

Глава 13. Электропроводность Земли.

В главе 13 представлена информация об электропроводности горной породы и основам магнитотеллурического метода. Результаты магнитотеллурических исследований электропроводности Земли. Источники вариаций. Структура и физическое состояние недр Земли. Строение недр под океанами. Структура дна Мирового океана. Электропроводность твердой Земли: коры, мантии и ядра. Оценки возможности «просвечивания» Земли электромагнитными волнами.

13. 1. Электропроводность горной породы.

Электропроводность горной породы 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. Здесь основное внимание уделено закономерностям в распределении электропроводности горных пород в коре и мантии Земли. Дело в том, то оценить величину электропроводности железного ядра путем электромагнитного зондирования практически невозможно из-за того, что требуется «волна» с периодом, большим, чем реальное время наблюдения геомагнитного поля.

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. 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.

Таблица 13. 1. Толщина скин-слоя в км для различных значений электропроводности (Ом м)⁻¹ и периодов колебаний (сек) (Акасофу, Чепмен, 1974).

(Ом м) ⁻¹ \ с	0.1	10	10 ³ (1/3 ч.)	10 ⁵ (сутки)	10 ⁷ (1/3 г.)	10 ⁹ (30 л.)
10 ⁻⁴	16	160	1600			
10 ⁻³	5.0	50	500	5000		
10 ⁻²	1.6	16	160	1600		
10 ⁻¹	0.50	5.0	50	500	5000	
10 ⁰	0.16	1.6	16	160	1600	
10 ¹	0.050	0.5	5.0	50	500	5000
10 ²	0.016	0.16	1.6	16	160	1600

Скин слой толщиной 5000 км по порядку величин равен расстоянию от поверхности Земли до внутреннего ядра Земли, что соответствует периоду колебаний ≈ 300 тыс. лет. Эта оценка практически совпадает с оценкой Паркинсона (1986) в 100 000 лет как характерного времени, ограничивающего период электромагнитных колебаний, способных выйти на поверхность Земли.

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 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".

13. 2. 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 двумерных 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.

Типы магнитотеллурических вариаций. (Ваньян, 1997) При магнитотеллурическом и магнитовариационном зондировании используется широкий спектр вариаций естественного электромагнитного поля. К ним относятся мировые магнитные бури,

солнечно-суточные вариации, бухтообразные возмущения, пульсации. Мировые магнитные бури характеризуются продолжительностью до нескольких суток и глубиной проникновения до сотен км. Они начинаются с возрастания горизонтальной компоненты магнитного поля, проявляются наиболее четко в низких и средних широтах. Магнитное поле остается увеличенным в течение нескольких часов. Затем наступает главная бури – горизонтальная компонента уменьшается на несколько сотен нТл за 12-24 часа. Главная фаза сопровождается интенсивными иррегулярными возмущениями. Фаза восстановления магнитного поля до нормального уровня может продолжаться несколько суток. Пример аperiодической *Dst* вариации, описывающей изменение горизонтальной составляющей *H* магнитного поля во время бури, показан на рис. 13-1, *a*. Внезапное начало магнитной бури, имеющее вид импульсной вариации, выделяется в самостоятельный тип. Время нарастания переднего фронта составляет обычно 2-5 минут (рис. 13-1, *b*).

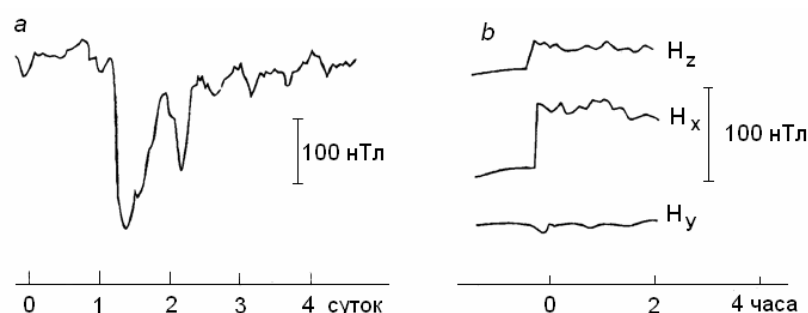


Рис. 13-1, *a* - Изменение горизонтальной компоненты магнитного поля во время магнитной бури; *b* - пример внезапного начала магнитной бури.

Бухтообразные возмущения магнитного поля (суббури) имеют продолжительность 1-3 часа. Изменение горизонтальных компонент за 15-30 минут достигает максимума, а затем затухает (рис. 13-2, *c*). Оно отрицательно в зоне полярных сияний в ранние утренние часы и положительно - в послеполуденные. В средних широтах наблюдаются противоположные знаки. Амплитуда бухтообразных возмущений достигает сотен нТл в высоких широтах и единиц нТл в средних и низких.

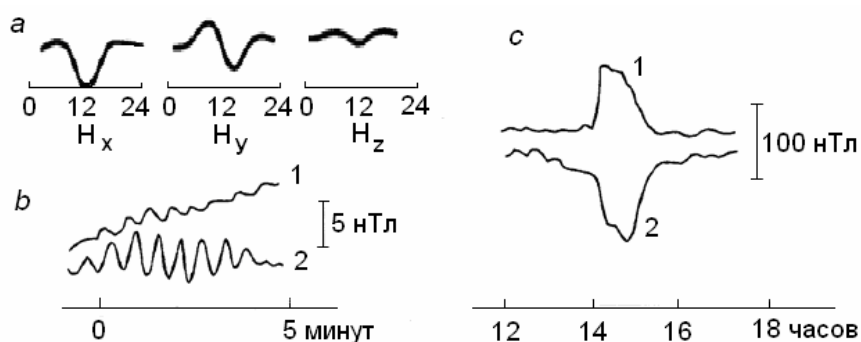


Рис. 13-2. Типичные суточные вариации горизонтальной составляющей магнитного поля для широты 30° - *a*. Пульсации горизонтальной компоненты магнитного поля: 1 – восточная, 2 – северная - *b*. Изменение горизонтальных компонент магнитного поля во время бухтообразного возмущения. Компоненты: 1 – северная, 2 – восточная - *c*.

