

**СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ  
ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ ПО ПРОФИЛЮ**

**С. АБРАЖЕЕВКА – П. ВАЛЕНТИН**

*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 11 февраля 2019 г.

По результатам магнитотеллурических зондирований, выполненных в южной части Сихотэ-Алинской складчатой системы в широком частотном диапазоне от 10 кГц до 0.001 Гц, построен геоэлектрический разрез до глубины 150 км. Получены электрические характеристики и изучено строение земной коры и верхней мантии. Земная кора имеет высокое электрическое сопротивление от 1000 до 20 000 Ом·м и разделена на блоки зонами низкого электрического сопротивления, связываемыми с разломами. В земной коре и верхней мантии выделено две зоны аномально низкого электрического сопротивления 100–200 и менее Ом·м. Строение геоэлектрического разреза связывается с процессом субдукции древней плиты и образованием слэб-виндоу.

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

**ВВЕДЕНИЕ**

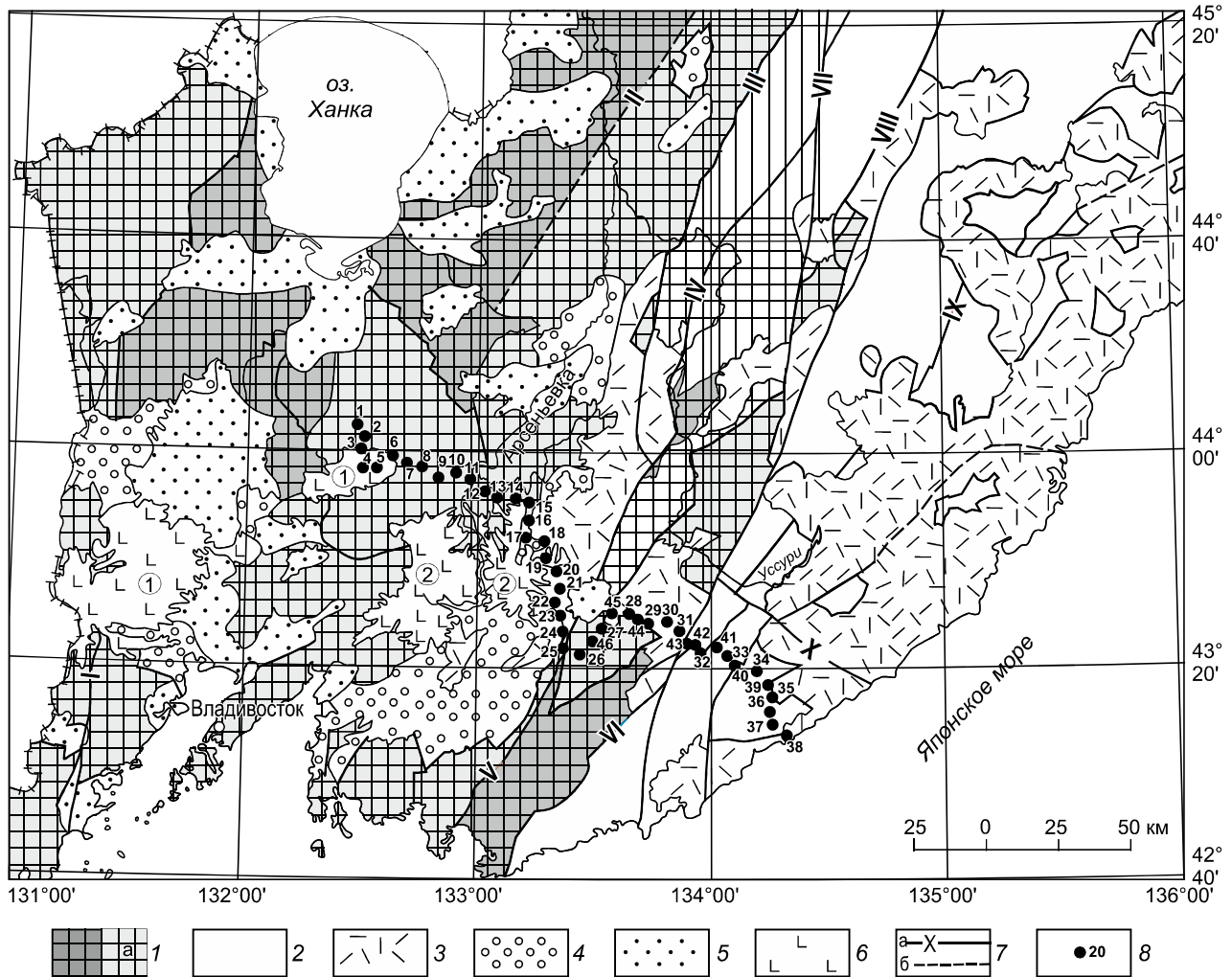
Проведенные исследования являются продолжением работ, выполняемых с целью изучения электрических характеристик и строения литосферы Южного Сихотэ-Алиня. Ранее было выполнено два профиля МТЗ г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная [7] и г. Дальнереченск – п. Пластун [8], расположенные севернее настоящего профиля и проходящие вкрест простирания Сихотэ-Алиня. Исследования показали, что на геоэлектрических разрезах в строении земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня наблюдаются как некоторые сходства, так и различия. Земная кора характеризуется высокими электрическими сопротивлениями (ЭС) свыше 1000 Ом·м и мощностью, сопоставимой с мощностью земной коры по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ). Были выделены зоны аномальных ЭС и обнаружены расхождения с результатами ГСЗ. Получены электрические характеристики основных разломов, которые показали их различия. Так, например, зона Центрального Сихотэ-Алинского разлома (ЦСАР) отмечается высокими ЭС в десятки тысяч Ом·м в отличие от многих других разломов, выделяемых как зоны низких ЭС. Подтверждено наличие скрытых разломов. В земной коре на различных уровнях глубины

выделены зоны аномально низкого электрического сопротивления, которые имеют различную природу. Верхняя мантия Южного Сихотэ-Алиня на геоэлектрических разрезах имеет сложное строение и различается по своим электрическим характеристикам. В ней выделяются области как низких, так и высоких ЭС. Области низких ЭС наблюдаются в основном под центральной частью Сихотэ-Алиня, имеют сложную форму и протягиваются в земную кору. Области повышенных ЭС выделяются под Ханкайским массивом и восточной частью Сихотэ-Алинской складчатой системы. Вторая из них трактуется нами, согласно [10, 11, 20], как остатки древней субдуцировавшей плиты.

