

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ПРИБРЕЖНОЙ ОБЛАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ ВБЛИЗИ ОБСЕРВАТОРИИ «МЫС ШМИДТА»

С.С. Старжинский¹, А. Йошикава², С.Ю. Хомутов³

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43, Россия

²International Center for Space Weather Science and Education, Kyushu University,
Motoooka744, Nishi-ku, Fukuoka 819-0395, Japan

³Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
684034, Паратунка, ул. Мирная, 7, Россия

Приводятся результаты 3D инверсии магнитовариационных типперов, полученных в обсерватории «Мыс Шмидта» в результате цифровой обработки записей геомагнитных вариаций, выполненных магнитометром MAGDAS-I. 3D инверсия частотных зависимостей типперов была выполнена с использованием программы ModEM. В результате получены горизонтальные и вертикальные разрезы в прибрежной полосе Чукотского моря в пространственной области $300 \times 300 \times 200$ км по осям X , Y , Z соответственно.

Геоэлектрический разрез исследуемой области содержит как поверхностные, так и глубинные проводящие блоки, располагающиеся в разных азимутах относительно пункта измерений. Поверхностная проводящая аномалия вблизи обсерватории с удельным электрическим сопротивлением (УЭС), равным ≈ 3 Ом·м, располагается в юго-восточном направлении на глубинах в первые сотни метров. В этом же направлении, но на удалении около 25—30 км, находится вторая более объемная проводящая неоднородность на глубинах 4—16 км с УЭС центральной области на глубине 8 км, равным 1 Ом·м. В Чукотском море со стороны Южно-Чукотской впадины, погружаясь к побережью к низам земной коры, располагается наклонный проводящий блок, имеющий в центральной части на глубине 20 км максимальное УЭС, равное ≈ 7 Ом·м. Самой заметной особенностью разреза является массивный верхнемантийный проводящий блок под континентом в области глубин 50—120 км с УЭС 3—4 Ом·м в центральной части на глубинах 70—85 км. При углублении в континент блок несколько наклоняется в юго-восточном направлении. Просматриваются проводящие области, связывающие этот блок с вышерасположенными проводящими образованиями.

Эпицентры зарегистрированных в районе слабых коровых землетрясений находятся над северо-западной краевой частью верхнемантийного блока, захватывая и его центральную область.

Обсуждаются возможные механизмы высокой электрической проводимости аномальных блоков.

Магнитовариационное зондирование, 3D инверсия, ModEM, м. Шмидта, геоэлектрический разрез

GEOELECTRIC SECTION OF THE COASTAL REGION OF THE CHUKCHI SEA NEAR THE CAPE SCHMIDT OBSERVATORY

S.S. Starzhinskii, A. Yoshikawa, S.Yu. Khomutov

This paper presents the results of 3D inversion of magnetovariational tippers obtained at the Cape Schmidt observatory via digital processing of geomagnetic variation records performed by the MAGDAS-I magnetometer. 3D tipper frequency inversion is carried out using the ModEM software. The result is horizontal and vertical sections in the coastal strip of the Chukchi Sea in a spatial region with a dimension of $300 \times 300 \times 200$ km along the X , Y , and Z axes, respectively.

The geoelectric section of the investigated region contains both surface and deep conductive blocks located at different azimuths relative to a measurement point. The surface conductive anomaly near the observatory with a resistivity of ≈ 3 Ohm·m is located in the southeast direction at depths of a few hundred meters. The other conducting inhomogeneity is larger and located in the same direction, but at a distance of about 25–30 km and depths of 4–16 km. The resistivity of its central region at a depth of 8 km is equal to 1 Ohm·m. From the side of the South Chukchi Depression, there is an inclined conductive block in the Chukchi Sea, located closer to the coast to the bottom of the Earth's crust, and the maximum resistivity of this block in the central part at a depth of 20 km is equal to ≈ 7 Ohm·m. The most noticeable feature of the section is a massive upper-mantle conductive block under the continent at depths of 50–120 km with a resistivity of 3–4 Ohm·m in the central part at depths of 70–85 km. Deeper into the continent, the block is slightly inclined to the southeast. There are visible conductive regions that connect this block with upstream conductive formations.

The epicenters of weak crustal earthquakes recorded in the region are located above the northwestern marginal part of the upper-mantle block, including its central region. Possible mechanisms of high electrical conductivity of anomalous blocks are discussed.

Magnetovariational sounding, 3D inversion, ModEM, Cape Schmidt, geoelectric section

ВВЕДЕНИЕ

Во время выполнения международного проекта «210°-й магнитный меридиан» (210° MM), который затем был продолжен в проектах «Circum-pan Pacific Magnetometer Network» (CPMN) и «MAGnetic Data Acquisition System» (MAGDAS), получен большой объем цифровых записей вариаций геомагнитного поля вдоль меридиана от Северного полюса до Южного [Yumoto et al., 1996, 2001, 2006]. Несколько станций были расположены в полярных областях России. Непрерывная регистрация вариаций в широкой полосе периодов осуществлялась с помощью феррозондовых магнитометров с чувствительностью 0.1 нТл и частотой дискретизации по времени 1 Гц. В российских областях Арктики действовали станции в пунктах обсерватории «Тикси», о. Котельный, п. Чокурдах и обсерватории «Мыс Шмидта» (CPS, 68.88° с.ш., 179.37° з.д.). Данные первых трех пунктов ранее использовались для выполнения магнитовариационного зондирования в Лаптевоморском регионе Арктики [Старжинский и др., 2020]. Расположение последнего представлено на рис. 1. Данные этого пункта, удаленного от района предыдущих исследований на значительное расстояние, представляют интерес в том отношении, что пункт CPS находится в районе сочленения пассивной окраины Северного Ледовитого океана с Чукотской складчатой областью, в то время как первые три пункта располагались в зоне активного рифтогенеза. Такие особенности геологического строения региона указывают на то, что здесь магнитовариационные типперы могут иметь малые значения, характерные для внутриконтинентальных районов и, вследствие этого, будут в большей степени подвержены влиянию различного рода помех.

Магнитотеллурические (МТ) и магнитовариационные (МВ) исследования в полярных районах начинались в 70-х годах прошлого века. Тогда они выполнялись в глубоководных областях Северного Ледовитого океана с дрейфующего льда на полярных станциях [Трофимов, Фонарев, 1974; Волкомирская, Фонарев, 1978; Трофимов, 1979; Фонарев и др., 2009]. Используемые в то время аналоговая регистрирующая аппаратура с записью вариаций на фотоленту и еще недостаточно развитые алгоритмы обработки данных все же позволяли получать кривые МТ зондирования над глубоким морем вблизи полярного электроджета. Учитывая, что в этом случае толщина и удельное электрическое сопротивление (УЭС) водного слоя известны, было показано, что полученные кривые кажущегося сопротивления отражают реальный геоэлектрический разрез.

Большой объем МТ и МВ исследований был выполнен в эти же годы в Канадском секторе Арктики [Niblett, Whitham, 1970; Niblett et al., 1974; DeLaurier et al., 1974]. Изучена обширная площадь как на островах, так и со льда с целью проследить аномальные эффекты в геомагнитных вариациях, обусловленные геоэлектрическими неоднородностями разреза.

В последующих исследованиях в полярных областях усилия были направлены на раз-

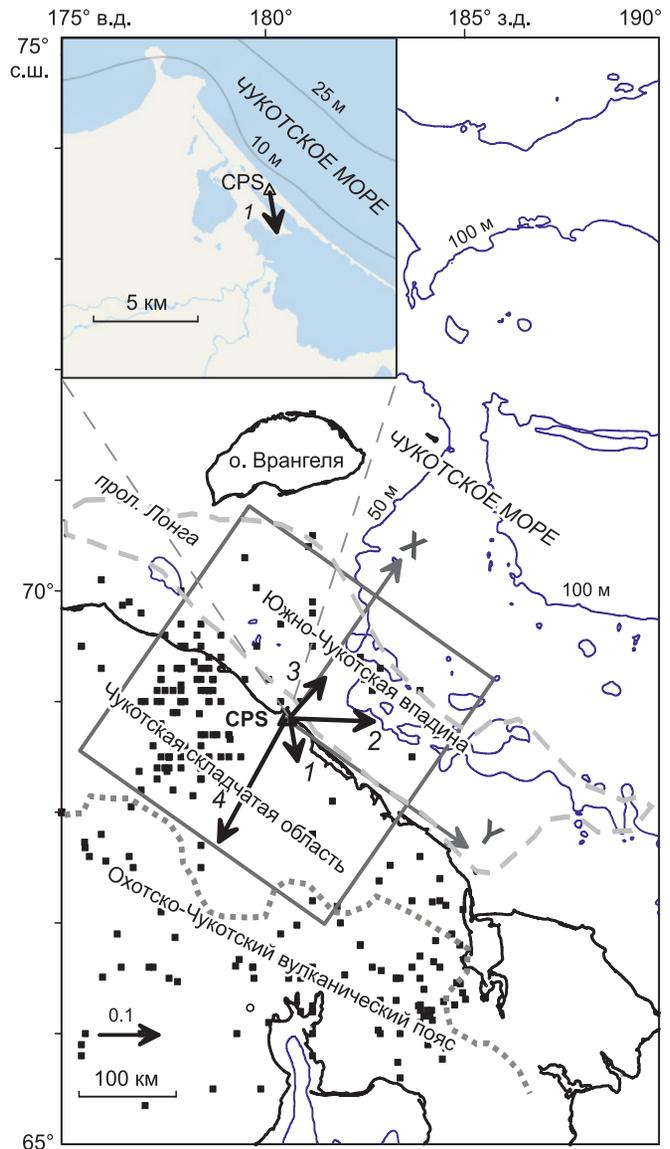


Рис. 1. Расположение области исследования (квадрат со стороной 300 км), экспериментальной системы координат, реальных индукционных стрелок:

на периодах (с): 1 — 9.5, 2 — 60, 3 — 238, 4 — 2388 на местности. Треугольником обозначен пункт наблюдения CPS — обсерватория «Мыс Шмидта». Серой штриховой линией оконтурена Южно-Чукотская впадина, пунктиром обозначена северная граница Охотско-Чукотского вулканического пояса, по [Mazarovich, Sokolov, 2003]. Черными кубиками показаны эпицентры землетрясений. На врезке представлена конфигурация береговой черты и расположение лагун в окрестности пункта наблюдений, а также указана ориентация реальной индукционной стрелки на периоде 9.5 с.

работку алгоритмов обработки данных, способных подавлять эффекты полярных токовых систем. Было выполнено сравнение робастных и неробастных алгоритмов обработки и показана эффективность первых [Garcia et al., 1997]. Дальнейшее изучение в этом направлении [Jones, Spratt, 2002] подтвердило преимущество робастных алгоритмов.