Пульсации представляют собой квазисинусоидальные вариации, подразделяются на два основных класса: устойчивые (*Pc*), наблюдающиеся преимущественно утром и днем и иррегулярные (*Pi*). В свою очередь каждый класс делится на подклассы в зависимости от периода колебаний: *Pc1* ($T = 0.2-5$ с); *Pc2* (5-10 с); *Pc3* (10-45 с); *Pc4* (45-150 с); *Pc5* (150-600 с); *Pi1* (1-40 с); *Pi2* (40-150 с). Устойчивые пульсации выражены пакетами колебаний, следующими друг за другом в течение нескольких часов, в то время

как иррегулярные (ночные) пульсации представлены изолированными цугами (рис. 13-2-*b*). Интенсивность устойчивых пульсаций увеличивается с возрастанием периода вариаций (рис. 13-3).

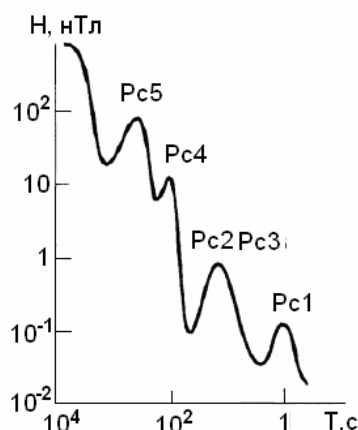


Рис. 13-3. Интенсивность геомагнитных пульсаций от периода вариаций.

Для изучения электропроводности средней мантии требуются вариации, более длиннопериодные, чем магнитные бури. Солнечно-земная физика указывает на существование таких периодичностей. Это, прежде всего, 27-дневный период вращения Солнца вокруг своей оси, сопровождающийся изменениями кольцевого тока. Магнитные вариации с основным периодом 27 дней имеют вторую гармонику с периодом 13.5 дней, а также третью гармонику с периодом 9 дней. Годовая и полугодовая вариации, связанные с движением Земли по орбите, имеют амплитуду до 5 нТл. Колебания солнечной активности с периодом 11 лет порождают самые длиннопериодные геомагнитные вариации с амплитудой около 10 нТл. При этом глубина исследования достигает 2000 км. Вторая и третья гармоники имеют соответственно периоды 5.5 и 3.7 лет.

Солнечно-суточные вариации относятся к периодическим. Они хорошо заметны на магнитограммах, особенно в спокойные дни. В средних широтах суточный ход горизонтальной компоненты магнитного поля Земли достигает 50 нТл, увеличиваясь в несколько раз в узкой полосе вдоль геомагнитного экватора. Изменение магнитного поля наблюдается в основном в дневное время.

6. 3. Интерпретация данных магнитотеллурического зондирования.

http://geophys.geol.msu.ru/STUDY/4KURS/MTS_MTP/Mts_mtp_.htm

Зависимость импеданса от периода колебаний изображают в виде амплитудных и фазовых кривых МТЗ, являющихся частотными характеристиками изучаемого разреза. В случае горизонтально-слоистой среды (ГСС) входной импеданс связан с параметрами среды следующим образом:

$$Z_N = -\frac{i\omega}{k_1} \operatorname{cth} \left\{ k_1 h_1 + \operatorname{arcth} \left[\sqrt{\frac{\rho_2}{\rho_1}} \cdot \operatorname{cth} \left(k_2 h_2 + \dots + \operatorname{arcth} \sqrt{\frac{\rho_N}{\rho_{N-1}}} \right) \right] \right\},$$

где h_i - мощность i -слоя, ρ_i - его сопротивление, а k_i - волновое число.

Амплитудные и фазовые кривые зондирования в случае ГСС отражают изменение сопротивления горных пород с глубиной. При построении амплитудных кривых используют величину кажущегося (или эффективного) сопротивления. В практических единицах: $\rho_T = 0.2 T |Z_N|^2$. Кривые ρ_T МТЗ, как и ρ_K ВЭЗ, строят на бланках с двойным логарифмическим масштабом. Для экспериментальных кривых по оси ординат

откладывают ρ_T , а по оси абсцисс \sqrt{T} . Для теоретических кривых по оси ординат откладывают ρ_T/ρ_1 , а по оси абсцисс λ_1/h_1 , где $\lambda_1 = (10^7 \rho T)^{1/2}$ - длина волны в первом слое.

Магнитотеллурическое профилирование (МТП), в отличие от МТЗ изучает вариации естественных полей в небольшом диапазоне периодов (обычно от 10 до 80 сек). Этот диапазон относится к наиболее регулярной во времени и пространстве части спектра. Если МТП в узком диапазоне периодов соответствует асимптотическим значениям кривой МТЗ, то из МТП можно получить информацию о таких параметрах разреза, как суммарная продольная проводимость σ (при высокоомном опорном горизонте) или суммарная мощность (глубина) H (при низкоомном опорном горизонте). Изучая поле в узком диапазоне периодов можно резко сократить время наблюдения вариаций, сгустить сеть полевых точек. При комплексировании МТП с МТЗ в благоприятных условиях удастся получить важные количественные характеристики разреза, свойственные МТЗ, и высокую детальность исследований по профилю, свойственную МТП.