Целью настоящих исследований было изучение строения литосферы Южного Сихотэ-Алиня на основе результатов магнитотеллурических зондирований.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ**

Согласно [4, 5], профиль МТЗ начинается на Ханкайском массиве в районе с. Абражеевка и, простираясь в юго-восточном направлении по сложной траектории, оканчивается на побережье Японского моря около п. Валентин в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП), наложенного на Сихотэ-Алинскую складчатую систему (САСС) (рис. 1). Большая часть профиля расположена



**Рис. 1.** Тектоническая схема Сихотэ-Алинской складчатой системы и сопредельных территорий, по [4], с профилем магнитотеллурических зондирований.

1 – Ханкайский массив, в том числе: а – структуры деформированного чехла; 2 – Сихотэ-Алинская складчатая система; 3 – окраинно-континентальные вулканические структуры: Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 4 – наложенные меловые впадины; 5 – кайнозойские континентальные впадины; 6 – покровы плато базальтов: 1 – Шуфанские, 2 – Шкотовские; 7 – разрывные нарушения (а – достоверные, б – предполагаемые): I – Западно-Приморский, II – Среднеханкайский, III – Арсеньевский, IV – Самаркинский, V – Партизанский, VI – Кривинский, VII – Меридиональный, VIII – Центральный Сихотэ-Алинский, IX – Фурмановский, X – Южно-Приморская группа разломов; 8 – пункты МТЗ и их номера.

на Ханкайском массиве и проходит через структуры его деформированного чехла. Границей между Ханкайским массивом и САСС является ЦСАР.

Ханкайский массив состоит из нескольких блоков, перекрытых структурами деформированного чехла, которые в пределах профиля включают в себя Синегорскую зону и Партизанскую, наложенную на Сергеевскую, Партизанско-Яковлевскую впадину, наложенную на Малиновскую и Муравьевско-Дунайскую зоны мелового возраста ( $K_1$ - $K_2$ ), и вулканические структуры ВСАВП. Профилем также пересече-

ны краевые части Шуфанского и Шкотовского покровов плато базальтов неогенового возраста.

*Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический (вулкано-плутонический) пояс* является типичной окраинно-континентальной вулкано-плутонической структурой, развивавшейся над зоной субдукции. Вулканы пояса резко несогласно перекрывают складчатые структуры Прибрежной зоны, но отдельные звенья пояса заходят далеко на запад и залегают на всех более древних образованиях, вплоть до раннепротерозойских. В строении пояса участвуют несколько

последовательно сменяющихся формаций от альбуронской терригенно-андезитовой и габбро-диорит-гранитовой до эоцен-миоценовой базальтовой. Магматиты образуют специфические структуры: простые или сложные вулканотектонические депрессии, кальдеры проседания, вершинные кальдеры, интрузивнокупольные структуры. Палеогеновые и неогеновые вулканы чаще залегают горизонтально, заполняя грабенообразные понижения рельефа. Разрывная тектоника пояса представлена преимущественно кольцевыми, дуговыми и радиальными малоамплитудными разломами.

*Партизанско-Яковлевская впадина* резко несогласно наложена на палеозойское обрамление Ханкайского массива. Фундаментом её являются складчатые структуры Малиновской и Муравьевско-Дунайской зон.

*Шуфанский и Шкотовский покровы платобазальтов* представляют собой многоканальные щитовые вулканы, сложенные оливинными и субщелочными базальтами. Максимальная мощность базальтов в центре структуры достигает 300 м. Потоки базальтов залегают либо горизонтально, либо наклонно в сторону впадин или понижений рельефа. По долинам рек обычны долинные потоки базальтов длиной в десятки километров.

*Сихотэ-Алинская складчатая система* представлена Прибрежной зоной, являющейся областью аккреционно-коллизийного сгущивания. Большая часть её перекрыта вулканидами ВСАВП, формации зоны обнажаются лишь в изолированных тектонических окнах. По возрасту и формационному составу слагающих зону толщ она разделена на западную Дальнегорскую и восточную Щербаковскую подзоны.

Профилем МТЗ пересечено три основных разлома: Партизанский, Центральный Сихотэ-Алинский и Фурмановский.

*Партизанский разлом* разделяет Сергеевскую и Партизанскую зоны, сопровождается (до 0.8 км) интенсивной милонитизацией и рассланцеванием. Является левым сдвигом с горизонтальной амплитудой смещения блоков Партизанской зоны не менее 20 км. С разломом связаны многочисленные опережающие сдвиги и надвиги. Время заложения разлома – поздняя пермь–поздний мел.

*Центральный Сихотэ-Алинский разлом* – крупнейшая разрывная структура района. Прослеживается от бух. Киевка на юге до верховий р. Хор и далее на север, вплоть до р. Амур. ЦСАР является левым сдвигом с горизонтальной амплитудой от 60 км на юге до 200 км на севере. Зона разлома представлена серией сближенных параллельных или ветвящихся близвер-

тикальных нарушений общей шириной в несколько километров, сопровождающихся милонитами, ультрамилонитами, разгнейсованием пород, а также многочисленными опережающими разрывами сбросо- и взбросо-сдвигового типа, переходящими иногда в надвиги.

*Фурмановский разлом* изучен слабо и только на отдельных участках. Он отделяет Восточную зону от Прибрежной. По своей природе это левосторонний взбросо-сдвиг. Разлом сопровождается серией сближенных субпараллельных ему или же кососекущих разрывов, часто переходящих в надвиги. Плоскости надвигов наклонены на юго-восток под углами 10–50°. Предполагается, что разлом заложился в позднем палеозое и его активность закончилась в альбе.

### ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Подробный обзор геофизических исследований южной части Сихотэ-Алиня приведен в работе [7]. Здесь лишь представлены результаты, которые получены вблизи профиля для их детального сопоставления.