Всестороннее исследование возможностей выполнения МТ и МВ зондирований в полярных областях было проведено во время эксперимента «BEAR» (1998—2002 гг.) по изучению геоэлектрического строения Балтийского щита на основе синхронной регистрации МТ поля в 49 пунктах в течение двух месяцев. При этом анализировались возможности робастных алгоритмов обработки синхронных данных [Варенцов и др., 2003а, б] и моделировалось влияние полей полярных токовых систем, рассчитываемых на основе модели IZMEM, на МТ и МВ передаточные операторы [Левитин и др., 2007]. Исследования показали, что передаточные операторы, получаемые в результате обработки экспериментальных данных, отражают реальный геоэлектрический разрез.

Необходимо заметить, что из геофизических методов для изучения глубинного строения, начиная с первых десятков километров, наиболее подходящими являются метод сейсмической томографии и МТ и МВ методы. Так как метод сейсмической томографии уже был применен в арктическом регионе [Яковлев и др., 2012], то выполнение МВ зондирования позволит сравнить результаты этих методов с учетом того, что зонам пониженных сейсмических скоростей должны соответствовать зоны повышенной электрической проводимости.

Таким образом, проведенные в последние годы исследования и МВ эксперименты в высокоширотных областях Земли подтвердили возможность использования МТ и МВ методов для анализа строения геоэлектрического разреза. Принимая это во внимание, цель исследований состояла в расчете экспериментальных частотных зависимостей типперов в условиях стабильного геологического строения, в выполнении 3D инверсии экспериментальных типперов для построения модели геоэлектрического разреза пока еще недостаточно изученного района и сравнении полученной модели со всей имеющейся геолого-геофизической информацией о районе для оценки возможностей метода МВ зондирований в этих условиях.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

Обсерватория «Мыс Шмидта» располагается в пределах Евразийской плиты на побережье Чукотского моря на стыке морских и континентальных структур. Со стороны мелководного моря с глубинами 50—100 м, простирающимися за о. Врангеля, к побережью примыкает Южно-Чукотская впадина, в которой мощность осадков составляет около 1 км вблизи побережья и при удалении от него в юго-восточном направлении достигает значений 4—6 км [Вержбицкий и др., 2010; Тектоническая карта..., 2019]. Во впадине напротив обсерватории на удалении ≈ 75 км от побережья мощность осадков составляет 2—4 км [Кашубин и др., 2017]. Впадина заложена на маломощной (≈ 20 км) континентальной коре, характерной для шельфовых областей [Кашубин и др., 2013]. Со стороны континента к обсерватории выходит Чукотская складчатая область с примыкающим к ней с юга охотско-чукотским вулканогенно-плутоническим комплексом [Вержбицкий и др., 2015]. Чукотская складчатая область имеет древний метаморфический фундамент, залегающий на относительно малых глубинах и перекрытый пермскими и триасовыми терригенными и карбонатными комплексами [Harrison et al., 2008]. В прибрежной части складчатая область осложнена гранитоидными интрузиями [Miller, Verzhbitsky, 2009] и разломами, параллельными береговой черте [Harrison et al., 2008]. В глубь континента нормальная континентальная кора мощностью 30 км утолщается в юго-западном направлении, достигая мощностей в 40—45 км на удалении около 100 км [Petrov et al., 2016]. Здесь же закартированы интрузии габроидных пород [Ledneva et al., 2014]. Оцененная мощность литосферы в исследуемом регионе, согласно [Карта..., 1995], составляет около 60 км.

Обсерватория располагается в области развития многолетнемерзлых пород (ММП), прерываемых сквозными таликами. Мощность ММП варьирует от 200 до 500 м в зависимости от рельефа местности. По химическому составу таликовые воды близки к рассолам, обладающим низким удельным электрическим сопротивлением. Вследствие низкой электрической проводимости ММП талики могут создавать интенсивные магнитовариационные отклики на высоких частотах. Вблизи м. Шмидта под лагунами таликовые воды концентрируются в гравийно-галечных и песчано-галечных слоях мощностью до 10 м. Минерализация таликовых вод здесь достигает 80 г/л [Бондаренко и др., 2014].

Источником информации о землетрясениях в районе исследований явился электронный банк арктических сейсмологических данных, созданный во ВНИИОкеангеологии [Аветисов и др., 2001]. Из построенной на его данных карты эпицентров землетрясений видно их отсутствие в Чукотском море, редкая встречаемость мелкофокусных землетрясений южнее о. Врангеля в прол. Лонга и концентрация на

прилегающем к обсерватории шельфе и континенте (см. рис. 1). Мелководное Чукотское море практически асейсмично, что свидетельствует об отсутствии значительных тектонических напряжений в земной коре и стабильности региона. В проливе Лонга эпицентры землетрясений локализируются вблизи побережья, трассируя сочленение континента с Южно-Чукотской впадиной [Аветисов, 1996]. Очаги этих землетрясений располагаются на глубинах 10—30 км, а большая их часть на глубине 10 км. Магнитуды землетрясений не превышают 3—5 баллов. На фоне общего распределения землетрясений выделяется их сгущение вкрест общему простиранию региональной береговой линии Чукотской складчатой системы. Это сгущение эпицентров землетрясений располагается западнее обсерватории на расстоянии около 70 км и не продолжается в Чукотском море.

Гравитационное поле в пределах прилегающего к обсерватории моря характеризуется слабыми отрицательными аномалиями в свободном воздухе около -15 мГал в Южно-Чукотской впадине. Они переходят в слабоположительные в редукции Буге в полосе шириной около 50 км, протягивающейся вдоль побережья со стороны континента [Гравиметрическая карта..., 1990]. В море в локальных областях они осложнены положительными аномалиями небольшой интенсивности, одна из которых простирается поперек Южно-Чукотской впадины от м. Шмидта до о. Врангеля [Klemperer et al., 2002]. Отрицательным аномалиям здесь соответствуют локальные впадины и прогибы, некоторые из которых закартированы по сейсморазведочным данным. На континенте аномалии гравитационного поля в редукции Буге представлены отрицательными значениями, не превышающими по модулю 10 мГал [Mazarovich, Sokolov, 2003; Gaina et al., 2011]. Они широкой полосой протягиваются в юго-западном направлении от побережья с понижением амплитуд аномалий по мере углубления в континент.

Район исследований находится внутри обширной области отрицательных значений аномального магнитного поля [Gaina et al., 2011], располагающейся между о. Врангеля и охотско-чукотским вулкано-генно-плутоническим комплексом. Эта область содержит изометрические положительные и отрицательные аномалии малой интенсивности в восточной части. Вид аномалий не позволяет предполагать существование продолжения региональных континентальных структур под дном Чукотского моря, хотя локальные структуры под морем просматриваются [Meuer et al., 2017]. Так, в районе м. Шмидта прибрежная полоса слабоотрицательных аномалий сечется локальной меридиональной слабоположительной аномалией. В западном направлении отрицательные аномалии уменьшаются до -100 нТл и выделяется зона пониженных значений, протягивающаяся вдоль побережья между м. Шмидта и Чаунской губой. Восточнее м. Шмидта на континенте параллельно берегу при удалении от него на ≈ 50 км протягивается линейная полоса положительных аномалий амплитудой около 100 нТл.

По данным сейсмической томографии на объемных P -волнах, выполненной в арктическом регионе, выделяются низкоскоростные аномалии под континентальной областью района исследований. Наиболее интенсивная аномалия наблюдается на глубине около 100 км под Охотско-Чукотским вулканическим поясом [Яковлев и др., 2012]. Она несколько затухает на глубине 200 км и исчезает на глубинах около 400 км. При приближении к морю ее интенсивность ослабевает, и она не просматривается под Чукотским морем. Аналогичные результаты дает для региона и сейсмическая томография на поверхностных и поперечных S -волнах. В этом случае аномальные зоны пониженных сейсмических скоростей наблюдаются только на глубинах, не превышающих 150 км [Lebedev et al., 2018], и располагаются они под континентом, примыкающим к Чукотскому морю.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Во время выполнения проекта 210° ММ на геофизической обсерватории «Мыс Шмидта» был получен большой объем записей вариаций магнитного поля Земли. Запись осуществлялась феррозондовым магнитометром MAGDAS (http://www.serc.kyushu-u.ac.jp/magdas/MAGDAS_Project.htm) с чувствительностью 0.1 нТл, установленным в геомагнитной системе координат с осью X , направленной на север, осью Y на восток и осью Z вертикально вниз. При расчете типперов данные пересчитывались в географическую систему координат. Так как феррозондовые датчики магнитного поля имеют недостаточную чувствительность для записей короткопериодных магнитных вариаций в спокойной геомагнитной обстановке, то для обработки выбирались реализации, полученные при высокой геомагнитной возмущенности, когда амплитуда вариаций возрастает. Использовались реализации длительностью шесть суток, которые после перекодировки и редакции подавались на вход программы обработки данных.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ

В частотной области между компонентами геомагнитных вариаций H_x , H_y , H_z существуют линейная связь вида

$$H_z = W_x H_x + W_y H_y, \quad (1)$$

где коэффициенты W_x и W_y — комплексные величины. Комплексный вектор \mathbf{W} , составленный из коэффициентов W_x и W_y ,

$$\mathbf{W} = W_x \mathbf{j} + W_y \mathbf{k}, \quad (2)$$

где \mathbf{j} и \mathbf{k} — реальные направляющие векторы по осям X и Y соответственно, называется вектором Визе-Паркинсона или типпером. Если рассматривать выражение (1) как скалярное произведение двух комплексных векторов: вектора \mathbf{W} и вектора

$$\mathbf{H}_h = H_x \mathbf{j} + H_y \mathbf{k}, \quad (3)$$

тогда выражение (1) можно записать в виде

$$H_z = \mathbf{W} \mathbf{H}_h. \quad (4)$$

Учитывая, что модуль вектора, например, \mathbf{H}_h выражается как $|\mathbf{H}_h|^2 = \mathbf{H}_h \mathbf{H}_h^*$ и, умножая обе части (4) на $(\mathbf{W} \mathbf{H}_h)^*$, где знак * означает комплексное сопряжение, получим

$$|H_z|^2 = |\mathbf{W}|^2 |\mathbf{H}_h|^2. \quad (5)$$

Из (5) можно выразить модуль типпера $|\mathbf{W}|$ как

$$|\mathbf{W}| = (|W_x|^2 + |W_y|^2)^{1/2} = \frac{|H_z|}{|\mathbf{H}_h|}. \quad (6)$$