Интерпретация кривых МТЗ - обзор подходов. Методика интерпретации кривых МТЗ сначала была разработана для горизонтально-слоистых сред. Практические кривые МТЗ, полученные в условиях горизонтально-неоднородных сред, отличаются от кривых для ГСС. Эти отличия называются искажениями кривых МТЗ. При интерпретации полевых данных, неизбежно приходится иметь дело с искаженными кривыми, и процент таких кривых может быть довольно высок. Однако вопросы выявления и анализа искажений, качественной и количественной интерпретации искаженных кривых выходят за пределы данной задачи.

Количественную интерпретацию кривых МТЗ в рамках модели ГСС выполняют с помощью следующих способов: 1) асимптотических; 2) алгебраических или дифференциальных трансформаций; 3) палеточных; 4) по координатам экстремальных точек; 5) методом подбора на ЭВМ.

Идея первого способа состоит в том, что в случае опорного горизонта высокого удельного сопротивления кривая ρ_T имеет восходящую ветвь, наклоненную под 63° . Проводя касательную к этой асимптоте по пересечению этой асимптоты с горизонтальными линиями $\rho_T = 10$ или $\rho_T = 1$, можно определить величину суммарной продольной проводимости σ до высокоомного основания разреза.

Идея второго способа состоит в преобразовании кривой $\rho_T = f(T)^{1/2}$ в кривую, как можно более близкую к истинной $\rho_{\text{истин}} = f(H_{\text{истин}})$ или $\sigma_{\text{истин}} = f(H_{\text{истин}})$.

В основе третьего способа лежит графическое совмещение практических кривых МТЗ с теоретическими кривыми. Многослойные кривые интерпретируют по частям, используя принцип эквивалентных замен. Практические результаты интерпретации могут быть получены в пределах действия принципа эквивалентности. Эти пределы практической неоднозначности в оценке параметров промежуточных слоев могут быть определены с помощью номограмм эквивалентности Б.К.Матвеева. Установлено, что на переменном токе принцип эквивалентности проявляется в более узких пределах, чем на постоянном токе. Кроме того, для разрезов типа K и Q вместо принципа эквивалентности по T_2 на переменном токе действует эквивалентность по h_2 , то есть значение сопротивления промежуточного высокоомного слоя почти не влияет на оценку мощности этого слоя.

Четвертый способ интерпретации основан на теоретических и экспериментальных связях координат характерных точек кривых МТЗ с параметрами разреза. Подробнее он будет рассмотрен ниже.

Интерпретация на ЭВМ наиболее распространена в настоящее время. С помощью ЭВМ параметры геоэлектрического разреза находятся путем минимизации функционала невязки:

$$L(q) = \sum_n \left[\frac{\rho_T(T_n) - \rho_{Tq}(T_n)}{\rho_T(T_n)} \right]^2.$$

характеризующего среднеквадратичное отклонение экспериментальной кривой ρ_T от модельной кривой ρ_{Tq} . Минимизацию выполняют, корректируя параметры модели q . Начальные значения q (нулевое приближение) выбирают с использованием имеющейся геолого-геофизической информации.

13. 4. Магнитотеллурические исследования электропроводности Земли (Ковтун, 1997)
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 глубиной по сравнению с другими методами электроразведки, мог дать представление о строении этого фундамента.

В средней части коры на глубине от 5 до 20 км нами обнаружены несколько проводящих зон. Все коровые аномалии расположены вблизи зон глубинных разломов. По магнитотеллурическим данным удалось дать примерное строение аномальных зон. 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. 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. Тщательный анализ поведения кривых зондирования в этих районах показал, что сульфидизация и графитизация, безусловно, приводят к понижению сопротивления в верхней части коры. 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. Минерализованная 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 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, привели 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. 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 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. В аномальных областях проводимость нередко превышает 10^3 См. 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. 13-4, *a* 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 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. 13-4, *b*). 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.

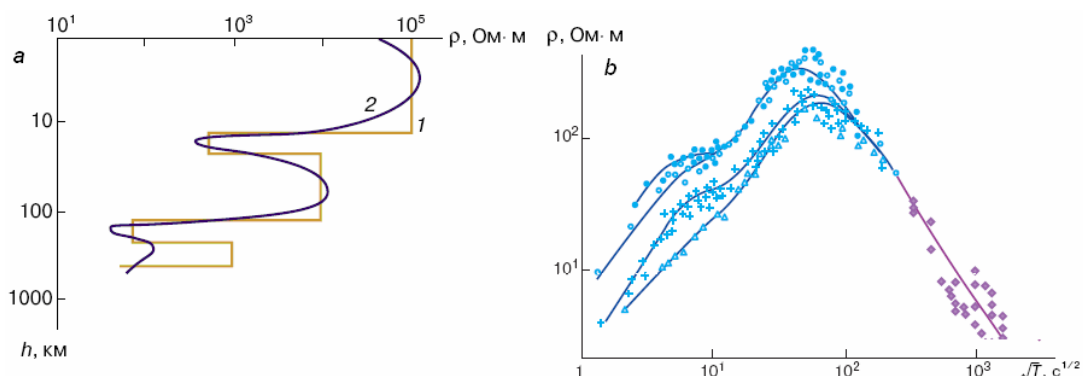


Рис. 13-4. Распределение сопротивления в коре и мантии Карелии по результатам магнитотеллурического зондирования (1 - слоистая среда. 2 – градиентная модель) – *a*. Кривые магнитотеллурического (синие точки) и магнитовариационного зондирования (сиреневые точки) на Прибалтийской впадине – *b*.

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 кольцевого тока, расположенного в магнитосфере в экваториальной области на расстоянии четырех-пяти радиусов Земли. Согласно теории магнитовариационного метода, значение кажущегося сопротивления в этом случае может быть вычислено по формуле, где R_E - радиус Земли, W определяется по отношению амплитуд вариаций вертикальной (H_Z) и меридиональной (H_q) компонент магнитного поля:

$$W = \text{ctg } FH_Z / H_q ,$$

где F - 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 удастся 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 удастся.