В районе профиля МТЗ выполнено два профиля ГСЗ: Кировский – Зарубино и Спасск-Дальний – бух. Зеркальная [3, 18]. Первый проходит с северо-востока на юго-запад в крайней западной части профиля МТЗ вкост его простирания, а второй расположен севернее на расстоянии от 70 до 150 км. Согласно данным ГСЗ, мощность земной коры вдоль профиля меняется от примерно 33 км в западной части на Ханкайском массиве до 30–31 км в прибрежной части. Возможно, имеется увеличение мощности под центральной частью профиля до 35–36 км и в районе ЦСАР до 38 км.

По результатам пионерских работ методом МТЗ на Южном Сихотэ-Алине [1, 19], выполненных примерно на линии настоящего профиля, получены параметры геоэлектрического разреза, который состоял из верхнего проводящего слоя, включающего осадочно-вулканогенные породы проводимостью от 15–20 до 40–50 См, и подстилающего его слоя высокого сопротивления 1.8–2 тыс. Ом·м. Методом ВЭЗ была определена мощность верхнего слоя, которая варьировала от 1 до 2.5 км. Оценка глубины до проводящего слоя составила 40–60 км. Поляризация поля в большинстве случаев, за исключением Ханкайского массива, была линейной, с ориентировкой большой оси теллурических эллипсов в СЗ направлении (320–340°). В связи с этим был сделан вывод о преобладающем СЗ простирании структурных элементов опорного горизонта региона. Векторы Визе ориентированы в СВ направлении (50–60°). Анализ влияния ЦСАР на поляризацию поля и форму амплитудных кривых показал, что он не является ни «линейной высокоомной преградой»,

ни границей раздела блоков с различным сопротивлением опорного горизонта. Для береговых пунктов МТЗ выявлено, что характер кривых и величины ЭС опорного горизонта близки полученным по профилю Спасск-Дальний – бух. Зеркальная, расположенному севернее примерно на 100 км. 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.

В Южном Приморье в 1976 г. по результатам пяти синхронных магнитотеллурических зондирований по профилю Уссурийск – Рудная Пристань на основе зависимости амплитуды индукционных векторов от глубины залегания хорошо проводящих слоев Земли была оценена глубина до проводящего слоя в верхней мантии, равная 135 км [17]. Согласно оценкам [9], выполненным по величине затухания вертикальной составляющей магнитного поля Hz, мощность непроводящего слоя до верхней мантии на Дальнем Востоке России составляет 120–150 км.

В период с 2001 по 2007 годы в пределах САСС и сопредельных территориях сотрудниками Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН было выполнено около 80 МТЗ и получены кривые кажущегося сопротивления в диапазоне от 10 до 5000 с [13–15]. Большая часть из них располагается в южной части САСС. В результате интерпретации были созданы схемы электропроводности для различных частей литосферы, где показано её анизотропное строение [15]. В районе профиля наших исследований удельное электрическое сопротивление нижней части земной коры близко к фоновому и составляет более 1000 Ом·м, за исключением прибрежной области, где отмечается наличие анизотропно-проводящих зон с максимальной проводимостью в субмеридиональном направлении.

Для интервала глубин 35–80 км строение литосферы усложняется, и она делится на три анизотропных зоны с запада на восток: Уссурийская, с восточной границей, проходящей примерно по линии продолжения Арсеньевского разлома, Сергеевская и Прибрежная. Граница между Сергеевской и Прибрежной зонами проходит примерно по Фурмановскому разлому. Для южной части САСС был построен геоэлектрический разрез [13], линия которого почти совпадает с нашим профилем. На разрезе выделено три слоя: земная кора сопротивлением 2000 Ом·м и мощностью около 20–40 км, литосферная мантия сопротивлением 500–1000 Ом·м и переменной мощностью, уменьшающейся от 160 до 80 км в сторону побережья. В центре профиля в средней части земной коры выделен анизотропно-проводящий комплекс, а

в восточной части разреза, примерно от Партизанского разлома и до побережья выделяется анизотропно-проводящий комплекс сложной формы в подкоревой литосфере на глубинах 20–80 км. Наибольший подъём кровли этого комплекса отмечается в районе Партизанского и Фурмановского разломов.

На сто километров южнее и примерно параллельно была построена геоэлектрическая модель земной коры [16], которая имеет сопротивление 1000 Ом·м и два проводящих слоя на глубинах 10–15 и 25–30 км, которые смыкаются в прибрежной зоне и продолжают под Японским морем на глубине 10–20 км. Электрическое сопротивление слоев составляет 25–50 и 100–120 Ом·м, соответственно.

Результаты численного моделирования берегового эффекта [12] показали, что вся территория САСС подвержена его влиянию на периоде 2 часа.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Магнитотеллурические зондирования проводились по профилю, который начинается на Ханкайском массиве в районе с. Абражеевка, простирается в юго-восточном направлении, пересекает его восточную границу и оканчивается в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы на побережье Японского моря севернее п. Валентин. Измерения электромагнитного поля в каждой точке наблюдения проводились цифровой 24-разрядной электроразведочной станцией MTU-5A с двумя типами магнитных индукционных датчиков 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 по той же методике, что и предыдущих в работах [7, 8]. Была увеличена длина электрических диполей до 100 м для повышения уровня регистрируемого сигнала электрического поля.

Линии располагались в направлениях: юг-север – Ех, запад-восток – Еу. На профиле выполнено 46 зондирований, длина профиля составила около 250 км. Расстояние между пунктами наблюдения варьировало от 3 до 7 км, но в основном составляло около 5 км. Регистрация электромагнитного поля Земли на пункте наблюдения в диапазоне от 1 Гц до 10 кГц проводилась около 40 минут, а в диапазоне  $400 \div 0.0001$  Гц в основном составляла 18–19 часов. Обработка полевых данных осуществлялась с использованием программного пакета SSMT2000 фирмы Phoenix Geophysics Ltd (Канада). Окончательная обработка полевых материалов осуществлялась в камеральных условиях с использованием программы Corrector (ООО «Северо-Запад», г. Москва) для удаления выбросов отдельных значений и сглаживания импедансных кривых МТЗ.



