

УДК 550.837 (550.311, 470.21)

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН КНЧ–СНЧ ДИАПАЗОНА (0.1–200 Гц)
С ЗЕМНОЙ КОРОЙ И ИОНОСФЕРОЙ
В ПОЛЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ ЛИНИЙ ЭЛЕКТРОПЕРЕДАЧИ
(ЭКСПЕРИМЕНТ «FENICS»)**

© 2015 г. А.А. Жамалетдинов^{1–3}, А.Н. Шевцов¹, Е.П. Велихов⁴, А.А. Скороходов¹,
В.Е. Колесников¹, Т.Г. Короткова¹, П.А. Рязанцев¹, Б.В. Ефимов², В.В. Колобов²,
М.Б. Баранник², П.И. Прокопчук², В.Н. Селиванов², Ю.А. Копытенко³,
Е.А. Копытенко^{3,5}, В.С. Исмагилов³, М.С. Петрищев³, П.А. Сергушин³,
П.Е. Терещенко^{3,6}, Б.В. Самсонов⁵, М.А. Бируля⁵, М.Ю. Смирнов⁷, Т. Корья⁷,
Ю.М. Ямпольский⁸, А.В. Колосков⁸, Н.А. Бару⁸, С.В. Поляков⁹, А.В. Щенников⁹,
Г.И. Дружин¹⁰, В. Джозвиак¹¹, Я. Реда¹¹, Ю.Г. Щорс⁴

¹ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия

² Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия

³ Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

⁴ Национальный исследовательский центр «Курчатовский институт», г. Москва, Россия

⁵ Восточно-Европейская геофизическая ассоциация (ООО «ВЕГА»), г. Санкт-Петербург, Россия

⁶ Полярный геофизический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, Россия

⁷ Университет Оулу, г. Оулу, Финляндия

⁸ Радиоастрономический институт НАН Украины, г. Харьков, Украина

⁹ Научно-исследовательский радиофизический институт, г. Нижний Новгород, Россия

¹⁰ Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатский край, Россия

¹¹ Институт геофизики; Геофизическая обсерватория ПАН, г. Бельск, Польша

Изложены теория и методика экспериментальных исследований взаимодействия электромагнитных волн крайне низкочастотного (КНЧ) и сверхнизкочастотного (СНЧ) диапазонов (0.1–200 Гц) с земной корой и ионосферой в поле двух взаимно ортогональных промышленных линий электропередачи длиной 109 и 120 км в ходе проведения международного эксперимента «FENICS». Основная часть измерений выполнена на территории Фенноскандинавского щита на расстояниях от первых сотен до 856 км от источника с целью глубинного электромагнитного зондирования земной коры и верхней мантии. По результатам работ уточнены параметры «нормального» (стандартного) геоэлектрического разреза литосферы до глубины 60–70 км, оценены параметры анизотропии и выполнена геотермическая и реоло-

гическая интерпретация в комплексе с анализом сейсмических данных. Кроме того, с целью изучения распространения волн КНЧ–СНЧ диапазона в волноводе «Земля–ионосфера» измерения выполнены за пределами Фенноскандинавского щита на удалениях до 5600 км от источника (на Украине, на арх. Шпицберген, в Польше, на п-ове Камчатка и в других районах). По результатам этих работ получены экспериментальные оценки влияния ионосферы и токов смещения на распространение КНЧ–СНЧ волн в верхнем полупространстве при разных азимутах излучения первичного поля.

Ключевые слова: электромагнетизм, глубинное зондирование, контролируемые источники, крайне низкочастотный диапазон (КНЧ), сверхнизкочастотный диапазон (СНЧ), промышленные линии электропередачи, удельное сопротивление, нормальный геоэлектрический разрез, численное моделирование, обратная задача, интерпретация, граница Мохо, геотермия, реология.

Введение

Фенноскандинавский кристаллический щит занимает площадь около 1 млн км². На его территории под тонким слоем моренных отложений залегают древние породы архейского и протерозойского возраста. Практически полное отсутствие проводящего осадочного чехла создает здесь благоприятные условия для глубинного электромагнитного зондирования литосферы. В 1946 г. в районе Финского залива был выполнен первый в мире эксперимент по сверхглубинному дипольному электрическому зондированию на постоянном токе [Краев и др., 1947] с разносами до 75 км между источником и приемником. Результаты этого эксперимента породили продолжающуюся до настоящего времени дискуссию о природе и параметрах промежуточного проводящего слоя в средней части земной коры на глубинах порядка 10–20 км. В последующие годы преимущественное применение в технике глубинного электромагнитного зондирования получил магнитотеллурический (МТ) метод, который имел большую глубинность и более низкую стоимость. Основные результаты МТ исследований российской части Фенноскандинавского щита представлены в статьях [Рокитянский и др., 1963; Лазарева, 1964, 1967; Владимиров, Дмитриев, 1972; Ковтун, 1980, 1989; Ваньян и др., 1980; Клубуков, 1996]. Для западной части Фенноскандинавского щита наиболее известные результаты изложены в статьях [Jones, 1981, 1982; Rajunpaa, 1984; Rasmussen et al., 1984; Hjelt, 1987; Korja, 1990, 1993; Korja et al., 2002]. Широкому применению магнитотеллурических методов на территории Фенноскандинавского щита препятствует неоднородность первичного поля вследствие близости аврорального источника магнитотеллурических вариаций и резкая горизонтальная неоднородность верхней части разреза. По этой причине разброс параметров так называемого нормального (стандартного) глубинного электрического разреза литосферы по величине удельного электрического сопротивления на одних и тех же глубинах по данным разных авторов достигает 2–3 порядков [Korja et al., 2002].

В начале 1970-х годов техника исследований с контролируемыми источниками получила новый импульс в рамках эксперимента «Хибины» по глубинному зондированию с использованием магнитогидродинамического (МГД) генератора мощностью 80 МВт [Velikhov et al., 1986; Жамалетдинов, 1990], а позднее в связи с глубинным зондированием с использованием СНЧ антенны «Зевс» мощностью порядка 2 МВт [Велихов и др., 1994]. Эти эксперименты позволили получить новые данные о глубинном электрическом разрезе земной коры и о строении коровых аномалий электропроводности. Основным недостатком этих, как и всех предшествующих выполненных в мире

экспериментов по глубинному зондированию с мощными контролируруемыми источниками, явилось использование только одной поляризации первичного поля и, следовательно, невозможность оценить размерность геологической среды. Наши исследования, результаты которых изложены в настоящей статье, являются первой попыткой заполнить эту брешь путем применения метода глубинного зондирования с мощным контролируемым источником в виде двух взаимно ортогональных линий электропередачи длиной 109 и 120 км, служащих в качестве излучающих антенн. Наблюдения выполнены на удалениях до 856 км от источника. Результаты наблюдений дали возможность осуществить глубинное зондирование в условиях волновой зоны в широком диапазоне низких (0.1–200 Гц) частот и достигнуть больших (50–70 км) глубин зондирования в условиях плохо проводящего кристаллического фундамента. Эксперимент имеет кодовое название «FENICS» (Fennoscandian electrical conductivity from natural and induction control source soundings). Первые зондирования были выполнены в 2007 и 2009 гг. [Жамалетдинов и др., 2011]. В данной статье приведено описание теоретических основ, методики и результатов интерпретации на основе предшествующих материалов в комплексе с новыми результатами, полученными в ходе эксперимента «FENICS» в 2014 г.

Теоретические основы эксперимента «FENICS»

При решении прямой и обратной задач в эксперименте «FENICS» и выполнении численного моделирования за основу принята плоская, горизонтально-слоистая модель нижнего полупространства (Земли). Однако наряду с этим в статье рассмотрены особенности распространения электромагнитного поля на сферической модели, поскольку измерения в эксперименте «FENICS» выполнялись на расстояниях вплоть до нескольких тысяч километров от источника.

Плоская модель

Фундаментальной моделью, используемой при электромагнитных зондированиях с контролируруемыми источниками, является дипольный источник (электрический или магнитный), расположенный на плоской границе раздела между двумя однородными полупространствами: воздухом, имеющим бесконечно высокое сопротивление, и проводящей Землей. Волновое число для плоской однородной электромагнитной волны с гармонической зависимостью от времени вида $A = A_0 \cdot e^{-i\omega t}$ можно записать как

$$k_0 = \sqrt{-\left(i\omega\mu_0\sigma_0 + \omega^2\varepsilon_0\mu_0\right)} \text{ – в воздухе}$$

$$\text{и } k_e = \sqrt{-\left(i\omega\mu_e\mu_0\sigma_e + \omega^2\varepsilon_e\varepsilon_0\mu_0\right)} \text{ – в Земле,}$$

где σ_0 (См/м) – удельная электропроводность воздуха; σ_e (См/м) – удельная электропроводность Земли; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ (Гн/м) – абсолютная магнитная проницаемость свободного пространства (вакуума); $\varepsilon_0 = (4\pi \cdot 9 \cdot 10^9)^{-1}$ (Ф/м) – абсолютная диэлектрическая проницаемость свободного пространства (вакуума); μ_e – относительная магнитная проницаемость Земли; ε_e – относительная диэлектрическая проницаемость Земли.

Вещественная часть комплексного волнового числа k (пространственная частота) представляет собой отношение 2π радиан к длине волны λ ($\text{Re}k = 2\pi/\lambda$). Распростране-

ние электромагнитного поля в пространстве принято оценивать по волновому параметру $|k|r$, где r – расстояние между источником и точкой приема. Величина $|k|r$ определяет зоны источника – ближнюю ($|k|r \ll 1$) и дальнюю, квазистационарную ($|k|r \gg 1$). В ближней зоне заземленного электрического диполя (при $|k|r \ll 1$) существует только тороидальная магнитная мода (ТМ), создаваемая гальваническими токами (токами растекания) [Boerner, West, 1989]. В дальней зоне горизонтального заземленного электрического диполя (как и вертикального магнитного диполя) при $|k|r \gg 1$ преобладает индукционная полоидальная мода (ПМ), в которой линии поля имеют вид горизонтальных петель (замкнутых контуров) [Ваньян, 1997].

Принятое выше определение дальней зоны справедливо только в условиях квазистационарной аппроксимации, т.е. при условии, что расстояние между передатчиком и приемником (r) больше, чем длина электромагнитной волны в Земле (λ_e), и в то же время не превышает длину волны в воздухе (λ_0). Если расстояние между источником и приемником превышает этот предел ($r \gg \lambda_0$), то это означает, что поле распространяется вне квазистационарной аппроксимации, т.е. распространяется в верхнем полупространстве в виде незатухающей волны, существующей и после отключения тока в источнике. В этом случае при расчете параметров поля наряду с токами проводимости в Земле должно быть принято во внимание влияние верхнего полупространства, включающее в себя влияние токов смещения. Упомянутое поведение первичного поля может быть проиллюстрировано (вслед за [Ваньян, 1996]) уравнением Л.Б. Гасаненко [1958] для азимутальной компоненты электрического поля вертикального магнитного диполя:

$$E_\varphi = \frac{3JS\mu_0 i\omega}{2\pi r^4 (k_e^2 - k_0^2)} \cdot \left[e^{-k_0 r} \left(1 + k_0 r + \frac{k_0^2 r^2}{3} \right) - e^{-k_e r} \left(1 + k_e r + \frac{k_e^2 r^2}{3} \right) \right], \quad (1)$$

где $\omega = 2\pi f$ – угловая частота, рад/с; J – сила тока, А; S – площадь рамки с током, м².

Члены в квадратных скобках в уравнении (1) интерпретируются как две волны: первая распространяется в верхнем полупространстве (в воздухе) с волновым числом k_0 ; вторая – в нижнем полупространстве (в Земле) с волновым числом k_e . С удалением от источника волна в проводящей среде (в Земле) быстро затухает вследствие поглощения электромагнитной энергии. В дальней квазистационарной зоне, где $|k_0|r \ll 1$ и $|k_e|r \gg 1$, экспоненты в уравнении (1) подчиняются неравенству $|e^{-k_0 r}| \gg |e^{-k_e r}|$. Электромагнитная волна в зоне квазистационарного приближения достигает точки наблюдения по воздуху и существует только до тех пор, пока существует ток в источнике. На своем пути она преломляется на границе «Земля–воздух» и проникает в нижнее полупространство. Угол преломления в Земле α_e , равный углу между нормалью к земной поверхности и направлением распространения волны, определяется законом Снеллиуса: $\sin \alpha_e = \sin \alpha_0 \cdot \sqrt{\sigma_0 / \sigma_e}$ [Ваньян, 1996]. Поскольку $\sin \alpha_e \rightarrow 0$ при $\sigma_0 \ll \sigma_e$, то $\alpha_e \rightarrow 0$ и, следовательно, преломленная в Земле волна при любом угле падения входящей волны распространяется вертикально вниз в виде плоской волны с экспоненциальным затуханием по глубине z . В этом случае горизонтальная компонента электрического

поля в земле E_e может быть описана выражением (2), вытекающим из одномерного уравнения Гельмгольца [Ваньян, 1997] При этом выражение в квадратных скобках в уравнении (1) в квазистационарной зоне стремится к 1:

$$E_e = -\frac{3JS}{2\pi r^4 \sigma_e} \cdot e^{-2\pi z/\lambda_e} \quad (2),$$

где z – глубина проникновения поля в нижнее полупространство (в Землю) и $\lambda_e = \sqrt{10^7 \rho T}$ – длина волны в Земле; T – период, с.

При дальнейшем увеличении разноса, когда расстояние до источника r становится больше, чем длина волны в воздухе λ_0 ($|k_0 r| \gg 1$ и $|k_e r| \gg 1$), в распространении электромагнитного поля все большую роль начинают играть токи смещения. Электромагнитное поле распространяется в воздухе практически без затухания и продолжает существовать после того, как источник отключен. Интенсивность поля определяется уравнением (1), без второго члена в квадратных скобках, равного нулю. Оставшаяся в квадратных скобках часть приведена в уравнении (3). Она определяет особенности распространения электромагнитного поля в верхнем полупространстве с учетом влияния токов смещения:

$$E_\phi = \frac{3JS\mu_0 i\omega}{2\pi r^4 (k_e^2 - k_0^2)} \cdot \left[e^{-k_0 r} \left(1 + k_0 r + \frac{k_0^2 r^2}{3} \right) \right]. \quad (3)$$

Таким образом, если отвлечься от условий промежуточной зоны ($|k_e r| \approx 1$), то поле контролируемого источника может быть подразделено на три зоны: ближнюю, или стационарную, зону ($|k_e r| \ll 1$, $|k_0 r| \ll 1$); дальнюю, или волновую квазистационарную, зону ($|k_e r| \gg 1$; $|k_0 r| \ll 1$) – волновая зона первого рода; дальнюю, или истинно волновую, зону ($|k_e r| \gg 1$; $|k_0 r| \gg 1$) – волновая зона второго рода. Отличительной чертой глубинных зондирований с контролируемым источником, выполняемых в КНЧ–СНЧ диапазоне, является то, что волновая зона второго рода проявляется на сравнительно низких частотах, поскольку зондирования выполняются на больших расстояниях от источника, сопоставимых с длиной волны в воздухе (на удалениях в сотни и первые тысячи километров).

Описанные выше характеристики КНЧ–СНЧ электромагнитных полей дополнительно осложняются влиянием проводящей ионосферы, расположенной на высотах от 60 до 150 км. Ее влияние зависит главным образом от высоты проводящего ионизированного слоя и его удельной электропроводности. Теоретическому рассмотрению этих вопросов посвящена обширная научная литература [Wait, Spies, 1964; Galejs, 1972; Bernstein et al., 1974; Акиндинов и др., 1976; Bannister, 1985; Сараев, Косткин, 1998].

В настоящей статье для решения прямой задачи рассчитывается электромагнитное поле горизонтального электрического диполя в горизонтально-слоистом пространстве. Решение распространяется на все зоны источника (стационарную, квазистационарную и волновую). Решение учитывает влияние токов смещения и ионосферы. Программа разработана А.Н. Шевцовым [2001, 2006] на основе описанных в работах [Chave, 1983; Boerner, 1991] теоретических концепций. Решение одномерной прямой задачи основа-

но на использовании матриц полоидальных и тороидальных мод распространения электромагнитного поля в многослойной среде [Boerner, West, 1989]:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \\ B_x \\ B_y \\ B_z \end{bmatrix} = \frac{I(\omega)}{4\pi} \int_0^\infty \tilde{F} \begin{bmatrix} \partial_{xx} \\ \partial_{xy} \\ \partial_x \\ \partial_y \\ 1 \end{bmatrix} \lambda J_0(\lambda \xi) d\lambda. \quad (4)$$

Источник и приемник имеют цилиндрические координаты (r', φ', z') и (r, φ, z) соответственно. Все пространство – горизонтально-слоистое со следующими параметрами каждого k -го слоя: σ_k – удельная электропроводность слоя; ϵ_k – его абсолютная диэлектрическая проницаемость; μ_k – абсолютная магнитная проницаемость; h_k – мощность. Все компоненты электромагнитного поля в слоистом пространстве определены уравнением (4) [Chave, 1983; Boerner, 1991]; $[E_x, E_y, E_z, B_x, B_y, B_z]$ – обобщающий вектор компонентов электромагнитного поля; $I(\omega)$ – ток в источнике, зависящий от круговой частоты; вектор $[\partial_{xx}, \partial_{xy}, \partial_x, \partial_y, 1]$ – символический вектор частных производных второго и первого порядка по координатам точки приема: $\partial_{xx} = \partial^2 / \partial x^2$; $\partial_{xy} = \partial^2 / \partial x \partial y$; $\partial_x = \partial / \partial x$; $\partial_y = \partial / \partial y$ и 1 – оператор идентификации, воздействующий на $J_0(m\xi)$ – функцию Бесселя первого рода нулевого порядка; λ – переменная интегрирования; $\xi = \sqrt{r^2 + r'^2 - 2rr' \cos(\varphi - \varphi')}$ – расстояние между источником и приемником в проекции на горизонтальную плоскость; $\tilde{F}(m)$ – матрица (6×5), зависящая от параметров горизонтально-слоистой модели и учитывающая граничные условия [Boerner, West, 1989]; T – операция транспонирования.

В качестве примера на рис. 1 приведен фрагмент расчетов, выполненных по программе А.Н. Шевцова [2001] для поля электрического диполя.

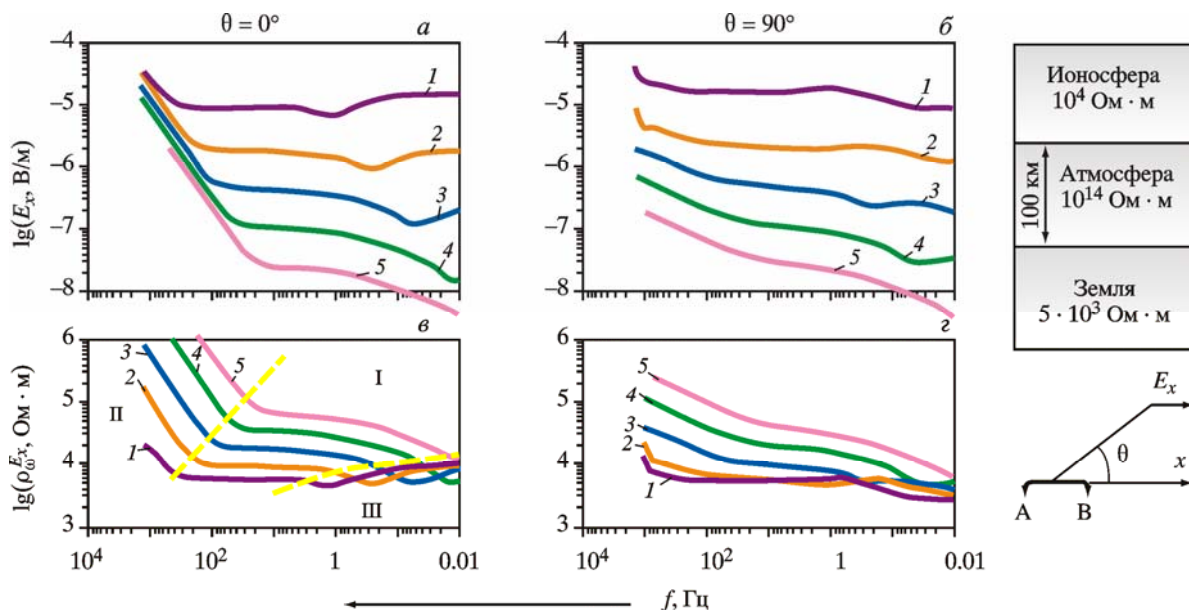


Рис. 1. Пример расчета поля заземленного электрического диполя (плоская слоистая модель) с учетом влияния ионосферы и токов смещения по программе [Шевцов, 2001]

1–5 – высота над поверхностью Земли, км: 1 – 100; 2 – 200; 3 – 400; 4 – 800; 5 – 1600. I–III – волновые зоны: I – волновая зона 1-го рода (квазистационарная); II – волновая зона 2-го рода (истинная); III – ближняя волновая зона (стационарная). Остальные пояснения см. в тексте

Диполь с параметрами $L = 100$ км, $I = 100$ А расположен над однородным полупространством (Землей) с $\rho = 5 \cdot 10^3$ Ом·м. В верхнем полупространстве на высоте 100 км расположена ионосфера ($\rho = 10^4$ Ом·м), отделенная от Земли слоем атмосферы с сопротивлением $\rho = 10^{14}$ Ом·м. В верхней части рис. 1 показаны кривые напряженности электрического поля E_x , в нижней части – кривые кажущегося сопротивления ρ_{ω}^{Ex} , рассчитанные для электрического поля E_x , продольного по отношению к оси диполя АВ.

В средней части частотного диапазона (от десятых долей до первой сотни герц) наблюдается плавное увеличение кажущегося сопротивления с увеличением частоты и расстояния, вызванное влиянием ионосферы. Эта область выделена на рис. 1 как волновая квазистационарная зона, или иначе волновая зона первого рода (уравнение (2)). Выше диапазона частот 10–100 Гц наблюдается более быстрое увеличение кажущегося сопротивления с ростом частоты, вызванное влиянием токов смещения. Эта область обозначена на рис. 1 как истинно волновая зона, или волновая зона второго рода (уравнение (3)). Наиболее сильное влияние токов смещения (наиболее слабое затухание поля с ростом частоты) наблюдается при размещении приемной линии на оси диполя АВ ($\theta = 0^\circ$). Это размещение наиболее благоприятно для длинноволновой низкочастотной радиосвязи. Нужно отметить, что входной импеданс $Z = E_x/H_y = -E_y/H_x$ в условиях волновых зон первого и второго рода не зависит от влияния токов смещения и ионосферы [Леонтович, 1948] и отражает только свойства нижнего полупространства.