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. Этих данных недостаточно, чтобы сделать какие-либо обобщающие выводы.

Геомагнетизм и геоэлектрика. Геомагнитные исследования служат для выделения неоднородностей по магнитным свойствам до глубин 50-100 км. Электропроводность Земли до глубин 500 км изучается глубинными магнитовариационными (ГМВЗ) и магнитотеллурическими (ГМТЗ) зондированиями.

Региональные исследования методом ГМТЗ обнаруживают отклонения от кривой, характерной для платформенных областей. Их объясняют существованием слоя повышенной электропроводности в мантии на глубине 100-200 км. В целом с глубиной возрастает как электропроводность пород, так и температура недр. На глубинах 100-200 км градиент температуры уменьшается. Это можно объяснить минимумом теплопроводности и существованием здесь «тепло запирающего» слоя, препятствующего выходу тепла земных недр наружу. Наличие хорошо проводящих астеносферных (перегретых) слоев обнаружено в ряде районов Земли (в частности, в Байкальском регионе, на Сахалине и в Прикарпатье). Иногда они коррелируются с зонами понижения сейсмических скоростей, но смещены по глубине.

Структура и физическое состояние недр Земли. Исследование больших глубин Земли геофизическими методами дает возможность оценить изменения физических параметров температуры и химического состава с глубиной, а также изучать происходящие в недрах процессы.

Наибольшие изменения с глубиной скоростей сейсмических волн, упругих модулей, плотности и поля силы тяжести происходят вдоль радиуса Земли. Особенно они велики на границах мантии и внешнего ядра, внешнего и внутреннего ядра (рис. 1-1). Отклонения физических параметров по латерали, наблюдаемые в мантии, невелики (до 20%) по сравнению с их средними значениями, но они сложным образом распределены в объеме Земли. По сейсмологическим данным, внешнее ядро не пропускает поперечные волны, что говорит о его жидком фазовом состоянии. Кроме того, существование у Земли геомагнитного поля и его вековых вариаций указывает на возможность движения электропроводящего вещества в ядре, что также связано с его жидким состоянием и металлическими свойствами. Высокая плотность в дополнение к указанным фактам позволяет предположить, что основная масса вещества ядра Земли представлена железом, а верхняя часть является силикатной. Подобным же образом на два класса разделяются метеориты. Это служит основой при выборе модели изменения химического состава Земли с глубиной в предположении, что она образована из метеоритного вещества.

Силикатная часть Земли, слагающая мантию, предположительно представлена минералами, образующими породы типа перидотитов, состав которых близок к составу хондритов. Наличие в мантии Земли " границ " с резким возрастанием скоростей упругих волн связывают с фазовыми переходами. Такие фазовые переходы с изменением плотности до 10% могут быть на глубинах 450 км (переход оливин - шпинель), 700 км (переход шпинель - перовскит). Наблюдается и ряд других переходов. Указанные глубины соответствуют адиабатическому распределению температур. Однако латеральная неоднородность Земли, выявляемая по сейсмическим данным, позволяет сделать вывод о механической неустойчивости такого распределения, что приводит к глубинным движениям вещества или конвекции. Из-за конвекции в Земле распределение температур имеет сложный характер, и поэтому границы фазовых переходов, или сейсмические границы, находятся на различных глубинах в разных регионах. Среднее распределение температур близко к адиабатическому, и только вблизи границ наблюдаются резкие градиенты. Области градиентов называются пограничными слоями.

На основании изложенных представлений в настоящее время делаются попытки обосновать движения вещества мантии Земли и выявить основные тектонические структуры, которые ими порождаются. Разработка моделей конвекции в Земле и их

согласование с наблюдаемыми геофизическими полями и тектоническими структурами находятся в самом начале. Сам эволюционный характер геологических процессов связан с деформациями периферической оболочки под воздействием движения вещества Земли на больших глубинах.

Строение недр под океанами. Предметом глубинных исследований в океанах являются литосфера и астеносфера, т.е. верхняя часть Земли мощностью в несколько сотен километров. Задачами этих исследований являются определение мощности и строения земной коры, литосферы (относительно жесткой и холодной оболочки Земли, в которой вещество полностью раскристаллизовано), а также астеносферы или части оболочки Земли (мантии), содержащей заметную долю расплавов.

Основную информацию о мощности земной коры и литосферы как на суше, так и в океанах дает сейсморазведка методами отраженных и преломленных волн (МОВ и МПВ), а также общей глубинной точки (МОГТ). Мощность земной коры в океанах значительно меньше, чем на суше, и изменяется от 5 до 10 км, а литосферы - от 10 км (в рифтовых зонах) до 120 км (в глубоководных впадинах). Поверхность Мохоровичича, или подошва земной коры, выделяется увеличением (скачком) скоростей упругих волн, а поверхность астеносферы - уменьшением скоростей. Это объясняется сменой в литосфере литологии преимущественно кислых изверженных пород (гранитов) земной коры на преимущественно основные породы (базальты). Вещество в этих оболочках, т.е. на сравнительно небольших глубинах (до 120 км), находится в твердом, полностью раскристаллизованном состоянии. Астеносфера же содержит как расплавленную часть, сложенную легкоплавкими базальтами, так и кристаллическую часть, представленную ультраосновными породами.

В астеносфере, по данным терморазведки, наблюдаются повышенные градиенты температуры, а по данным электромагнитных зондирований, встречаются электропроводящие зоны. Эти материалы, наряду с другими геофизическими, геологическими и расчетными результатами, подтверждают наличие в астеносфере расплавов. Их присутствие и объемы отображаются изменением состава, температуры, возраста вещества в разных частях недр под океанами. На основании этого было установлено, что мощность литосферы океанов уменьшается более чем на порядок по сравнению с материками.