### АНАЛИЗ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В результате обработки полевых данных были построены меридиональные и широтные амплитудные кривые МТЗ (рис. 2). Кривые лежат в широком диапазоне сопротивлений от 1 до 100 000 Ом·м, за исключением двух прибрежных кривых № 37 и № 38. Форма кривых значительно варьирует вдоль профиля, отражая сложное строение геоэлектрического разреза. На большинстве пунктов отмечается совпадение широтной и меридиональной кривых в области высоких частот до 10 Гц. При понижении частоты широтная и меридиональная кривые начинают расходиться по уровню сопротивлений. На периоде 1000 с их расхождение составляет от одного до двух порядков, за исключением прибрежных пунктов № 37 и № 38, где он достигает 4–6 порядков.

Для определения размерности структур, составляющих геоэлектрический разрез, использовались 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 двухмерно-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  $skew_b$  равным 0.15 [2]. В случае двухмерности среды величина параметров  $N$  и  $skew$  находится в диапазоне 0.15÷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) показывает, что геоэлектрический разрез в основном имеет неоднородное строение. Наибольшая неоднородность наблюдается в районе 1000 Гц и в нижней части разреза на частотах ниже 0.01 Гц, где разрез имеет в основном трехмерное строение. Магнитотеллурический параметр неоднородности ( $N_{mt}$ ) (рис. 3, б) показывает, что верхняя

часть геоэлектрического разреза до 10 Гц имеет в основном однородное строение с наличием локальных двухмерных и трехмерных неоднородностей, а нижняя часть – имеет в основном трехмерное строение. Параметр асимметрии Свифта ( $skew_s$ ) (рис. 3, в) свидетельствует о том, что верхняя часть геоэлектрического разреза до 10 Гц близка к симметричной, а нижняя часть – асимметричная трехмерная среда. Параметр асимметрии Бара ( $skew_b$ ) (рис. 3, г) дает более сложную картину, показывающую, что в верхней части геоэлектрического разреза присутствуют двухмерные неоднородности, а нижняя часть является трехмерной асимметричной средой.

Таким образом, анализ параметров неоднородности и асимметрии показал, что верхняя часть геоэлектрического разреза до 10 Гц может быть аппроксимирована горизонтальной средой с наличием локальных двухмерных и трехмерных неоднородностей, а нижняя часть разреза представляет собой трехмерную асимметричную среду.