Описанное выше решение прямой задачи использовано далее для решения задачи инверсии. Инверсия основана на расчетах поля для уравнения общего вида (4), без подразделения его на ближнюю и волновую зону обоих родов. Сама инверсия рассчитывается с использованием трех методов: метода эффективной линеаризации (МЭЛ) [Porokhova, Kharlamov, 1990], метода контролируемой трансформации [Бердичевский, Димитриев, 1992] и обычного метода подбора. Последняя техника оказалась наиболее эффективной при выполнении бимодальной интерпретации, т.е. интерпретации, основанной на итеративном подборе решений, удовлетворяющих двум взаимно ортогональным поляризациям поля промышленных линий электропередачи (ЛЭП). Принято, что электромагнитное поле не влияет на ток источника. Для вычисления трансформации Ханкеля с данной точностью используется интерполяция между нулями функций Бесселя с использованием метода Гаусса–Чебышева с Паде-аппроксимацией интегральной функции [Chave, 1983; Шевцов, 2001].

Все инверсии рассчитываются с использованием фазы импеданса. Сама фаза играет роль вспомогательного показателя как «указателя гладкости» кривой кажущегося сопротивления и в условиях одномерного разреза не несет никакой новой информации. Фаза может быть измерена в процессе наблюдений поля или рассчитана на основе полевых наблюдений (по кривой кажущегося сопротивления или входного импеданса) с использованием дисперсионных соотношений П. Вайделя [Weidelt, 1975]. Формула для расчета кривой фазы на основе входного импеданса (функции отклика среды) имеет вид:

$$\text{Arg}Z = \frac{\pi}{4} \cdot \left(\frac{\partial \lg |Z(\sqrt{T_0})|}{\partial \lg \sqrt{T_0}} \right). \quad (5)$$

Сферическая модель

В этом разделе приведены расчеты поля электрического диполя для сферической модели Земли. Результаты расчетов сопоставлены с вычислениями поля плоской модели Земли с теми же, что и для случая плоской модели, параметрами источника. Расчеты выполнены для вертикальной компоненты электрического поля E_z . Целью расчетов бы-

ло определение границ применимости плоской модели на больших (до нескольких сотен и тысяч километров) удалениях от источника (см. рис. 1). Принято, что использование плоской модели на больших удалениях от источника считается приемлемым, если вычисленные значения компоненты E_z для плоских и сферических моделей отличаются между собой не более чем в 2 раза.

Принято, что низкочастотное КНЧ–СНЧ поле заземленной электрической линии распространяется в волноводе «Земля–ионосфера» в виде вертикально поляризованной поперечной электрической ТЕ-моды [Bernstein et al., 1974; Акиндинов и др., 1976; Макаров и др., 1993]. Поле включает горизонтальную компоненту H_ϕ , продольную относительно границ волновода, и поперечную вертикальную электрическую компоненту E_z . На границе земной поверхности в соответствии с граничными условиями Леонтовича [Леонтович, 1948] компонента H_ϕ индуцирует горизонтальное электрическое поле E_e в Земле. Часть энергии проникает вниз в виде плоских электромагнитных волн. Интенсивность горизонтального электрического поля E_e на поверхности Земли определяется входным импедансом нижнего полупространства Z_e и интенсивностью поля H_ϕ , излучаемого источником:

$$E_e = Z_e \cdot H_\phi,$$

где $|Z_e| = \sqrt{\rho_e \cdot \omega \cdot \mu_0}$.

Исследование входного импеданса на поверхности слоистого нижнего полупространства на различных частотах позволяет выполнять глубинное зондирование Земли. Для горизонтального электрического диполя с гармонически изменяющимся во времени током вертикальное электрическое поле E_z и азимутальная (горизонтальная) магнитная компонента H_ϕ в дальней зоне ($r > 500$ км) в сферическом волноводе «Земля–ионосфера» в воздухе для профиля измерений, ориентированного вдоль оси электрического диполя, определяются следующими выражениями [Bernstein et al., 1974]:

$$E_z \approx \frac{iZ_{ir}}{2h_{ion}} \cdot \sqrt{\frac{k_0\Gamma_0}{2\pi r}} \cdot Idl_{AB} \sqrt{\frac{r/a}{\sin(r/a)}} \exp\left(-ik_0\Gamma_0 r - i\frac{\pi}{4}\right) \cos\phi, \quad (6)$$

$$H_\phi = \frac{E_z}{Z_0\Gamma_0}. \quad (7)$$

Горизонтальное электрическое поле E_r (продольное к линии АВ), импеданс Z_e и кажущееся сопротивление ρ_e в точке приема определяются выражениями

$$E_r = \frac{E_z \cdot Z_e}{Z_0\Gamma_0} = H_\phi Z_e; \quad Z_e = \frac{E_r}{H_\phi}; \quad \rho_e = \frac{|Z_e|^2}{\omega\mu_0}. \quad (8)$$

Здесь $Z_{ir} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho_{ir}}$ – собственный импеданс в Земле под передающей антенной (трансммитером); $Z_0 = \sqrt{\mu_0/\epsilon_0}$ – импеданс в вакууме; $Z_e = \sqrt{i\omega\mu_0\rho_e}$ – собственный импеданс в Земле под приемником; $\omega = 2\pi f$ – круговая частота; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – электродинамическая постоянная; ρ_{ir}, ρ_e – удельное электрическое сопротивление Земли под передающей и приемной антеннами соответственно; h_i – высота ионосферы, км; $I \cdot dl_{AB}$ – электрический момент питающей заземленной линии, А·км; $a = 6370$ км – радиус Земли; ϕ – азимутальный угол между осью диполя и направлением пути распространения электромагнитной волны; r – расстояние по земной поверхности вдоль короткой дуги большого круга от источника до приемника, км.

Если коэффициент ослабления α_0 выражен в дБ/1000 км, то величина Γ_0 определяется трансцендентным выражением $\Gamma_0 = c/V_{ph} - i \cdot 5.49\alpha_0/f$, где f – частота тока в источнике, Гц; $c = 300\,000$ км/с – скорость фазы волны в воздухе.

Результаты новых исследований по распространению КНЧ–СНЧ электромагнитных волн изложены в работе [Chao et al., 2009]. В ней представлено уравнение для вертикального электрического поля в воздухе в сферическом волноводе «Земля–ионосфера» для профиля, ориентированного вдоль оси заземленного электрического диполя:

$$E_z = -i \frac{Z_e}{4h_i} \cdot kIdl_{AB} \sqrt{\frac{r/a}{\sin(r/a)}} H_1^{(2)}(ikr) \cos \varphi. \quad (9)$$

Переменные в уравнении (9) – те же, что в уравнении (6), за исключением следующих величин: $k = k_0 S$ – волновое число в волноводе; $Z_e = \sqrt{i\omega\mu_0 / (\sigma_e + i\omega\epsilon_e)}$, $Z_i = \sqrt{i\omega\mu_0 / (\sigma_i + i\omega\epsilon_i)}$ – собственный импеданс в Земле и ионосфере соответственно; S – величина, определяемая трансцендентным уравнением $S = \sqrt{1 - i \frac{Z_e + Z_i}{\omega\mu_0 h_i}}$; $H_1^{(2)}(ikr)$ – функция Ханкеля от комплексного аргумента (ikr).

На рис. 2 представлены результаты вычисления вертикальной электрической компоненты E_z для плоской и сферической моделей нижнего полупространства (Земли). Измерения для плоской модели E_z^{flat} выполнены на основе уравнения (4) по данным [Boerner, West, 1989; Шевцов, 2001]. Измерения для сферической модели выполнены с применением двух подходов, представленных на рис. 2 кривыми E_z^{SB} , на основе уравнения (6) по [Bernstein et al., 1974] и E_z^{SC} на основе уравнения (9) по [Chao et al., 2009]. Вычисления выполнены для расстояний между источником и приемником в диапазоне от 10 до 10 240 км. Электрический момент передающего диполя $P = I \cdot L$ (А·м). Параметры модели приняты такими же, как и на рис. 1.

Из данных, приведенных на рис. 2, видно, что плоская модель может быть использована для расчетов поля заземленного электрического диполя в большом диапазоне расстояний и частот, поскольку кривые, рассчитанные для плоской и сферической моделей с использованием формул (4), (6) и (9), почти совпали на расстояниях от 500 до 10 000 км от источника и на частотах 32–320 Гц.

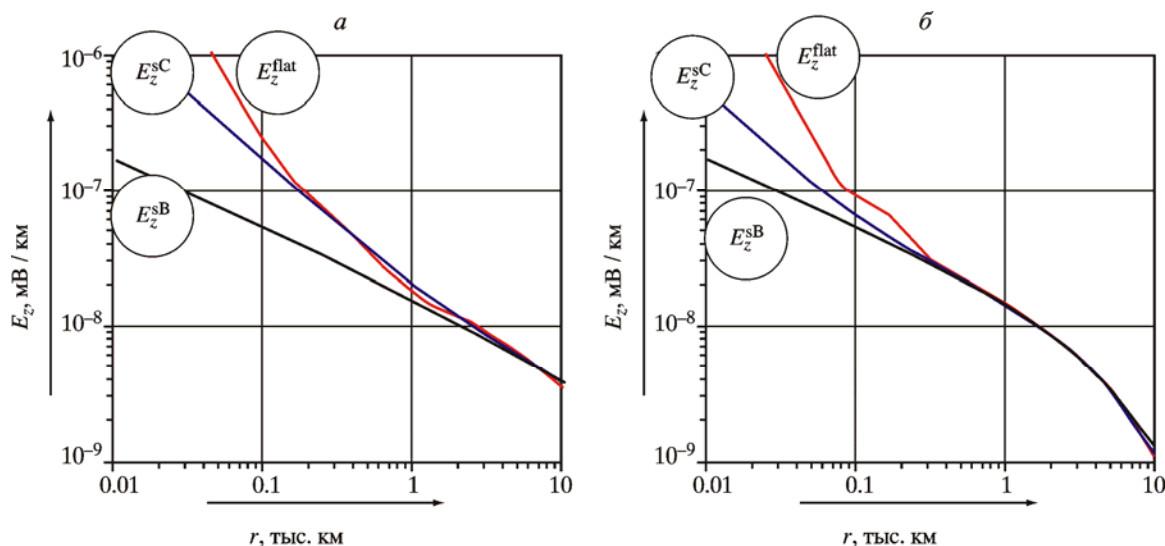


Рис. 2. Диаграммы вертикальной электрической компоненты поля, вычисленной для плоской (E_z^{flat}) и сферической (E_z^{SB} , E_z^{SC}) моделей Земли для частот 32 (а) и 320 (б) Гц

E_z^{SB} – кривая, вычисленная по формуле (6); E_z^{SC} – кривая, вычисленная по формуле (9)

Методика наблюдений

Схема установки CSAMT и методика измерений

На рис. 3 показана принципиальная схема эксперимента «FENICS», основанная на тензорном зондировании с использованием двух взаимно ортогональных заземленных электрических линий, названном нами аудиоманнитотеллурическим зондированием с контролируруемыми источниками (CSAMT). Отличие от аналогичного метода, примененного в работе [Zonge, Hughes, 1991], заключается в том, что техника зондирования CSAMT в эксперименте «FENICS» предназначена для работы с длинными (свыше 100 км) заземленными линиями в КНЧ–СНЧ диапазоне (0.1–200 Гц) и используется для изучения электропроводности литосферы на больших глубинах – от нескольких сотен метров до 50–70 км. Заметим, что большая глубина проникновения поля в данном частотном диапазоне может достигаться только на участках земной поверхности с высоким удельным электрическим сопротивлением ($\rho \geq 10^4$ Ом·м), т.е. только в пределах кристаллических щитов. Глубина зондирования h_s при возбуждении плоской волной может быть оценена как $h_s = \lambda_e / 2\pi\sqrt{2}$, где $\lambda_e = \sqrt{10^7 \rho T}$ – длина волны в Земле [Ваньян, 1997].

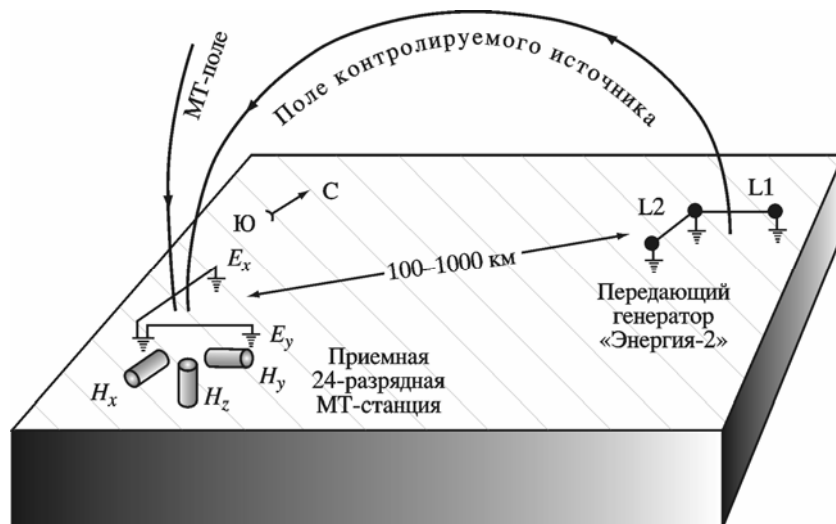


Рис. 3. Схема частотного электромагнитного зондирования с использованием двух взаимно ортогональных источников (CSAMT)

Пояснения см. в тексте

Передающий генератор «Энергия-2» мощностью 200 кВт [Баранник и др., 2009] подключается поочередно к двум взаимно ортогональным промышленным линиям электропередачи (L1 и L2) и создает в них переменный ток в КНЧ–СНЧ частотном диапазоне в двух направлениях (см. рис. 3). Такая установка при двух взаимно ортогональных поляризациях первичного поля позволяет «просвечивать» глубинную структуру литосферы, что сближает зондирование с контролируруемыми источниками и традиционные методы МТ–АМТ зондирования, основанные на использовании естественных источников.

В 2014 г. эксперимент «FENICS» проводился в два этапа. На первом этапе (23–30.08.2014 г.) переменный ток разной частоты подавался в широтную линию элек-

тропередачи L1. На втором этапе (01–08.09.2014 г.) ток подавался в меридиональную линию электропередачи L2. На обоих этапах подача тока в промышленные ЛЭП осуществлялась в ночное время – с 1.00 до 5.00 ч по московскому времени (с 21.00 до 1.00 по мировому времени), по одинаковому расписанию частот (режим подачи тока см. в табл. 3.) Расписание и режим переключения частот в промышленных ЛЭП согласовывался с диспетчерской службой Колэнерго и Управлением магистральных электрических сетей Северо-Запада Российской Федерации. Все первичные результаты наблюдений изменения значения тока и сигналов занесены в электронную базу данных эксперимента «FENICS» в бинарном формате с метками времени, привязанными к мировой шкале с точностью не хуже 1 мс.

Чтобы уменьшить влияние статических искажений, вызванных неоднородным слоем моренных отложений, длина электрических линий в измерительных точках Геологического института КНЦ РАН составляла 500–1000 м (на рис. 12 – точки 1а–6а, 1к–7к, 1v–7v). В других пунктах наблюдений применялись стандартные измерительные линии длиной 100 м.

На большинстве точек зондирования электрические свойства верхней части разреза исследовались путем проведения зондирований на постоянном токе (ВЭЗ–ДЭЗ). Максимальные расстояния между передатчиками и приемниками изменялись от 2 до 10–15 км. Все зондирования ВЭЗ–ДЭЗ проводились в двух взаимно ортогональных направлениях с целью изучения вероятного влияния анизотропии. В большинстве случаев коэффициент анизотропии $\lambda = \sqrt{\rho_{\max} / \rho_{\min}}$ не превышал 1.2. Данные зондирований на постоянном токе использовались для построения высокочастотных ветвей кривых кажущегося удельного электрического сопротивления на частотах $f > 1000$ Гц. Кривые ВЭЗ–ДЭЗ преобразовывались в частотную область в два этапа. На первом этапе кривые ВЭЗ–ДЭЗ инвертировались в одномерные разрезы. На втором этапе для полученных одномерных разрезов решалась прямая задача частотного зондирования. Полученные таким путем кривые кажущегося сопротивления высокочастотного зондирования были интерполированы с КНЧ–СНЧ данными зондирования в поле промышленных ЛЭП.

Генераторная установка

Блок-схема подключения КНЧ–СНЧ генератора «Энергия-2», использовавшегося в эксперименте «FENICS», представлена на рис. 4. Генератор «Энергия-2» с максимальной выходной мощностью 200 кВт специально разработан для эксперимента «FENICS» [Баранник и др., 2009; Колобов и др., 2013]. Питание генератора осуществляется от трехфазного трансформатора собственных нужд подстанции (1 на рис. 4) с выходным напряжением 380 В и мощностью более 200 кВт. Входное переменное напряжение повышается и выпрямляется силовым преобразователем СП (2); напряжение на выходе СП составляет 1100 В. Высоковольтный инвертор (ВИ) (3) формирует синусоидальный ток необходимой частоты и амплитуды в нагрузке (антенне). Выходной ток формируется методом широтно-импульсной модуляции (ШИМ). В зависимости от задач, которые нужно решать, форма тока может быть различной (синус, меандр, треугольник). Максимальная амплитуда напряжения на выходе ВИ достигает 1100 В. Фильтр низких частот (ФНЧ) (4) подавляет высокочастотные помехи, возникающие при широтно-импульсной модуляции. Согласующее устройство (СУ) используется для компенсации индуктивности линии электропередачи путем подключения продольных емкостей. Схема защиты от перенапряжений (СЗП) (7) защищает выход высоковольтного инвертора от внешних перенапряжений (например, от молниевых разрядов).

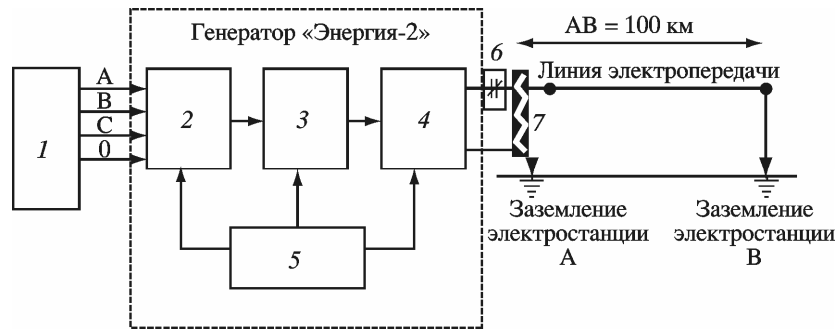


Рис. 4. Схематическая диаграмма подключения генератора «Энергия-2» к промышленной линии электропередачи (АВ)

1 – трехфазный трансформатор собственных нужд подстанции 380 В; 2 – AC-DC силовой преобразователь (СП); 3 – высоковольтный инвертор (ВИ); 4 – фильтр низких частот (ФНЧ); 5 – система управления, регулирования, защиты и автоматики (СУРЗА); 6 – согласующее устройство (СУ); 7 – система защиты от перенапряжений (СЗП)

Первая выходная клемма генератора (А на рис. 4) подключена к заземлению основной подстанции, где размещается генератор «Энергия-2». Вторая клемма подключена к трем параллельно соединенным фазным проводам воздушной линии электропередачи. Ток проходит по линии электропередачи и возвращается через заземление удаленной подстанции (В на рис. 4) и через землю. Длина передающих антенн (линии электропередачи) составляет 109 км для линии L1 и 120 км для линии L2.

При проведении частотных зондирований с длинными заземленными электрическими линиями необходимо учитывать такие показатели, как индуктивное сопротивление проводов (так называемое внутреннее сопротивление), реальную конфигурацию токонесящего кабеля, который не всегда прямолинеен, изменение силы тока (амплитуды) вдоль кабеля ЛЭП в зависимости от частоты [Вешев, 1980; Шевцов, 2006], а также сопротивление возвратного тока, текущего в нижнем полупространстве. Последнее сопротивление обычно определяется как «внешнее».

Внутреннее сопротивление линии АВ (реактивное) определяется как

$$R_{\text{интерн}} = \omega L = \omega L_{\text{лин}} \cdot l_{\text{АВ}}, \quad (10)$$

где $\omega = 2\pi f$ – круговая частота; $L_{\text{лин}}$ – погонная индуктивность провода (в нашем случае равная 2.6 мГн/км); $l_{\text{АВ}}$ – длина провода, км.

Применение параллельных линий может уменьшить их реактивное сопротивление, но не линейно, а в зависимости от расстояния между проводами. Так, соединение трех силовых кабелей трехфазной промышленной линии «в параллель» уменьшает ее индуктивность не в 3 раза, а только на 30 %. Например, для линии L1 длиной 109 км общая индуктивность при применении трех фазных проводов уменьшается от 0.26 до 0.18 Гн. На частоте 16 Гц индуктивное (внутреннее) сопротивление линии L1 составляет 18 Ом. Чтобы устранить это так называемое продольное сопротивление, подключают последовательно компенсирующую емкость (6 на рис. 4). Величина компенсирующей емкости определяется выражением

$$C = 1 / \omega^2 L. \quad (11)$$

Внешнее сопротивление заземленной силовой линии (сопротивление возвратного тока) R_{extern} определяется сопротивлением полуцилиндра в нижнем полупространстве. Длина цилиндра равняется длине питающей линии l_{AB} , радиус определяется толщиной скин-слоя h_{scin} в нижнем полупространстве:

$$h_{\text{scin}} = \lambda / 2\pi\sqrt{2} = \frac{\sqrt{10^7 \rho \cdot T}}{2.8 \cdot \pi}. \quad (12)$$

Отсюда можно записать выражение, известное как формула Карсона:

$$R_{\text{extern}} = \frac{2 \cdot \rho \cdot l_{\text{AB}}}{\pi (h_{\text{scin}})^2} = 8 \cdot \omega \cdot l_{\text{AB}} \cdot 10^{-7}. \quad (13)$$

Из выражений (10) и (13) видно, что внешнее (R_{extern}) и внутреннее (R_{intern}) сопротивления не зависят от сопротивления нижнего полупространства, а определяются только длиной кабеля и частотой тока. В конкретном случае – для линии АВ длиной 100 км на частоте 10 Гц – внешнее сопротивление (возвратное) составляет 5 Ом; внутреннее сопротивление, согласно формуле (10), при тех же условиях будет 16 Ом.

