ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ЗЕМЛИ

А. А. КОВТУН
Санкт-Петербургский государственный университет

ВВЕДЕНИЕ

Электропроводность горной породы (или обратная ей величина – удельное сопротивление) является важной характеристикой свойств вещества, находящегося в недрах Земли. В отличие от плотности, которая изменяется в Земле в узких пределах, интервал изменения электропроводности очень широк: 10^3–10^{-7} Ом$^{-1}$ · м$^{-1}$. Электропроводность горной породы зависит от минерального состава, фазового состояния, пористости, трещиноватости, влагонасыщенности, температуры и давления. К настоящему времени на основании лабораторных исследований образцов горных пород установлены основные закономерности и получены количественные оценки влияния перечисленных факторов на величину электропроводности. В статье эти вопросы не рассматриваются, ответ на них можно найти в [1]. Основное внимание в статье уделено закономерностям в распределении электропроводности горных пород в коре и мантии Земли.

До 60-х годов основную информацию о составе и строении земных недр получали на основе сейсмических, гравиметрических и магнитометрических данных. Объяснялось это только одним обстоятельством – не существовало широко доступных методов исследования электропроводности Земли на больших глубинах. До середины века основные представления о распределении электропроводности в Земле были получены по данным бурения и электроразведочных работ с искусственными источниками постоянного тока. Глубина скважин к тому времени не превышала 3–5 км, а данные электроразведки с искусственными источниками позволяли исследовать строение коры не более чем на 2–3 км. И только в уникальном эксперименте А.П. Краева и А.С. Семенова, проведенном с искусственными источниками на Финском заливе, удалось определить распределение сопротивления на постоянном токе до глубины около 10 км [2].

Рождение глубинной геоэлектрики произошло в 50-е годы, когда А.Н. Тихоновым и Л. Каньяром была высказана идея о возможности применения для исследования электропроводности Земли естественного электромагнитного поля внешнего происхождения. Естественное электромагнитное поле существует на Земле в широком интервале периодов (10^{-4}–10^6 с). Создается оно главным образом токовыми системами, расположенными в ионосфере и магнитосфере Земли. Изменение магнитного поля токовых систем происходит вследствие взаимодействия существующего магнитного поля Земли с

ELECTRICAL CONDUCTIVITY OF THE EARTH

A. A. KOVTUN

The results of investigation of the crust and mantle electrical conductivity are presented. The main attention is paid to the results recieved by the researchers team from St.-Petersburg University on the North-West part of Russia, which makes it possible to obtain a new information on the structure of the crust and mantle of this region.

Изложены результаты исследования электропроводности коры и мантии Земли. Наибольшее внимание уделено результатам, полученным на северо-западе России сотрудниками Санкт-Петербургского государственного университета. Данные об электропроводности дают новые представления о строении коры и мантии этого региона.

© Ковтун А.А., 1997

потоком возмущенной солнечной плазмы. Переменное магнитное поле индуцирует в Земле электрические токи. Эти токи получили название теллурических, а сам метод, основанный на использовании естественного электромагнитного поля, – название "магнитотеллурический".

ОСНОВЫ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО МЕТОДА

В основе предложенного метода лежит упрощенная модель естественного электромагнитного поля. Предполагается, что первичное поле, возбуждаемое внешними источниками, однородно на поверхности горизонтально однородной Земли. В этом случае отношение взаимно перпендикулярных горизонтальных компонент электрического и магнитного полей, измеренных на поверхности Земли, будет зависеть только от периода вариации и распределения проводимости по глубине. Это отношение, названное импедансом Z, может быть вычислено по любой паре ортогональных компонент, то есть $Z = E_x/H_y = -E_y/H_x$.