Из (6) следует, что модуль типпера выражает отношение модуля вертикальной компоненты вариации к модулю горизонтальной компоненты. Для представления результатов МВ исследований вводятся реальный $\text{Re} \mathbf{W}$ и мнимый $\text{Im} \mathbf{W}$ индукционные векторы (индукционные стрелки), определяемые как

$$\text{Re} \mathbf{W} = -W_{xr} \mathbf{j} - W_{yr} \mathbf{k}, \quad (7)$$

$$\text{Im} \mathbf{W} = -W_{xi} \mathbf{j} - W_{yi} \mathbf{k}. \quad (8)$$

Здесь нижние индексы r и i обозначают реальные и мнимые части комплексного числа. В выражениях (7) и (8), в отличие от определения Визе, знаки инвертированы. В этом случае реальная индукционная стрелка указывает на области с высокой электрической проводимостью. Поведение мнимой индукционной стрелки гораздо сложнее и труднее поддается простой интерпретации. Обычно при представлении результатов МВ работ величины и направления стрелок вычерчиваются на картах для выбранного периода вариации. Мы же будем использовать графики зависимостей углов ориентации α_r , реальной и α_i мнимой стрелок от периода. Углы определяются как

$$\alpha_r = \text{arctg} \frac{-W_{yr}}{-W_{xr}} \quad (9)$$

и

$$\alpha_i = \text{arctg} \frac{-W_{yi}}{-W_{xi}} \quad (10)$$

на интервале $0—2\pi$. Положительные значения углов отсчитываются от направления на север (от оси X) по часовой стрелке. При первичной качественной интерпретации будут использоваться модуль типпера и углы ориентации индукционных стрелок. Наличие минимума на зависимостях модуля типпера от периода указывает на наличие проводящего слоя в геоэлектрическом разрезе [Бердичевский, Дмитриев, 2009], а ориентация индукционных стрелок определяет положение проводящей неоднородности в горизонтальной плоскости относительно пункта измерений. Для того чтобы оценить, к какому типу геоэлектрических разрезов 1D, 2D, 3D относится исследуемый разрез, рассчитывалась асимметрия типпера (Tipper Skew) как

$$S_k = 2 \frac{W_{xr} W_{yi} - W_{xi} W_{yr}}{|\mathbf{W}|^2}. \quad (11)$$

При выполнении 3D инверсии интерпретационных параметров МВ исследований будут использоваться значения коэффициентов W_x и W_y на различных интервалах периодов вариаций.

Для оценки выше определенных интерпретационных параметров была разработана программа, которая включает следующие операции: удаление линейного тренда из данных при его наличии, коррекцию частотной характеристики каналов в высокочастотной области, выполнение полосовой фильтрации в частотной области путем умножения спектров компонент на частотную характеристику полосового гауссовского фильтра, получение оценок функций множественной, частной и обычной когерентностей. После обратного преобразования Фурье результата фильтрации в частотной области рассчитывались огибающие и фазы узкополосного аналитического сигнала во временной области и вычислялись коэффициенты W_x и W_y на заданном временном отрезке, скользящем по реализации. В завершение производилась робастная селекция рассчитанных коэффициентов с использованием медианных оценок и селекция по шести значениям рассчитанных функций когерентностей. Максимальная длина входных последовательностей программы составляла 6 сут при интервале дискретизации $dt = 1$ с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Рассчитанные интерпретационные параметры представлены на рис. 2. Модули типперов, изображенные в верхней части рисунка, принимают малые значения в пределах 0.08—0.40. В области коротких периодов наблюдается максимум со значениями порядка 0.2, который с увеличением периода переходит в минимум. Последнее обстоятельство указывает на наличие проводящих слоев в разрезе. При дальнейшем увеличении периодов наблюдается увеличение значений типперов вплоть до 0.4 при $T = 10^4$ с. Такое поведение типперов на длинных периодах, как отмечалось в работе [Parkinson, Jones, 1979], характерно для внутриконтинентальных областей, располагающихся на значительном удалении от морского побережья.

В поведении рассчитанных индукционных стрелок обращает на себя внимание широкий диапазон изменений их ориентационных углов с изменением периодов вариаций. Так, ориентационный угол реальной индукционной стрелки меняется в диапазоне от ≈ 30 до 300° , а мнимой стрелки в диапазоне от ≈ 180 до $\approx 360^\circ$. Такое поведение стрелок в конечном счете определяется положением в разрезе проводящих поверхностных и глубинных неоднородностей. На самых коротких периодах реальный индукционный вектор (номер 1, см. рис. 1) ориентирован в южном направлении, по-видимому, обусловленном наличием здесь в прибрежной области континента морских лагун и таликов в их пределах, как это можно видеть на врезке рис. 1. При увеличении периода ориентационный угол уменьшается, принимая значение около 30° на периоде ≈ 240 с, т. е. индукционная стрелка 3 на рис. 1 устанавливается перпендикулярно к региональной береговой черте в направлении морской акватории в районе исследований. При этом мнимая индукционная стрелка также направлена в море, устанавливаясь примерно в направлении 0° . При дальнейшем увеличении периода вариаций происходит резкий поворот вектора, и он в области длинных периодов размещается в на-

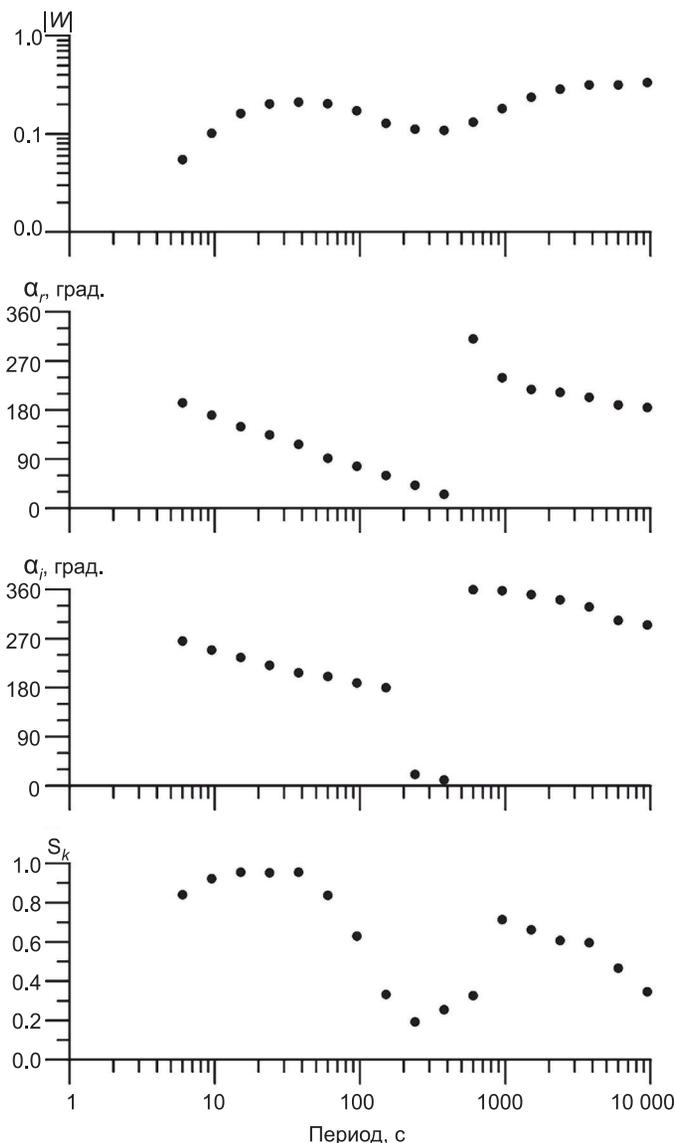


Рис. 2. Рассчитанные графики экспериментальных зависимостей от периода вариаций модуля типпера $|II|$, азимутов реальных α_r и мнимых α_i индукционных стрелок в географической системе координат, асимметрии типпера S_k для пункта CPS.

правлении, перпендикулярном береговой черте, но уже направлен в глубь континента. Это может быть вызвано существованием внутри континента глубинной проводящей неоднородности значительных размеров, на что указывает устойчивая ориентация вектора на длинных периодах. Мнимый индукционный вектор при этом остается направленным в сторону моря.

Изображенный внизу рисунка график асимметрии типпера указывает на трехмерный характер изучаемого разреза. И только в области периодов 200—300 с, где реальный вектор перпендикулярен простиранию береговой черты, как это видно из ориентации реальной стрелки \mathcal{Z} на периоде 238 с на рис. 1, разрез может рассматриваться как близкий к двухмерному, обусловленному влиянием моря и проводящих донных осадков.

3D ИНВЕРСИЯ ТИППЕРОВ

Для выполнения 3D инверсии типперов была использована программа трехмерного моделирования методом конечных разностей ModEM, разработанная в Орегонском университете США [Egbert, Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014]. Она успешно применяется для инверсии профильных и площадных МТ и МВ экспериментов [Kuhn et al., 2014; Samrock et al., 2015]. Программа ModEM решает регуляризованную обратную задачу нелинейным методом сопряженных градиентов, минимизируя функционал Ψ

$$\Psi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) + \lambda (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0), \quad (12)$$

посредством минимизации расхождений как в данных, так и в моделях для получения оптимального решения задачи. Здесь \mathbf{m} — матрица модели разреза, удовлетворяющая матрице данных \mathbf{d} , в данном случае экспериментальным зависимостям $W_x(f), W_y(f)$, $\mathbf{C}_d = \text{diag}(1/e_i^2)$ есть диагональная матрица, содержащая значения, обратные квадрату ошибок в данных, $\mathbf{f}(\mathbf{m})$ — матрица решений прямой задачи для модели \mathbf{m} , \mathbf{m}_0 определяет априорную стартовую модель разреза, а λ — регуляризирующий параметр. \mathbf{C}_m есть трехмерный сглаживающий и масштабирующий оператор. Для оценки близости получаемых на каждой итерации типперов модели к экспериментально полученным типперам разреза рассчитывается нормированное на ошибку в данных среднеквадратическое отклонение (СКО), определяемое как

$$\text{СКО} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{(d_i^{\text{obs}} - d_i^{\text{pred}})^2}{e_i^2}}, \quad (13)$$

где $d_i^{\text{obs}}, d_i^{\text{pred}}$ — наблюдаемые и рассчитанные (предсказанные) типперы для модели разреза соответственно, e — ошибка в наблюдаемых типперах. Здесь суммирование ведется по всем пунктам измерений и всем периодам, на которых рассчитаны типперы. Программа реализуется на быстродействующих многопроцессорных системах, что позволяет рассчитывать сложные модели геоэлектрических разрезов. Входными данными программы могут быть все компоненты импедансной матрицы или ее главные элементы, типперы, горизонтальные МВ отклики, определяемые на интервале периодов. В качестве априорной (стартовой) модели разреза задается трехмерная матрица удельных электрических сопротивлений, обычно однородное полупространство, в которое может быть включено море или иные области с фиксированными начальными электрическими сопротивлениями, меняющимися или сохраняющими свои значения в процессе инверсии, что определяется входными данными. Также задаются параметры сглаживания, начальное значение параметра регуляризации и характер его изменения в итерациях, максимальное количество итераций и другие параметры.