С ростом частоты до 200 Гц R_{extern} возрастет до 100 Ом, а R_{intern} достигает 320 Ом. Но величина R_{intern} может быть скомпенсирована путем подключения продольной емкости, определяемой уравнением (10), тогда как R_{extern} не может быть компенсировано. Это одно из основных ограничений, препятствующих использованию длинных заземленных линий электропередачи (ДЗЛ) для зондирований на высоких частотах.

Силовая установка эксперимента «FENICS» показана на рис. 5 на примере ее размещения на широтной линии электропередачи L1 («Кола–Серебрянка») длиной 109 км. Ток первой гармоники в линии L1 (рис. 6) изменялся в интервале 170–235 А на низких (0.1–10 Гц) частотах и в интервале 25–60 А на высоких (100–200 Гц) частотах.

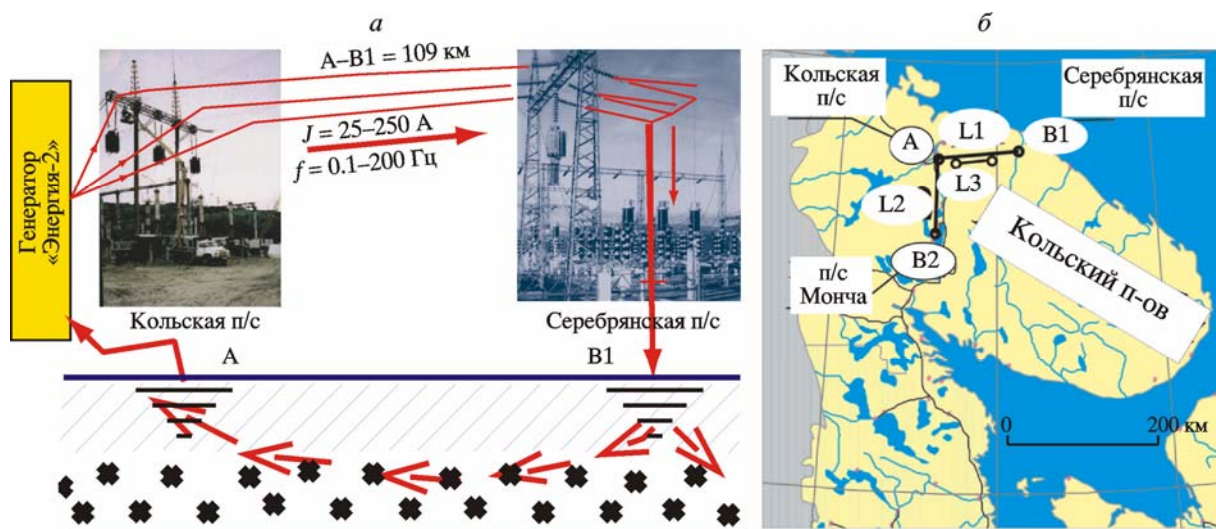


Рис. 5. Схема размещения установки «FENICS» на промышленной ЛЭП «Кола–Серебрянка» длиной 109 км (L1) и генератора «Энергия-2» мощностью 200 кВт (а) и положение линий электропередачи L1, L2 и L3 (б)

A, B1, B2 – заземления линий L1 (A–B1) и L2 (A–B2); линия L3 – СНЧ-антенна «Зевс»

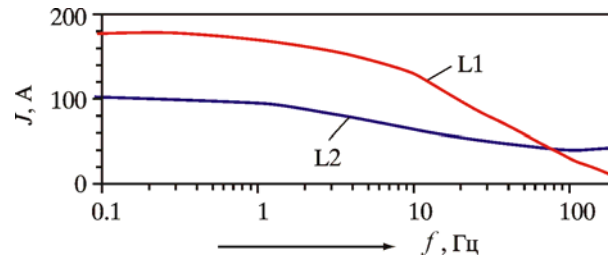


Рис. 6. Изменение силы тока в линиях электропередачи L1 и L2 в зависимости от его частоты

Вторая линия электропередачи L2 («Кола–Мончегорск») имеет меридиональное направление (север–юг) и длину 120 км. Общее сопротивление постоянному току линии L2 составляет 6 Ом, что более чем вдвое превышает сопротивление линии L1 (2.5 Ом). В результате ток в линии L2 имеет другой вид (см. рис. 6) – он изменяется от 100–120 А на низких частотах до 40–80 А на высоких частотах. На частотах, превышающих 5–10 Гц, индуктивное сопротивление обеих линий электропередачи компенсировалось с помощью емкостного согласующего устройства (СУ) (6 на рис. 4). Ток в передающих антеннах записывался на персональный компьютер (ПК) через АЦП E140 с частотой дискретизации 5 кГц. Форма тока в передающих линиях изменялась от синуса на высоких частотах до треугольника, трапеции и меандра на низких частотах. Изменение формы тока на низких частотах показано на рис. 7 на примере линии L1. Стабильность частоты поддерживалась не хуже 10^{-7} Гц. Ток в передающих антеннах и сигналы в приемных станциях были синхронизированы с помощью глобальной системы спутникового позиционирования GPS с точностью не менее 1 мс.

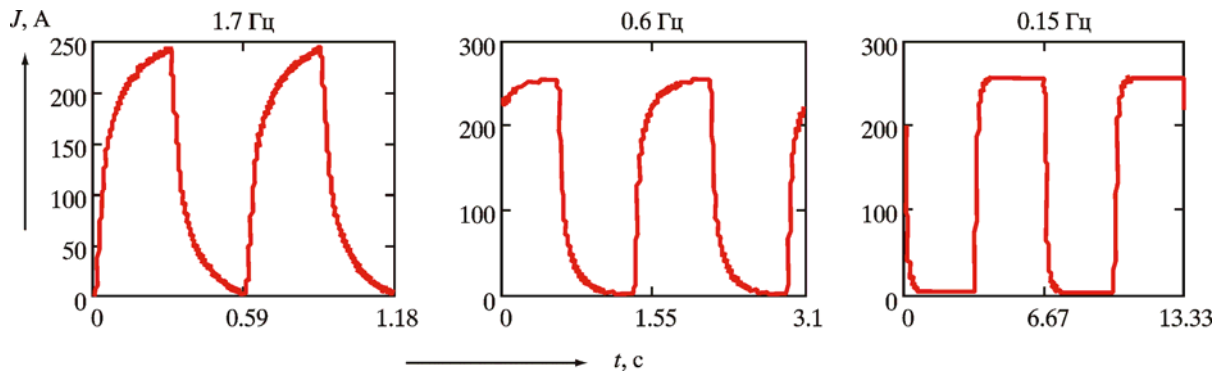


Рис. 7. Форма сигналов на низких частотах на примере записи тока в линии электропередачи L1

Кроме измерений сигналов линий L1 и L2, проводились измерения сигналов линии электропередачи L3 длиной 55 км. Линия L3 (см. рис. 5) является СНЧ-антенной «Зевс», работающей на частоте 82 Гц с целью низкочастотной радиосвязи с подводными лодками в том же режиме, что и передатчик «Сангвин» в США [Bernstein et al., 1974; Велихов и др., 1994].

Приемные станции

Записи сигналов производились с использованием широкополосных пятикомпонентных 24-канальных МТ–АМТ цифровых станций (см. рис. 3). Вариации естественного электромагнитного поля записывались синхронно теми же станциями. Гармонические сигналы контролируемого источника отфильтровывались от МТ–АМТ вариаций с

помощью быстрого преобразования Фурье (БПФ процедура) или каким-либо другим методом цифровой фильтрации. Применение двух взаимно ортогональных линий электропередачи (поляризации) давало возможность оценить размерность нижнего полу-пространства на этапе интерпретации данных и принимать во внимание возможные эффекты горизонтальной 2D- или 3D-неоднородности геологической среды, как это делается в методе МТ–АМТ зондирования.

Основным показателем качества МТ станций является уровень собственных шумов магнитных датчиков. На рис. 8 приведена сводная диаграмма спектральных характеристик собственных шумов магнитных датчиков станций, использованных в эксперименте «FENICS» (VMTU-10, FMTU-2008 и KVVN-7), в сопоставлении с широко известными датчиками серии Lemi (г. Львов, Украина). Для сравнения показано также изменение частотной характеристики шумов, создаваемых естественными вариациями МТ–АМТ поля (тоновая полоса). Качество индукционных датчиков определяется, прежде всего, их положением по отношению к частотной характеристике среднего распределения природных шумов. Если частотная характеристика датчика (его собственные шумы) ниже естественного шума, то это свидетельство его высокого качества. Такой датчик может надежно регистрировать амплитуду и фазу вариаций естественного поля и одновременно решать задачу электромагнитного зондирования в поле контролируемых источников. В развитии техники глубинных электромагнитных зондирований можно отметить замечательный парадокс. Техника зондирования с контролируемыми источниками совершенствовалась в «естественном» направлении – сверху вниз: от изучения малых глубин на первых порах становления метода к изучению все больших глубин по мере его развития. Это было связано как с экономическими потребностями в увеличении глубины геофизической разведки, так и с увеличением мощности генерирующих устройств и улучшением качества измерительного оборудования.

Глубинность магнитотеллурических зондирований, наоборот, изменялась снизу вверх – от больших глубин к малым. На начальном этапе развития (1950-е–1960-е годы) метод МТЗ позволял исследовать только большие глубины, исчислявшиеся десятками

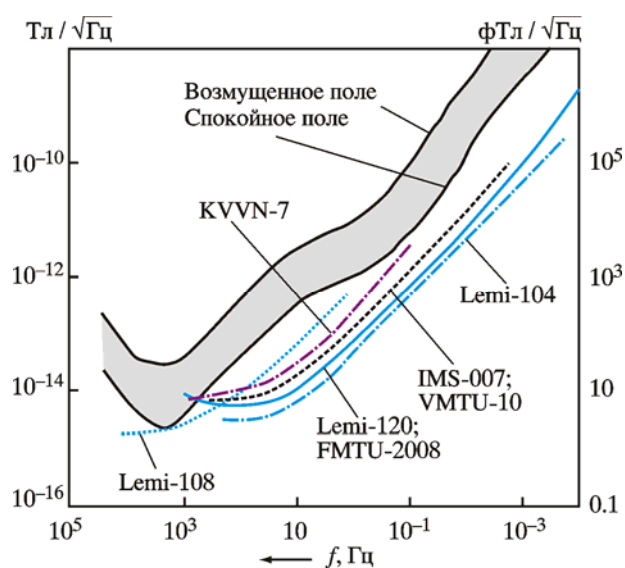


Рис. 8. Спектральные характеристики собственных шумов индукционных датчиков, использованных в эксперименте «FENICS» (VMTU-10, FMTU-2008 и KVVN-7), и датчиков серии Lemi

и сотнями километров. Это объяснялось, с одной стороны, высокой инерционностью кварцевых магнитометров и шлейфных осциллографов, имевшихся тогда в распоряжении исследователей, а с другой – отсутствием необходимой цифровой техники для записи высокочастотных сигналов в широком динамическом диапазоне. В настоящее время наблюдается тенденция сближения и перекрытия глубинности исследований в технике зондирования с естественными и контролируруемыми источниками. Это происходит благодаря использованию прецизионных индукционных датчиков в широком диапазоне частот – от 10^{-3} до 10^3 Гц – и неограниченных возможностей аналого-цифрового преобразования записей в широком динамическом диапазоне (24 разряда и более). Это тенденция открывает широкие перспективы для совместного проведения зондирования с естественными и контролируемыми источниками. Эксперимент «FENICS» является попыткой движения в этом направлении. Из данных, приведенных на рис. 8, видно, что измерительные станции, использованные в эксперименте «FENICS» (FMTU-2008, VMTU-10 и KVVN-7), имеют спектральные характеристики, близкие к лучшим аналогам серии Lemi, которые представляют высокий стандарт в технике современных МТ–АМТ исследований [Корепанов, 2002].

Первичная обработка и анализ данных

Измерения электромагнитных сигналов в эксперименте «FENICS» проводились с участием научно-исследовательских групп из России, Финляндии, Польши и Украины. Часть наблюдений была выполнена на территории Фенноскандинавского щита на удаленностях до 856 км от источника, а часть – за пределами щита, на расстояниях до 5600 км от передатчика. Соответственно этому материалы экспериментов приведены отдельно для «дальних» и «ближних» точек наблюдения. Координаты точек наблюдения с указанием кодов номеров и видов измерительных станций приведены в табл. 1, координаты питающих линий – в табл. 2.

«Дальние» наблюдения

Схема расположения «дальних» точек наблюдений приведена на рис. 9. Под термином «дальние» в эксперименте «FENICS» подразумеваются измерительные пункты, расположенные за пределами Фенноскандинавского щита. Эти измерения представляют наибольший интерес для изучения распространения КНЧ–СНЧ электромагнитного поля в волноводе «Земля–ионосфера». Эта область геофизики условно относится к категории так называемых двойных технологий, поскольку результаты наблюдений представляют интерес не только для фундаментальных исследований свойств околоземного космического пространства, но и для прикладных задач дальней радиосвязи на сверхнизких частотах (в СНЧ диапазоне) с подводными объектами в интересах военно-морского флота [Велихов и др., 1994; Взаимодействие..., 2014]. В рамках эксперимента «FENICS» «дальние» измерения проводились с целью:

- 1) изучить особенности распространения КНЧ–СНЧ электромагнитного поля в волноводе «Земля–ионосфера» при разных условиях возбуждения первичного поля и разных углах прихода волны;
- 2) изучить электромагнитные свойства и анизотропию околоземного космического пространства с применением итерационной процедуры решения обратной задачи для функции отклика Z и для отдельных компонент с учетом различных направлений поляризации первичного поля.

Таблица 1. Координаты точек приема сигналов в эксперименте «FENICS»
(положение точек см. на рис. 9, 13)

Шифр точки приема сигналов	Географические координаты		Полярные координаты от центра линии L1		Полярные координаты от центра линии L2	
	с.ш.	в.д.	Расстояние, км	Угол θ , град.	Расстояние, км	Угол θ , град.
Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, 2014 г. (5-компонентная станция VMTU-10; измерения проводили: А.Н. Шевцов, М.А. Бируля, П.А. Рязанцев)						
1v	67° 32.5'	31° 49.4'	177.2	51.8	105.0	-21.2
2v	65° 43.1'	32° 32.6'	355.7	75.3	297.4	2.5
3v	65° 10.0'	33° 08.2'	412.3	80.8	358.6	7.5
4v	64° 32.1'	32° 24.5'	486.8	77.7	429.7	2.6
5v	63° 39.7'	33° 42.9'	577.3	85.6	527.3	10.2
6v	62° 49.9'	33° 25.9'	670.5	84.6	619.1	8.4
7v	62° 07.2'	33° 08.5'	750.5	83.8	698.1	6.9
Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, 2007 г. (7-компонентная станция КВВН-7; измерения проводили: А.А. Жамалетдинов, А.Н. Шевцов, А.А. Скороходов)						
1a	67° 32.7'	31° 49.0'	186	51.7	104.6	-21.5
2a	65° 44.9'	31° 10.9'	379	65.6	303.4	-9.5
3a	65° 11.2'	30° 33.4'	450	64.8	371.4	-11.5
4a	64° 33.1'	31° 17.2'	505	71.5	433.3	-4.6
5a	63° 35.2'	32° 07.2'	603	77.9	535.9	1.7
6a	62° 42.5'	32° 09.9'	701	79.3	633.4	2.4
Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, 2014 г. (7-компонентная станция КВВН-7; измерения проводили: А.А. Жамалетдинов, А.А. Скороходов, В.Е. Колесников)						
1k	66° 15.6'	32° 33.3'	296.6	73.1	237.1	1.8
2k	65° 30.7'	30° 24.9'	406.7	62.2	338.4	-14.2
3k	65° 03.2'	30° 21.8'	455.2	64.4	388.1	-12.2
4k	64° 28.1'	30° 20.7'	517.1	66.9	451.4	-10.1
5k	63° 52.2'	30° 53.5'	574.1	71.5	511.5	-5.4
6k	62° 42.5'	32° 09.6'	689.9	79.3	633.4	2.4
7k	62° 03.8'	31° 32.9'	765.4	77.6	707.3	0.1
Полярный геофизический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, Россия (5-компонентные МТ-АМТ станции; измерения проводили: В.Ф. Григорьев, П.Е. Терещенко)						
1p	78° 05.8'	14° 12.4'	1200.6	110.8	1227.8	26.4
2p	68° 35.5'	31° 45.4'	106.6	12.0	54.3	69.8
3p	67° 58.2'	35° 01.2'	101.3	105.9	97.6	68.8
4p	60° 32.0'	32° 37.7'	929.0	82.7	875.2	4.9
5p	61° 46.8'	34° 22.2'	788.0	88.7	740.4	11.9
Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Санкт-Петербург, Россия (5-компонентная станция GI-MTS-1; измерения проводили: Ю.А. Копытенко, В.С. Исмагилов, М.С. Петрищев, П.А. Сергушин)						
1i	64° 25.6'	33° 58.4'	491.8	86.6	443.3	12.5
Научно-исследовательский радиофизический институт, г. Нижний Новгород, Россия (НД-магнитный вариометр; измерения проводили: С.В. Поляков, А.В. Щенников, К.В. Козлов)						
«Н. Новгород»	55° 58.0'	45° 44.6'	1500.2	111.1	1477.1	32.7
Восточно-Европейская геофизическая ассоциация (ООО «ВЕГА»), г. Санкт-Петербург; Научно-исследовательский радиофизический институт, г. Нижний Новгород, Россия (5-компонентная станция VMTU-10; измерения проводили: Е.А. Копытенко, А.В. Щенников, К.В. Козлов)						
1e	61° 13.6'	32° 13.2'	853.7	80.9	798.3	3.2
2e	61° 27.0'	32° 08.0'	875.6	80.7	820.0	3.0

Таблица 1 (окончание)

Шифр точки приема сигналов	Географические координаты		Полярные координаты от центра линии L1		Полярные координаты от центра линии L2	
	с.ш.	в.д.	Расстояние, км	Угол θ , град.	Расстояние, км	Угол θ , град.
Институт космических исследований ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатский край, Россия (STELAB, FGE и RG-601 HDZ станции и ULF регистратор; измерения проводил Г.И. Дружин)						
«Камчатка»	52° 49.0'	158° 07.0'	5835.0	48.3	5909.0	-32.8
Университет Оулу, г. Оулу, Финляндия, 2014 г. (5-компонентные MT-AMT станции FMTU-2008; измерения проводили: М.Ю. Смирнов, Т. Корья)						
1F	63° 36.9'	27° 47.9'	650.8	58.7	580.3	-20.1
2F	62° 47.2'	25° 15.3'	789.7	52.7	716.9	-27.2
3F	65° 43.637'	27° 02.710'	466.1	43.0	391.6	-37.7
Радиоастрономический институт НАН Украины, г. Харьков, Украина (MT-AMT станции Lemі; измерения проводили: Ю.М. Ямпольский, А.В. Колосков, Н.А. Бару)						
«Харьков»	49° 56.0'	36° 57.2'	2110.5	93.7	2066.6	14.2
SOUSY	78° 10.2'	15° 59.7'	1180.6	109.0	1210.0	24.6
«Саяны»	51° 37.0'	100° 55.0'	3918.4	2.6	3977.7	-77.9
Метеорологическая служба Финляндии, г. Хельсинки, Финляндия, 2014 г. (HDZ Lemі магнитные вариометры; измерения проводил А. Вильянен)						
1ari	69° 45.6'	27° 00.6'	305.4	155.5	282.0	60.6
2ari	69° 27.6'	23° 42.0'	426.7	164.3	390.2	74.0
3ari	69° 01.2'	20° 47.4'	542.2	170.0	498.0	82.3
4ari	68° 33.6'	27° 17.4'	286.2	1.5	232.9	88.8
5ari	68° 01.2'	23° 31.8'	451.3	5.0	392.8	-82.4
6ari	67° 22.2'	26° 37.8'	358.8	21.9	289.0	-63.9
7ari	66° 54.0'	24° 04.8'	533.6	28.6	460.8	-54.4
8ari	64° 31.2'	27° 13.8'	573.4	52.1	500.5	-27.3
9ari	62° 46.2'	30° 58.2'	693.3	74.2	632.5	-3.2
10ari	62° 15.0'	26° 36.0'	838.7	59.6	768.6	-19.6
11ari	60° 0.0'	24° 39.0'	1081.3	58.5	1010.6	-21.2
12ari	58° 15.6'	26° 27.6'	1240.5	66.5	1173.9	-13.0
Институт геофизики ПАН, г. Варшава, Польша, 2014 г. (HDZ магнитные вариометры; измерения проводили: В. Джозвиак, Я. Реда)						
«Бельск»	51° 50.2'	20° 47.5'	2025.5	60.8	1955.6	-19.6
«Хель»	54° 36.5'	18° 49.0'	1773.2	54.0	1700.7	-26.6

Таблица 2. Координаты питающих линий электропередачи (промышленных ЛЭП) в эксперименте «FENICS» (положение линий см. на рис. 5)

Шифр начальной точки	Географические координаты		Характеристики
	с.ш.	в.д.	
Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия (Генератор «Энергия-2» мощностью 200 кВт; измерения проводили: В.В. Колобов, М.Б. Баранник, В.Н. Селиванов, П.И. Прокопчук)			
Заземление А	68° 49.9'	33° 04.6'	
Заземление В1	68° 50.3'	35° 30.9'	Линия L1 (А-В1) = 109 км; азимут 92°
Заземление В2	67° 55.8'	32° 49.4'	Линия L2 (А-В2) = 120 км; азимут 180°