Чем больше период вариаций, тем глубже проникает поле внутрь Земли. Изменение импеданса с ростом периода отражает изменение удельного сопротивления с глубиной. На практике удобнее следить за изменением кажущегося удельного сопротивления ρ_T, которое вычисляется по формуле

$$\rho_T = (\omega\mu)^{-1}|Z|^2,$$

где $\omega = 2\pi/T$, T – период вариации в секундах, $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Генри/м, Z – в Ом, ρ_T – в Ом · м. Значения ρ_T только в предельных случаях близки к истинному значению удельного сопротивления. Например, при очень малых значениях периода, когда поле не проникает в нижележащий слой, значение ρ_T равно удельному сопротивлению первого слоя. Регистрируя вариации естественного электромагнитного поля в широком интервале периодов, можно построить зависимость кажущегося удельного сопротивления от периода. Зависимость ρ_T от периода называется кривой зондирования.

Нетрудно рассчитать поведение кривой зондирования для любой среды, электропроводность которой меняется только по вертикали. Несколько труднее рассчитать поведение кривых зондирования в случае, когда электропроводность меняется и по горизонтали, то есть для дву- и трехмерных сред. При этом методика обработки материала наблюдений и интерпретации осложняется, так как импеданс приобретает свойства тензора и его величина зависит от направления электрического поля на поверхности Земли. Наличие алгоритмов для расчета кривых зондирования в произвольных средах позволяет в принципе определить распределение сопротивления по глубине, решив обратную задачу: по значениям ρ_T определить параметры среды.

Несмотря на простоту высказанных идей, магнитотеллурический метод не сразу вошел в геофизическую практику. Потребовалось более десяти лет, чтобы разработать необходимую аппаратуру для регистрации в полевых условиях компонент магнитного поля, имеющих в области коротких периодов очень небольшие амплитуды (10^{-2}–10^{-6} А/м), и создать методику проведения зондирований в условиях горизонтально неоднородных сред.

На первом этапе большой вклад в развитие метода внесли профессор МГУ М.Н. Бердичевский, сотрудница Института физики Земли РАН Н.В. Липская, профессор МГУ В.И. Дмитриев, а также сотрудники кафедры физики Земли СПбГУ, возглавляемой профессором Б.М. Яновским. Магнитотеллурический метод получил развитие и за рубежом. Но в первую очередь следует отдать должное отечественной научной школе, поскольку в решении многих вопросов в первые годы она опережала зарубежных ученых. Благодаря этим исследованиям магнитотеллурический метод в 60-е годы стал одним из главных методов электроразведки при поиске нефти и газа на территории СССР. Одновременно метод получил развитие в отдельных научных центрах как метод глубинной геоэлектрики, позволяющий получить дополнительную информацию о строении коры и мантии Земли. К числу таких центров в первую очередь следует отнести Институт физики Земли РАН и кафедру физики Земли СПбГУ.

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЗЕМЛИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Не останавливаясь на вопросах, касающихся методики обработки и интерпретации данных магнитотеллурических зондирований, которым посвящено огромное количество публикаций (см., например, [3–5]), перейдем к рассмотрению основных результатов, полученных с помощью магнитотеллурического метода на территории северо-запада Восточно-Европейской платформы, где в течение почти 40 лет проводят исследования сотрудники кафедры физики Земли СПбГУ.

Первое зондирование в полевых условиях было проведено сотрудниками кафедры в 1960 году вблизи поселка Темта Горьковской области. Начиная с этого года каждое лето университетская экспедиция проводит зондирования в одном из районов северо-запада Восточно-Европейской (Русской) платформы. В пункте зондирования регистрируются горизонтальные взаимно перпендикулярные компоненты естественного электромагнитного поля: магнитные H_x, H_y и электрические E_x, E_y. В настоящее время измерения проводятся в расширенном интервале периодов: 10^{-3}–10^4 с, что позволяет изучить распределение сопротивления по глубине от первых сотен метров до сотен километров.

На территории северо-запада нами проведено около 200 зондирований. Расположение пунктов

зондирований представлено на рис. 1. Большая часть зондирований выполнена по профилям, пересекающим крупные тектонические структуры: профили *1–1* и *2–2* пересекают Средне-Русскую впадину, где мощность осадочного чехла в центральной части превышает 3 км. Профили *5–5* и *3–3* соединяют Средне-Русскую и Прибалтийскую впадины через Латвийскую седловину, где толщина проводящего слоя осадков уменьшается до 500 м. Профили *7–7*, *8–8* и *9–9* расположены на Балтийском щите. Здесь осадочный чехол отсутствует, что дает возможность изучить детали строения коры и верхней мантии.