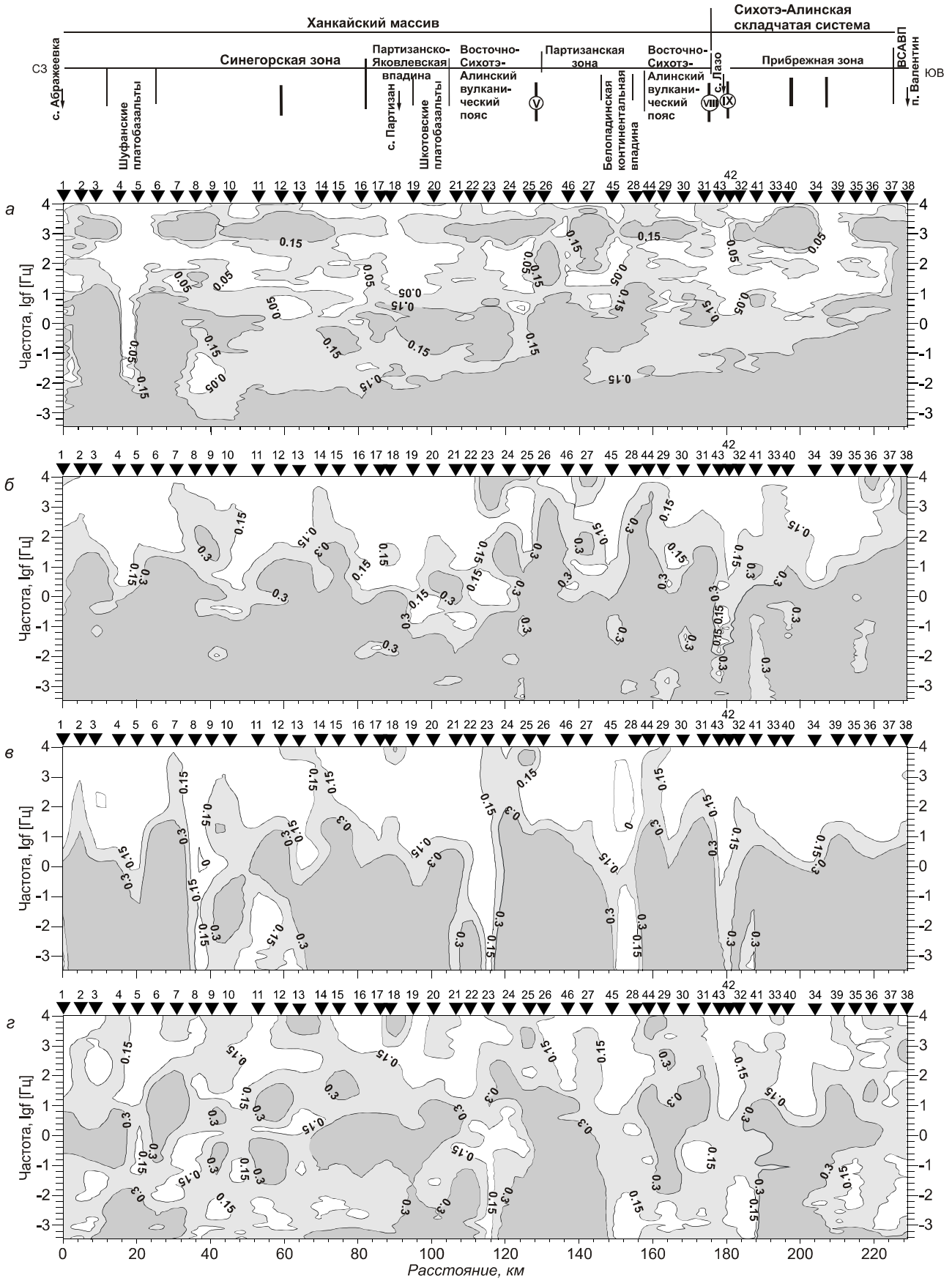
### БЕРЕГОВОЙ ЭФФЕКТ

Профиль расположен в южной части САСС, которая с юга и запада омывается Японским морем, и, проходя по континентальной части с северо-запада на юго-восток, он заканчивается на побережье. Максимальное расстояние любой точки профиля до моря не превышает 150 км. Следует ожидать, что результаты зондирования будут подвержены влиянию «берегового эффекта», тем более что глубина моря здесь превышает 2 км уже на расстоянии примерно 50 км от берега, за исключением залива Петра Великого, где его глубина составляет 50–100 м. Анализ амплитудных кривых МТЗ (рис. 2) показывает, что явного проявления влияния «берегового эффекта» не отмечается. Однако при рассмотрении поведения индукционных стрелок Визе-Паркинсона (рис. 4) видно, что если на коротких периодах до 1 с они ведут себя хаотично, что связано с влиянием ближайших объектов с различным ЭС, то начиная примерно с 50 с стрелки упорядочиваются и выстраиваются в сторону от моря.

На береговом пункте № 38 реальная часть вектора Визе-Паркинсона направлена в сторону от моря во всем диапазоне периодов. Но на соседней точке № 37, отстоящей от берега на 5 км, влияние моря начинает сказываться на периоде 0.05 с. На следующем пункте

**Рис. 3.** Разрезы параметров неоднородности и асимметрии:

*a* – магнитовариационный параметр неоднородности ( $N_{mv}$ ), *б* – магнитотеллурический параметр неоднородности ( $N_{mt}$ ), *в* – параметр асимметрии Свифта ( $skew_s$ ), *г* – параметр асимметрии Бара ( $skew_b$ ). Толстыми линиями с римскими цифрами и без показаны разломы (см. рис. 1)



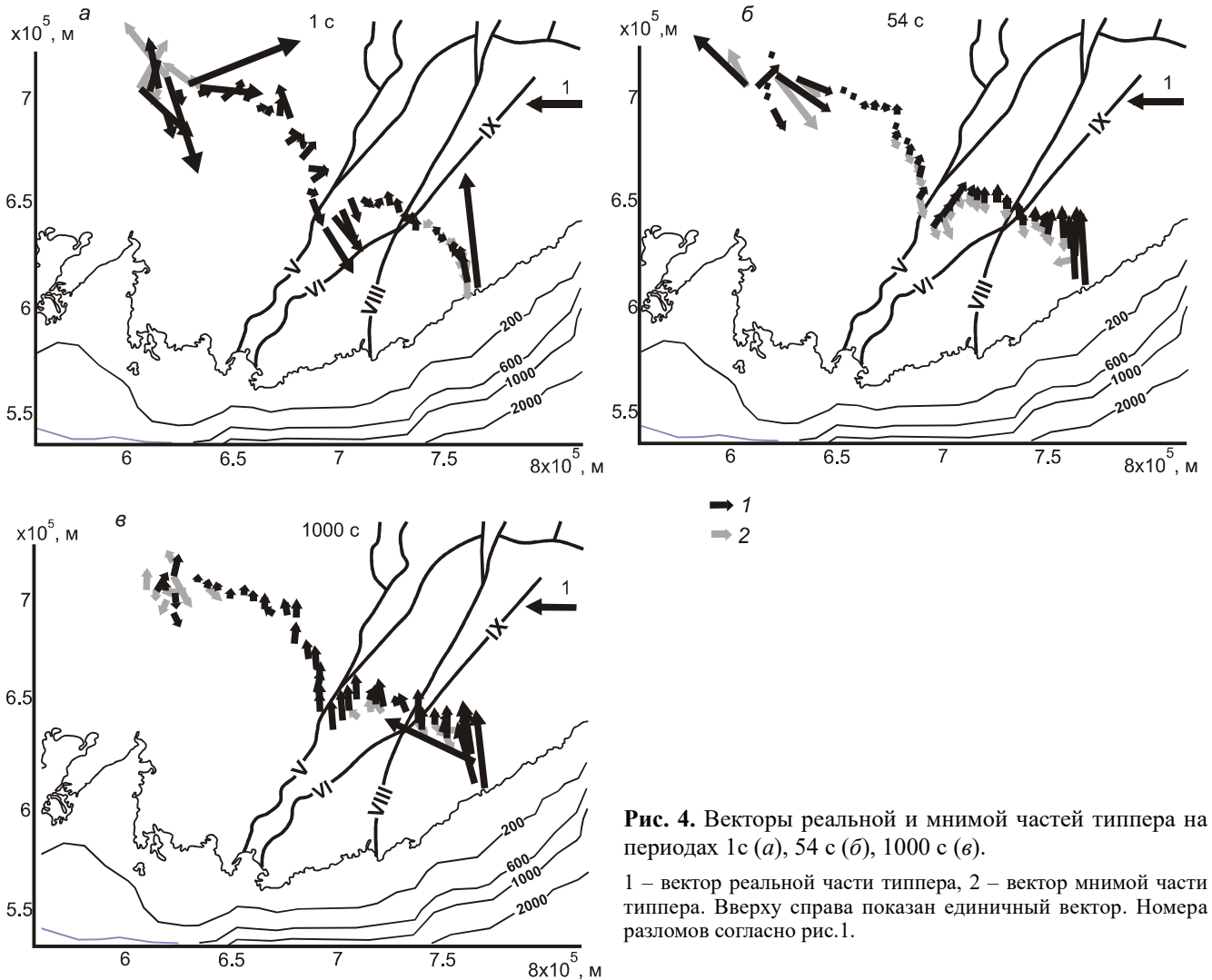


Рис. 4. Векторы реальной и мнимой частей типпера на периодах 1с (а), 54 с (б), 1000 с (в).

1 – вектор реальной части типпера, 2 – вектор мнимой части типпера. Вверху справа показан единичный вектор. Номера разломов согласно рис.1.