Наиболее полно геолого-геофизическое строение океанов представлено в работе Э.М.Литвинова " Введение в морскую геофизику " (1993), в соответствии с которой и дано описание строения дна океанов.

Структура дна Мирового океана. Батиметрическими (измерения глубин дна), геофизическими и геологическими методами в Мировом океане выделены три типа основных геоморфологических провинций (структур): срединно-океанические хребты, глубоководные океанические котловины и переходные зоны от океанов к материкам. В них меняются мощность и строение донных осадков, земной коры и литосферы.

Срединно-океанические хребты, расположенные в центре всех океанов и имеющие общую протяженность около 100 тыс. км (17% площади океанов), представляют собой подводные горы (валы) с пологими склонами. Они в каждом океане вытянуты на тысячи километров, имеют ширину десятки-первые сотни километров. В центре каждого хребта располагаются узкие ущелья (рифтовые долины), ограниченные по бокам гребневыми горами. Все подводные хребты разбиты поперечными трансформными разломами, расстояния между которыми составляют десятки километров.

Глубоководные океанические котловины, занимая более половины площади Мирового океана, отличаются выровненным горизонтальным рельефом и наличием локальных подводных гор.

Переходные зоны от океанов к материкам в тектонически активных зонах характеризуются вытянутыми параллельно материкам валами, котловинами, островными горными сооружениями, а рельеф дна отличается наибольшей для Земли контрастностью (до 15 км). В относительно тектонически пассивных переходных зонах наблюдается спокойный рельеф.

В целом рельеф дна океанов отражает глубинные процессы Земли, ее активную жизнь, проявляющуюся в структуре физических полей и их эволюции в истории Земли.

Геодинамические процессы. Вещество геосфер Земли находится в непрерывном движении и изменении. Быстрее всего они протекают в жидкой и газообразной оболочках, но основное содержание истории развития земного шара составляют гораздо более медленные изменения, совершающиеся во внутренних геосферах, сложенных преимущественно твёрдым веществом; именно изучение их природы и динамики необходимо прежде всего, для верного понимания современного и всех прошлых состояний Земли.

Среди процессов, совершающихся в недрах и на поверхности Земли, различают две главные группы. Первую образуют внутренние, или эндогенные, процессы, движущим началом которых является внутренняя энергия Земли (главным образом энергия радиоактивного распада). Вторую группу составляют внешние, или экзогенные, процессы, порождаемые поступающей на Землю энергией солнечного излучения. Эндогенные процессы свойственны главным образом глубинным геосферам. В нижних зонах земной коры, в верхней мантии, видимо, и много глубже происходят перемещения огромных масс вещества, его расширение, сжатие и фазовые превращения, происходят миграция химических элементов, циркуляция тепловых и электрических токов и так далее. Несомненно, что в своей совокупности они обуславливают непрерывно идущий процесс глубинной дифференциации вещества, приводящий к концентрации более лёгких его компонентов в верхних, а более тяжёлых - в глубоких геосферах. В мантии движущим фактором, по-видимому, является механизм, подобный зонной плавке. В результате которого химические элементы (или соединения) закономерно распределяются между легкоплавкой и тугоплавкой фазами. Глубинные эндогенные процессы воздействуют на земную кору, вызывая вертикальные и горизонтальные перемещения отдельных её участков и блоков (движения земной коры), деформацию и преобразование внутренней структуры земной коры. Все эти процессы называются тектоническими, а область их проявления, охватывающая, кроме земной коры, по меньшей мере, и верхнюю мантию, - тектоносферой. В тесной взаимосвязи с тектоническими процессами протекают процессы магматические, заключающиеся во внедрении в земную кору поднимающейся снизу магмы (глубинный магматизм) и в излиянии её по трещинам на поверхность Земли в виде лавы (вулканизм). В ходе тектонических деформаций (дислокаций) и внедрений магмы происходят также процессы метаморфизма горных пород, изменяющих свой минералогический состав и структуру под воздействием повышенных давлений и температур.

13. 5. Физические основы применения магнитотеллурики для изучения литосферы и астеносферы (Ваньян, Бердичевский, Пушкарев, 2001) .

Особенностью электропроводности сухих кристаллических горных пород нижней коры и верхней мантии является ее монотонное повышение с глубиной. Соответственно удельное сопротивление монотонно понижается от десятков тысяч Омметров в нижней части земной коры до нескольких десятков на глубине 300 км. Согласно современным представлениям существуют две главные физические причины уменьшения удельного сопротивления вещества верхней мантии:

1. Рост температуры приводит к увеличению концентрации ионов, служащих переносчиками электрических зарядов. Кроме того, возрастает скорость движения ионов.

Моделирование в лабораторных условиях под действием температуры, достигающей 1000-1500°C при давлении до (5-7) 10^3 МПа (50-70 кбар) является весьма сложной технической задачей. Поскольку имеющиеся данные говорят об относительно более слабом влиянии давления, чем температуры, в большинстве лабораторных измерений основное внимание уделено изучению роли температуры. На рис. 6-5 показаны результаты исследования электропроводности ультраосновных пород в атмосфере аргона, выполненного С.С.Реем и М.Г.Маньяни. Эти данные, относящиеся, по-видимому, к наиболее представительным, попадают в центральную часть полосы разброса данных многочисленных авторов.

Геотермическая изученность континентов и океанов значительно выше, чем геоэлектрическая. Практически в настоящее время достоверно определены средние величины теплового потока в нескольких десятках регионов докембрийских платформ, зон разломно-магматической активизации, глубоких впадин с субокеанской корой, молодых орогенов и океанских котловин.