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ КОРЫ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При постановке первых зондирований мы исходили из представления, распространенного в геофизике в 50-е годы. Земная кора древних платформ должна иметь большое сопротивление, поскольку в процессе развития породы коры подвергались нагреванию под большим давлением. И только верхний слой осадков, накопленный за время сравнительно стабильного развития платформы, может иметь небольшие сопротивления: 1–100 Ом · м. В связи с этим в геоэлектрике рассматривалась упрощенная модель коры: проводящий осадочный чехол лежит на непроводящем основании или “фундаменте”. Изучение строения осадочного чехла и определение глубины залегания непроводящего фундамента являлись важной задачей электроразведки. Однако магнитотеллурический метод, обладающий огромной глубинностью по сравнению с другими методами электроразведки, мог дать представление о строении этого фундамента. И уже первые выезды в поле преподнесли сюрпризы. Выполняя в 1962 году зондирования по профилю *2–2*, мы обнаружили в районе г. Любим резкое понижение сопротивления коры на глубине около 10 км. Проводящее тело обладало продольной проводимостью свыше 5000 См (продольная проводимость $S_a = h_a\sigma_a$, где h_a – мощность аномального пласта, σ_a – его проводимость, См = 1/Ом).



Рис. 1. Расположение пунктов магнитотеллурических зондирований СПбГУ на северо-западе Русской платформы: *а* – пункты зондирований, *б* – профили

В последующие годы в средней части коры на глубине от 5 до 20 км нами выявлено еще несколько проводящих зон. Эти области отмечены штриховкой на рис. 2, *а* и обозначены буквами *А–Е*. Все коровые аномалии расположены вблизи зон глубинных разломов. По магнитотеллурическим данным удалось дать примерное строение аномальных зон. На рис. 2, *б* приведено строение Валмиеро-Локновской аномалии (*Б*) по профилю *I–I'*, пересекающему ось аномалии. Под осадочным чехлом, имеющим сопротивление 4–20 Ом · м, наблюдается понижение сопротивления верхней части коры до сотен Ом · м. Скорее всего, оно связано с графитизацией и сульфидизацией пород в зоне разлома. На глубине 15–20 км сопротивление понижается до первых десятков Ом · м. Эта область является ядром аномалии и вносит главный вклад в величину продольной проводимости аномалии S_a. Поскольку проводящая область ограничена по ширине, то за характеристику аномалии принимают величину $G = S_a d_a$. В случае Валмиеро-Локновской аномалии, имеющей ширину $d_a \sim 60–70$ км, величина $G \sim 5 \cdot 10^7$ См · м.