№ 36, отстоящем от берега на 10 км, влияние моря начинает проявляться на периоде 0.5 с. На периоде 3 с влияние моря проявляется до пункта № 29, расположенного на расстоянии около 60 км от берега. Однако далее на пунктах с № 44 по № 22 отмечается обратное направление индукционных стрелок реальной части вектора Визе-Паркинсона в сторону моря, что, вероятно, связано с аномалией повышенной проводимости, расположенной под Партизанским разломом, влияние которой начинает сказываться уже на периоде 0.3 с. С периодов свыше 50 с практически на всех пунктах, за исключением расположенных в крайней северо-западной части профиля на Шуфанских платобазальтах, индукционные стрелки реальной части вектора Визе-Паркинсона ориентированы в северном направлении. Отмечается также нарушение коллинеарности индукционных стрелок мнимой и реальной частей вектора Визе-Паркинсона, что свидетельствует об асимметрии среды.

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Расчёт 3D инверсии производился в программе ModEM [21]. Были использованы данные 46 точек зондирования в диапазоне периодов от 0.0001 с до 1000 с. Уровень ошибки был взят 5 %  $|Z_{xy}Z_{yx}|^{1/2}$  для основного импеданса, 50 % – для дополнительного и 5 % – для типпера. Горизонтальная сетка трёхмерной модели состояла из 60 блоков по оси X (направленной на север) и 79 по Y (на восток) с шагом 2.5 км в основной зоне, вертикальная – из 27 ячеек по оси Z (направлена вниз) с постепенно увеличивающимся шагом, начиная с 50 м.

Расчёты осуществлялись в два этапа. На первом – инверсия исходной модели проводилась по данным типпера, а на втором – результирующая модель предыдущего этапа используется как базовая для расчёта по импедансу.

Первоначально в качестве исходной модели использовалось полупространство сопротивлением



500 Ом·м. Инверсия от исходной модели, после расчета по типперу, дала результат с  $rms = 3.16$ . Полученная модель состояла из трех блоков высокого ЭС свыше 1000 Ом·м, мощностью, с СЗ на ЮВ, примерно 60, 40 и 30 км, разделенных двумя областями низкого ЭС 200–400 Ом·м. Первая из них между пунктами № 18 и № 23 располагается в средней части земной коры и до глубины 60 км, а вторая между пунктами № 31 и № 40 – от земной поверхности до 40 км. Под пунктами № 12 и № 13 выделяется субвертикальная аномалия пониженного сопротивления около 300 Ом·м.

Так как юго-восточная часть профиля оканчивается на берегу Японского моря, в модель были добавлены слои, соответствующие морской воде. В правую часть был вставлен блок сопротивлением 0.3 Ом·м и переменной мощностью от 50 м до 3 км. В результате инверсии была получена модель со среднеквадратической ошибкой, равной 3.29, которая состояла из двух блоков высокого ЭС свыше 1000 Ом·м в СЗ и ЮВ частях модели мощностью 50 и 40 км, соответственно. Области пониженного ЭС расширились, но не соединились. Сопротивление зоны под пунктами № 31 и № 43 понизилось до 100–200 Ом·м.

В связи с тем, что расстояние от каждой точки профиля до Японского моря не превышало 150 км, была создана модель с наличием моря и в южной части. Для этого в модель была, насколько возможно, перенесена береговая линия и учтена батиметрия. Расчеты показали, что внесение в модель моря к югу от профиля практически не повлияло на результаты расчета, среднеквадратическая ошибка составила 3.33. Введение в модель блоков с сопротивлением, соответствующим морской воде, в её южной части привело к уменьшению мощности блоков высокого ЭС в СЗ и ЮВ частях профиля и увеличению сопротивления в зоне низкого ЭС под пунктами № 31 и № 43 до 300 Ом·м. Во всех трех случаях проводился расчет модели и по данным импеданса. В первом случае среднеквадратическая ошибка составила 2.95, а во втором и третьем случае 2.63 и 2.64, соответственно. В результате был получен геоэлектрический разрез до глубины 150 км (рис. 5).

Геоэлектрический разрез (рис. 5) имеет относительно простое строение, представляет собой область повышенного ЭС от 500 и более Ом·м, в центральной части которой расположена область пониженных ЭС менее 500 Ом·м, протягивающаяся снизу вверх с понижением ЭС в верхней части разреза в двух областях до 100–200 и менее 100 Ом·м, соответственно. Верхняя часть геоэлектрического разреза характеризуется неоднородным строением, состоит из блоков с высоким ЭС от 1000 до 20 000 Ом·м, разделенных зо-