В нашем случае входными данными для инверсии служили экспериментальные значения типперов, рассчитанные по записям геомагнитных вариаций на обсерватории. 3D инверсия выполнялась с использованием оборудования ЦКП «Дальневосточный вычислительный ресурс» ИАПУ ДВО РАН на многопроцессорном вычислительном кластере IRUS17 (<https://www.cc.dvo.ru>). Размерность используемой сетки была $86 \times 86 \times 53$ ячеек по осям X, Y, Z , соответственно без учета ячеек в верхнем полупространстве. Начало модельной системы координат помещалось в месте нахождения измерительного павильона. В горизонтальной плоскости в центральной части сетки размером 60×60 ячеек размер ячейки был 5×5 км и к краям сетки он увеличивался в геометрической прогрессии со знаменателем 1.24, что определяет область моделирования $\approx 1095 \times 1095$ км. По оси Z размер первой ячейки был задан 50 м и увеличивался вниз с глубиной в геометрической последовательности со знаменателем 1.2.

Стартовые модели разреза задавались полупространством с УЭС $\rho = 100$ Ом·м и ориентацией модельной X оси по меридиану без учета моря и с его введением в стартовую модель. В последнем случае для упрощения процедуры включения моря в модель ось X ориентировалась перпендикулярно региональной береговой черте, которая протягивается здесь в направлении 55° на северо-запад. При этом исходные типперы пересчитывались в эту повернутую систему координат. УЭС водной толщи задава-

Рис. 3. Сравнение реальных и мнимых частей экспериментальных типперов (звездочки) с типперами, характеризующими результирующую модель геоэлектрического разреза (кружки), для пункта CPS.

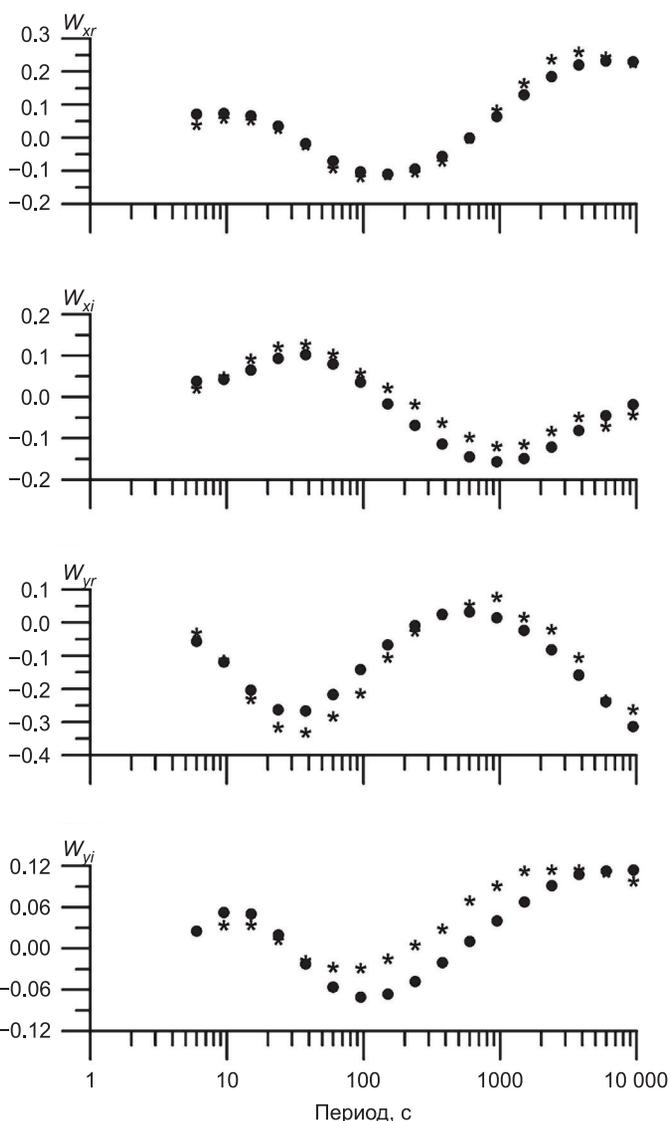
лось равным 0.3 Ом·м и не изменялось в процессе счета. Толща воды пролива в этом случае аппроксимировалась двумя слоями толщиной 50 и 60 м, положение которых определялось по батиметрии Чукотского моря, взятой с сайта <https://www.ncei.noaa.gov/maps/bathymetry/>. Параметры сглаживания модели по осям задавались значением 0.1. Экспериментальные значения типперов задавались на 17 периодах на интервале 10—10000 с. Их ошибка принималась равной 0.01. Близость экспериментальных значений типперов к предсказанным значениям по результирующей модели оценивалась по формуле (13). На рисунке 3 приведены графики, демонстрирующие близость экспериментальных и модельных типперов в зависимости от периода вариаций с СКО, равным 2.7 после последней итерации.

Необходимо отметить, что при стартовой модели, заданной однородным полупространством, повышалась контрастность УЭС областей результирующей модели. В то время как в стартовой модели с включением моря и в повернутой системе координат контрастность была ниже, но положение зон высоких и низких УЭС выдерживалось в обеих моделях. С учетом этого обстоятельства и принимая во внимание, что в повернутой системе координат с включением в модель моря учитываются реально существующие поверхностные геоэлектрические неоднородности, в последующем будут рассматриваться результаты инверсии в этой системе координат для стартовой модели однородного полупространства с включением моря.

РЕЗУЛЬТАТЫ 3D ИНВЕРСИИ

Полученные в результате инверсии вертикальные разрезы в результирующей модели на профилях, перпендикулярных береговой черте представлены на рис. 4. Обращает на себя внимание различие глубинных частей модели под континентом и морем. Если в первом случае в разрезе представлен проводящий блок в диапазоне глубин 50—120 км, то под морем ему соответствует непроводящий высокоомный блок. Причем на больших удалениях (≈ 65 км) на СЗ от пункта наблюдений от этого проводящего блока ответвляется восходящий к верхним слоям земной коры под морем проводящий слой, наиболее близкий к дну моря в области глубин ≈ 50 м (см. рис. 4, а). На аналогичном удалении в ЮВ направлении от обсерватории в перпендикулярном берегу вертикальном разрезе в глубинной части разрезы сохраняют подобие, в то время как вверху разреза наблюдается некоторым образом обратная картина, т. е. высокоомные слои внедряются под континент со стороны моря к верхним горизонтам земной коры в глубине континента (см. рис. 4, д).

По мере приближения к пункту наблюдения с обеих сторон от него в глубинной части характер разреза сохраняется, в то время как в верхней части разрез усложняется, что выражается в появлении более локальных геоэлектрических неоднородностей. Так, на СЗ от пункта при удалениях порядка 20 км восходящий проводящий клин в средней своей части уже обладает меньшей электрической проводимостью, сохраняя ее высокие значения только в земной коре под морем в области глубин от первых и до ≈ 30 км



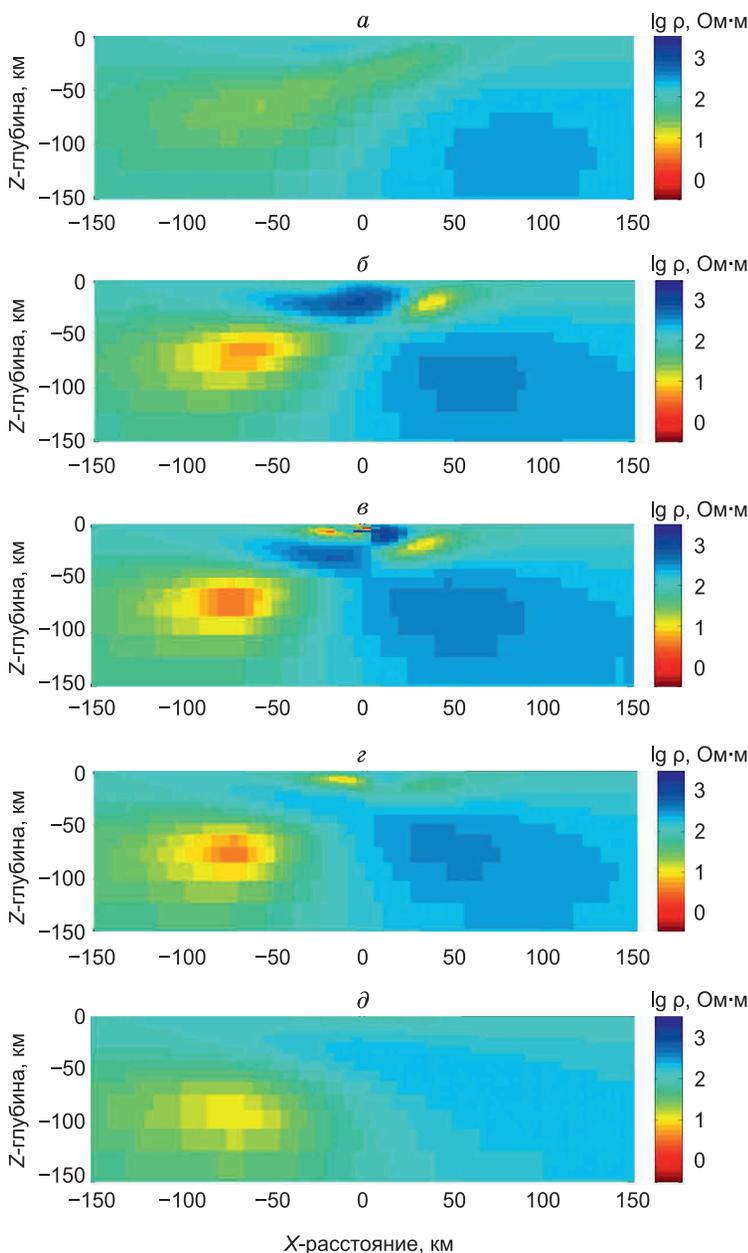


Рис. 4. Перпендикулярные береговой черте разрезы УЭС результирующей модели вдоль оси X в направлении с ЮЗ на СВ.

В окрестности пункта CPS они представлены вертикальными слоями толщиной 5 км на удалениях их границ от пункта наблюдений вдоль оси Y на $-70 \dots -65$ км (*a*), $-25 \dots -20$ (*б*), $0 \dots 5$ (*в*), $20 \dots 25$ (*г*), $65 \dots 70$ км (*д*). Система координат изображена на рис. 1. Вид с положительного полюса оси Y (с юго-востока).