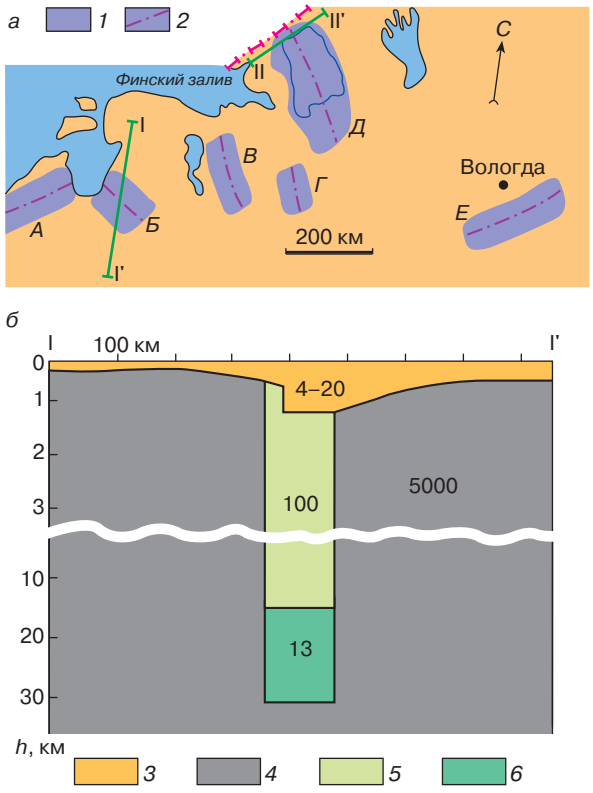


Рис. 2. Положение коровых аномалий электропроводности *А–Е* на северо-западе Восточно-Европейской платформы (*а*) и распределение сопротивления в коровой аномалии *Б* (Валмиеро-Локновская) по профилю *I–I'* (*б*): *1* – коровая аномалия; *2* – оси аномалий; *3* – осадки; *4* – непроводящий фундамент; *5* – верхняя графитизированная часть аномалии; *6* – проводящее ядро аномалии. Области *3–6* имеют разное сопротивление, значение которого в Ом · м указано на рисунке

Более сложное строение имеет аномалия *Д*, возникшая в зоне стыковки двух крупных геоблоков: Свекофенского и Карельского. Геоэлектрическая модель этой зоны, пересекаемая профилем Суоярви–Выборг (профиль *II–II'* на рис. 2, *а*), представлена на рис. 3. Зона сочленения геоблоков идет по Янисьярвинскому разлому, который на этом участке имеет северо-западное направление, а затем на территории Финляндии поворачивает на север. Положение Янисьярвинского разлома указано на рис. 3 двойной пунктирной линией. Профиль пересек несколько блоков 3-го порядка. Почти каждый разлом отразился на профиле большим понижением сопротивления на глубине ~5–10 км. Но эпицентры проводящих областей смещены от выходов разломов на поверхность в юго-западном направлении. Анализ данных геоэлектрики и других геофизических исследований, проведенный совместно с геологами, позволит в дальнейшем понять особенности тектонического развития двух геоблоков.

Наличие областей пониженного сопротивления в коре чаще всего связывают с широким распространением в ослабленных зонах графита и сульфида, которые имеют повышенную электронную проводимость. Проведенный нами тщательный анализ поведения кривых зондирования в этих районах показал, что сульфидизация и графитизация, безусловно, приводят к понижению сопротивления в верхней части коры [6]. Однако самая проводящая часть аномалии, расположенная ниже 5–10 км, может иметь другое происхождение. В настоящее время представляется правдоподобной идея В.Н. Николаевского и Н.И. Павленковой о широком распространении зон горизонтальной трещиноватости на этих глубинах и присутствии свободной воды, которая при повышенной температуре обладает способностью хорошо растворять соли. Минерализированная вода заполняет трещины и значительно понижает сопротивление пород. Появление воды на этих глубинах может вызываться разными причинами. Главным источником воды может быть дегидратация – высвобождение связанной воды в областях, где температура превышает определенный уровень (300–500°С). Однако до окончательной разработки проблемы образования зон пониженного сопротивления в коре еще далеко.

Пока исследования проводили на территории, покрытой мощным проводящим чехлом, мы были лишены возможности изучить “нормальное” геоэлектрическое строение коры. Нам удалось только выявить крупные аномалии электропроводности коры, продольная проводимость которых значительно превышала продольную проводимость осадочного чехла. Уникальную возможность для изучения геоэлектрического строения коры представляет