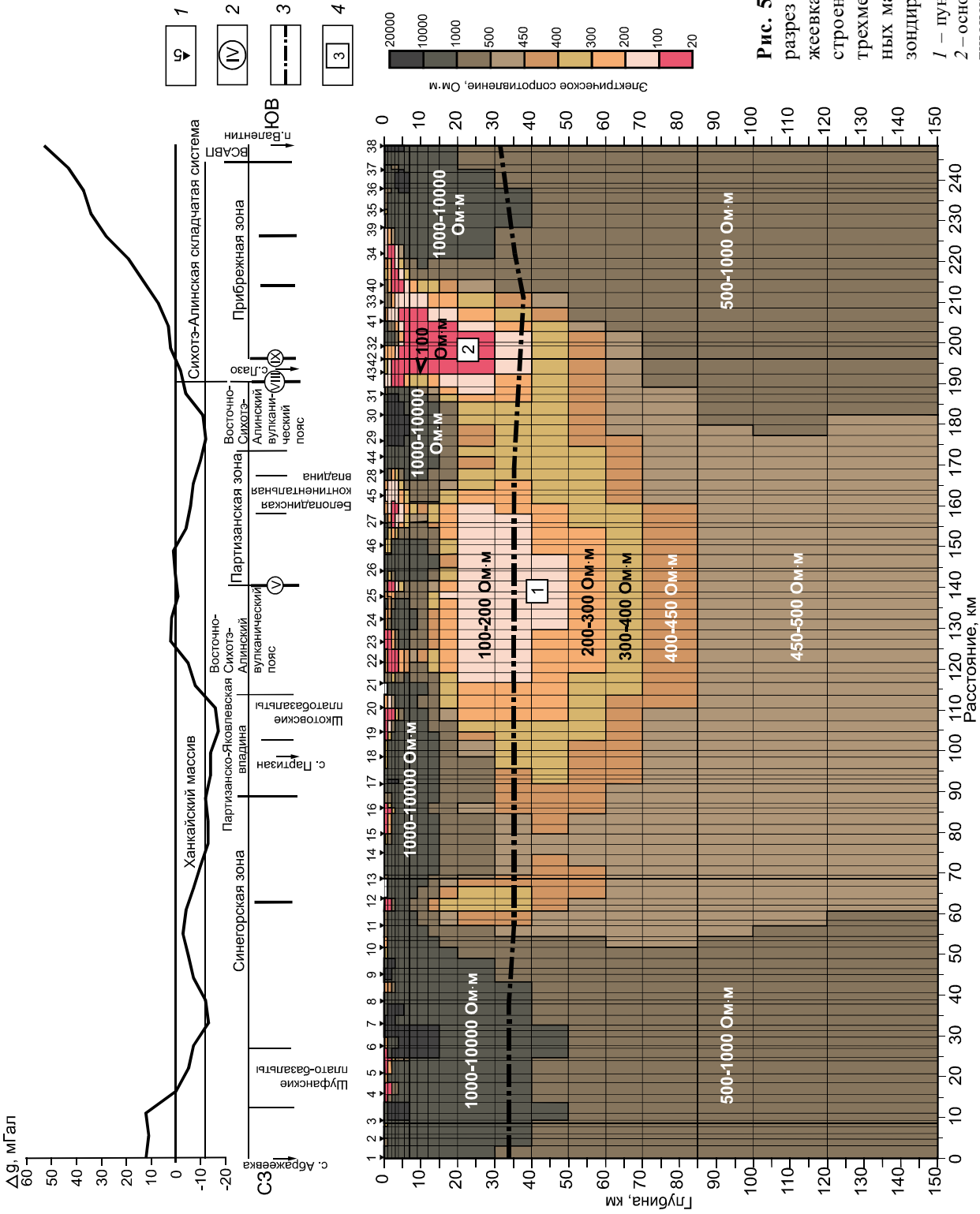
нами низкого ЭС 100–200 и менее Ом·м. Мощность этого слоя варьирует вдоль профиля, равняясь 40 км на СЗ, уменьшается до 15–20 км в центральной части и увеличивается до 30 км в прибрежной части.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геоэлектрический разрез (рис. 5) строился от точки к точке, что позволяет более точно привязываться к тектоническим структурам. Над разрезом вынесены их границы и положение основных разломов согласно [4]. На рисунке показано примерное положение границы Мохо, взятой из работы [18]. Большая часть разреза представлена Ханкайским массивом и лишь примерно четвертая часть – Сихотэ-Алинской складчатой системой. Ханкайский массив в пределах профиля представлен структурами деформированного чехла – Синегорской, Партизанской зонами и наложенными на них Партизанско-Яковлевской впадиной и образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Синегорская зона в своей СЗ части до разлома в районе пункта № 12 является относительно однородным блоком высокого ЭС от 1000 до 10 000 Ом·м мощностью около 40 км в земной коре и от 500 до 1000 Ом·м в верхней мантии до глубины 150 км. Далее к юго-востоку вплоть до границы с САСС, проходящей по ЦСАР, отмечается увеличение неоднородного строения земной коры и подкоровой верхней мантии. Здесь отмечается уменьшение мощности верхнего слоя высокого сопротивления (свыше 1000 Ом·м), аппроксимируемого с земной корой, разделение его на отдельные блоки, границами между которыми являются субвертикальные зоны пониженного сопротивления, связываемые с разломами. На геоэлектрическом разрезе видно, что земная кора, начиная от восточной окраины Синегорской зоны и до ЦСАР, подвержена сильной деструкции, что отражено и в тектоническом строении. Здесь отмечается чередование таких наложенных структур, как Партизанско-Яковлевская и Белопадинская впадины, ВСАВП и Шкотовские платобазальты.

В центральной части профиля, на границе Синегорской и Партизанской зон, мощность слоя высокого ЭС понижается до 15–20 км, и в его основании располагается зона низкого ЭС 100–200 Ом·м, названная нами *Партизанской*. Она связывается с Партизанским разломом, который характеризуется интенсивной милонитизацией и рассланцеванием и сопровождается многочисленными опережающими сдвигами и надвигами. Эта зона низкого ЭС имеет вертикальные каналы, выходящие на земную поверхность, которые делят верхний слой высокого ЭС на отдельные блоки и свя-



**Рис. 5.** Геоэлектрический разрез по профилю с. Абражевка – п. Валентин, построенный по результатам трехмерной инверсии данных магнитотеллурических зондирований.

*l* – пункты МТЗ и их номера;  
 2 – основные разломы: V – Партизанский, VIII – Центральный-  
 тизанский, IX – Фурмановский, X – Подшоша земной коры по данным ГСЗ [18], 4 – зоны аномально низкого электрического сопротивления: 1 – Партизанская, 2 – Лазовская.

IX – Фурмановский, X – Подшоша земной коры по данным ГСЗ [18], 4 – зоны аномально низкого электрического сопротивления: 1 – Партизанская, 2 – Лазовская. Над разрезом показан график аномального гравитационного поля  $\Delta g$ , мГал.

зываются с разломами, по которым поступали магмы ВСАВП. Для Шуфанских платобазальтов каналов низкого ЭС, уходящих в верхнюю мантию, обнаружено не было, что может быть связано или с тем, что они не были пересечены профилем, или с их незначительными размерами.

Сложное строение центральной части профиля подтверждает и график аномального гравитационного поля (рис. 5), на котором видно, что на фоне общего минимума поля выделяется несколько аномалий повышенных и пониженных значений.

На границе Ханкайского массива и САСС в верхней части геоэлектрического разреза в пределах земной коры выделяется интенсивная аномалия низкого ЭС от 20 до 100 Ом·м, названная нами – *Лазовская*. Она охватывает Дальнегорскую подзону Прибрежной зоны САСС. Ширина аномалии достигает 30 км, глубина – до подошвы земной коры. Начинаясь в районе пунктов № 34–№ 39, где она выходит на поверхность, зона низких ЭС погружается в западном направлении до ЦСАР, где она имеет наименьшие значения ЭС. Следует отметить, что только на данном профиле ЦСАР характеризуется как субвертикальная зона низкого ЭС, по результатам предыдущих исследований [6–8], ЦСАР располагался в зонах высокого ЭС. ЭС земной коры Щербаковской подзоны достигает 20 тыс. Ом·м, что согласуется с геологическими данными о наличии неглубоко залегающего высокометаморфизованного кристаллического основания [7]. Область высоких ЭС прослеживается и в верхней мантии с наклоном в сторону континента вплоть до глубины 150 км и уменьшением ЭС до 500 Ом·м.