и в верхней мантии под континентом, т. е. здесь намечается слияние верхнего высокоомного блока с глубинным, видимое на рис. 4, *б*. В прибрежной части от верхов разреза погружается под континент высокоомный блок, который при углублении в континент покрывается осадками и воздымается вверх.

Верхняя часть разреза имеет наиболее сложное строение на центральном профиле, проходящем через пункт наблюдения. Необходимо иметь в виду, что здесь на коротких регистрируемых периодах разрешающая способность метода будет повышена. Как видно из рис. 4, *в* вблизи пункта на глубинах 4–16 км залегает проводящий блок, содержащий локальные высокопроводящие включения и выклинивающийся в глубь континента. Блок имеет сложное строение и отделяется от проводящих глубинных слоев высокоомным клином, ответвляющимся от глубинного высокоомного блока под морем и внедряющимся под континент, т. е. здесь верхний и нижний высокоомные блоки смыкаются. При увеличении изображения просматривается и локальное проводящее образование на глубинах в

первые сотни метров непосредственно рядом с обсерваторией. В прибрежной морской части разреза блок контактирует в вертикальной плоскости с высокоомным блоком под морем, под который погружается локальное проводящее образование в пределах земной коры со стороны моря. Обращает на себя внимание вертикальный контакт структур в прибрежной части, что вполне может быть обусловлено глубинным разломом. Для детального исследования верхней части разреза необходимо расширить диапазон регистрируемых периодов в область высоких частот и произвести их регистрацию в дополнительных пунктах в окрестности обсерватории.

При удалении от обсерватории в ЮВ направлении уже на расстоянии около 20 км контрастность УЭС в верхней части разреза заметно уменьшается. И здесь под прибрежными частями континента и моря обозначается проводящий прогиб в верхах земной коры с глубинами погружения до 20 км. Крылья этого прогиба вышолаживаются под морем и континентом. На рисунке 4, *г* заметно, что континентальное крыло прогиба имеет более высокую электрическую проводимость и оно смыкается с морским крылом через область повышенного электрического сопротивления. Прогиб подстилается высокоомным глубинным блоком под морем и воздымающимся под континент ответвляющимся от него высокоомным клином. В глубинной части характер разреза сохраняется.

Вертикальные разрезы, параллельные береговой черте на различных удалениях от обсерватории, по оси X представлены на рис. 5. Здесь на удалениях ≈ 65 км в СВ направлении (см. рис. 5, *a*) от конти-

Рис. 5. Параллельные береговой черте разрезы УЭС результирующей модели вдоль оси Y в направлении с СЗ на ЮВ.

В окрестности пункта CPS они представлены вертикальными слоями толщиной 5 км на удалениях их границ от пункта наблюдений вдоль оси X на 70...65 км (а), 25...20 км (б), 0...-5 км (в), -20...-25 км (г), -65...-70 км (д). Система координат изображена на рис. 1. Вид с отрицательно полюса оси X (с юго-запада).

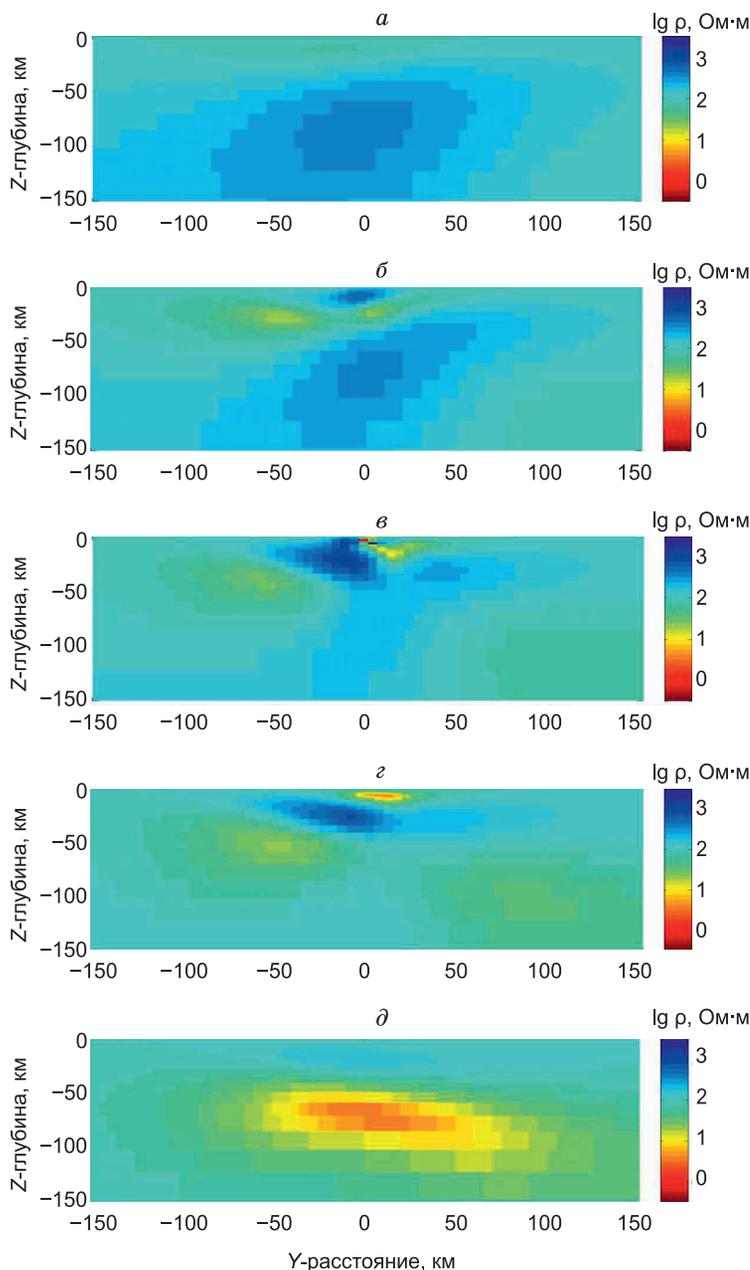
нента в глубинной части модели располагается массивный высокоомный блок, кровля которого погружается в СЗ направлении под покрывающие его проводящие породы земной коры. На еще больших удалениях, которые здесь не представлены, толщина проводящего блока уменьшается, и он выклинивается, в то время как высокоомный блок воздымается к поверхности.

При приближении разрезов к пункту регистрации (см. рис. 5, б) наблюдается обратная картина. Толщина проводящего блока увеличивается особенно в СЗ части, вследствие чего угол погружения подошвы этого блока увеличивается, а в его пределах в прибрежной области появляется высокоомный блок в верхах земной коры. Массивный высокоомный блок уменьшается в размерах, погружается под континент, а в глубинной ЮВ части его проводимость увеличивается.

На профиле, проходящем вблизи обсерватории, морской высокоомный блок уменьшается в размерах, отжимается к поверхности и разветвляется на глубине около 50 км. Одна его ветвь продолжается массивным блоком, воздымающимся под континент с ответвлением в прибрежную область (см. рис. 5, в), другая круто погружается до глубин ≈ 150 км, разделяя два глубинных проводящих блока на СЗ и ЮВ от обсерватории. В верхах этого разреза в ЮВ части располагается локальный прогнутый вниз до глубин около 25 км проводящий пласт. Правая ветвь этого пласта воздымается, а левая резко обрывается под побережьем, упираясь в высокоомный блок.

Под континентом на удалении разреза от моря на ≈ 20 км в его средней части представлен высокоомный пласт на глубинах от 10 до 45 км в ЮВ части, который воздымается в северо-западном направлении до верхов земной коры с увеличением его УЭС (см. рис. 5, г). В верхней части разреза в центре располагается проводящий блок на тех же глубинах, как и на разрезе, представленном на рис. 4, в. В глубинной области представлены практически сливающиеся вместе два проводящих блока в правой и левой частях разреза. При дальнейшем углублении в континент на удалении от побережья на расстояние около 65 км разрез становится более проводящим и в нем выделяется блок с высокой электрической проводимостью в диапазоне глубин 50—120 км (см. рис. 5, д) как результат уже полного слияния двух глубинных проводящих блоков предыдущего разреза. В разрезе этот блок сохраняется и на более значительных удалениях в глубь континента. Он заметно погружается в ЮВ направлении.

Горизонтальная конфигурация этого глубинного проводящего блока представлена на рис. 6 горизонтальным слоем в области глубин 70—85 км, где проводимость блока максимальна. Как можно видеть из рисунка, на этих глубинах разрез представляет собой контакт в прибрежной области высоко-



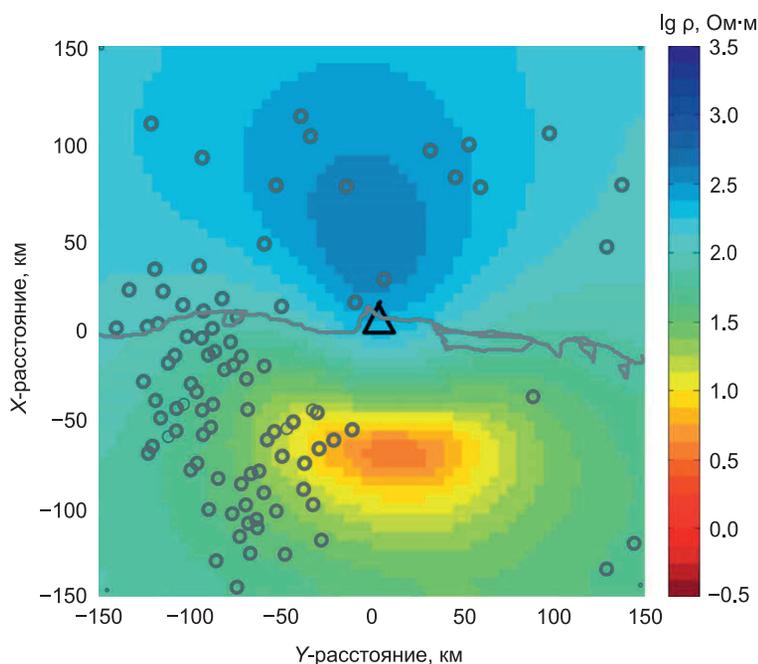


Рис. 6. Горизонтальный разрез результирующей модели в слое на глубине от 70 до 85 км.

Треугольником обозначен пункт наблюдений, кружками — эпицентры коровых землетрясений с энергетическим классом 8—12 и глубинами гипоцентров 0—30 км, серой линией — конфигурация береговой черты. Направление осей координат X , Y указано на рис. 1.

омного блока под морем с проводящим блоком под континентом. Необходимо отметить, что при увеличении глубины проводящая область несколько погружается и смещается в ЮВ направлении.