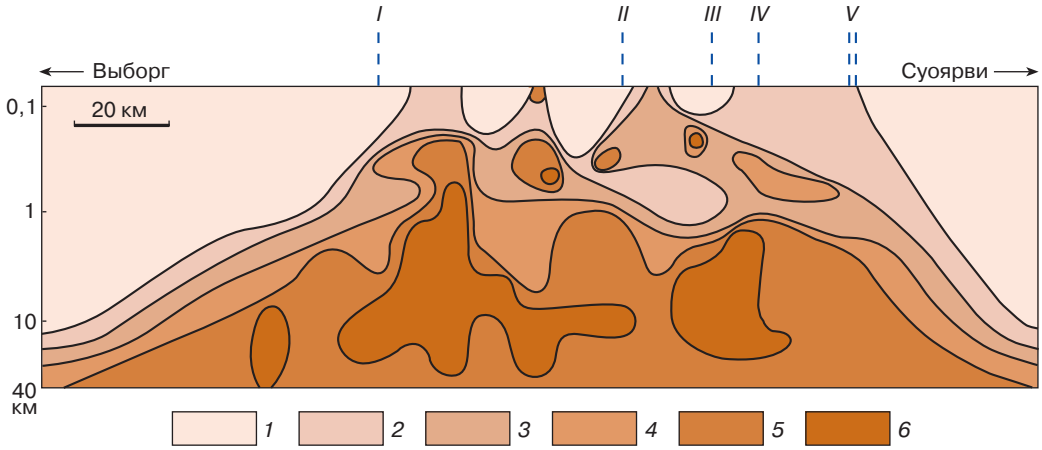


Рис. 3. Положение глубинных разломов и распределение сопротивления по глубине вдоль профиля Выборг–Суоярви (профиль *II–II'* на рис. 2, *а*). Приведено положение разломов: *I* – Приозерский, *II* – Лахденпохский, *III* – Сортавальский, *IV* – Питкярантский, *V* – Янисьярвинский. Области с разной штриховкой соответствуют сопротивлениям в Ом · м: *1* – ρ > 5000; *2* – 500 < ρ < 5000; *3* – 100 < ρ < 500; *4* – 50 < ρ < 100; *5* – 5 < ρ < 50; *6* – ρ < 5

Балтийский щит, практически лишенный верхнего проводящего покрова.

Главной задачей при зондировании на Балтийском щите является изучение вертикального распределения сопротивления в коре и подкоровой области в условиях "нормального" залегания, то есть в районах, лишенных крупных проводящих аномалий, связанных с присутствием хорошо проводящих включений типа сульфида, графита и зон повышенной трещиноватости. Уже первые зондирования, проведенные в интервале периодов 10^{-3}–10^{4} с на Кольском полуострове вблизи поселка Териберка (профиль *9–9*) и в центральной Карелии (профиль *8–8*), привели нас к новым представлениям о "нормальном" строении коры. Ранее представления о распределении сопротивления в коре до глубины 30–40 км складывались на основании лабораторных измерений сопротивления горных пород, входящих в состав гранитного и базальтового слоев коры. В экспериментах учитывали зависимость сопротивления от температуры и влажности. Эти два параметра главным образом и определяют поведение сопротивления в коре.

По лабораторным данным, верхняя часть коры имеет сопротивление 10^{3}–10^{4} Ом · м, оно медленно растет до 10^{4}–10^{6} Ом · м на глубине 20–30 км. Повышение сопротивления до этой глубины происходит вследствие уменьшения пористости и влажности. С глубины 30 км должно происходить понижение сопротивления, вызванное ростом температуры. Однако, по данным зондирований, сопротивление коры ведет себя иначе: рост сопротивления наблюдается до глубины 8–10 км, где оно достигает 10^{4}–10^{5} Ом · м, но на глубине 10–20 км сопротивление уменьшается в десятки, а иногда и в сотни раз (рис. 4). По данным зондирования наиболее точно определяются положение верхней границы области пониженного сопротивления и ее суммарная продольная проводимость. Глубина залегания верхней кромки проводящего слоя в коре на профилях *9–9* и *8–8* меняется от 10 до 20 км. Продольная проводимость корового слоя мала по сравнению с продольной проводимостью аномально проводящих зон в коре, обнаруженных нами под осадочным чехлом. Если в аномальных областях она нередко превышает 10^{3} См, то на Балтийском щите нормальная проводимость корового слоя не превышает 60–70 См. В некоторых районах Карелии продольная проводимость корового слоя уменьшается до 2–4 См. Интересно отметить, что положение верхней границы корового слоя близко к положению верхней границы крупных аномалий, обнаруженных под осадочным чехлом, что может указывать на единую природу их происхождения.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ В МАНТИИ

На Балтийском щите помимо проводящего корового слоя выделяются еще два интервала глубин, где сопротивление уменьшается в 10 раз и более. На рис. 4 эти границы отчетливо просматриваются. Второе понижение сопротивления отмечается в верхней мантии на глубине около 100 км, а третье понижение приходится на глубину 300–400 км. Второй проводящий слой имеет на Балтийском щите продольную проводимость, меняющуюся от нескольких сот до 1000 См. Привлечение данных глубинных сейсмических зондирований позволит в дальнейшем уточнить природу этого слоя. На платформе, покрытой осадочным чехлом, он практически нигде не выделен, что может быть в случае, если его продольная проводимость невелика.