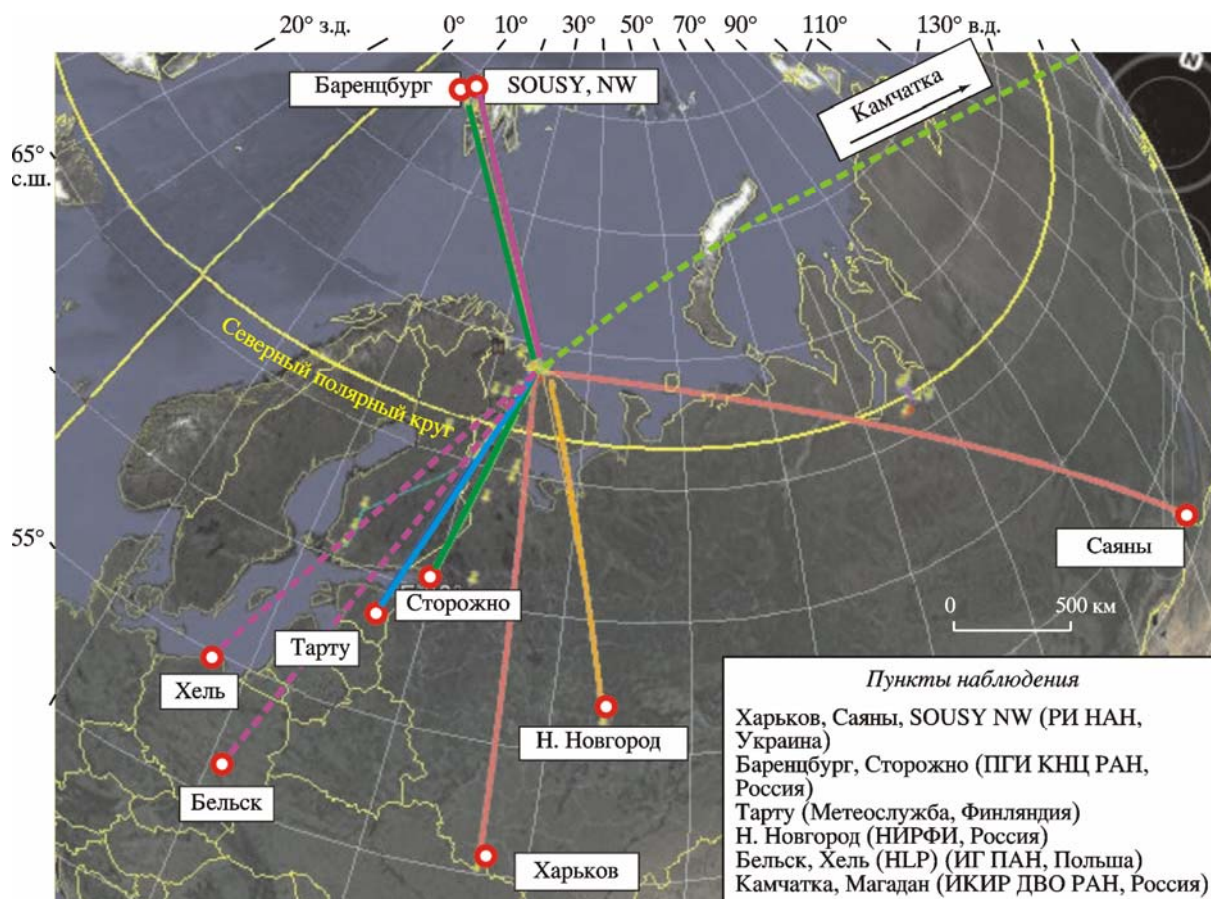


Рис. 9. Расположение «дальних» пунктов наблюдений в эксперименте «FENICS»

Решение этих проблем требует длительного времени обработки, анализа и интерпретации данных. Ниже мы ограничимся общим рассмотрением результатов на примере регистрации сигналов на отдельных точках. На рис. 10 представлены графики спектральной плотности мощности (СПМ) по результатам регистрации поля на арх. Шпицберген на удалении 1180 км от широтной линии L1, полученные в 2014 г. Спектральная обработка данных выполнена путем усреднения результатов измерений, проводимых по 3 ч в течение 8 ночей. Регистрация выполнена с использованием индукционного магнитометра Lemi 112-E (Радиоастрономический институт НАН Украины), разработанного в Львовском центре Института космических исследований НАН Украины [Korepanov, 2002].

Спектральная плотность мощности, изменение которой показано на рис. 10, рассчитана с шагом по частоте $\Delta f = 0.002$. Пользуясь уравнениями

$$H_x = \frac{\sqrt{PSD(B_x) \cdot \Delta f}}{\mu_0}, \quad H_y = \frac{\sqrt{PSD(B_y) \cdot \Delta f}}{\mu_0},$$

можно оценить среднюю интенсивность магнитного поля на арх. Шпицберген. Она составляет на частоте 9.422 Гц по меридиональной компоненте $H_x - 0.025$ мкА/м и по широтной компоненте $H_y - 0.031$ мкА/м. Из данных, приведенных на рис. 10, и сделанных нами оценок видно, что полное магнитное поле имеет ориентировку почти 45°, ближе к широтной (восток–северо-восток). Это означает, что суммарное электрическое

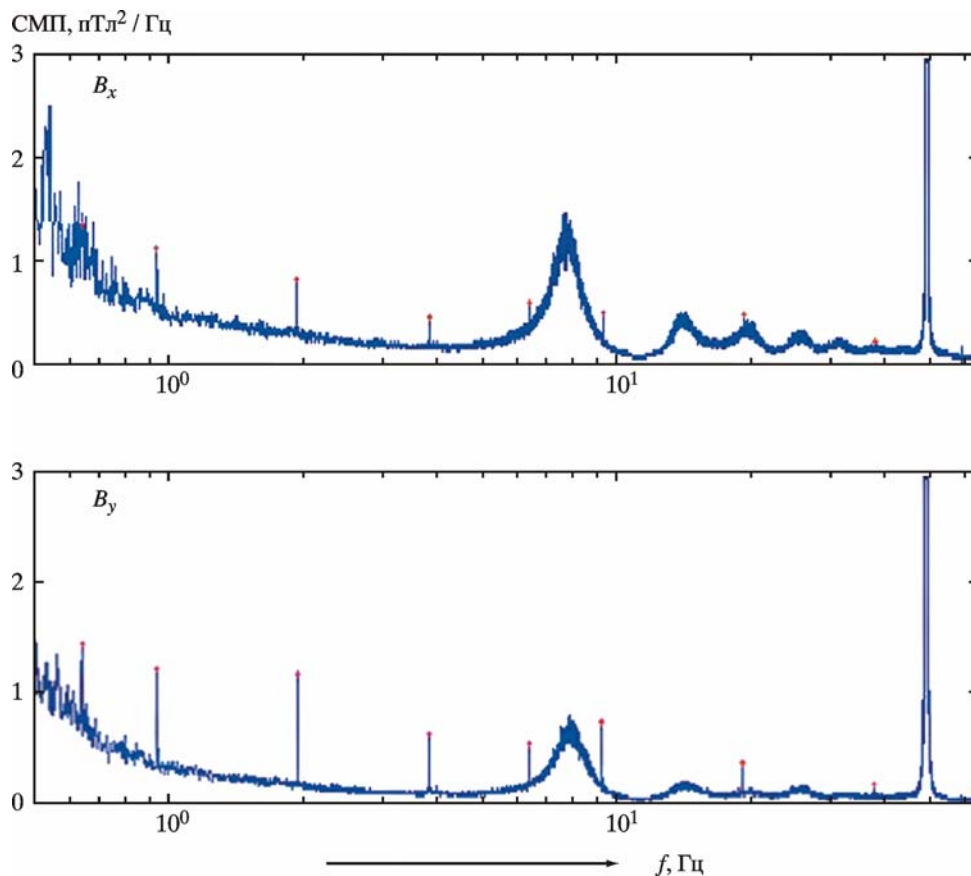


Рис. 10. Графики спектральной плотности мощности (СПМ) по результатам регистрации магнитных компонент поля линии электропередачи L1 в эксперименте «FENICS» в 2014 г. на арх. Шпицберген на удалении 1180 км по меридиональной (B_x) и широтной (B_y) компонентам

поле в районе арх. Шпицберген развернулось и имеет ориентировку северо-запад. Это согласуется с теоретическими оценками, поскольку угол θ между направлением на точку наблюдения от источника и осью источника составляет 109° (см. рис. 9, табл. 1, 2).

Результаты записи сигналов источника в г. Харьков, на расстоянии 2150 км от линии L1, представлены на рис. 11. Сигналы были записаны в низкочастотной обсерватории Радиоастрономического института НАН Украины (Харьковская обл., с. Мартово) с помощью двух устройств: индукционного магнитометра (0–0.5 Гц) Lem1-017 и комплекса УНЧ индукционных датчиков (0.5–40 Гц) [Пазнухов и др., 2010]. Время накопления сигнала при спектральном анализе равнялось 500 с. Разрешение по частоте – 0.002 Гц. Сигналы от широтной линии L1 записывались на частотах 0.642, 0.942, 1.422, 3.822, 6.422, 9.422, 19.42 и 38.22 Гц. На рис. 11 показан типичный амплитудный спектр сигнала на частоте 0.642 Гц. Сигнал наиболее заметен на меридиональной компоненте B_x (ортогональной к линии L1) и существенно слабее проявлен на широтной компоненте B_y , что согласуется с диаграммой направленности источника ($\theta = 93.7^\circ$). Сигналы от меридиональной передающей антенны L2 не были замечены. Это означает, что точка приема расположена в квазистационарной волновой зоне, где эффект токов смещения еще недостаточен для того, чтобы привести к повороту диаграммы направленности на 90° согласно расчетам, приведенным на рис. 1. Амплитуда напряженности магнитного поля на частоте 0.642 Гц составляет по компоненте H_x 0.115 мкА/м, а по компоненте H_y – 0.069 мкА/м. Можно видеть, что амплитуда поля в г. Харьков, несмотря на почти

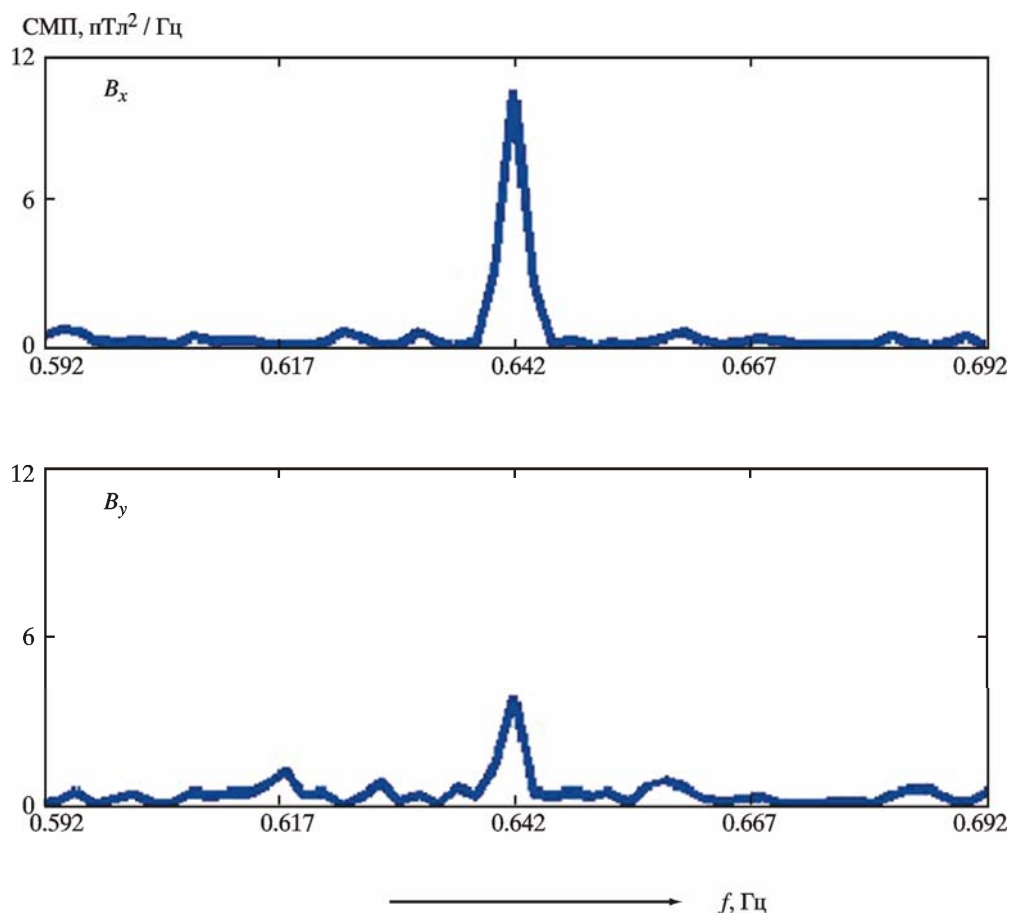


Рис. 11. Результаты регистрации сигналов в эксперименте «FENICS» ($f = 0.642$ Гц) на расстоянии 2150 км (г. Харьков, Украина) от линии L1 по меридиональной (B_x) и широтной (B_y) компонентам
Положение установки см. на рис. 9

вдвое большую удаленность, почти втрое выше по сравнению с таковой на арх. Шпицберген. Это обусловлено, с одной стороны, большей силой тока на низких частотах (табл. 3), а с другой – более благоприятным расположением точки приема в г. Харьков для регистрации сигнала в квазистационарной волновой зоне.

На п-ове Камчатка многоканальным УНЧ регистратором вертикальной компоненты электрического поля E_z Института космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН (Россия) было зарегистрировано КНЧ излучение широтной линии L1. Антенна многоканального УНЧ регистратора – это штифт высотой 6 м, установленный на основании высотой 3 м. Антенна для измерения меридиональной составляющей магнитного поля B_x представляет собой вертикальную петлю (99 витков) размером 7.5×15 м. Плоскость рамки ориентирована в направлении восток–запад.

Частота дискретизации составляла 48 кГц. На рис. 12, а приведена запись вертикальной компоненты электрического поля E_z за 29.08.2014 г. с 03 ч 37 мин до 03 ч 42 мин (время – московское). Видно, что сигнал E_z на частоте 94.22 Гц почти в 3 раза превышает уровень естественного шума. На более низких частотах сигнал E_z не был замечен из-за резкого его ослабления вследствие выхода поля из волновой зоны второго рода, поддерживаемой токами смещения (см. рис. 1). На более высокой частоте (194.2 Гц) сигнал E_z не обнаружен по причине уменьшения силы тока в антенне почти в 3 раза (см. табл. 3). Сигнал в магнитном поле не был отмечен регистратором вообще. Амплитуда B_x оказалась меньше, чем $3 \cdot 10^{-5}$ нТл (см. рис. 12, б), что соответствует оценке $H_x < \approx 0.04$ мкА/м.

Таблица 3. Режим работы (частота включения) и амплитуда тока в промышленных линиях электропередачи L1 и L2 по схеме частотного зондирования в эксперименте «FENICS» в 2014 г.

f , Гц	Режим работы, ч.мин		Сила тока, А							
			Линия L1 (23.08–30.08.2014 г.)							
	Вкл.	Выкл.	23.08	24.08	25.08	26.08	27.08	28.08	29.08	30.08
0.094	1.00	1.24	225	200	200	200	202	203	206	–
0.382	1.24	1.40	200	220	220	223	230	232	235	235
0.642	1.40	1.54	170	223	220	230	232	230	235	235
0.942	1.54	2.06	170	220	220	222	230	232	232	230
1.922	2.06	2.16	150	180	200	200	200	200	210	200
3.822	2.16	2.26	170	170	170	170	170	170	170	170
6.422	2.28	2.38	150	170	150	145	140	140	142	140
9.422	2.40	2.50	150	220	210	210	210	220	220	200
19.42	2.52	3.02	131	165	161	161	170	170	168	156
38.22	3.04	3.14	100	120	118	116	124	122	120	120
64.22	3.16	3.28	70	39	90	84.6	90	92	92	92
94.22	3.30	3.42	53	71	67	68	70	70	72	74
194.2	3.44	3.54	24	26	26	26	26	26	27	26
0.194	3.56	5.00	113	205	200	205	208	206	205	200

f , Гц	Режим работы, ч.мин		Сила тока, А						
			Линия L2 (01.09–07.09.2014 г.)						
	Вкл.	Выкл.	01.09	02.09	03.09	04.09	05.09	06.09	07.09
0.094	1.00	1.24	131	122	122	122	124.5	124	125
0.382	1.24	1.40	130	122	122	122	123	123	130
0.642	1.40	1.54	130	122	122	122	124	123.5	128
0.942	1.54	2.06	130	122	122	120	122	123	127
1.922	2.06	2.16	126	120	116	116	118	120	124
3.822	2.16	2.26	116	106	108	108	108	110	114
6.422	2.28	2.38	106	100	100	98	96	98	104
9.422	2.40	2.50	130	120	118	118	118	120	125
19.42	2.52	3.02	120	115	110	112	110	112	118
38.22	3.04	3.14	116	110	108	108	108	109	115
64.22	3.16	3.28	110	104	102	102	100	100	102
94.22	3.30	3.42	98	96	96	96	95	98	100
194.2	3.44	3.54	58	70	65	66	66	66	68
0.194	3.56	5.00	122	125	122	122	123	125	133

«Ближние» измерения

Основной интерес в эксперименте «FENICS» для геоэлектрических исследований представляют «ближние» измерения (рис. 13), выполненные на территории Фенноскандинавского щита с целью изучения глубинного строения литосферы. Отметим, что определение «ближние» в данном случае является сугубо условным, поскольку достигнутые разности между источником и приемником – до 856 км – являются уникально большими для мировой практики глубинных зондирований с контролируруемыми источниками.

Проведение «ближних» измерений должно было помочь в решении следующих задач.

1. Доказать возможность существования так называемого нормального (стандартного) геоэлектрического разреза Фенноскандинавского щита и уточнить его параметры. Впервые эта проблема была поднята Л.Л. Ваньяном с соавторами [Ваньян и др., 1981] и пока не нашла общепринятого решения.

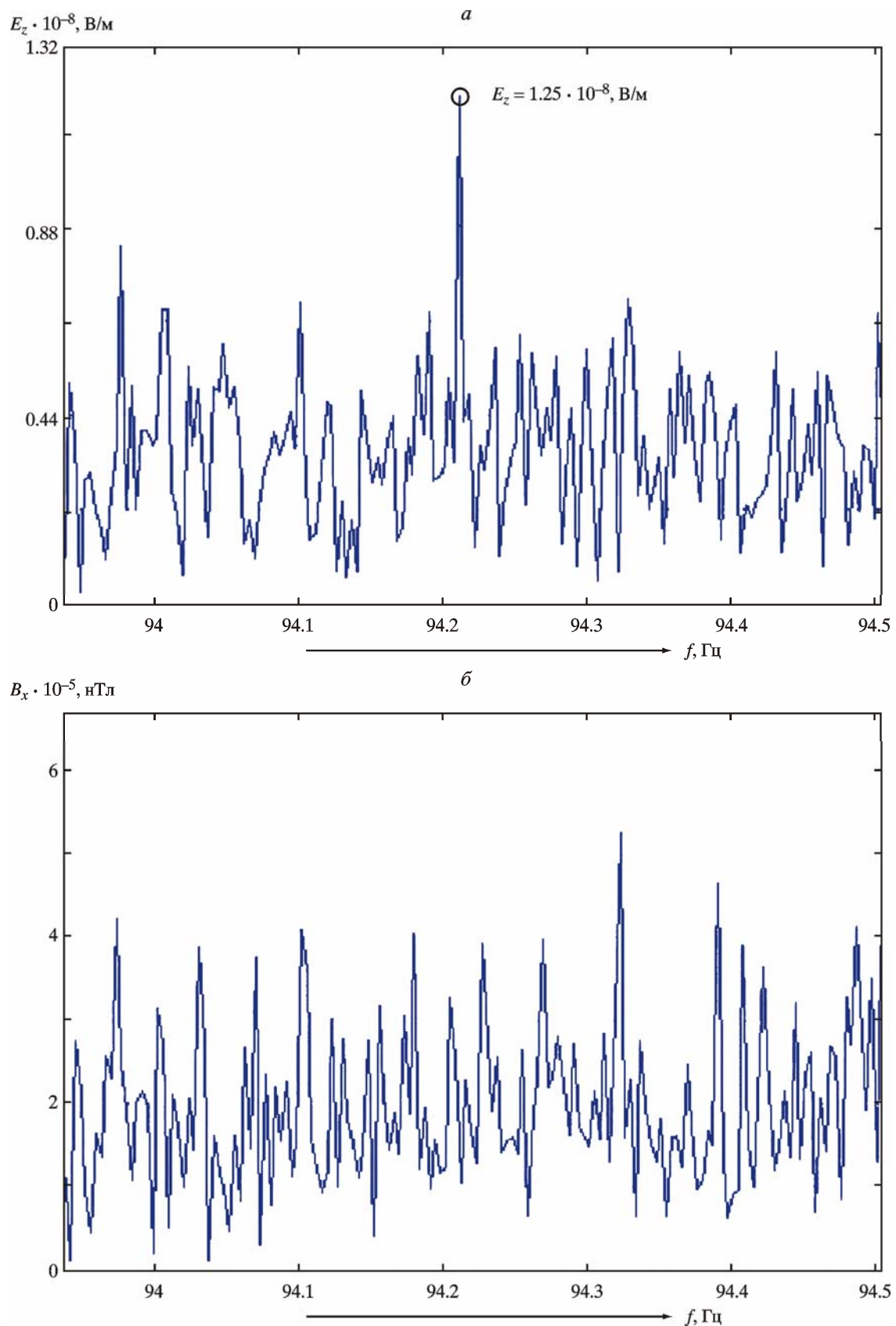


Рис. 12. Результаты регистрации вертикальной компоненты электрического поля E_z (а) и меридиональной компоненты магнитного поля (B_x) (б) на удалении 5600 км (п-ов Камчатка, Крымшина) от широтной линии L1 в эксперименте «FENICS»