В самых верхних горизонтальных слоях разреза на глубинах до ≈ 600 м оконтуривается проводящая неоднородность размером $\approx 10 \times 10$ км на удалении от обсерватории около 5 км в на-

правлении, совпадающем с направлением, показываемым реальной индукционной стрелкой на периоде 9.5 с, приводимой на врезке рис. 1. При увеличении глубины контрастно выделяется проводящий блок на удалении более 25 км, примерно в тех же направлениях в области глубин 4—16 км, положение которого уже просматривалось на вышеобсуждаемых разрезах.

Если рассматривать горизонтальные распределения УЭС во всех слоях, то можно заметить, что эти распределения поворачиваются против часовой стрелки при увеличении глубины, т. е. этот поворот обусловлен аналогичным вращением реальной индукционной стрелки при увеличении периода вариаций, что обсуждалось выше, и вызван реальным распределением УЭС в геологическом разрезе.

Таким образом, в результате инверсии получено сложное трехмерное распределение УЭС в модели, основные черты которого представлены в рассмотренных выше разрезах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Необходимо отметить, что проводящие геоэлектрические неоднородности в результирующей модели представлены в пределах земной коры и верхней мантии, причем на разных глубинных уровнях и в различных положениях в горизонтальных плоскостях, соответствующих этим уровням. Это и обеспечивает такую вариабельность индукционных стрелок с изменением периода вариаций.

При анализе результатов инверсии в близповерхностных слоях на глубинах в первые сотни метров необходимо учитывать конкретное расположение пункта наблюдений на местности, изображенное на врезке рис. 1, для учета возможного влияния поверхностных проводящих неоднородностей, которые могут определять ориентацию индукционных стрелок на коротких периодах. Обсерватория располагается на морской косе примерно в 50 м от уреза воды. Со стороны суши на запад, юг и юго-восток от пункта располагаются морские лагуны, занимающие обширные площади, достигающие в поперечнике по протяженности первые километры. Как было отмечено выше, под этими лагунами широко развиты высокоминерализованные талики [Бондаренко и др., 2014]. Известно, что ММП породы обладают высоким УЭС более 1000 Ом·м. Минерализованная вода таликов, содержащаяся в порах и трещинах ММП пород, понижает температуру их замерзания, а также их УЭС. Подобный эффект может вызывать не только высокоминерализованная вода, но и связанная вода, содержащаяся в порах глинистых пород, которые при этом замерзают при более низкой температуре [Афанасенков, Яковлев, 2016].

Учитывая, что реальная индукционная стрелка на периоде 9.5 с направлена здесь в сторону лагун, а не в сторону близлежащего моря, необходимо допустить, что такое ее поведение обусловлено таликами в многолетнемерзлых породах и залегающими под ними проводящими образованиями. О наличии здесь в верхах разреза высокопроводящих неоднородностей говорит и тот факт, что проводимости близлежащих водных морских толщ с глубинами 10—25 м недостаточно, чтобы развернуть реальный вектор в сторону моря. В целом этот диапазон глубин характеризуется набором блоков с контрастными УЭС и для его детального изучения необходимо уменьшить горизонтальный размер ячеек при 3D инверсии и привлечь более высокочастотные вариации геомагнитного поля.

При увеличении глубины, а следовательно, и периода вариаций, начиная с глубин в первые километры, появляется более объемная аномально проводящая зона, также располагающаяся в направлении, близком к ориентации реального индукционного вектора на периоде 9.5 с, но на удалении от обсерватории около 25—30 км, т. е. в районе нижнего течения р. Эквиатап (Экиатап). Максимальная проводимость в этой аномалии наблюдается на глубине около 8 км с УЭС, примерно равным 1 Ом·м. Увеличиваясь в размерах и резко обрываясь под морем в прибрежной полосе, она просматривается до глубин около 16 км. Положение в разрезах этой аномалии хорошо видно на рис. 4, в, г; 5, г. Собственно, она и определяет ориентацию реальной индукционной стрелки на более длинных периодах, несколько разворачивая ее в сторону моря.

При дальнейшем увеличении глубины аномалия затухает, и проводящая зона появляется под морем, где со стороны Южно-Чукотской впадины она погружается при приближении к побережью до низов земной коры, не распространяясь под континент (см. рис. 4, в). Если рассматривать положение этой аномалии в разрезах северо-западного направления, перпендикулярных береговой черте, представленных на рис. 4, а, б, то можно предположить, что эта аномалия может быть обусловлена проникновением в ее область флюидов от проводящего блока в верхней мантии под континентом на глубинах 50—120 км. При этом наклонная ослабленная трещиноватая зона, способствующая продвижению флюидов, должна располагаться северо-западнее обсерватории.

Относительно природы электрической проводимости континентальной аномалии в верхах земной коры можно отметить следующее. Нет никаких данных о термической активизации недр и тепловом потоке в этом районе, вследствие чего можно было бы рассматривать возможность присутствия расплавов горных пород в качестве компонента, повышающего их электрическую проводимость. Косвенно о термической активизации в прошлые эпохи может говорить присутствие минерализованных вод таликов, так как растворенные в них соли могли быть вынесены флюидами из зон активного метаморфизма в низах коры или из верхней мантии при дегазации внедрившихся диапиров [Frezza, Tauret, 2014; Manning, 2018].

Если рассматривать наличие в верхах коры графита как источника высокой проводимости горных пород, то в случае его происхождения из органических остатков, например из каменных углей в процессе метаморфизма, необходимо, чтобы в районе имелись какие-то указания на их присутствие, но об этом ничего неизвестно. Нет сведений и о высокоуглеродистых флюидах в регионе, просачивание которых через породу могло бы привести к образованию проводящих графитных пленок по границам зерен в верхах земной коры.

С другой стороны, распределение проводящих зон в разрезе в районе м. Шмидта подобно распределению их в геоэлектрических разрезах других складчатых областей. Так, полученные по данным МТ зондирований геоэлектрические разрезы в складчатых областях Тибета и Гималаев содержат проводящие блоки в тех же интервалах глубин [Aroga et al., 2007; Wei et al., 2010]. Для этих областей характерно проявление слабой сейсмической активности в пределах земной коры [Mahesh et al., 2013; Miglani et al., 2014], создающих трещиноватость, заполняемую флюидами, поднимающимися из зон плавления в верхней мантии. Эти зоны обнаруживаются здесь по данным МТ и МВ зондирований как зоны с высокой электрической проводимостью. В основном этим и объясняются здесь слои с высокой электрической проводимостью в верхах земной коры, как и в исследуемом нами регионе.

Подобное распределение проводящих блоков было определено и по результатам инверсии данных донных МТ зондирований на шельфе пассивной континентальной окраины северо-восточного побережья США вблизи о. Мартас-Виньярд (Martha's wineyard). На профиле длиной 135 км от мелководья до материкового склона было установлено 15 донных станций [Attias et al., 2017]. Геоэлектрический разрез, построенный путем 2D инверсии импедансов, содержал проводящий блок в верхах коры под шельфом и проводящий слой в верхней мантии на глубине около 150 км. От мантийного выступа этого слоя вверх к проводящему блоку в верхах коры определялся подводящий канал, по которому поднимались мантийные флюиды, обеспечивающие высокую электрическую проводимость верхнего блока. Такая модель геоэлектрического разреза близка к геоэлектрическому разрезу прибрежной полосы вблизи м. Шмидта, с той лишь разницей, что здесь проводящий слой в мантии располагается под континентом, т. е. он несколько смещен в горизонтальном направлении относительно вышележащих аномальных блоков.

Главной устойчиво выделяемой особенностью исследуемого разреза является наличие верхнемантийного массивного проводящего блока в области глубин 50—120 км под континентом. Аналогичные проводящие блоки известны и в других регионах, так его кровля в области глубин 50—100 км картирована под территорией Китая [Zhong et al., 2015], где отмечается некоторая корреляция мест подъема кровли к поверхности с расположением рудных и углеводородных месторождений. В исследуемом нами районе блок располагается непосредственно под литосферой, толщина которой в районе около 60 км [Карта..., 1995]. Периферия этого блока располагается под побережьем, а его центральная часть удалена от него на расстояние около 50 км. В прибрежной полосе здесь наблюдаются положитель-

ные аномалии в редукции Буге [Гравиметрическая карта..., 1991]. Характерно, что при углублении в континент положительные аномалии сменяются отрицательными с понижением их величин, т. е. проводящий блок в верхней мантии располагается в области отрицательных значений аномалий Буге. Минимальное УЭС этого блока, как видно из рис. 6, определяется в его центральной части на глубинах 70—85 км и составляет 3—4 Ом·м.

Положение этого блока в разрезе не противоречит и данным сейсмической томографии, которая определяет здесь под континентом низкоскоростной слой до глубин в первые сотни километров [Яковлев и др., 2012; Lebedev et al., 2018].

Полученное значение УЭС мантийной аномалии больше, чем значения УЭС расплавленных базальтов как при нормальных условиях, так и при *PT*-условиях, характерных для мантийных глубин. При этом УЭС расплава составляет ≈ 0.1 Ом·м и менее в случае присутствия в расплаве воды или минеральных компонент, уменьшающих УЭС расплава [Haak, 1980; Roberts, Tyburczy, 1999; Ni et al., 2011]. Из этого следует, что аномалия обусловлена частично расплавленными породами. Воспользовавшись законом Арчи [Archie, 1942], адаптированным к описанию изменения УЭС частично расплавленных базальтов при давлении 1.5 ГПа в работе [Yoshino et al., 2010], можно примерно оценить процентное содержание расплава в породе Φ по отношению УЭС расплава ρ_m и УЭС породы ρ_r , как

$$\Phi = \left(\frac{\rho_m}{C\rho_r} \right)^{\frac{1}{n}}. \quad (14)$$

Здесь ρ_m , ρ_r — УЭС расплава и породы в Ом·м, C и n — константы, определенные в [Yoshino et al., 2010] и равные 0.68 и 0.87 соответственно. Подставляя в (14) $\rho_m = 0.1$ и $\rho_r = 3.0$ Ом·м, получим $\Phi \approx 0.03$, т. е. содержание расплава ≈ 3 %. Таким образом, чтобы получить определенное УЭС мантийной аномалии, необходимо, чтобы в породе было около 3% расплава. Если допустить, что $\rho_r = 10.0$ Ом·м, то при том же процентном содержании расплава его УЭС должно быть $\rho_m = 0.3$ Ом·м. При этом надо иметь в виду, что формула (14) получена для модели, когда расплав распределяется по границам зерен. Для других сред с иной конфигурацией пор формула (14) может не соответствовать результатам эксперимента. В этом случае ее константы должны переопределяться.