Третье понижение сопротивления на Балтийском щите отчетливо проявляется на всем северо-западе Восточно-Европейской платформы. Общность

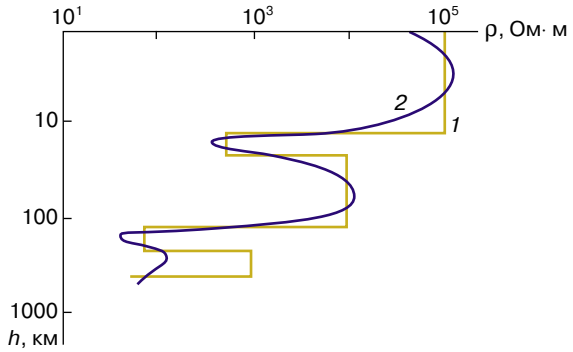


Рис. 4. Распределение сопротивления в коре и мантии Центральной Карелии по результатам магнитотеллурических зондирований: при интерпретации в рамках слоистой модели среды (*1*) и в рамках градиентной модели (*2*)

геоэлектрического строения мантии на глубине 300–400 км отражается в поведении кривых зондирования. В области больших периодов ($T > 10^4$ с) все кривые зондирования на северо-западе Восточно-Европейской платформы сближаются и выходят на одну нисходящую ветвь (рис. 5). Это объясняется тем, что даже если существует геоэлектрическая неоднородность мантии на глубине 300–400 км, то она может привести лишь к незначительному смещению кривой зондирования. Эти смещения нельзя заметить на фоне больших погрешностей магнитотеллурического метода, связанных с упрощенной моделью источника поля и упрощенной моделью среды. Для определения электропроводности Земли на глубинах, больших 300–400 км, необходимо привлекать данные зондирований, выполненных на площади, поперечные размеры которой в несколько раз превышают глубину исследования.

Для увеличения глубинности исследований кривые зондирования дополняют кривой магнитовариационного зондирования (МВЗ), которая может быть построена в области $T > 10^4$ с по данным обсерваторий. Для ее построения в основном используют магнитные компоненты длиннопериодных вариаций типа мировой бури. Мировая магнитная буря возникает вследствие изменения интенсивности

