Строение верхней части земной коры по профилю с. Троицкое – с. Лидога – п. Ванино (Северный Сихотэ-Алинь) по данным аудиомангнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 2. С. 70–85.
17. Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Северного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, №4. С. 18–37.
18. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 84–108.
19. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантйный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 947–961.
20. Никифоров В.М., Пальшин Н.А., Старжинский С.С., Кузнецов В.А. Численное моделирование трехмерного берегового эффекта в Приморье // Физика Земли. 2004. № 8. С. 56–69.
21. Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Старжинский С.С. Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Приморья (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 18–25.
22. Никифоров В.М., Дмитриев И.В. Геоэлектрический разрез тектоносферы в зоне сочленения Япономорской впадины с материковым обрамлением // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 3–14.
23. Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Шкабарня Г.Н. Геоэлектрическая структура тектоносферы на юге Дальнего Востока: связь с тектоникой, металлогенией, нефтегазонасностью // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: Материалы всероссийской конференции, 12–15 сентября 2011, г.Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 289–293.
24. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного

- Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 54–65.
25. Порай-Кошиц А.М., Ноздрин А.А., Хализов А.Л., Шимелевич М.И. Об интерпретации данных магнитовариационного профилирования в Приморском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 124–126.
 26. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 43–53.
 27. Старжинский С.С. Некоторые результаты исследований магнитотеллурического поля в Приморье // Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. 65 с.
 28. Старжинский С.С. О геоэлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 88–90.
 29. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
 30. Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 4. С. 955–958.
 31. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 2. С. 400–403.
 32. Уткин В.П. Сдвиговой структурный парагенезис и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 21–43.
 33. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойское и золотое оруденение // Геодинамика и минерагенез. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
 34. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.
 35. Чехов А.Д. Механизм формирования Дальневосточных окраинных бассейнов (на примере Охотоморской литосферной плиты) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 49–54.
 36. Hirschmann M.M. Mantle solidus: Experimental constraints and the effects of peridotite composition // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2000. 1(10), doi:10.1029/2000GC000089.
 37. Hirschmann M.M., Tenner T., Aubaud C., Withers A.C. Dehydration melting of nominally anhydrous mantle: The primacy of partitioning // *Phys. Earth Planet. Int.* 2009. V. 176, N 1–2. P. 54–68.
 38. Jones A.G., Garcia X. Electrical resistivity structure of the Yellowstone River fault zone and surrounding region, in *Gold in the Yellowstone Greenstone Belt, Northwest Territories: Results of the EXTECH III Multidisciplinary Research Project* / Eds. C.D. Anglin et al. // *Geol. Assoc. Can. Miner. Deposits Div. Spec. Publ.*, 2006. V. 3. P. 126–141.
 39. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // *Computers & Geosci.* 2014. V. 66. P. 40–53.
 40. Ni H., Keppler H., Behrens H. Electrical conductivity of hydrous basaltic melts implications for partial melting in the upper mantle // *Contrib Mineral Petrol.* 2011. V. 162. P. 637–650.
 41. Spratt J.E., Jones A.G., Jackson V.A., Collins L., Avdeeva A. Lithospheric geometry of the Wopmay orogen from a Slave craton to Bear Province magnetotelluric transect // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114, B01101, doi:10.1029/2007JB005326, 2009.
 42. Zhao D., Tian Y., Lei J., Liu L., Zheng S. Seismic image and origin of the Chagbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2009. V. 173. P. 237–263.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

V.B. Kaplun, A.K. Bronnikov

The structure of the crust and upper mantle of the southern Sikhote-Alin along the profile Spassk-Dalny–Zerkal'naya Bay from magnetotelluric sounding data

Magnetotelluric soundings were carried out at fifty observation sites about 5 km apart within the frequency range from 10^4 to 10^{-3} Hz along the profile Spassk-Dalny – Zerkal'naya Bay across the strike of the Sikhote-Alin Orogenic Belt (SAOB). As a result of the interpretation, the geoelectrical cross-section of the crust and upper mantle has been constructed down to a depth of 150 km. The crust and upper mantle with variable thickness of 20–50 km are distinguished that are composed of the blocks with different electrical resistivity. The blocks are bordered by the subvertical and inclined low-resistivity zones characterized by the values from tens to first hundreds of Ohm·m. The abnormally low-resistivity zones are observed in the upper part of the crust, which are associated with ore deposits. The upper mantle is characterized by a nonuniform structure. The lowest resistivity values are notable in a 40 ÷ 80 km depth range beneath the central part of SAOB which is underlain by a high-resistivity (350 ÷ 450 Ohm·m) layer in the depth range of 80 ÷ 120 km, that stretches westward from the coast to the high-resistivity (about 500 Ohm·m) area beneath the Khanka superterrane. The revealed structure is associated with the ancient subduction zone. The relationship of the deep structure and the electrical resistivity in the upper mantle with seismicity is considered. The temperature regime within the upper mantle is evaluated. The geodynamic model of evolution of the area is proposed.

Key words: magnetotelluric soundings, deep structure, Earth's crust, upper mantle, deep faults, southern Sikhote-Alin, Far East of Russia.