Сравнивая геоэлектрический разрез по профилю с. Абражеевка – п. Валентин с результатами других исследователей [13], можно видеть, что в общих чертах модели строения литосферы этой части Южного Сихотэ-Алиня совпадают – земная кора с высоким ЭС свыше 1000 Ом·м, литосферная мантия сопротивлением 500–1000 Ом·м и проводящие области в низах земной коры и литосферной мантии. Существенным отличием полученной нами модели от существующих является наличие области пониженного ЭС менее 500 Ом·м, восходящей из верхней мантии с глубин свыше 150 км, достигающей основания земной коры и проникающей в её среднюю и верхнюю части, образуя локальные аномалии низкого ЭС менее 100 Ом·м. Схожая картина наблюдалась нами и на ранее выполненных профилях [7, 8], расположенных севернее в 100–150 км друг от друга. Отличительной особенностью данного геоэлектрического разреза от предыдущих является его более простое строение. Подобное строение литосферы может быть объяснено в рамках модели развития Восточного Сихотэ-Алиня,

предложенной в работах [10, 11, 20]. Наличие области пониженного ЭС под центральной частью геоэлектрического разреза, вероятно, является следствием внедрения расплавов и флюидов через «slab-window» древней субдуцировавшей плиты.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных работ построен геоэлектрический разрез литосферы южной части Сихотэ-Алинской складчатой системы и граничащего с ней Ханкайского массива до глубины 150 км по профилю с. Абражеевка – п. Валентин, получены новые данные об их строении и электрических свойствах. Показано, что земная кора имеет высокое ЭС от 1000 до 20 000 Ом·м. Мощность её варьирует примерно от 40 км под центральной частью Ханкайского массива (Синегорская зона) до 15–20 км в его краевой части на границе с САСС. Под САСС мощность слоя высокого ЭС сначала увеличивается до 30–35 км, а затем сокращается до 20–25 км в прибрежной части.

Выявлено две зоны аномально низкого ЭС – Партизанская и Лазовская. Партизанская аномалия имеет ЭС 100–200 Ом·м, расположена на глубинах от 15 до 50 км, располагает субвертикальными каналами, выходящими на поверхность. Её ширина, с учетом изгиба профиля, оценивается в 20–25 км. Её природа может быть связана с флюидами, поступающими из верхней мантии. Лазовская аномалия расположена на границе Ханкайского массива и САСС, контролируется Центральным Сихотэ-Алинским и Фурмановским разломами и прослеживается как в глубину до подошвы земной коры, так и по простиранию на 30–40 км в верхней части земной коры. Подобная форма аномалии связана, вероятно, со сдвиговыми перемещениями в земной коре с востока на запад.

На данном профиле выявлено аномально низкое ЭС в зоне ЦСАР, что является отличительной особенностью по сравнению с его северной ветвью.

Литосферная мантия характеризуется ЭС 500–1000 Ом·м и наличием в центральной части геоэлектрического разреза обширной области пониженного ЭС менее 500 Ом·м, восходящей из верхней мантии с глубин свыше 150 км, достигающей основания земной коры и проникающей в её среднюю и верхнюю части, образуя локальные аномалии низкого ЭС менее 100 Ом·м.

Строение литосферы исследуемого профиля более простое по сравнению с северной частью Южного Сихотэ-Алиня.

Изучено влияние «берегового эффекта» на результаты МТЗ. Показано изменение величины и на-

правления векторов реальной части типпера в зависимости от расстояния до берега моря и от наличия проводящих объектов в земной коре и верхней мантии.

Геоэлектрическое строение литосферы по профилю связывается с моделью развития Восточного Сихотэ-Алиня, согласно [10, 11, 20], предполагающей наличие в верхней мантии остатков древней субдуцировавшей плиты.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №16-17-00015.

#### 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. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 92 с.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист L-(52),53; (K-52,53) (оз. Ханка). СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53). оз. Ханка: Объясн. зап. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 684 с. + 8 вкл.
6. 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.
7. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 5. С. 31–47.
8. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Дальнереченск – с. Роцино – п. Пластун по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 5. С. 3–13.
9. Мардерфельд Б.Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях. М.: Наука, 1977. 80 с.
10. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 84–108.
11. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 947–961.
12. 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.
13. 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.
14. 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.
15. Никифоров В.М., Дмитриев И.В., Шкабарня Г.Н. Геоэлектрическая структура тектоносферы на юге Дальнего Востока: связь с тектоникой, металлогенией, нефтегазоносностью // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: Материалы Всерос. конф. 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.
16. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. и др. 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.
17. 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.
18. Потапов С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1980. С. 43–53.
19. Старжинский С.С. О геоэлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 88–90.
20. 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 Всерос. конф. с междунар. участием. г. Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.
21. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences. 2014. V. 66. P. 40–53.

*Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем*

после доработки 11.01.2020 г.

принята к печати 21.02.2020 г.

*V. B. Kaplun, A. K. Bronnikov*

**The crust and upper mantle structure of the Southern Sikhote Alin from magnetotelluric sounding data along the profile Abrazheevka – Valentin**

Based on the results of magnetotelluric soundings carried out in the southern part of the Sikhote Alin fold system in the frequency range from 10 kHz to 0.001 Hz, the geoelectric section is constructed down to a depth of 150 km. The electrical parameters are obtained and the crust and upper mantle structure is studied. The crust has a high resistivity ranging from 1000 to 20000 Ohm·m and is divided into fault-bordered blocks by low-resistivity zones. Two zones with abnormally low resistivity of 100–200 Ohm·m and lower are distinguished in the crust and upper mantle. The structure of the geoelectric section is related to the subduction of an ancient plate and the formation of a slab-window.

**Key words:** magnetotelluric soundings, deep structure, Earth's crust, upper mantle, deep faults, Southern Sikhote Alin.