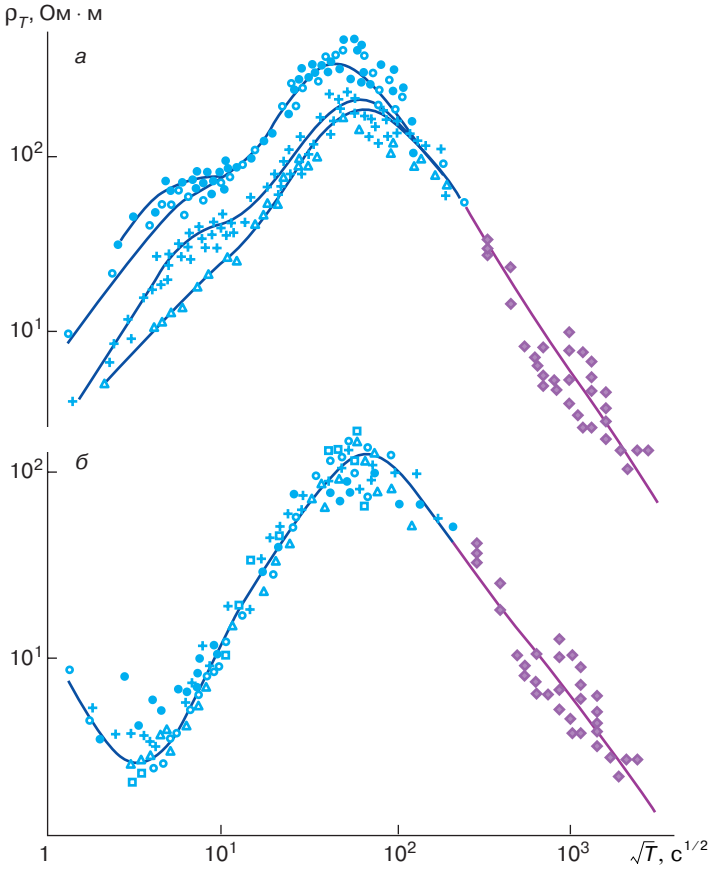


Рис. 5. Кривые магнитотеллурических зондирований (показаны синим цветом) в двух областях северо-запада Русской платформы и их согласие с магнитовариационной кривой зондирования, построенной по данным европейских обсерваторий (МВЗ, показана сиреневым цветом): *а* – кривые зондирования, полученные на северо-востоке Прибалтийской впадины (профиль *5–5* на рис. 1); *б* – кривые, полученные на востоке Средне-Русской впадины (профиль *1–1* на рис. 1)

кольцевого тока, расположенного в магнитосфере в экваториальной области на расстоянии четырехпяти радиусов Земли. Согласно теории магнитовариационного метода, значение кажущегося сопротивления в этом случае может быть вычислено по формуле $\rho_T = \mu\omega R_E^2 W^2/4$, где R_E – радиус Земли, W определяется по отношению амплитуд вариаций вертикальной (H_Z) и меридиональной (H_θ) компонент магнитного поля:

$$W = \mathrm{ctg}\Phi H_Z / H_\theta,$$

где Ф – широта точки наблюдения.

Кривые зондирования, полученные в отдельных районах Северо-Запада, согласуются с магнитовариационной кривой зондирования, построенной по данным европейских обсерваторий. В результате совместной интерпретации магнитотеллурических и магнитовариационной кривых удается оценить распределение электропроводности Земли до глубины 2000 км. По этим данным, сопротивление с ростом глубины убывает: на глубине 350 км оно уменьшается до 40 Ом · м, на глубине 750 км – до 2 Ом · м, а на глубине 1200 км составляет 0,2 Ом · м. Точнее оценить распределение сопротивления на больших глубинах пока не удается.

Выявленные особенности в распределении сопротивления в коре и мантии характерны и для других регионов и континентов Земли. Обнаружено большое число крупных аномалий электропроводности коры почти на всех континентах, выявлен коровый проводящий слой на многих щитах, выделен проводящий слой в верхней мантии и определено распределение электропроводности в Земле по глобальной магнитовариационной кривой до глубины ~2000 км.

Электропроводность коры и верхней мантии под океанами, покрывающими почти 5/6 поверхности Земли, остается неизученной. К настоящему времени проведены лишь единичные магнитотеллурические зондирования на дне океана [7]. Этих данных недостаточно, чтобы сделать какие-либо обобщающие выводы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Пархоменко Э.И.*, *Бондаренко А.Т.* Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температуре. М., 1979. 272 с.

2. *Краев А.П.*, *Зацепин В.Р.*, *Яновская Н.Б.* Первый опыт сверхглубокого зондирования земной коры // Вестн. ЛГУ. 1948. № 8. С. 82–86.

3. *Бердичевский М.Н.* Электроразведка методом магнитотеллурического профилирования. М., 1968. 250 с.

4. *Ковтун А.А.* Использование естественного электромагнитного поля при изучении электропроводности Земли: Учеб. пособие. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 196 с.

5. *Жданов М.С.* Электроразведка: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 316 с.

6. *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.

7. *Filloux J.H.* North Pacific Magnetotelluric Experiments // J. Geomag. Geoelectr. 1980. Vol. 32, Suppl. I. P. 33–44.

* * *

Аида Андреевна Ковтун, доктор физико-математических наук, профессор, ведущий научный сотрудник Научно-исследовательского института физики при Санкт-Петербургском государственном университете. Основные научные интересы – глубинная геоэлектрика. Автор монографии, учебного пособия и более 120 статей.