Рассмотрим некоторые тепловые и электромагнитные данные различных типов геологических структур. Значения теплового потока на тектонически пассивных докембрийских щитах и платформах заключены, как правило, в пределах 30-50 мВт/м² (см. рис. 6-6). Основная часть тепловой энергии производится в коре, из мантии поступает примерно 11 ± 5 мВт/м². Более или менее достоверный расчет температур, выполняемый по величине теплового потока и теплогенерациями слоев коры, возможен до глубин около 100-150 км. Глубже температура слабее связана с современным тепловым потоком и может быть вычислена только как следствие тепловой истории.

2. Как отмечает В.А. Магницкий, на глубине свыше 400 км включается более мощный механизм электропроводности, повышающий ее на несколько порядков. Чтобы объяснить природу этого механизма, был предложен переход на собственную электронную проводимость под действием возрастающего давления. Поскольку распределение давления в мантии приближается к сферически-симметричному, следует ожидать, что подобной симметрией характеризуется и электропроводность на глубине свыше нескольких сотен километров.

Монотонное убывание удельного сопротивления с глубиной вследствие двух причин, о которых говорилось выше, не позволяет оценить положение границы между литосферой и астеносферой. Ситуация радикально улучшается в результате появления в астеносфере базальтовой выплавки. Поскольку это возможно лишь при достижении температуры солидуса, ясно, что для геоэлектрики различие между литосферой и астеносферой имеет геотермическую природу. Чтобы воспользоваться лабораторными данными для построения геоэлектрической модели верхней мантии, необходимо задаться той или иной геотермической моделью. По семейству геотерм для континентальных и океанских областей Земли (рис. 13-6), видно, что во всех областях температура верхней мантии монотонно нарастает с глубиной. На глубине 100 км температура достигает 800 °С для теплового потока 40 мВт/м², свойственного докембрийским щитам, и превышает 1300 °С для повышенного значения потока 90 мВт/м².

Важнейший вывод, который следует из геотермических расчетов, заключается в том, что для достаточно больших тепловых потоков существует интервал глубин, где температура превышает точку начала плавления (т.е. солидус). Имеющиеся в настоящее время экспериментальные данные о солидусе пород верхней мантии характеризуются значительным разбросом, что влияет на точность геотермического определения глубины области частичного плавления. Тем не менее, все данные, несмотря на заметную разницу между ними, указывают на увеличение температуры начала плавления с глубиной.

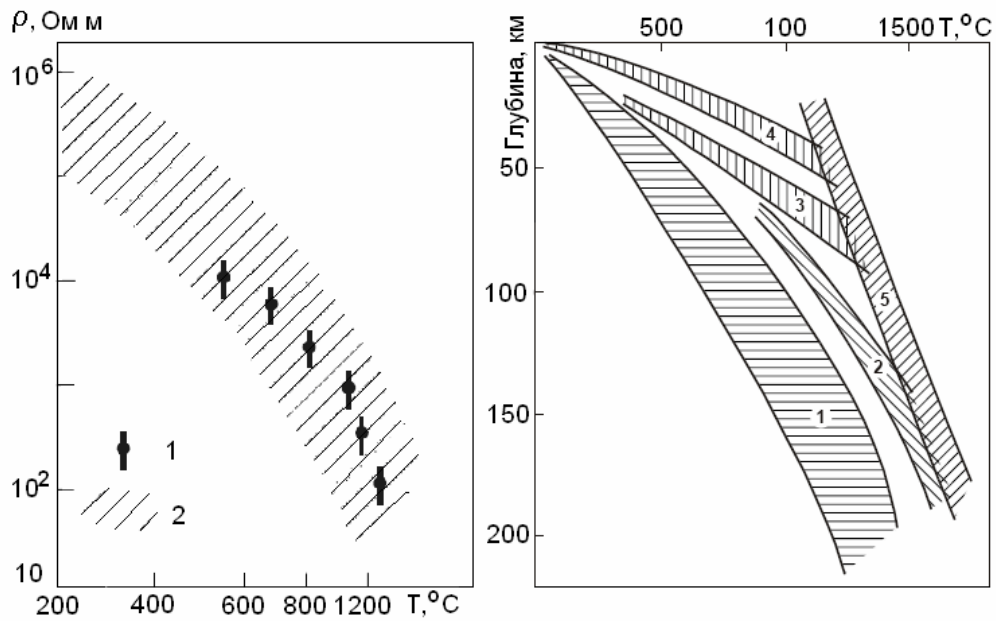


Рис. 13-5 Зависимость удельного электрического сопротивления ультраосновных пород от температуры: 1 - данные Рэя и Маньяни; 2 - область экспериментальных результатов различных авторов.

Рис. 13-6. Геотермы для континентов и океанов: 1 – докембрийские щиты и платформы; 2 – герцениды; 3 – океанские плиты; 4 – альпиды; 5 – солидус сухих пород верхней мантии.

Зависимость электропроводности от содержания жидкой фазы и геометрии порового пространства. Частично расплавленная горная порода представляет собой двухфазную систему, состоящую из твердого, обычно плохо проводящего скелета и более проводящей выплавки, заполняющей поры. Хотя исследователи, как правило, не располагают достаточной информацией о геометрии поровых каналов, несомненно, что часть этих каналов не создает сквозных путей для электрического тока. Поэтому обычно используются два метода исследования: 1) расчет удельного сопротивления идеализированной модели горной породы; 2) лабораторное изучение связи удельного сопротивления с коэффициентом пористости.