Необходимо заметить, что проводящий блок в верхней мантии выделен при инверсии типперов только одного пункта. И полученную модель геоэлектрического разреза следует рассматривать как предварительную. При этом надо полагать, что при увеличении числа пунктов регистрации магнитных вариаций в регионе контуры проводящего блока могут расширяться, распространяясь под континентом вдоль побережья и в глубь его. Косвенно на это указывает обширная отрицательная аномалия в гравитационном поле под континентом, свидетельствующая о разуплотнении глубинного разреза, вызванным термической и флюидной проработкой горных пород над зонами плавления в мантии. Подобная корреляция зон разуплотнения с аномально проводящими блоками в верхней мантии описана в [Azeez et al., 2015] и наблюдалась в Южной Индии на МТ профиле через южную часть Дхарвар (Dharwar) кратона.

В Центральной и Восточной Чукотке широко представлены интрузии габбро, которые образуются при остывании магм основного состава на глубине. Интрузии представлены sillами толщиной от нескольких метров до нескольких сотен метров [Ledneva et al., 2014; Desta et al., 2015] и распространены от м. Шмидта до междуречья Амгуэмы, Вельмай и далее до Колючинской губы. Они представлены в основном OIB (Ocean Island Basalt) и IAB (Island Arc Basalt) типами габброидов. По данным геотермометрии, в междуречье интрузии IAB габбро кристаллизовались на глубине 22 км, а OIB — на глубине 0.7 км [Desta et al., 2015]. Предполагается несколько механизмов генерации габброидной магмы: 1) частичное плавление в астеносферной мантии; 2) метасоматизация литосферной мантии; 3) некоторая комбинация первых двух механизмов. В любом случае обнаруженный в регионе проводящий слой в верхней мантии мог быть источником габброидных интрузий, по крайней мере, в районе м. Шмидта.

Оцененное ранее УЭС в центре верхнемантийной аномалии, составляющее 3—4 Ом·м, близко к результатам измерения УЭС образцов габброидных пород при температурах выше солидуса и давлении до 1—2 ГПа [Maumus et al., 2005], содержащих 10—14 % расплава. Такого же порядка УЭС было определено при выполнении донных МТ зондирований в северной части Срединно-Атлантического хребта с низкой скоростью спрединга на $57^{\circ}45'$ с.ш., где под его осевой частью в диапазоне глубин 50—120 км был определен проводящий слой с тем же порядком УЭС. Этот слой интерпретировался как зона частично расплавленного базальта с взаимосвязанными порами, включающими до 3—10 % расплава. Предполагалось, что из этого слоя осуществлялась подпитка магматического очага, находящегося под осевой частью хребта на глубине около 2.5 км от дна [Sinha et al., 1998] и содержащего водные и магматические флюиды, в тектономагматических циклах развития хребта.

Длительное существование проводящей зоны в верхней мантии, содержащей расплавленные породы, приводит к возникновению мантийных диапиров, проникающих в низы земной коры. При их дегазации неизбежно будут выделяться жидкие и газообразные флюиды, которые, проникая в верхние этажи земной коры, способствуют разгрузке тектонических напряжений, т. е. стимулируют возникновение коровых землетрясений [Miller, 2013]. Учитывая это обстоятельство, была предпринята попытка сопоставить местоположение мантийной аномалии с расположением в районе исследований эпицентров слабых коровых землетрясений, зафиксированных здесь за весь период наблюдений [Алешина и др., 2015]. Необходимые данные были получены в Магаданском филиале ФИЦ ЕГС РАН. Местоположение эпицентров этих землетрясений вблизи обсерватории представлено на рис. 1. Из рисунка видно, что эпицентры землетрясений расположены в основном на континенте, концентрируясь в районе Колочинской губы и северо-западнее обсерватории, где наблюдается их сгущение в меридиональном направлении, прерывающееся у побережья. Положение эпицентров этих землетрясений в области моделирования на фоне центральной части верхнемантийной аномалии на глубинах 70—85 км представлено на рис. 6. Из рисунка видно, что эпицентры землетрясений находятся над краевой частью аномалии, захватывая и ее центральную область. К сожалению, ничего определенного об изменениях положения очагов землетрясений сказать нельзя из-за невысокой точности их определений кроме того, что основная их масса находится на глубине ≈ 10 км. Такое расположение эпицентров землетрясений относительно аномалии не исключает их стимулирования последней, что может свидетельствовать о ее продолжающейся активности. А сами землетрясения могли создавать трещиноватость в земной коре, способствующую проникновению флюидов в верхние слои разреза, и повышающие их электрическую проводимость.

Таким образом, рассмотренные геологические и геофизические данные не противоречат определяемому здесь в результате 3D инверсии проводящему блоку в верхней мантии, обнаруживаемому и в других геодинамических обстановках. Более того, его УЭС может послужить основой для конкретизации минерального состава на основе измерения УЭС образцов магматических горных пород, представленных в районе при их плавлении в лабораторных условиях, при давлении и температуре, характерных для этих глубин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненной 3D инверсии МВ типперов, рассчитанных по геомагнитным данным обсерватории «Мыс Шмидта» ИКИР ДВО РАН, были получены первые сведения о глубинном геоэлектрическом разрезе прибрежной полосы пассивной континентальной окраины в этом регионе, пока еще недостаточно изученном. Проводящие блоки в разрезе были определены как под прибрежным морем, так и под континентом. Наиболее примечательной особенностью разреза является наличие массивного верхнемантийного проводящего блока в области глубин 50—120 км в континентальной части региона. Реальность его существования обеспечивается ярко выраженной в экспериментальных данных сменой ориентации реальной индукционной стрелки на длинных периодах вариаций. Его расположением в разрезе можно объяснить как положение коровых проводящих зон, определенных в результате 3D инверсии, так и существование многочисленных интрузий габброидных пород в районе [Ledneva et al., 2014]. Если в первом случае это могут быть минерализованные газоводяные флюиды, заполнившие ослабленные пористые зоны, то во втором — магматические флюиды, внедрившиеся по трещинам в верхние горизонты разреза в прошлые геологические эпохи на ранней стадии существования этого проводящего блока.

Проведенные исследования показали возможность применения МВ зондирований для изучения глубинного геологического разреза в полярных областях. Это, в свою очередь, открывает возможность построения детального геоэлектрического разреза региона. А на его основе могут быть конкретизированы геодинамические модели развития северо-восточного участка арктического региона, приведшие к современному состоянию блоков земной коры и мантии в его пределах. Зоны субдукции, коллизии, а также сутуры в глубинном геоэлектрическом разрезе региона могут быть определены в результате 3D инверсии профильных или площадных МВ исследований.

Необходимо заметить, что глубинные МВ зондирования в арктических областях могут иметь некоторое преимущество перед МТ зондированиями, так как не требуют регистрации вариаций теллурического поля, что трудноосуществимо в зимний период из-за высокого УЭС мерзлых почв. В то же время именно в этот период наблюдений повышается стабильность постаментов полевых магнитометров, поскольку уменьшаются их наклоны из-за рыхлых талых почв в летний период. Это особенно важно при регистрации длиннопериодных вариаций в областях с малой вертикальной компонентой вариации магнитного поля.

Мы благодарны директору Магаданского филиала ФИЦ ЕГС РАН С.В. Курткину и Е.И. Алешиной за предоставление данных по землетрясениям в районе м. Шмидта, проф. Г. Эгберту (G. Egbert) за предоставленную программу ModEM.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0271-2019-0002, регистрационный номер АААА-А17-117030110032-3 и государственного задания по теме ИКИР ДВО РАН, регистрационный номер АААА-А21-121011290003-0.

В работе использованы данные Магаданского филиала ФИЦ ЕГС РАН (МФ ФИЦ ЕГС РАН), полученные при проведении непрерывного сейсмического мониторинга Северо-Востока Российской Федерации при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01304-20).

ЛИТЕРАТУРА

Аветисов Г.П. Гипоцентрация землетрясений Чукотского моря и его обрамления // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 1996, вып. 1, с. 120—126.

Аветисов Г.П., Винник А.А., Копылова А.В. Модернизированный банк арктических сейсмологических данных // Российский геофизический журнал, 2001, вып. 23—24, с. 42—48.

Алешина Е.И., Годзиковская А.А., Гунбина Л.В., Коломиец М.В., Седов Б.М. Сводный каталог землетрясений Северо-Востока России с древнейших времен по 1974 г. Обнинск, ГС РАН, 2015, 150 с.

Афанасенков А.П., Яковлев Д.В. Применение электроразведки при изучении нефтегазоносности северного обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (7), с. 1032—1052.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М., Научный мир, 2009, 680 с.

Бондаренко С.А., Виноградов В.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А., Зайончек А.В., Кийко О.А., Лопатин Б.Г., Опекунов А.Ю., Ромашенко О.Г., Супруненко О.И., Сухов К.С., Усов А.Н., Черных А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист R-1, 2-остров Врангеля. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014, 144 с. + 12 вкл.

Варенцов И.М., Соколова Е.Ю., рабочая группа BEAR. Диагностика и подавление авроральных искажений передаточных операторов ЭМ поля в эксперименте BEAR // Физика Земли, 2003а, № 4, с. 21—48.

Варенцов И.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р. и др. Методика построения передаточных операторов ЭМ поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли, 2003б, № 2, с. 30—61.

Вержицкий В.Е., Соколов С.Д., Франтцен Э.М., Тучкова М.И., Банников Г.А. Тектоническая структура, осадочные бассейны и перспективы нефтегазоносности шельфа Чукотского моря (Российская Арктика) // Газовая промышленность. Специальный выпуск, 2010, с. 32—37.

Вержицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника, 2015, № 3, с. 3—35.

Волкомирская Л.Б., Фонарев Г.А. Опыт локального магнитовариационного зондирования в районе Северного Ледовитого океана // Геомагнетизм и аэрономия, 1978, т. 18, № 6, с. 1128—1130.

Гравиметрическая карта СССР, м-б 1:2 500 000 / Под ред. П.П. Степанова, М.А. Якушевича. М., МГ СССР, ВНИИГеофизика, 1990.

Карта рельефа подошвы литосферы России. М-б: 1:10 000 000. Серия: обзорные карты Российской Федерации м-ба 1:10 000 000 / Ред. В.В. Соловьев. «ВСЕГЕИ», 1995, <http://www.geokniga.org/maps/1229>.

Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М. Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения, 2013, № 55, с. 5—20.

Кашубин С.Н., Петров О.В., Яварова Т.М., Винокуров И.Ю., Крупнова Н.А., Сакулина Т.С. Волновод в осадочном разрезе Северо-Чукотского прогиба: сейсмические данные и возможные геологические модели // Региональная геология и металлогения, 2017, № 72, с. 5—14.

Левитин А.Е., Громова Л.И., Дремухина Л.А., Пальшин Н.А. Анализ высокоширотных токовых систем в период эксперимента «BEAR» на основе модели IZMEM // Геомагнетизм и аэрономия, 2007, т. 47, № 3, с. 351—356.