Положение установки показано на рис. 9

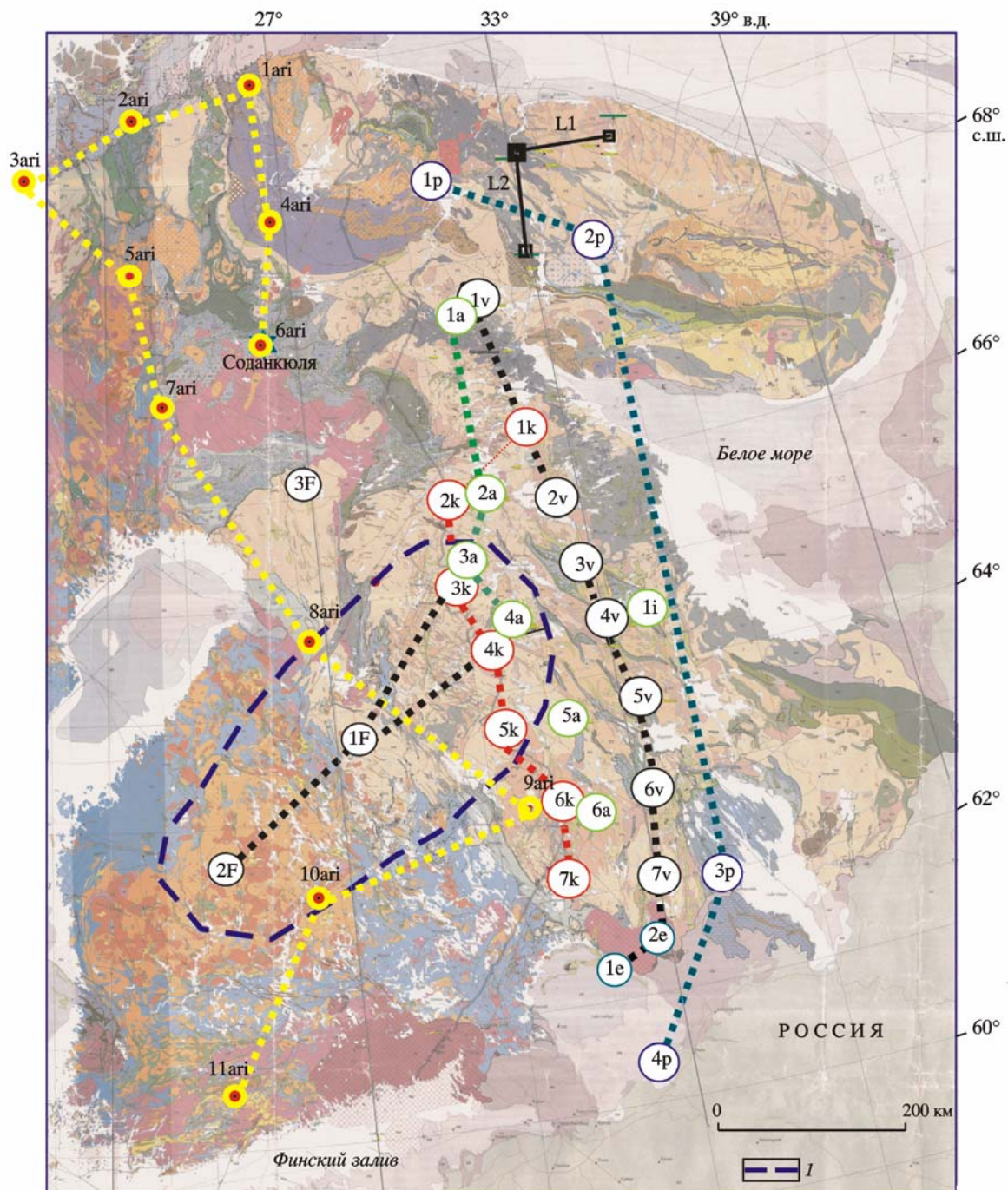


Рис. 13. Расположение питающих линий электропередачи и «ближних» точек наблюдений в эксперименте «FENICS» (основа – геологическая карта)

L1 и L2 – питающие линии электропередачи; цифры в кружках – обозначения приемных станций (см. табл. 1); 1 – область погружения границы Мохо до 55–60 км (по [Павленкова, 2006])

2. Изучить свойства переходной зоны между верхним, «хрупким» (brittle), и нижним, квазипластичным (ductile), слоями земной коры в диапазоне глубин 10–30 км путем комплексного решения обратной задачи на основе частотного (индукционного) и дистанционного (гальванического) принципов зондирования.

3. Исследовать анизотропные свойства литосферы Фенноскандинавского щита путем измерения электропроводности земной коры в поле двух взаимно ортогональных питающих линий.

4. Выполнить глубинные зондирования в районе аномального погружения сейсмической границы Мохо до глубины 55–60 км [Павленкова, 2006; Шаров, Митрофанов, 2014] с целью изучения возможной связи между электромагнитными и сейсмическими свойствами литосферы Фенноскандинавского щита.

Положение «ближних» пунктов измерений выбиралось с учетом геологического строения территории. Они размещались в пределах распространения наиболее древних гранито-гнейсовых пород архейского возраста, отличающихся высоким сопротивлением и однородностью строения по сравнению с более молодыми вулканогенно-осадочными комплексами. Это требование не распространялось на стационарные станции (например, станции 1аг1–11аг1 на рис. 13), которые выбирались, исходя из удобства расположения.

Спектральный анализ данных

Спектральная обработка первичных данных выполнена путем расчета отношений спектральных плотностей авто- и кросс-корреляционных функций стационарных случайных процессов с использованием теоремы Винера–Хинчина [Wiener, 1930; Khintchine, 1934; Engelberg, 2007]:

$$S_{xx}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R_{xx}(\tau) \exp[-i\omega\tau] d\tau; \quad R_{xx}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} S_{xx}(\omega) \exp(i\omega\tau) d\omega; \quad (14)$$

$$S_{xy}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R_{xy}(\tau) \exp[-i\omega\tau] d\tau; \quad R_{xy}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} S_{xy}(\omega) \exp(i\omega\tau) d\omega.$$

Для определения амплитуды и фазы измеренного поля использовались амплитудно-частотные и фазово-частотные характеристики датчиков, азимуты магнитного склонения, длины измерительных линий и т.д. Измеренное поле преобразовывалось в декартову систему координат: ось X определяла направление с юга на север, ось Y – с запада на восток, ось Z – сверху вниз. Далее выполнялся спектральный анализ и оценивалась автокорреляционная спектральная плотность мощности для каждой компоненты поля и кросс-корреляционные спектральные плотности мощности для сопряженных и антисопряженных пар измеренных компонент поля. При спектральном анализе использовался метод Уэлча со скользящим окном Блэкмана–Харриса на основе БПФ [Smith, 2011]. Перекрытие изменялось от 20 до 50 % в зависимости от ширины окна и длины временных рядов.

На рис. 14 приведен пример спектральной обработки электрических и магнитных компонент поля на расстоянии 752 км от питающей линии L1 (т. 7v на рис. 13). Результаты обработки представлены в виде диаграммы спектра плотности мощности (СПМ). Сигналы хорошо видны только на главных, сопряженных, компонентах поля – E_y (параллельная L1) и H_x (ортогональная L1).

Анализ СПМ-диаграмм дает общее представление о типе глубинного геоэлектрического разреза. Явное увеличение интенсивности электрических и магнитных компонент поля в среднем (2–20 Гц) диапазоне частот указывает на то, что сопротивление средней части литосферы с глубиной возрастает, а затем уменьшается. На всех графиках отчетливо выделяется первая (7.5 Гц) гармоника шумановского резонанса и его высшие

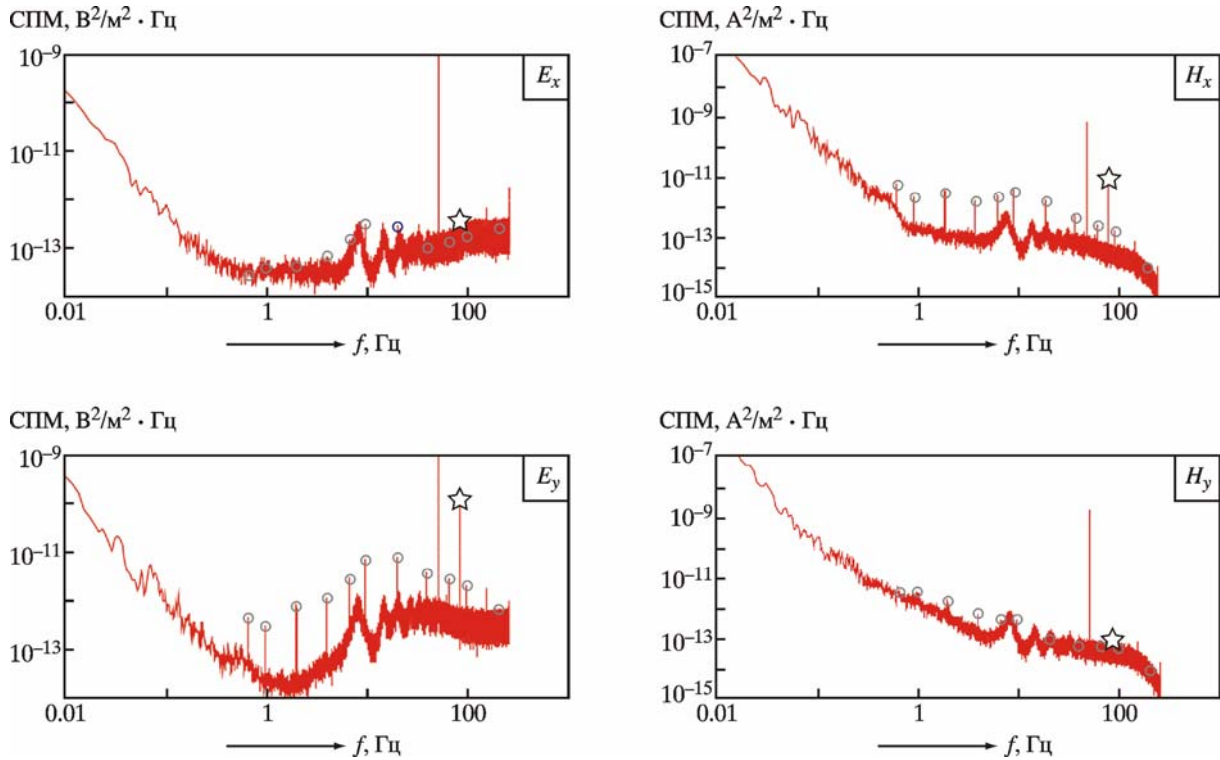


Рис. 14. Графики спектральной плотности мощности (СПМ) по результатам регистрации меридиональных (H_x , E_x) и широтных (H_y , E_y) компонент электрического и магнитного полей в точке приема 7v (расстояние от источника 752 км) в эксперименте «FENICS» (2014 г.)

Положение питающей линии электропередачи L1 и точки приема 7v см. на рис. 13. «Звездочки» – максимальные значения СПМ

гармоники вплоть до 4-й. На частоте 82 Гц на сопряженных компонентах H_x и E_y наблюдаются максимумы СПМ, создаваемые полем СНЧ антенны «Зевс» (линия L3 на рис. 5). На частоте 50 Гц на всех четырех компонентах поля проявляются резкие максимумы, создаваемые промышленным шумом.

На следующем этапе обработки рассчитывалось кажущееся удельное электрическое сопротивление по отдельным компонентам поля:

$$\rho_{E_{x,y}} = k_{E_{x,y}} \cdot (E_{x,y} / I), \quad \rho_{H_{x,y}} = \omega \mu_0 \left[k_{H_{x,y}} \cdot (H_{x,y} / I) \right]^2, \quad \rho_{H_z} = \omega \mu_0 \cdot k_{H_z} \cdot H_z / I. \quad (15)$$

Здесь x , y – горизонтальные географические координаты; ω – циклическая частота; $k_{E_{x,y}}$, $k_{H_{x,y}}$, k_{H_z} – геометрические коэффициенты для электрических и магнитных компонент поля. Значения геометрических коэффициентов принималось равным обратной величине соответствующих компонент нормального поля источника в квазистационарном приближении над однородным полупространством с удельным сопротивлением, равным 1 Ом·м, при силе тока 1 А [Ваньян, 1997]:

$$\begin{aligned} k_{E_x} &= \frac{2\pi \cdot r^3}{AB \cdot MN \cdot (3\cos^2\theta - 2)}; & k_{E_y} &= \frac{2\pi \cdot r^3}{3AB \cdot MN \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta}; \\ k_{H_x} &= \frac{2\pi \cdot r^3}{3AB \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta}; & k_{H_y} &= \frac{2\pi \cdot r^3}{AB \cdot (3\cos^2\theta - 2)}; \\ k_{H_z} &= \frac{2\pi \cdot r^4}{3AB \cdot \sin\theta}. \end{aligned} \quad (16)$$

Кроме того, пользуясь функцией отклика Z : $Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y}$; $Z_{yx} = -\frac{E_y}{H_x}$, рассчитывались кажущиеся удельные сопротивления $\rho_{Z_{xy}}$ и $\rho_{Z_{yx}}$:

$$\rho_{Z_{xy}} = (\omega\mu_0)^{-1} \cdot |Z_{xy}|^2; \rho_{Z_{yx}} = (\omega\mu_0)^{-1} \cdot |Z_{yx}|^2. \quad (17)$$

На рис. 15 приведены результаты зондирования в поле линии L1 по профилю протяженностью 856 км. Важным преимуществом CSMT зондирования, по сравнению с МТ–АМТЗ зондированием, является возможность совместного анализа кривых кажущегося удельного сопротивления по входному импедансу и по отдельным компонентам электрического или магнитного поля. Их сочетание расширяет диапазон информативных параметров.

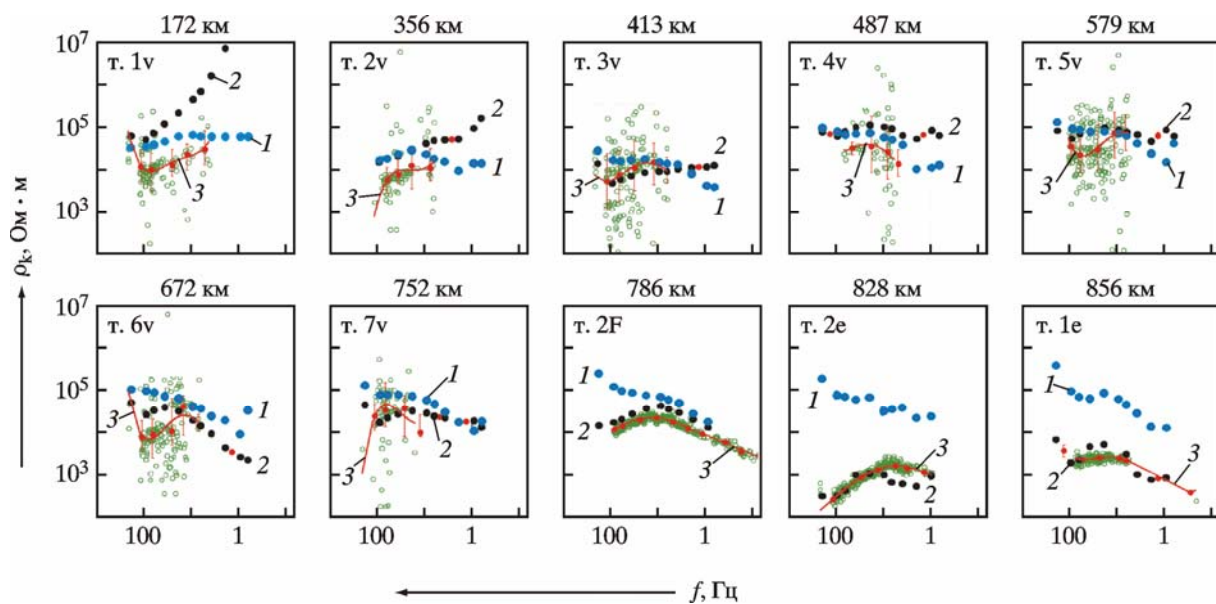


Рис. 15. Сводная диаграмма кривых кажущегося удельного сопротивления в эксперименте «FENICS» (2014 г.) на расстояниях 172–856 км от передающей линии L1

1 – кривые, рассчитанные по широтной компоненте электрического поля E_y ; 2 – то же по входному импедансу Z_{yx} ; 3 – кривые МТ–АМТЗ в поле естественных вариаций (пустые кружки). Положение пунктов зондирования см. на рис. 13

Вид представленных на рис. 15 кривых кажущегося сопротивления сильно различается в зависимости от дальности точки зондирования от линии L1. На малых (172–356 км) расстояниях кривые кажущегося сопротивления резко возрастают с понижением частоты. Это происходит вследствие влияния ближней зоны источника. На больших (786 км и более) расстояниях наблюдается резкое увеличение кажущегося сопротивления с ростом частоты на кривых, вычисленных по электрическому полю. Это происходит из-за влияния ионосферы и токов смещения.

Особенности электромагнитного поля, определенного на основе экспериментальных данных (см. рис. 15), хорошо согласуются с результатами приведенных выше теоретических расчетов (см. рис. 1).

Следует отметить, что МТ–АМТ данные в точках 1v–7v на рис. 15 сильнее подвержены влиянию помех по сравнению с данными для точек 2F, 1e и 2e. Одна из причин в том, что наблюдения с 22.08 по 30.08.2014 г. совпали с периодом сильной возмущенности

магнитосферы. На точках 2F, 1e и 2e измерения проводились станциями длительного (от 2–3 сут до 2 нед.) наблюдения и были выбраны наименее зашумленные участки записей.

Необходимо отметить также, что CSAMT и AMT–MT кривые кажущегося сопротивления в пунктах 1e и 2e на рис. 15 смещены на полтора порядка вниз под влиянием Ладожской аномалии проводимости, открытой ранее И.И. Рокитянским [1975].

Численное моделирование

Чтобы проверить результаты полевых измерений, выполнено численное моделирование поля электрического диполя на поверхности слоистой модели «нормального» электрического разреза (см. рис. 16, а и рис. 22). Значения кажущегося сопротивления рассчитаны по входному импедансу с помощью функции отклика среды ($\rho_a^{Z_{yx}}$) и широтной составляющей электрического поля ($\rho_a^{E_y}$) на расстояниях 200, 400 и 700 км от источника для диполя, ориентированного в широтном направлении (по оси Y). Эта схема соответствует зондированию в поле широтной линии L1. Расчеты выполнены с учетом влияния ионосферы и токов смещения. Параметры ионосферы соответствуют ночному времени: сопротивление – $\rho = 105$ Ом·м, толщина слоя – 2 км, высота над земной поверхностью – 150 км [Maeda, Matsumoto, 1962]. Граница раздела между ближней и

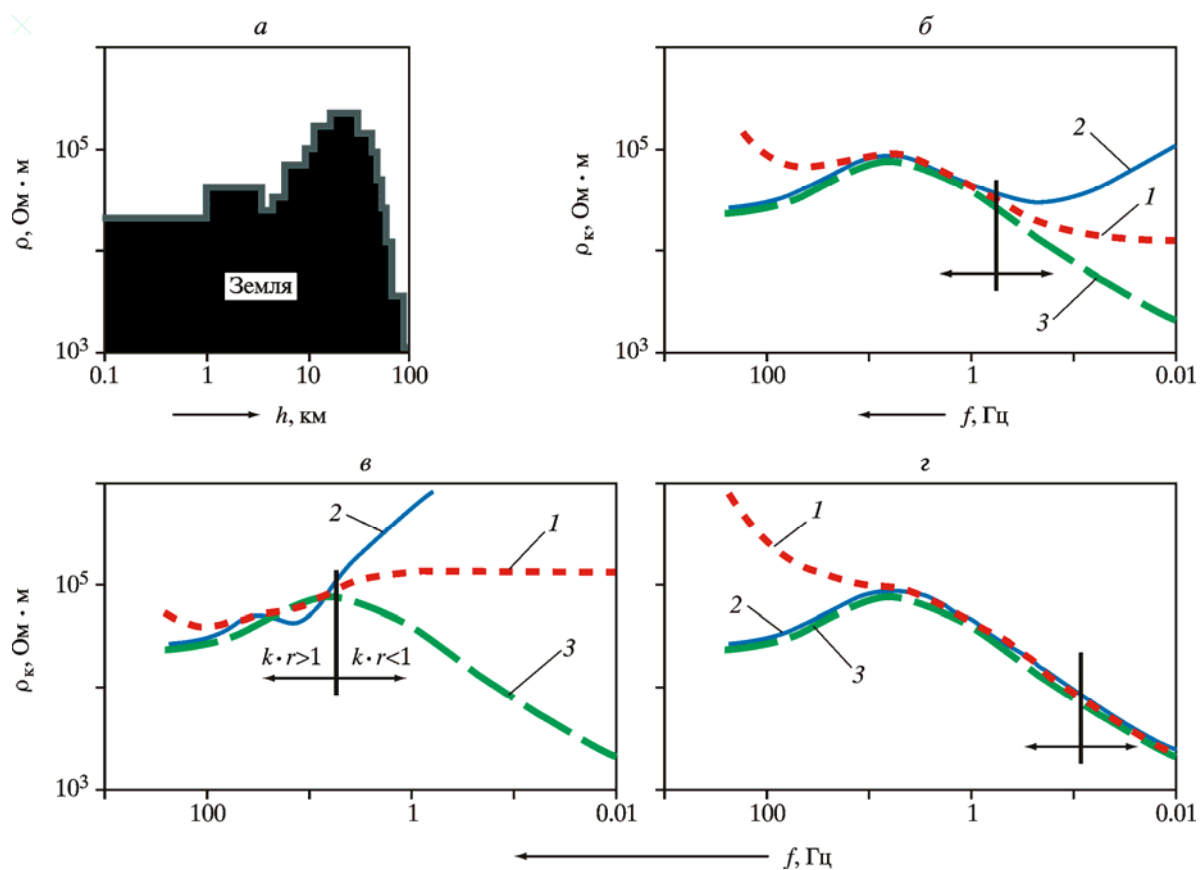


Рис. 16. Пример численного моделирования поля заземленного электрического диполя над моделью «нормального» электрического разреза (а) на удалениях 200 (б), 400 (в) и 700 (z) км от источника

1 – кривая кажущегося сопротивления $\rho_a^{E_y}$ по электрическому полю; 2 – кривая $\rho_a^{Z_{yx}}$ по входному импедансу; 3 – кривая $\rho_a^{Z_{yx}}$ по входному импедансу при $r \rightarrow \infty$. Вертикальные линии – положение границы раздела ближней и волновой зон, оцененное по параметру $|k \cdot r|$

волновой зонами оценивается по параметру $|k \cdot r|$, где r – расстояние до питающего диполя, м; $k = \sqrt{10^7 \rho_T} / (2\pi \cdot \sqrt{f})$ – волновое число. Значение ρ_T и частота f определяются по кривой кажущегося сопротивления. Принято, что при $|k \cdot r| > 1$ наблюдаются условия волновой зоны, а при $|k \cdot r| < 1$ складывается обстановка ближней зоны (постоянный ток). Анализ теоретических кривых позволяет сделать вывод, что эффект от влияния ионосферы и токов смещения приводит к аномальному росту значений кажущегося сопротивления по электрическому полю $\rho_a^{E_y}$ (кривые 1 на рис. 16) на высоких частотах, тем большому, чем больше расстояние между излучателем и приемником. В то же время кривые кажущегося сопротивления для функции отклика среды $\rho_a^{Z_{yx}}$ (кривые 2 на рис. 16) свободны от этого влияния в пределах действия волновой зоны. На удалении 700 км кривая 2 практически сливается с «нормальной» кривой 3, рассчитанной для плоской модели МТ поля. Отмеченные черты рассчитанных кривых поля хорошо согласуются с результатами экспериментальных наблюдений, показанными на рис. 15.