Существующие способы расчета позволяют исследовать двухфазные модели, состоящие из флюида, в который погружены сферы, кубы или эллипсоиды. Самая простая модель - кубические зерна (размер стороны A) с удельной электропроводностью σ_0 окружены флюидом, имеющим удельную электропроводность σ_ϕ и образующим сквозную пленку толщиной α .

Заметим, что в переносе электрического тока участвует не весь электролит. Элементы, параллельные граням, к которым приложено напряжение, не участвуют в переносе. Нетрудно вычислить проводимость куба:

$$\Sigma = \sigma_\phi \frac{2\alpha A}{A + \alpha} + \frac{A^2}{A/\sigma_0 + \alpha/\sigma_\phi}.$$

Учитывая, что $A \gg \alpha$, $A/\sigma_0 \gg \alpha/\sigma_\phi$, имеем

$$\Sigma = 2\alpha\sigma_\phi + A\sigma_0.$$

Если $\alpha \leq 10^{-3}A$, то при обычно принимаемых соотношениях удельной электропроводности флюида и скелета $2\alpha\sigma_\phi \gg A\sigma_0$, так что $\Sigma = 2\alpha\sigma_\phi$.

Введем эффективную удельную электропроводность двухфазной среды $\sigma = \Sigma/(A + \alpha)$. Тогда $\sigma = 2\sigma_\phi\alpha/A$. Отношение α/A нетрудно выразить через объемную концентрацию флюида. Кубик твердой фазы объемом A^3 окружен тремя параллелепипедами, имеющими

толщину α и площадь боковых граней A^2 . Следовательно, отношение объемов флюида и скелета (т.е. коэффициент пористости) равно $k_n = 3\alpha / A$, откуда

$$\sigma = k_n \sigma_{\text{ф}}/3.$$

Таким образом, удельная электропроводность простейшей модели двухфазной среды пропорциональна электропроводности флюида и его объемному содержанию. Коэффициент $2/3$ отражает тот факт, что не весь объем флюида участвует в переносе электрического тока. Для моделей с более сложной геометрией порового пространства необходимо ввести коэффициент c , зависящий от доли сквозных каналов p , т.е. $\sigma = ck_n\sigma_{\text{ф}}$. Т.Д.Шенкленд и Г.С.Вафф провели численный эксперимент с целью выяснения зависимости коэффициента c от p . Они рассмотрели сеточную модель, состоящую из 2340 ветвей. Отключая часть ветвей по закону случайных чисел, исследователи установили, что величина c уменьшается на порядок, если только половина всех каналов образует сквозную систему (рис. 13-7). В отличие от рассмотренной простейшей модели, результаты теоретических расчетов для эллипсоидальных включений указывают на пропорциональность электропроводности квадрату пористости. Сравним теоретические данные с результатами лабораторных исследований.

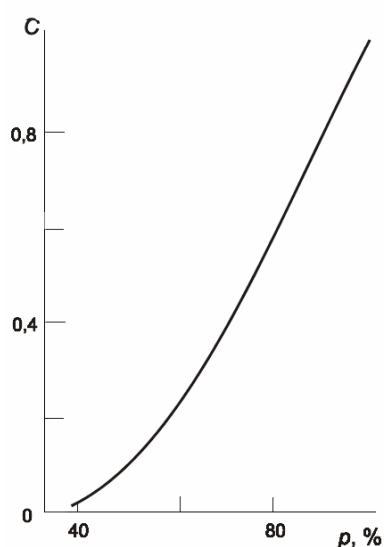


Рис. 13-7. Зависимость относительной электропроводности от доли связанных каналов.

Экспериментально установленная связь электропроводности с коэффициентом пористости (закон Арчи) описывается обычно формулой $\sigma/\sigma_{\text{ф}} = k_n^2$. Сопоставляя экспериментальную формулу с выражением для идеализированной модели, можно выразить коэффициент c через пористость: $c = k_n$. Например, при $k_n = 100\%$ в соответствии с упоминавшимися выше результатами Т.Д.Шенкленда и Г.С.Ваффа около 50% каналов образуют сквозную сеть. С уменьшением пористости возрастает доля изолированных объемов флюида, не вносящих вклада в перенос электрического тока, что отражается в уменьшении c . Связь электропроводности, частично расплавленных пород верхней мантии с процентным содержанием расплава изучена японскими геофизиками.

На рис. 13-8 показаны зависимости удельного сопротивления от гомологической температуры (отношение температуры T к солидусу сухих пород верхней мантии T_n) при давлении 0,5 и 1,0 ГПа. Сопротивление убывает в пределах литосферы при повышении температуры до 1170°. При этой температуре отмечается характерный излом графика, который соответствует началу плавления, т.е. солидусу пород верхней мантии. При дальнейшем повышении температуры уменьшение сопротивления ускоряется, что объясняется увеличением содержания расплава. Для сравнения на том же рисунке показано уменьшение скорости продольных сейсмических волн вследствие появления жидкой фазы. Уменьшение скорости на 1 км/с (около 15%) соответствует уменьшению удельного сопротивления примерно в 100 раз.