Старжинский С.С., Никифоров В.М., Йошикава А. Опыт магнитовариационного зондирования в Арктике в Лаптевоморском регионе // Физика Земли, 2020, № 2, с. 89—102.

Тектоническая карта Арктики / Под ред. О.В. Петрова, М. Пубелье. СПб, ВСЕГЕИ, CGMW, 2019, 72 с.

Трофимов И.Л. Магнитотеллурическое зондирование в Канадской котловине // Геомагнетизм и аэрономия, 1979, т. 19, № 5, с. 904—908.

Трофимов И.Л., Фонарев Г.А. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в Северном Ледовитом океане // Физика Земли, 1974, № 4, с. 89—92.

- Фонарев Г.А., Трофимов И.Л., Шнеер В.С.** Электромагнитные исследования в водном бассейне Центральной Арктики // *Геомagnetизм и аэрономия*, 2009, т. 49, № 6, с. 851—853.
- Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л.** Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // *Геология и геофизика*, 2012, т. 53 (10), с. 1261—1272.
- Archie G.E.** Electrical resistivity log as an aid determining some reservoir characteristics // *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 1942, v. 146, p. 54—62.
- Arora B.R., Unsworth M.J., Rawat G.** Deep resistivity structure of the northwest Indian Himalaya and its tectonic implications // *Geophys. Res. Lett.*, 2007, v. 34, p. L04307, doi:10.1029/2006GL029165.
- Attias E., Evans R.L., Naif S., Elsenbeck J., Key K.** Conductivity structure of the lithosphere–asthenosphere boundary beneath the eastern North American margin // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2017, v. 18 (2), p. 676—696, doi:10.1002/2016GC006667.
- Azeez A., Veeraswamy K., Gupta A.K., Babu N., Chandrapuri S., Harinarayana T.** The electrical resistivity structure of lithosphere across the Dharwar craton nucleus and Coorg block of South Indian shield: Evidence of collision and modified and preserved lithosphere // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2015, v. 120, p. 6698—6721, doi:10.1002/2014JB011854.
- DeLaurier J.M., Law L.K., Niblett E.R., Plet F.C.** Geomagnetic variations anomalies in the Canadian Arctic. II. Mould Bay Anomaly // *J. Geomagn. Geoelec.*, 1974, v. 26, p. 223—245.
- Destá M.T., Ishiwatari A., Machi S., Aray S., Tamure A., Ledneva G.V., Sokolov S.D., Moiseev A.V., Bazylev B.A.** Petrogenesis of Triassic gabbroic and basaltic rocks from Chukotka, NE Russia: Eastern end of the ‘arc-type’ Siberian LIP? // *J. Mineral. Petrol. Sci.*, 2015, v. 110 (6), p. 249—275.
- Egbert G.D., Kelbert A.** Computational recipes for electromagnetics inverse problems // *Geophys. J. Int.*, 2012, v. 189, p. 251—267, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x
- Frezzotti M.-L., Tauret J.L.R.** CO₂ carbonate-rich melts and brines in the mantle // *Geosci. Front.*, 2014, № 5, p. 697—710.
- Gaina G., Stephanie C., Werner S.C., Saltus R., Maus S., Aaro S., Damaske D., Forsberg R., Gledbovsky V., Johnson K., Jonberger J., Koren T., Korhonen J., Litvinova T., Oakey G., Olesen O., Petrov O., Pilkington M., Rasmussen T.M., Schreckenberger B., Smelror M.** Chapter 3. Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // *Geol. Soc., London Mem.*, 2011, v. 35, p. 39—48, doi: 10.1144/M35.3.
- Garcia X., Chave A.D., Jones A.G.** Robust processing of magnetotelluric data from the auroral zone // *J. Geomagn. Geoelec.*, 1997, v. 49, p. 151—1468.
- Haak V.** Relations between electrical conductivity and petrological parameters of the crust and upper mantle // *Geophys. Surv.*, 1980, v. 4 (1—2), p. 57—69.
- Harrison J.C., St-Onge M.R., Petrov O.V., Strelnikov S.I., Lopatin B., Wilson F., Tella S., Paul D., Lynds T., Shokalsky S., Hults C., Bergman S., Jepsen H.F., Solli A.** Geological map of the Arctic. Geological Survey of Canada. Open File Report, 5816, 2008, <http://geogratis.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst/44e20e9d-bd46-5098-9222-4d653382f2c5.html>.
- Jones A.G., Spratt J.** A simple method for deriving the uniform field MT responses in auroral zones // *Earth Planets Space*, 2002, v. 54, p. 443—450.
- Kelbert A., Meqbel N.M., Egbert G.D., Tandon K.** ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // *Comput. Geosci.*, 2014, v. 66, p. 40—53, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010>.
- Klemperer S.L., Greninger M.L., Nokleberg W.J.** Geographic information systems compilation of geophysical, geologic, and tectonic data for the Bering Shelf, Chukchi Sea, Arctic margin, and adjacent landmasses // *Tectonic evolution of the Bering shelf–Chukchi Sea–Arctic margin and adjacent landmasses*. Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 360, 2002, p. 359—374.
- Kuhn C., Kuster J., Brasse H.** Three-dimensional inversion of magnetotelluric data from the Central Andean continental margin // *Earth Planets Space*, 2014, v. 66, p. 1—13, <http://www.earth-planets-space.com/content/66/1/112>.
- Lebedev S., Schaeffer A.J., Fullea J., Pease V.** Seismic tomography of the Arctic region: Inferences for the thermal structure and evolution of the lithosphere / *Geol. Soc., London Spec. Publ.*, 2018, v. 460 (1), p. 419—440, <https://doi.org/10.1144/SP460.10>.
- Ledneva G.V., Bazylev B.A., Paul W., Layer P.W., Ishiwatari A., Sokolov S.D., Kononkova N.N., Tikhomirov P.L., Maria S., Novikova M.S.** Intra-plate gabbroic rocks of Permo-Triassic to early-middle Triassic dike-and-sill province of Chukotka (Russia) // *ICAM VI, Proceedings of the International conference on Arctic margins VI*, Fairbanks, Alaska, 2014, p. 115—156.

Mahesh P., Rai S.S., Sivaram K., Paul A., Gupta S., Sarma R., Gaur V.K. One-dimensional reference velocity model and precise locations of earthquake hypocenters in the Kumaon–Garhwal Himalaya // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2013, v. 103 (1), p. 328–339, doi: 10.1785/0120110328.

Manning C.E. Fluids of the lower crust: Deep is different // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2018, v. 46 (1), p. 67–97.

Maumus J., Bagdassarov N., Schmeling H. Electrical conductivity and partial melting of mafic rocks under pressure // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69 (19), p. 4703–4718.

Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu. Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // *Russian J. Earth Sci.*, 2003, v. 5 (3), p. 185–202.

Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution), 2017, v. 3. National Centers for Environmental Information, NOAA. Model, doi:10.7289/V5H70CVX.

Miglani M., Shahrukh M., Israil M., Gupta P. K., Varshney S. K., Sokolova E. Geoelectric structure estimated from magnetotelluric data from the Uttarakhand Himalaya, India // *J. Earth Syst. Sci.*, 2014, v. 123 (8), p. 1907–1918.

Miller S. The role of fluids in tectonic and earthquake processes // *Advances in geophysics* / Ed. R. Dmowska. Amsterdam, Elsevier, 2013, v. 54, p. 1–46.

Miller E.V., Verzhbitsky E.V. Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 2009, v. 4, p. 223–241, <https://doi.org/10.5194/smsps-4-223-2009>.

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, doi: 10.1007/s00410-011-0617.

Niblett E.R., Whitham K. Multi-disciplinary studies of geomagnetic variation anomalies in the Canadian Arctic // *J. Geomagn. Geoelec.*, 1970, v. 22 (1–2), p. 99–111.

Niblett E.R., Delaurier J.M., Law L.K., P-Jetj F.C. Geomagnetic variation anomalies in the Canadian Arctic I. Ellesmere Island and Lincoln Sea // *J. Geomagn. Geoelec.*, 1974, v. 26, p. 203–221.

Parkinson W.D., Jones F.W. The geomagnetic coast effect // *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1979, v. 17 (8), p. 1999–2015.

Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R.E., Sergeev S., Smelror M. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // *Earth Sci. Rev.*, 2016, v. 154, p. 29–71.

Roberts J.J., Tyburczy J.A. Partial-melt electrical conductivity: Influence of melt composition // *J. Geophys. Res.*, 1999, v. 104 (B4), p. 7055–7065.

Samrock F., Kuvshinov A., Bakker J., Jacson A., Fisseha S. 3-D analysis and interpretation of magnetotelluric data from the Aluto-Langano geothermal field, Ephiopia // *Geophys. J. Int.*, 2015, v. 202 (3), p. 1923–1948.

Sinha M.C., Constable S.C., Peirce C., White A., Heinson G., MacGregor L.M., Navin D.A. Magmatic processes at slow spreading ridges: implications of the RAMESSES experiment at 57° 45'N on the Mid-Atlantic Ridge // *Geophys. J. Int.*, 1998, v. 135 (3), p. 731–745, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00704.x>.

Wei W., Jin S., Ye G., Deng M., Jing J., Unsworth M., Jones A.G. Conductivity structure and rheological property of lithosphere in Southern Tibet inferred from super-broadband magnetotelluric sounding // *Sci. China Earth Sci.*, 2010, v. 53, p. 189–202, <https://doi.org/10.1007/s11430-010-0001-7>.

Yoshino T., Laumonier M., McIsaac E., Katsura T. Electrical conductivity of basaltic and carbonatite melt-bearing peridotites at high pressures: Implications for melt distribution and melt fraction in the upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 295 (3–4), p. 593–602, doi 10.1016/j.epsl.2010.04.050.

Yumoto K., 210 MM Magnetic Observation Group. The STEP 210 magnetic meridian network project // *J. Geomagn. Geoelec.*, 1996, v. 48, p. 1297–1310.

Yumoto K., CPMN Group. Characteristics of Pi 2 magnetic pulsations observed at the CPMN stations: A review of the STEP results // *Earth Planets Space*, 2001, v. 53, p. 981–992.

Yumoto K., MAGDAS Group. MAGDAS project and its application for space weather // *Solar influence on the heliosphere and Earth's environment: recent progress and prospects* / Eds. N. Gopalswamy, A. Bhattacharyya. 2006, p. 309–405.

Zhong Q., Fang H., Yang P.-Y., Li L., Yuan Y.-Z., Pei F. The relationship between high conductive layer in upper mantle and endogenous metallic ore and petroleum Reservoir // *Chin. J. Geophys.*, 2015, v. 58 (4), p. 404–421.

*Поступила в редакцию 11 марта 2021 г.,
принята в печать 26 мая 2021 г.*