Дополнительные возможности для прослеживания границ волновой зоны, а также учета влияния горизонтальной неоднородности среды появляются при измерении поля двух взаимно ортогональных источников поля. Соответствующие результаты полевых наблюдений приведены на рис. 17. На рис. 17, а показаны кривые кажущегося

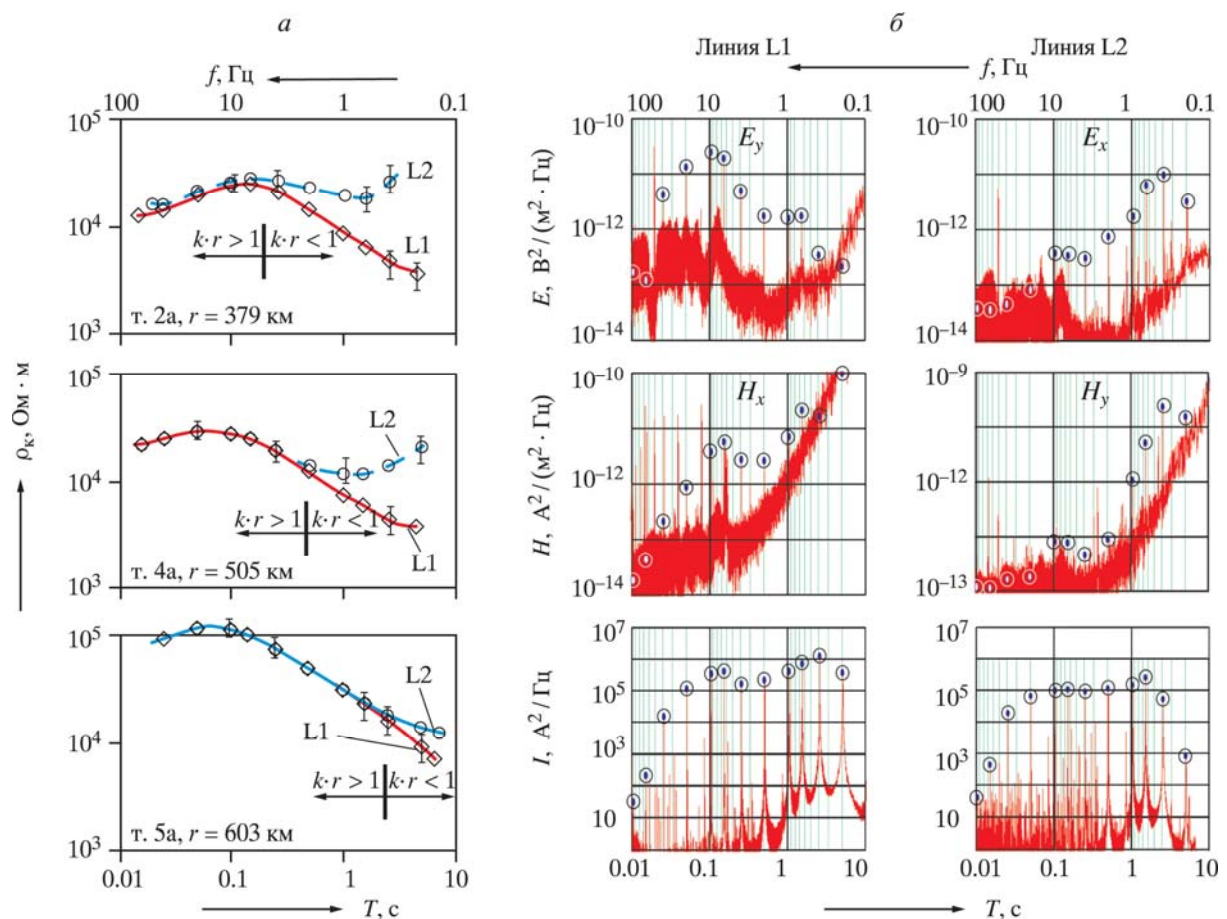


Рис. 17. Экспериментальные кривые кажущегося сопротивления по входному импедансу в поле широтной (L1) и меридиональной (L2) питающих линий в точках приема 2а, 4а и 5а (а) и спектры плотности мощности электрических (E_x, E_y) и магнитных (H_x, H_y) компонент поля в т. 2а и тока в линиях L1 и L2 (б) Положение точек приема см. на рис. 13

сопротивления для экваториальной (широтной, L1) и осевой (меридиональной, L2) установок зондирования на удалениях 379 (т. 2а), 505 (т. 4а) и 603 (т. 5а) км. Положение точек зондирования показано на рис. 13. Кривые рассчитаны по входным импедансам $\rho_a^{Z_{yx}}$ – для линии L1 и $\rho_a^{Z_{xy}}$ – для линии L2. Можно видеть, что в пределах действия волновой зоны кривые кажущегося сопротивления, измеренные от разных источников, практически совпадают между собой в пределах погрешности, оцениваемой в 10–20 %. Поскольку коэффициент анизотропии равен отношению значений кажущегося сопротивления, измеренного при двух взаимно ортогональных положениях питающих линий [Заборовский, 1963], то результаты приведенных на рис. 17 измерений позволяют заключить, что анизотропия земной коры в масштабах Карельского мегаблока не превышает 1.2.

На рис. 17 также заметно смещение границы волновой зоны в область все более низких частот по мере удаления от источника. Это видно не только по оценкам волнового параметра $|k \cdot r|$, но и по закономерному сближению кривых осевого и экваториального зондирования. Количественные оценки этого явления можно найти в теоретических расчетах, приведенных в работах [Wait, Spies, 1964; Вешев, 1980].

С целью проверки экспериментальных данных (см. рис. 17) нами проводились теоретические расчеты (рис. 18). Сопоставление экспериментальных и теоретических значений показывает полное их согласие. Экспериментальные (см. рис. 17, а) и теоретические

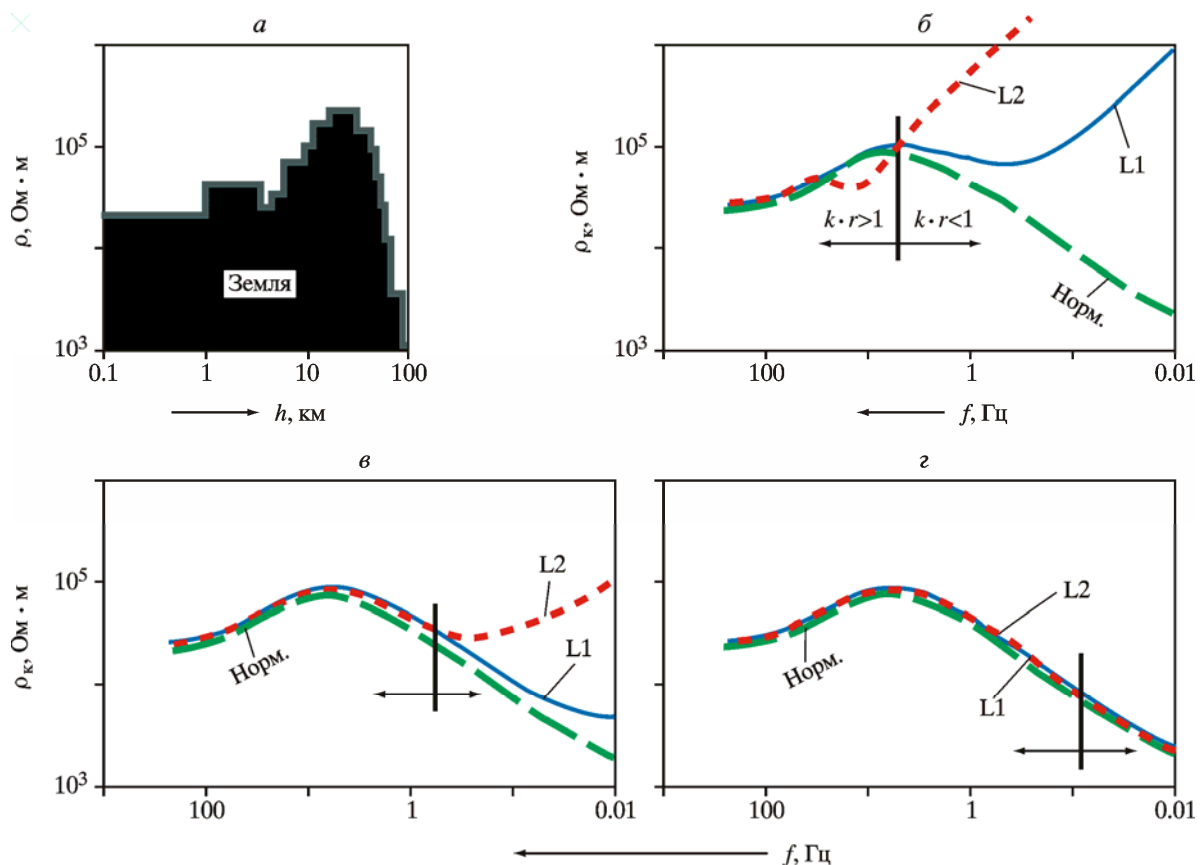


Рис. 18. Теоретические кривые кажущегося сопротивления CSAMT над моделью «нормального» разреза литосферы для линий L1 (широтная установка) и L2 (осевая установка) на удалении 200 (б), 400 (в) и 700 (г) км от источника

Положение питающих линий и точек наблюдения см. на рис. 13.

(см. рис. 18) кривые кажущегося сопротивления так близки друг другу по амплитуде и внешнему виду, что можно предположить, будто экспериментальные измерения проводились не в реальной геологической среде (неоднородной по составу и строению), а в гальванической ванне. Обращает на себя внимание важная особенность поведения кривых кажущегося сопротивления широтной установки. По экспериментальным и теоретическим данным они имеют нисходящий характер во всем диапазоне взятых нами частот и расстояний от источника (400 км и более). Это указывает на сохранение условий волновой зоны вплоть до самых низких частот. Отмеченный феномен может быть объяснен, прежде всего, градиентным увеличением с глубиной (начиная с глубин 10–15 км и более) электропроводности литосферы. Это приводит к тому, что по мере понижения частоты поле проникает все глубже и захватывает все более проводящие породы, оставаясь таким образом в условиях волновой зоны. На меридиональной установке это явление проявлено слабее по той причине, что она обладает вдвое меньшей глубиной по сравнению с широтной установкой [Spice, 1989]. К этому необходимо добавить, что центр линии L2 (меридиональная установка) находится примерно на 50 км ближе к точкам зондирования по сравнению с центром линии L1 (широтная установка), что также сокращает глубину меридионального зондирования.

Геолого-геофизическая интерпретация

Основной объем данных о глубинной электропроводности литосферы Фенноскандинавского щита в эксперименте «FENICS» получен по результатам наблюдений на трех профилях, пересекающих Карельский мегаблок в субмеридиональном направлении – 1а–6а, 1к–7к и 1v–7v (см. рис. 13). Отдельные измерения выполнены также на крайнем юге Карелии (точки 1е, 2е) и в Финляндии (точки 1F, 2F, 3F). Ниже мы остановимся в основном на интерпретации результатов, полученных на профиле 1а–6а в 2007 г. Эти данные полностью согласуются с результатами исследований 2009 и 2014 гг. Профиль 1а–6а пересекает наименее нарушенную горизонтальными неоднородностями и наименее подверженную воздействию промышленных шумов центральную часть Карельского мегаблока. Кривые кажущегося сопротивления по профилю представлены на рис. 19. Точки наблюдения располагаются со средним шагом по профилю 100 км. Основная информация о глубинном разрезе получена по результатам зондирования в низкочастотном (0.1–200 Гц) диапазоне. Наряду с этим использовались данные высокочастотного зондирования, полученные путем пересчета в частотную область результатов зондирования на постоянном токе (методика пересчета описана выше).

Все рассматриваемые нами кривые кажущегося сопротивления (см. рис. 19, а) имеют конформный характер, что указывает на общие черты изменения удельного сопротивления пород с глубиной на всем протяжении профиля (700 км). В частности, на всех кривых наблюдается снижение сопротивления в районе 100 Гц, связываемое с неоднородной промежуточной проводящей областью – «слоем ДД» в диапазоне глубин от 2–3 до 5–10 км [Жамалетдинов, 2005]. На всех кривых CSAMT зондирования наблюдается широкий максимум в районе 5–10 Гц со значениями кажущегося сопротивления 30–100 000 Ом·м. Примечательно хорошее согласие кривых кажущегося сопротивления, несмотря на то, что измерения были выполнены в разные годы, разными станциями и от разных источников.

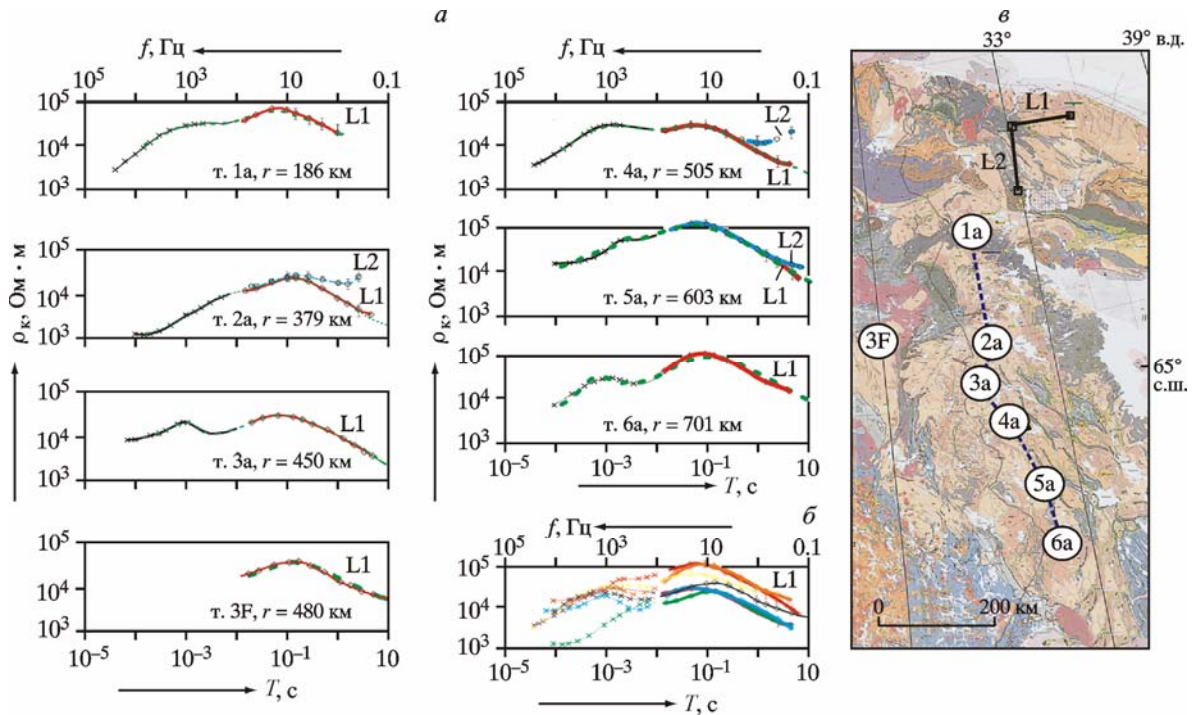


Рис. 19. Результаты частотного зондирования в поле широтной линии L1
 а – кривые кажущегося сопротивления в поле линий L1 и L2 в точках 1а–6а, 3F;
 б – сводная диаграмма кривых кажущегося сопротивления;
 в – положение питающих линий электропередачи L1 и L2 и профиля наблюдений 1а–6а, 3F

Обратная задача решалась на основе кривых кажущегося сопротивления, рассчитанных по входному импедансу для функции отклика Z_{yx} . Одномерные разрезы, полученные в результате инверсии, приведены на рис. 20, а для линий L1 и L2. Бимодальная инверсия с использованием обеих поляризаций (от линий L1 и L2) выполнена в трех точках (2а, 4а, 5а), где измерялись сигналы от обеих линий. Согласие результатов бимодальной инверсии по экспериментальным данным является важным аргументом в пользу однородной (одномерной) модели глубинной электропроводности литосферы Восточной Фенноскандии и, следовательно, доказательством существования «нормального» (стандартного) глубинного геоэлектрического разреза, относительно которого можно оценивать параметры аномальных блоков земной коры.

Соотношение значений кажущегося удельного сопротивления на максимумах широтных и меридиональных кривых глубинного частотного зондирования (в пределах квазистационарной волновой зоны) не превышает 10–20 % почти во всех точках наблюдения (см. рис. 17, 19). Как уже отмечалось выше, это позволяет сделать вывод, что в интервале глубин от 10–15 до 50–70 км анизотропия земной коры (литосферы) не превышает значений 1.1–1.2.

На фоне в среднем однородного геоэлектрического разреза литосферы Фенноскандинавского щита в северо-западной части Карельского мегаблока и в Центральной Финляндии выделяется область пониженных значений кажущегося сопротивления площадью порядка 80 000 км². Интегральным параметром электропроводности литосферы является поперечное сопротивление T . Значение T определяется после процедуры инверсии выражением $T = \sum_{i=1}^n h_i \cdot \rho_i$, где h_i – толщина i -го слоя литосферы, а ρ_i – его удельное электрическое сопротивление. Результаты оценки поперечного сопротивления литосферы на профиле 1а–6а приведены в табл. 4.

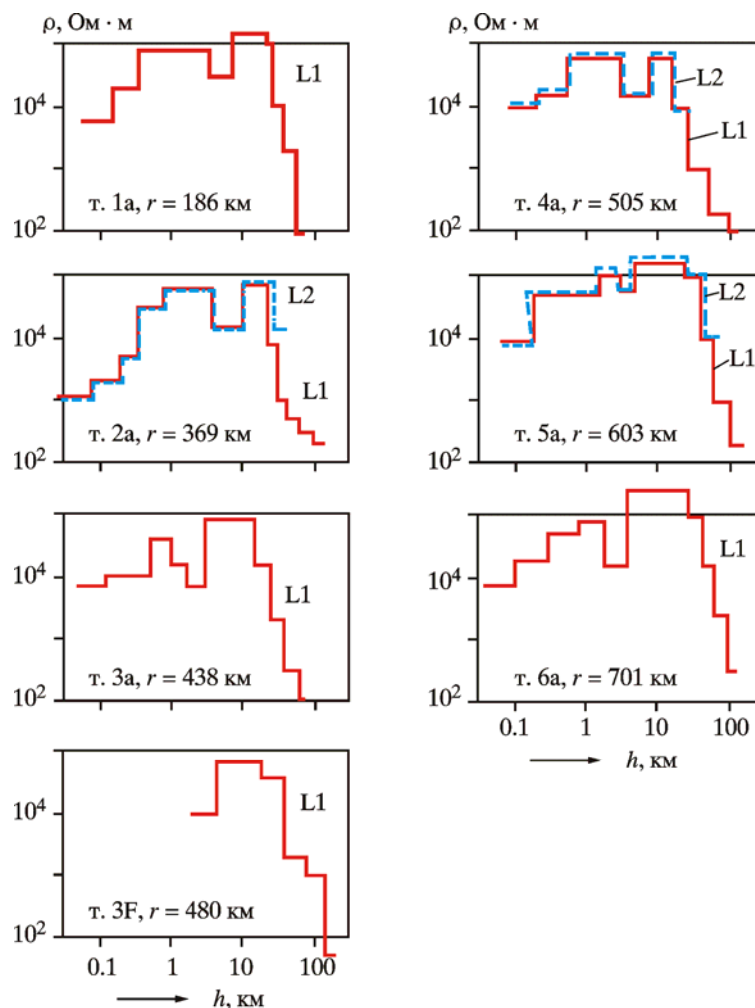


Рис. 20. Результаты решения обратной задачи частотного глубинного зондирования в поле линий электропередачи L1 и L2 по профилю 1а–6а в эксперименте «FENICS»

Положение пунктов зондирования и питающих линий электропередачи L1 и L2 см. на рис. 19, б

Таблица 4. Поперечное сопротивление литосферы по профилю 1а–6а в эксперименте «FENICS»

Точка	Разнос, км	T, 10 ⁹ Ом·м ²
1а	186	4.0
2а	379	1.2
3а	450	0.8
4а	505	0.8
5а	603	5.2
6а	701	7.6
3F	480	1.4

Примечание. Расположение точек см. на рис. 13 и 19, б.

Фоновое («нормальное») значение поперечного сопротивления литосферы оценивается величиной порядка $5 \cdot 10^9$ Ом·м². В пределах обнаруженной аномалии эта величина уменьшается до 10^9 Ом·м² и ниже. Контуры аномалии показаны изолиниями T на рис. 21, а. На рис. 21, б контуры аномалии поперечного сопротивления литосферы T нанесены на обобщенную геологическую карту района исследований [Глазнев, 2003]. Согласия между положением T-аномалии и поверхностной геологией не наблюдается.

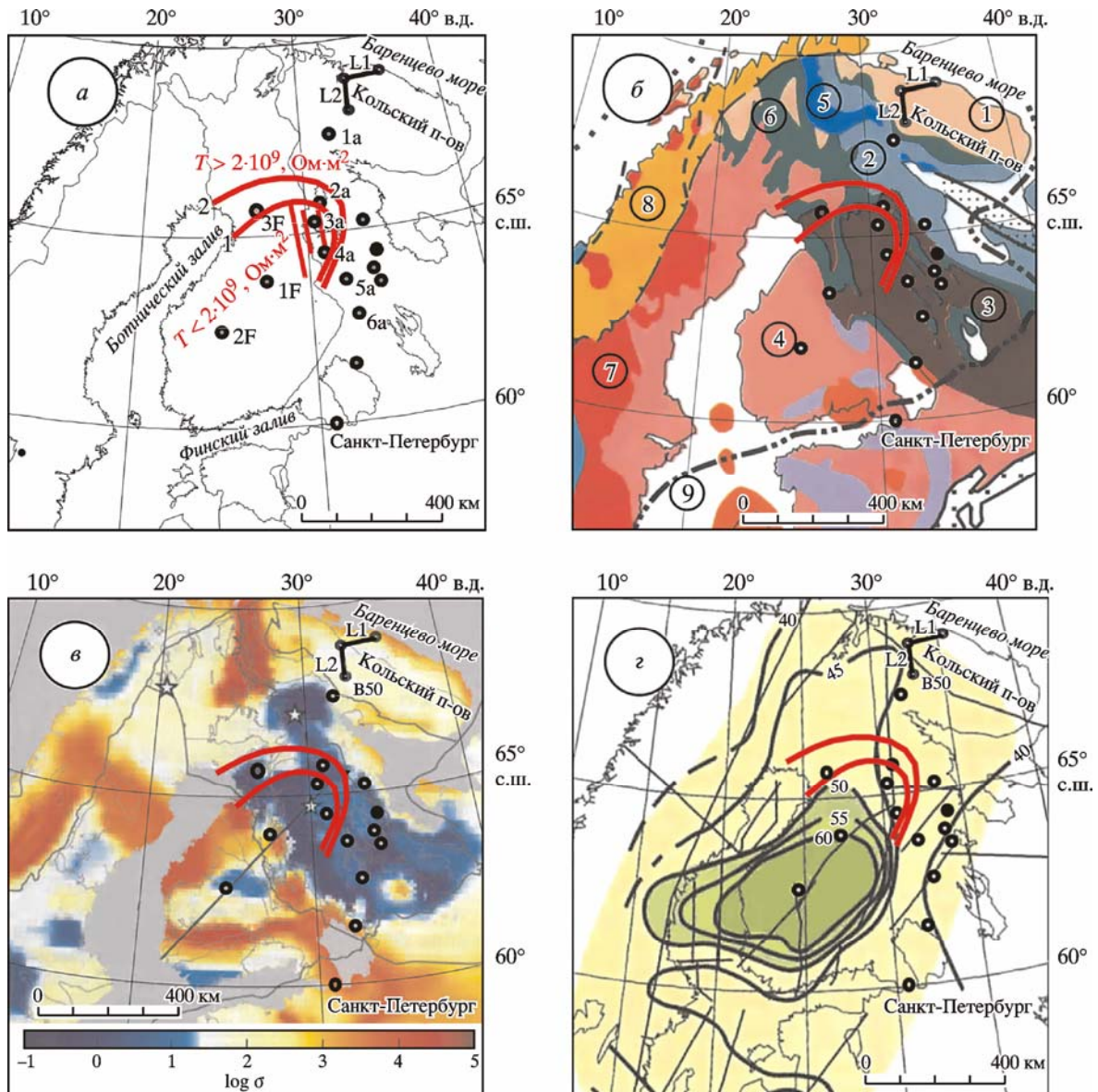


Рис. 21. Результаты эксперимента «FENICS» в изолиниях поперечного сопротивления T (а) и их сопоставление с геологией [Глазнев, 2003] (б), положением коровых аномалий проводимости [Korja et al., 2002] (в) и схемой изоглубин границы Мохо [Лавленкова, 2006] (г)

Цифры в кружках на рис. 21, б: 1–3 – архейские комплексы (1 – Кольский, 2 – Беломорский, 3 – Карельский); 4 – свеко-фенский протерозойский комплекс; 5 – гранулитовый пояс; 6 – зеленокаменные пояса; 7 – метавулканыты; 8 – акледониды; 9 – граница Русской платформы

Наложение контуров аномалии поперечного сопротивления на карту коровой электрической проводимости [Korja et al., 2002] (см. рис. 21, в) также не позволяет установить какую-либо связь между этими показателями. Это «несовпадение» указывает на глубокий характер аномалии поперечного сопротивления, поскольку природа коровых аномалий проводимости полностью определяется присутствием электропроводящих пород в верхнем (~10 км) слое земной коры. Однако сопоставление положения изолиний T с положением аномалии границы Мохо, установленной по сейсмическим данным в Центральной Финляндии [Лавленкова, 2006] и позднее показанной в работе [Шаров, Митрофанов, 2014], показывает их хорошее согласие (см. рис. 21, г). Изолинии T ооконтуривают с северо-востока обширную область погружения границы Мохо до глубины 60 км. Отметим, что на большей части Фенноскандинавского щита мощность коры по сейсмическим данным не превышает 35–40 км.

Осредненные по всем описанным выше данным кривые кажущегося сопротивления для «нормального» и «аномального» разрезов, а также результаты решения для них обратной задачи приведены на рис. 22. Самое значительное уменьшение удельного сопротивления литосферы отмечается в диапазоне глубин от 10–15 до 50–70 км. Максимальный перепад (в 2–3 раза) приходится на глубину 20 км – от 200–300 кОм·м для «нормальной» области до порядка 100 000 Ом·м для «аномальной» области.

Понижение удельного сопротивления литосферы в «аномальной» области, по-видимому, обусловлено примесной проводимостью, связываемой с дефектами кристаллической решетки, поскольку свободные флюиды на этих глубинах должны отсутствовать ввиду общего высокого (более 100 000 Ом·м) сопротивления вещества и «отжимания» флюидов к дневной поверхности под действием литостатического давления [Родкин, 1993].

Примесная проводимость имеет полупроводниковую природу. Электрический ток может переноситься как отрицательными зарядами – электронами, так и положительными – «дырками» [Жарков, 1978]. Природа наблюдаемой аномалии может быть обусловлена также разным характером влияния возрастающей с глубиной температуры на электропроводность пород в разных районах. Температурную зависимость удельного сопротивления полупроводников принято описывать экспоненциальным законом [Иоффе, 1974]:

$$\rho = \sum_{i=1}^n \rho_0^i \cdot e^{E_0^i/k^0 T} .$$

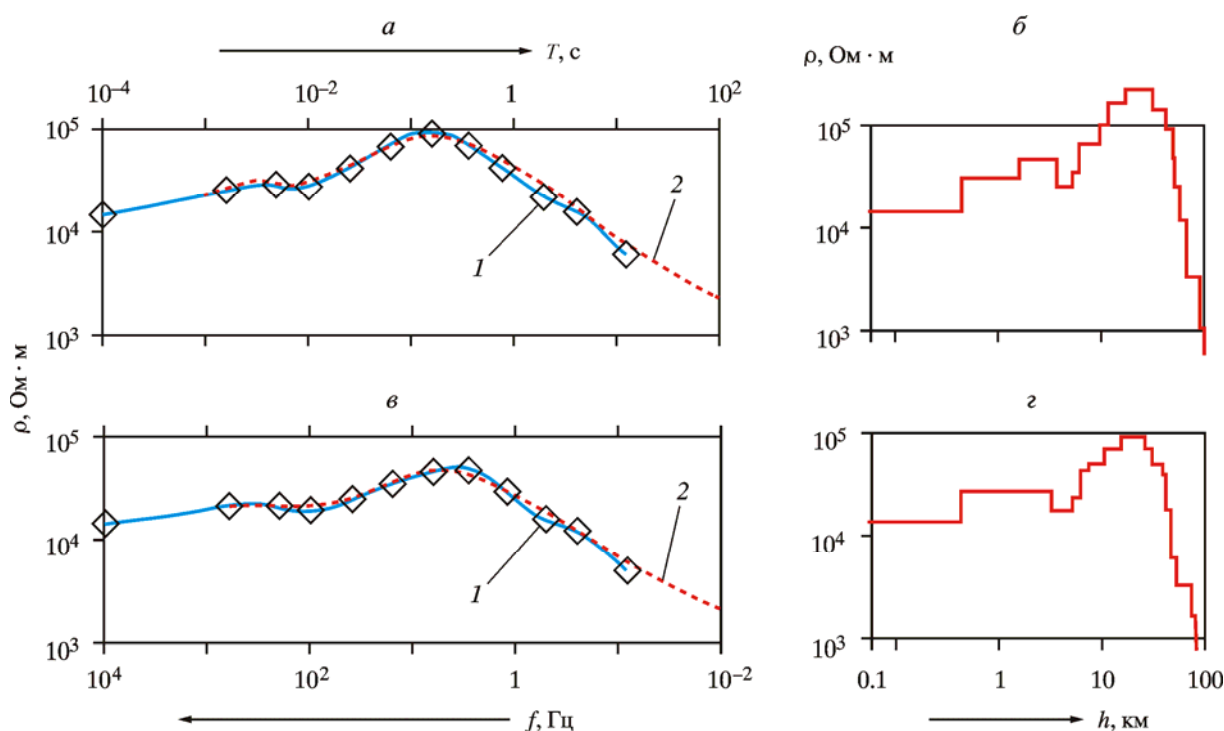


Рис. 22. Кривые кажущегося сопротивления (а, в) и разрезы (б, з) по результатам CSMT зондирования в ходе эксперимента «FENICS» в северо-восточной части Фенноскандинавского щита для литосферы с «нормальным» ($T = 5 \cdot 10^9$ Ом·м²) (а, б) и «аномальным» ($T = 10^9$ Ом·м²) (в, з) значениями поперечного сопротивления

1 – эксперимент; 2 – модель

После логарифмирования экспоненциальная зависимость приобретает вид:

$$\log \rho = \sum_{i=1}^n (\log \rho_0^i + 0.43E_0^i / k^{\circ}T),$$

где ρ_0^i – предэкспоненциальный коэффициент, численно равный удельному сопротивлению i -го носителя электричества при $^{\circ}T \rightarrow \infty$ [Пархоменко, Бондаренко, 1972]; E_0^i – энергия активации, эВ ($1 \text{ эВ} = 1.6 \cdot 10^{-19} \text{ Дж}$); k – постоянная Больцмана, равная $1.38 \cdot 10^{-23} \text{ Дж/К}$; $^{\circ}T$ – температура по шкале Кельвина.

С учетом описанных выше основ геотермической интерпретации данных глубинной геоэлектрики и лабораторных исследований электропроводности образцов горных пород при высоких термодинамических параметрах [Пархоменко, Бондаренко, 1972; Cermak, Lastovickova, 1987] полученные по результатам зондирования геоэлектрические разрезы (см. рис. 22) могут быть использованы для моделирования температурных и реологических характеристик литосферы. На рис. 23 приведены первые результаты таких расчетов в виде температурных и реологических разрезов для «нормального» и «аномального» типов геоэлектрического разреза. Расчеты выполнены для двух типов «нормального» разреза. Первый тип разреза – условно «холодный» – обладает поперечным сопротивлением $T = 5 \cdot 10^9 \text{ Ом}\cdot\text{м}^2$. Он зафиксирован по данным эксперимента «FENICS» в восточной части Карельского мегаблока и на Кольском п-ове (см. рис. 22, а). Второй тип разреза – условно «прогретый» – обладает пониженным поперечным сопротивлением $T = 10^9 \text{ Ом}\cdot\text{м}^2$. Он зафиксирован по данным эксперимента «FENICS» в западной части Карельского мегаблока и в Центральной Финляндии (см. рис. 22, б) и характеризуется более высокой (на 50°) температурой в низах коры (см. рис. 23, а).

Расчеты реологических разрезов выполнены с использованием закона Кулона при относительно низких температурах $T < 0.5 T_s$, где T_s – температура плавления. В этом случае $(\sigma_1 - \sigma_3) \geq \beta(1 - \theta)P(z)$, где $(\sigma_1 - \sigma_3)$ – разность между максимальным и минимальным сжимающими напряжениями; $P(z)$ – литостатическое давление; β – коэффициент статического трения; θ – отношение порового давления к литостатическому.

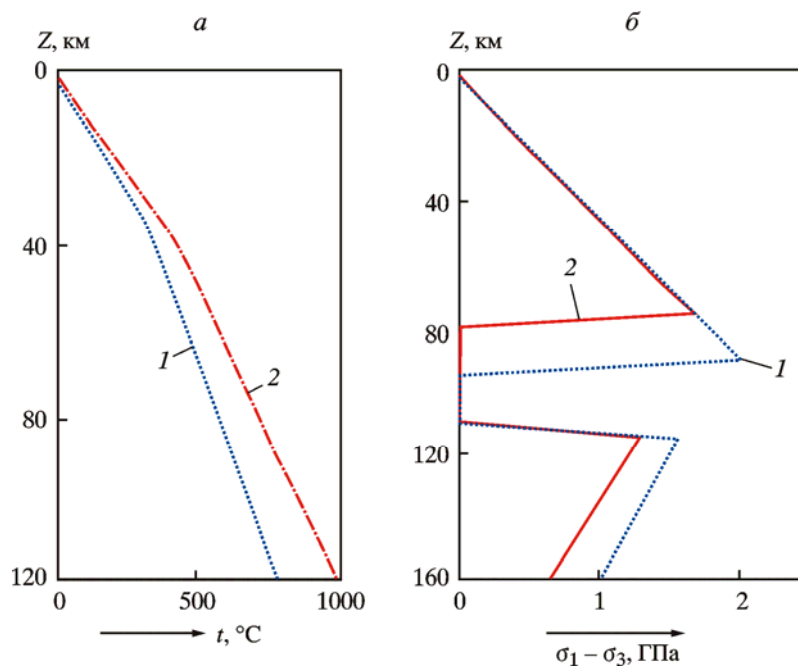


Рис. 23. Температурные (а) и реологические (б) разрезы для «нормального» (1) и «аномального» (2) разрезов литосферы Фенноскандинавского щита по результатам эксперимента «FENICS»

«Нормальный» («холодный») разрез соответствует модели на рис. 22, б; «аномальный» («прогретый») разрез соответствует модели на рис. 22, з

Для высоких температур ($T > 0.5 T_s$) в области пластической деформации использовалось уравнение установившейся ползучести (дислокационного крива):

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A} \right)^{1/n} \exp \left(\frac{E}{nRT(z)} \right),$$

где $\dot{\epsilon}$ – скорость деформации; R – газовая постоянная; E – энергия активации; $T(z)$ – изменяющаяся с глубиной z температура; A и n – константы определенного типа геологического материала.

В нижней части разреза для оливинов при большом (свыше 200 МПа) давлении использовалось выражение для закона Дорна [Moisio, Kaikkonen, 2004]:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \sigma_D \left(1 - \left(-\frac{RT}{E_D} \ln \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A_D} \right) \right)^{1/2} \right).$$

В расчетах использовано $\dot{\epsilon} = 3 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$, остальные расчетные параметры взяты из табл. 1 работы [Moisio, Kaikkonen, 2006].

На приведенных на рис. 23 графиках можно видеть, что в пределах «аномального» («прогретого») разреза наблюдается более высокое положение верхней границы крива (80 км) в сравнении с «нормальным» («холодным») типом разреза, где эта граница находится на глубине 110 км. Область спада дифференциального напряжения ($\sigma_1 - \sigma_3$, ГПа) до нуля свидетельствует о пластичном состоянии вещества.

Представленные расчеты следует рассматривать как начальный этап более обстоятельных последующих исследований в области использования данных глубинной геоэлектрики для изучения температурного режима и реологических параметров литосферы. Приведенные варианты объяснения природы аномального снижения сопротивления в юго-западной части исследованной территории – только гипотеза, основанная на физических предпосылках. Уменьшение удельного сопротивления может быть связано также с изменением состава литосферы в аномальном районе или с геодинамическими явлениями. В любом случае решение проблемы комплексной интерпретации геоэлектрических и сейсмических данных требует проведения дополнительных экспериментальных и расчетно-теоретических исследований.

Выводы

1. Выполнен уникальный для мировой практики эксперимент по глубинному частотному зондированию литосферы Фенноскандинавского щита с использованием двух взаимно ортогональных промышленных ЛЭП в частотном диапазоне 0.1–200 Гц и на удалениях до 856 км между передающими линиями и приемными станциями.

2. Установлена высокая степень горизонтальной однородности (одномерности) геоэлектрического разреза литосферы восточной части Фенноскандинавского щита на глубинах 10(15)–50(70) км с коэффициентом анизотропии не выше 1.2.

3. Исследованы параметры «нормального» геоэлектрического разреза литосферы Фенноскандинавского щита и выполнена его реологическая и геотермическая интерпретация.

4. Установлена аномалия пониженного поперечного сопротивления литосферы, обрамляющая с востока область погружения до 55–60 км границы Мохо, установленной по сейсмическим данным на западе Карелии и в Центральной Финляндии.

5. Выполнена оценка температурного и реологического параметров литосферы для «нормального» и «аномального» типов глубинного разреза Фенноскандинавского щита.
6. Получены новые данные об особенностях влияния ионосферы и токов смещения на распространение электромагнитных волн по результатам измерений на удаленностях до 5600 км от передающих антенн.
7. Первичные результаты наблюдений собраны в виде базы данных в двоичном формате и доступны всем участникам эксперимента «FENICS».

Благодарности

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 13-05-12044-офи-м), Отделения наук о Земле Российской академии наук (проект № 6 «Геодинамика и механизмы деформация литосферы») и Академии наук Финляндии (проект № 107424). Участие Института радиоастрономии НАН Украины поддержано проектами «Ятаган» и Национальной академии наук Украины. Авторы благодарны главным инженерам предприятия Магистральных электрических сетей Северо-Запада Российской Федерации и «Колэнерго» А.В. Маслову, О.Ю. Горохову и С.А. Зайцу, а также начальнику подстанции «200» А.Н. Дудченко за предоставленную возможность работать с промышленными ЛЭП и доктору технических наук В.Е. Корепанову (г. Львов, Украина) за помощь в организации измерений сигналов на удаленных точках. Авторы глубоко признательны доктору физико-математических наук В.Ю. Семенову за просмотр рукописи статьи и высказанные замечания, а также А. Вильянену за предоставленную возможность использовать результаты измерений, проведенных на станциях Метеорологической службы Финляндии.

Литература

- Акиндинов В.В., Нарышкин В.И., Рязанцев А.М. Электромагнитные поля в морской воде (обзор) // Радиотехника и электроника. 1976. Т. XXI, вып. 5. С. 913–944.
- Баранник М.Б., Данилин А.Н., Ефимов Б.В., Колобов В.В., Прокопчук П.И., Селиванов В.Н., Шевцов А.Н., Копытенко Ю.А., Жамалетдинов А.А. Высоковольтный силовой инвертор генератора «Энергия-2» для электромагнитных зондирований и мониторинга очаговых зон землетрясений // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 2. С. 5–23.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально однородных сред. М.: Недра, 1992. С. 162–193.
- Ваньян Л.Л. О моделях глубинной электропроводности: обзор // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 5. 1981. С. 57–66.
- Ваньян Л.Л. О роли вертикального и горизонтального скин-эффекта в методе частотного зондирования // Физика Земли. 1996. № 1. С. 45–47.
- Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Науч. мир, 1997. 218 с.
- Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н., Васин Н.Д. и др. О нормальном геоэлектрическом разрезе // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 2. С. 73–76.
- Велихов Е.П., Жамалетдинов А.А., Собчаков Л.А., Вешев А.В., Сараев А.К., Токарев А.Д., Шевцов А.Н., Васильев А.В., Сонников А.Г., Яковлев А.В. Опыт частотного электромагнитного зондирования земной коры с применением мощной антенны СНЧ-диапазона // Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 1. С. 106–109.
- Вешев А.В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. Л.: Недра, 1980. 391 с.

- Взаимодействие электромагнитных полей контролируемых источников СНЧ-диапазона с ионосферой и земной корой / Ред. Е.П. Велихов, Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во Геол. ин-та КНЦ РАН, 2014. 205 с.
- Владимиров Н.П., Дмитриев В.И.* Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии на территории Русской платформы по данным МТЗ // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 6. С. 100–103.
- Гасаненко Л.Б.* Нормальное поле вертикального гармонического низкочастотного магнитного диполя // Уч. зап. ЛГУ. 1958. № 249, вып. 10. С. 15–36.
- Глазнев В.Н.* Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КаЭМ, 2003. 252 с.
- Жамалетдинов А.А.* Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л.: Наука, 1990. 159 с.
- Жамалетдинов А.А.* Графит в земной коре и аномалии электропроводности // Физика Земли. 1996. № 4. С. 12–29.
- Жамалетдинов А.А.* Модель электропроводности континентальной литосферы // Вопр. геофизики. Вып. 38. 2005. С. 115–129. (Уч. зап. СПбГУ. № 438).
- Жамалетдинов А.А.* О флюидной природе промежуточных проводящих слоев в земной коре по результатам электромагнитных зондирований и каротажа сверхглубоких скважин // Физика Земли. 2011. № 2. С. 53–63.
- Жамалетдинов А.А.* Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований с мощными контролируемыми источниками (опыт критического анализа). СПб.: СОЛО, 2012. 163 с.
- Жамалетдинов А.А., Петрищев М.С., Шевцов А.Н., Колобов В.В., Селиванов В.Н., Баранник М.Б., Терещенко Е.Д., Григорьев В.Ф., Сергушин П.А., Копытенко Е.А., Бируля М.А., Скороходов А.А., Есипко О.А., Дамаскин Р.В.* Электромагнитное зондирование земной коры в районе сверхглубоких скважин ЯНАО в полях естественных и контролируемых источников // Физика Земли. 2013. № 6. С. 99–115.
- Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Короткова Т.Г., Копытенко Ю.А., Исмагилов В.С., Петрищев М.С., Ефимов Б.В., Баранник М.Б., Колобов В.В., Прокопчук П.И., Смирнов М.Ю., Вагин С.А., Пертель М.И., Терещенко Е.Д., Васильев А.Н., Григорьев В.Ф., Гохберг М.Б., Трофимчик В.И., Ямпольский Ю.М., Колосков А.В., Федоров А.В., Корья Т.* Глубинные электромагнитные зондирования литосферы восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита в поле мощных контролируемых источников и промышленных ЛЭП (эксперимент «FENICS») // Физика Земли. 2011. № 1. С. 4–26.
- Жамалетдинов А.А., Ковалевский В.Я., Павловский В.И., Таначев Г.С., Токарев А.Д.* Глубинное электроразведание с ЛЭП постоянного тока 800 кВ «Волгоград–Донбасс» // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 5. С. 1101–1105.
- Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1978. 191 с.
- Заборовский А.И.* Электроразведка. М.: ГНТИНГТПЛ, 1963. 423 с.
- Клабуков Б.Н.* Фоновая и аномальная электропроводность земной коры Карелии // Физика Земли. 1996. № 4. С. 72–78.
- Ковтун А.А.* Использование естественного электромагнитного поля при изучении электропроводности Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 195 с.
- Ковтун А.А.* Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований. Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. 284 с.
- Колобов В.В., Баранник М.Б., Жамалетдинов А.А.* Генераторно-измерительный комплекс «Энергия» для электромагнитного зондирования литосферы и мониторинга сейсмоактивных зон. СПб.: СОЛО, 2013. 240 с.

- Краев А.П., Семенов А.С., Тархов А.Г. Сверхглубокое электроразведочное зондирование // Разведка недр. 1947. № 3. С. 40–41.
- Лазарева Н.В. Применение магнитотеллурических методов в Печенгском районе // Вопросы разведочной геофизики. М.: Недра, 1964. С. 105–107.
- Лазарева Н.В. Некоторые особенности поведения естественного электромагнитного поля на южном склоне Балтийского щита. Л.: Недра, 1967. (Вопр. развед. геофиз. 1967. Вып. 6).
- Леонтович М.А. Приближенные граничные условия для электромагнитного поля на поверхности хорошо проводящих тел // Исследования по распространению радиоволн. Л.: Физматгиз, 1948. С. 5–12.
- Макаров Г.И., Новиков В.В., Рыбачек С.Т. Распространение радиоволн в волноводном канале «Земля–ионосфера» и в ионосфере. М.: Наука, 1993. 148 с.
- Павленкова Н.И. Структура литосферы Балтийского щита по данным ГСЗ // Структура и динамика литосферы Восточной Европы. М.: Геокарт; ГЕОС, 2006. С. 33–58.
- Пазнухов В.Е., Буданов О.В., Рохман А.Г., Аристов Ю.В. Приемно-измерительный комплекс СНЧ диапазона с УКВ ретранслятором // Радиофизика и радиоастрономия. 2010. Т. 15, № 1. С. 39–49.
- Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. Л., 1972. 279 с.
- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: МПР РФ, 2002. 359 с.
- Родкин М.Ф. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмоструктурной тектонике. М., 1993. 193 с.
- Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наук. думка, 1975. 279 с.
- Рокитянский И.И. Индукционные зондирования Земли. Киев: Наук. думка, 1981. 296 с.
- Рокитянский И.И., Зыбин К.Ю., Рокитянская Д.А., Щепетнев Р.В. Магнитотеллурическое исследование массива на геофизических станциях «Борок», «Ловозеро» и «Петропавловск-Камчатский» // Электромагнитные зондирования и магнитотеллурические методы разведки. Л.: ЛГУ, 1963. С. 124–130.
- Сапужак Я.С., Эненштейн Б.С. Использование электрических токов линий электропередач для электромагнитных зондирований Земли // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 4. С. 838–841.
- Сараев А.К., Костин П.М. Структура электромагнитного поля СНЧ-радиоустановки // Вопр. геофизики. 1998. Вып. 35. С. 117–135. (Уч. зап. СПбГУ. № 433).
- Семенов А.С. Природа электрической проводимости древнего кристаллического фундамента // Вестн. ЛГУ. 1970. № 12. С. 19–26.
- Фельдман И.С., Жамалетдинов А.А. Флюидная и тепловая модели электропроводности литосферы по лабораторным данным // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов: Труды Всероссийской (с международным участием) конференции. Апатиты: Изд-во Геол. ин-та КНЦ РАН, 2009. С. 100–107.
- Шаров Н.В., Митрофанов Ф.П. Скоростные неоднородности литосферы Фенноскандинавского (Балтийского) щита // Докл. РАН. 2014. Т. 454, № 2. С. 221–224.
- Шевцов А.Н. Метод частотного зондирования при изучении электропроводности верхней части земной коры Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. 21 с.
- Шевцов А.Н. Прямая и обратная задачи частотного электромагнитного зондирования с промышленными линиями электропередачи // Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований на кристаллических щитах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. С. 171–181.

- Bannister P.R.* The determination of representative ionospheric conductivity parameters for ELF propagation in the Earth-ionosphere waveguide // *Radio Sci.* 1985. V. 20. P. 977–984.
- Bernstein S.L., Burrows M., Evans J.E. et al.* Long-range communication at extremely low frequencies // *Proc. IEEE.* 1974. V. 62, N 3. P. 292–312.
- Blohm E.K., Worzyk P., Scriba H.* Geoelectrical deep soundings in Southern Africa using the Cabora Bassa power line // *J. Geophys.* 1977. N 43. P. 665–679.
- Boerner D.E.* Controlled source electromagnetic deep sounding: Theory, results and correlation with natural source results // *Invit. Rew. Paper for the 10th Workshop on EM induction.* Mexico: Ensenada, 1991. P. 3–50.
- Boerner D.E., West G.F.* A generalized representation of electromagnetic fields in a layered Earth // *Geophys. J. of the RAS, DGG and EGS.* 1989. V. 97, N 3. P. 529–547.
- Cantwell T., Nelson P., Webb J., Orange A.S.* Deep resistivity measurements in the Pacific North-West // *J. Geophys. Res.* 1965. V. 70, N 8. P. 1931–1937.
- Cermak V., Lastovickova M.* Temperature profiles in the Earth of importance to deep electrical conductivity models // *Pageoph.* 1987. V. 125. P. 255–284.
- Chao L., Long-Gen Z., Yong-Pin L.* A closed-form solution for ELF radiated fields of line current antenna in Earth–Ionosphere waveguide // *Abstr. of 5th Intern. conf. «WiCom'09», 24–26 Sept. 2009, Beijing.* P. 1–4. doi: 10.1109/WICOM.2009.5301548.
- Chave A.D.* Numerical integration of related Hankel transforms by quadrature and continued fraction expansion // *Geophysics.* 1983. N 48. P. 1671–1686.
- Chave A.D., Jones A.G. (Eds.).* The magnetotelluric method: Theory and practice. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2012. 570 p.
- Engelberg S.* Random signals and noise: a mathematical introduction. CRC Press, 2007. P. 130.
- Fainberg E.B., Kuvshinov A.V., Singer B.Sh.* Electromagnetic induction in a spherical Earth with nonuniform ocean and continents in electric contact with the underlying medium: I. Theory, method and example // *Geophys. J. Inter.* 1990. V. 102. P. 273–281.
- Galejs J.* Terrestrial propagation of long electromagnetic waves. N.Y.: Pergamon Press, 1972.
- Hjelt S.E.* Aspects of the geoelectric model of the Baltic shield // *Precambrian Res.* 1987. V. 35. P. 181–184.
- Jones A.G.* On a type classification of lower crustal layers under Precambrian regions // *J. Geophys.* 1981. V. 49. P. 226–233.
- Jones A.G.* Observations of the electrical asthenosphere beneath Scandinavia // *Tectonophysics.* 1982. N 90. P. 37–55.
- Kaikkonen P., Moisio K., Heeremans M.* Thermomechanical lithospheric structure of the Central Fennoscandian shield // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2000. N 119. P. 209–235.
- Khintchine A.* Korrelationstheorie der stationären stochastischen Prozesse // *Mathem. Ann.* 1934. N 109 (1). P. 604–615. doi:10.1007/BF01449156.
- Korepanov V.Ye.* Electromagnetic sensors for microsatellites // *Sensors, 2002: Proc. IEEE, 2002.* P. 1718–1722.
- Korja T.* Electrical conductivity of the lithosphere. Oulu: Dept. of Geoph. Univ. of Oulu, 1990. 93 p.
- Korja T.* Electrical conductivity distribution of the lithosphere in the Central Fennoscandian shield // *Precambrian Res.* 1993. V. 64. P. 85–108.
- Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A.A., Kovtun A.A., Palshin N.A., Smirnov M.Yu., Tokarev A.D., Asming V.E., Vanyan L.L., Vardaniants I.L. and the BEAR WG.* Crustal conductivity in Fennoscandia: a compilation of a database on crustal conductivity in Fennoscandian shield // *Earth, Planets, Space.* 2002. N 54. P. 535–558.

- Maeda K., Matsumoto H.* Conductivity of the ionosphere and current system // Rept. Ionosph. Space Res. Jap. 1962. N 16. P. 1–26.
- Moisio K., Kaikkonen P.* Three-dimensional numerical thermal and rheological modeling in the Central Fennoscandian shield // J. Geodyn. 2006. V. 42. P. 95–114.
- Pajunpaa K.* Magnetometer array studies in Finland: Determination of single station transfer function // J. Geophys. 1984. V. 55. P. 153–160.
- Porokhova L.N., Kharlamov M.M.* The solution of the one-dimensional inverse problem for induction soundings by an efficient linearization technique // Phys. Earth and Plan. Inter. 1990. V. 60. P. 68–79.
- Rasmussen T., Zhang P., Pedersen L.* Preliminary results from magnetotelluric measurements along the Fennoscandia profile // The development of the deep geoelectric model of the Baltic shield. Oulu: Dept. of Geoph.; Univ. of Oulu, 1984. P. 307–327.
- Semenov V.Yu.* Results of crust and mantle soundings in Central and Northern Europe in 21-st century: Review // Acta Geophysica. 2015. V. 63, N 1.
- Shevtsov A.N.* The inverse problem on the example of CSAMT sounding in Central Finland // Electromagnetic induction in the Earth: Thes. of 14th Workshop in Sinaia (Romania), 1998. P. 82.
- Smith O.* Spectral audio signal processing. W3K Publ., 2011.
- Spice B.R.* Depth of investigation in electromagnetic sounding methods // Geophys. 1989. V. 54, N 7. P. 872–888.
- Velikhov Ye.P., Zhamaletdinov A.A. et al.* Electromagnetic studies on the Kola peninsula and in Northern Finland by means of a powerful controlled source // J. Geodyn. 1986. V. 5. P. 237–256.
- Wait J.R., Spies K.P.* Characteristics of the Earth–Ionosphere waveguide for VLF radio waves // NBS Tech. 1964. Note 300.
- Weidelt P.* Electromagnetic induction in 3D structures // J. Geophys. 1975. V. 41. P. 85–109.
- Wiener N.* Generalized harmonic analysis // Acta Math. 1930. V. 55. P. 117–258. doi: 10.1007/bf02546511.
- Yardley B.W.D., Valley J.W.* The petrologic case for a dry lower crust // J. Geophys. Res. B6. 1997. V. 12, N 173 (12). P. 185.
- Zhamaletdinov A.A.* Electron-conducting structures of the North-West of the Kola peninsula and their influence on results of the deep soundings of the Earth crust // Geod. Geophys. Veroff. 1980. V. 111, N 47. P. 207–223.
- Zijl J.S.V.* A deep slumberger sounding to investigate the electrical structure of the crust and upper mantle in South Africa // Geophysics. 1969. V. 34, N 3. P. 450–462.
- Zonge K.L., Hughes L.J.* Controlled source audio-frequency magnetotellurics // Electromagnetic methods in applied geophysics: Theory and practice. Soc. expl. geophys. / Ed. M.N. Nabighian. 1991. V. 2B. P. 713–809.

Сведения об авторах

ЖАМАЛЕТДИНОВ Абдулхай Азымович – главный научный сотрудник, Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН. 99034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 5, лит. Б. Тел.: +7 (812) 323-78-45. E-mail: abd.zham@mail.ru

ШЕВЦОВ Александр Николаевич – старший научный сотрудник, Геологический институт КНЦ РАН. 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14. Тел.: +7 (81555) 79-208. E-mail: anshev2009-01@rambler.ru

ВЕЛИХОВ Евгений Павлович – академик РАН, генеральный директор, Национальный исследовательский центр «Курчатовский институт». 123098, г. Москва, пл. Курчатова, д. 1. Тел.: +7 (499) 196-92-41. E-mail: epv@epv.kiae.su

СКОРОХОДОВ Алексей Андреевич – инженер-исследователь, Геологический институт КНЦ РАН. 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14. Тел.: +7 (81555) 79-208. E-mail: sammicne@yandex.ru

КОЛЕСНИКОВ Владимир Егорович – младший научный сотрудник, Геологический институт КНЦ РАН. 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14. Тел.: +7 (81555) 79-208. E-mail: vk51@list.ru

КОРОТКОВА Тамара Геннадьевна – ведущий программист, Геологический институт КНЦ РАН. 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14. Тел.: +7 (81555) 79-208. E-mail: tomgenkor@gmail.com

РЯЗАНЦЕВ Павел Александрович – младший научный сотрудник, Геологический институт КНЦ РАН. 185910, Республика Карелия, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11. Тел.: +7 (88142) 76-60-39. E-mail: chthonian@yandex.ru

ЕФИМОВ Борис Васильевич – директор, Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН. 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14. Тел.: +7 (81555) 79-407. E-mail: efimov@ien.kolasc.net.ru

КОЛОБОВ Виталий Валентинович – ведущий научный сотрудник, Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН. 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14. Тел.: +7 (81555) 79-529. E-mail: 1_i@mail.ru

БАРАННИК Максим Борисович – ведущий инженер, Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН. 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14. Тел.: +7 (81555) 79-529. E-mail: maxbarien@mail.ru

ПРОКОПЧУК Павел Иванович – ведущий инженер, Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН. 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14. Тел.: +7 (81555) 79-529. E-mail: finsoft@mail.ru

СЕЛИВАНОВ Василий Николаевич – заместитель директора, Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН. 184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, д. 14. Тел.: +7 (81555) 79-529. E-mail: selivanov@ien.kolasc.net.ru

КОПЫТЕНКО Юрий Анатольевич – директор, Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН. 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 5, лит. Б. Тел.: +7 (812) 325-33-69. E-mail: office@izmiran.spb.ru

КОПЫТЕНКО Евгений Анатольевич – ведущий инженер, Восточно-Европейская геофизическая ассоциация (ООО «ВЕГА»). 191023, г. Санкт-Петербург, Мучной пер., д. 2. Тел.: +7 (812) 380-84-54. E-mail: e.kopytenko@gmail.com

ИСМАГИЛОВ Валерий Сарварович – старший научный сотрудник, Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН. 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 5, лит. Б. Тел.: +7 (812) 323-78-45. E-mail: ivs@izmiran.spb.ru

ПЕТРИЩЕВ Максим Сергеевич – заведующий сектором, Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН. 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 5, лит. Б. Тел.: +7 (905) 260-62-19. E-mail: ms_petr@mail.ru

- СЕРГУШИН Павел Андреевич** – старший научный сотрудник, Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН. 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 5, лит. Б. Тел.: +7 (921) 382-41-43. E-mail: pavel.sergushin@gmail.com
- ТЕРЕЩЕНКО Павел Евгеньевич** – старший научный сотрудник, Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН. 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д. 5, лит. Б. Тел.: +7 (812) 323-78-45. E-mail: tereshchenko@gmail.com
- САМСОНОВ Борис Владимирович** – генеральный директор, Восточно-Европейская геофизическая ассоциация (ООО «ВЕГА»). 191023, г. Санкт-Петербург, Мучной пер., д. 2. Тел.: +7 (812) 380-84-54. E-mail: boris.samsonov@vega-geophysics.com
- БИРУЛЯ Михаил Александрович** – инженер, Восточно-Европейская геофизическая ассоциация (ООО «ВЕГА»). 191023, г. Санкт-Петербург, Мучной пер., д. 2. Тел.: +7 (812) 380-84-54. E-mail: Mikhail@vega-geophysics.com
- СМИРНОВ Максим Юрьевич** – старший научный сотрудник, Университет Оулу. Р.О.В/3000, Финляндия, г. Оулу. Тел.: +7 (812) 438-46-21. E-mail: maxim.smirnov@oulu.fi
- КОРЬЯ Тойво (KORJA Toivo)** – специалист-геофизик, Университет Оулу. Р.О.В/3000, Финляндия, г. Оулу. Тел.: +358 (0) 503-50-43-99. E-mail: toivo.korja@oulu.fi
- ЯМПОЛЬСКИЙ Юрий Моисеевич** – заведующий отделом, Радиоастрономический институт НАН Украины. 61002, Украина, г. Харьков, ул. Краснознаменная, д. 4. Тел.: +380 (57) 720-35-79. E-mail: yampol@rian.kharkov.ua
- КОЛОСКОВ Александр Валерьевич** – старший научный сотрудник, Радиоастрономический институт НАН Украины. 61002, Украина, г. Харьков, ул. Краснознаменная, д. 4. Тел.: +380 (57) 720-35-79. E-mail: koloskov@rian.kharkov.ua
- БАРУ Николай Александрович** – аспирант, Радиоастрономический институт НАН Украины. 61002, Украина, г. Харьков, ул. Краснознаменная, д. 4. Тел.: +380 (57) 720-35-79. E-mail: baru@rian.kharkov.ua
- ПОЛЯКОВ Сергей Владимирович** – заведующий отделом, Научно-исследовательский радиофизический институт. 603950, г. Нижний Новгород, ул. Большая Печерская, д. 25/12а. Тел.: +7 (831) 436-35-10. E-mail: svp@nirfi.sci-nnov.ru
- ЩЕННИКОВ Алексей Владимирович** – младший научный сотрудник, Научно-исследовательский радиофизический институт. 603950, г. Нижний Новгород, ул. Большая Печерская, д. 25/12а. Тел.: +7 (831) 432-57-07. E-mail: Scav110@inbox.ru
- ДРУЖИН Геннадий Иванович** – заведующий лабораторией, Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН. 684034, Камчатский край, Елизовский р-н, с. Паратунка, ул. Мирная, д. 7. Тел.: +7 (961) 964-87-83. E-mail: drug@ikir.ru
- ДЖОЗВИАК Вальдемар (JOZWIAK Waldemar)** – руководитель отделения геомагнетизма, Институт геомагнетизма ПАН. 01-459, Польша, г. Варшава, ул. Ксенза Януша, д. 64. Тел.: +48 (22) 691-57-54. E-mail: jozwiak@igf.edu.pl
- РЕДА Ян (REDA Jan)** – специалист-геофизик, Институт геофизики; Геофизическая обсерватория ПАН. 05-622, Польша, г. Бельск, ул. Оседлая, д. 1. Тел.: +48 (48) 661-08-30. E-mail: jreda@igf.edu.pl
- ЩОРС Юрий Григорьевич** – начальник отдела, Национальный исследовательский центр «Курчатовский институт». 123058, г. Москва, пл. Курчатова, д. 1. Тел.: +7 (985) 765-53-43. E-mail: scshors.ug@gmail.com

THE STUDY INTERACTION ELECTROMAGNETIC WAVES ELF–ULF RANGE (0.1–200 Hz) WITH THE EARTH CRUST AND THE IONOSPHERE IN THE FIELD OF INDUSTRIAL POWER TRANSMISSION («FENICS» EXPERIMENT)

A.A. Zhamaletdinov¹⁻³, A.N. Shevtsov¹, Ye.P. Velikhov⁴, A.A. Skorokhodov¹,
V.E. Kolesnikov¹, T.G. Korotkova¹, P.A. Ryazantsev¹, B.V. Efimov², V.V. Kolobov²,
M.B. Barannik², P.I. Prokopchuk², V.N. Selivanov², Yu.A. Kopytenko³,
Ye.A. Kopytenko^{3,5}, V.S. Ismagilov³, M.S. Petrishchev³, P.A. Sergushin³,
P. Ye. Tereshchenko^{3,6}, B.V. Samsonov⁵, M.A. Birulya⁵, M.Yu. Smirnov⁷, T. Korja⁷,
Yu.M. Yampolski⁸, A.V. Koloskov⁸, N.A. Baru⁸, S.V. Poljakov⁹, A.V. Shchennikov⁹,
G.I. Druzhin¹⁰, W. Jozwiak¹¹, J. Reda¹¹, Yu.G. Shchors⁴

¹ Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia

² Center for Physical and Technological Problems of Energy in Northern Areas of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia

³ St. Petersburg Filial of Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

⁴ National Research Center «Kurchatovsky Institute», Moscow, Russia

⁵ East European Geophysical Association (Ltd. «VEGA»), St. Petersburg, Russia

⁶ Polar Geophysical Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia

⁷ Oulu University, Oulu, Finland

⁸ Institute of Radio Astronomy of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kharkiv, Ukraine

⁹ Radiophysical Scientific Research Institute, Nizhny Novgorod, Russia

¹⁰ Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Paratunka, Kamchatka, Russia

¹¹ Institute of Geophysics; Geophysical Observatory of the Polish Academy of Sciences, Belsk, Poland

Abstract. The article is devoted to description of the theory, technique and the first experimental results of control source electromagnetic (CSEM) study of the Earth crust and ionosphere with the use of two mutually orthogonal industrial transmission lines of 109 и 120 km length in frame of experiment «FENICS» (Fennoscandian electrical conductivity from natural and induction control source soundings). The main part of the measurements has been executed on the territory of Fennoscandian shield at distances up to 856 km from transmitter with the purpose of the deep electromagnetic sounding of the Earth crust and upper mantle. According to the results of these studies clarified the parameters of «normal» (standard) geoelectric section of the lithosphere to the depth of 60–70 km, the anisotropy parameters evaluated and executed geothermal and rheological interpretation in conjunction with the analysis of the seismic data. Alongside with this some part of measurements have been executed apart from Fennoscandian shield at distances up to 5600 km from the source (in Ukraine, Spitsbergen, Poland, Kamchatka and other areas) for the purpose to study the propagation of ultra low frequency (ULF) and extra low frequency (ELF) waves (0.1–200 Hz) in a waveguide «Earth–Ionosphere». By results of these studies the experimental the new estimates of the influence of the ionosphere and of the displacement currents on the propagation of ULF–ELF waves in the upper half-space are obtained at the different azimuths radiation of the primary field.

Keywords: electromagnetism, deep sounding, controlled sources, extremely low frequency band (ELF), ultra low frequency band (ULF), industrial power lines, resistivity, normal resistivity section, numerical modeling, inverse problem, interpretation, Moho boundary, geothermal section, rheology.