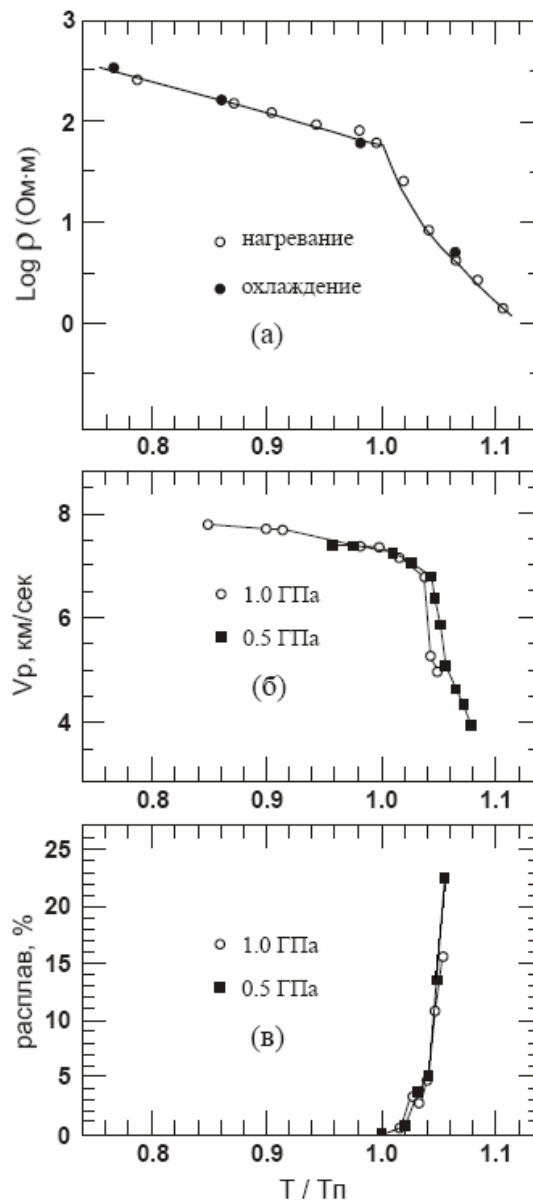


Рис. 13-8. Зависимость удельного сопротивления (а), скорости продольных волн (б) и содержания расплава (в) от гомологической температуры.

На рис. 13-9 показана зависимость электропроводности частично расплавленных пород верхней мантии от процента расплава по данным Фуджи.

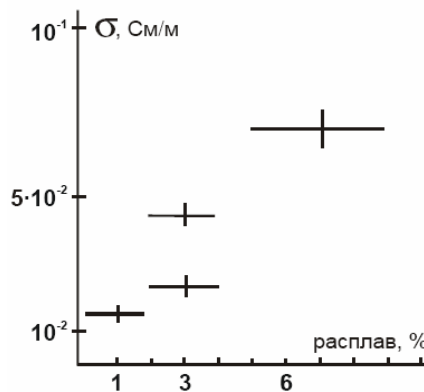


Рис. 13-9. Зависимость электропроводности ультраосновных пород от содержания расплава.

Прогноз геоэлектрического строения тектоносферы океанов. По современным представлениям основной тепловой эволюции океанов является остывание литосферы, образующейся в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Расчет глубинных температур затруднен из-за сложности выделения кондуктивной части теплового потока в широкой полосе вдоль рифтовой зоны. Это связано со значительным вкладом в наблюдаемый тепловой поток конвективного выноса тепла гидротермами. При оценке температуры океанической верхней мантии эффективным оказался способ, основанный на решении уравнения теплопроводности с учетом данных о возрасте литосферы. Учитывая небольшую мощность коры, вкладом радиогенного тепла обычно пренебрегают. Геотермы на рис. 13-6 характеризуют хорошо развитую, относительно неглубокую астеносферу, которая протягивается параллельно рифтовой зоне Мирового океана на десятки тысяч километров полосой, имеющей ширину 2000-3000 км.

Как считают большинство исследователей, температурные различия на глубинах 250-350 км сглаживаются, поэтому распределение температуры приближается к сферически-симметричному. Однако известны структуры, в которых распределение температуры отличается от сферически симметричного на глубинах в сотни километров. Это, прежде всего, зоны субдукции, например, вдоль Курильской островной дуги.

Воспользуемся геотермическими данными и рис. 13-6, чтобы построить прогнозную модель геоэлектрического разреза.

Переходя к моделям геоэлектрического разреза океанической верхней мантии, отметим, что при одинаковом значении теплового потока на поверхности Земли температура мантии под океаном выше, чем под континентом. Практически весь тепловой поток, регистрируемый на дне океана, мантийного происхождения. Модели геоэлектрического разреза, изображенные на рис. 13-10, построены с помощью температурной зависимости удельного сопротивления и оценок содержания базальтового расплава в астеносфере различного возраста. Судя по результатам расчета остывания океанической литосферы, опирающегося на сейсмологические оценки ее мощности, степень развития астеносферы при возрасте 40 млн. лет близка к той, которая предполагается в активных зонах континентов с тепловым потоком 90-100 мВт/м².

Прогноз геоэлектрического строения тектоносферы стабильных континентальных зон. Рассмотрим “холодные” докембрийские плиты, где тепловой поток составляет 40-45 мВт/м² и геотермы не пересекают кривой солидуса. Согласно лабораторным данным удельное сопротивление плавно уменьшается от $2 \cdot 10^5$ Ом на глубине около 40 км до $3 \cdot 10^2$ Ом на глубине около 100 км. Градиентный характер геоэлектрического разреза верхней мантии является его важнейшей отличительной чертой (кривая 1, рис. 13-11).

Характерная особенность “холодного” платформенного разреза – весьма слабое развитие или полное отсутствие астеносферной зоны частичного плавления. Это утверждение основано на двух группах факторов: 1) расчетные температуры верхней мантии не достигают солидуса лерцолитов, которыми она сложена, судя по современным представлениям; 2) сейсмологические наблюдения не обнаруживают мощного низкоскоростного волновода, который обычно связывается с астеносферной зоной частичного плавления. Согласно данным сейсмологии, скорости продольных волн в верхней мантии докембрийской Русской платформы монотонно нарастают от подошвы земной коры до глубины 300 км.

Итак, мы рассмотрели геоэлектрический разрез, характеризующий “холодные” докембрийские плиты. Однако наиболее интересные особенности глубинной электропроводности связаны с «горячими» активными регионами, к анализу которых мы и переходим.

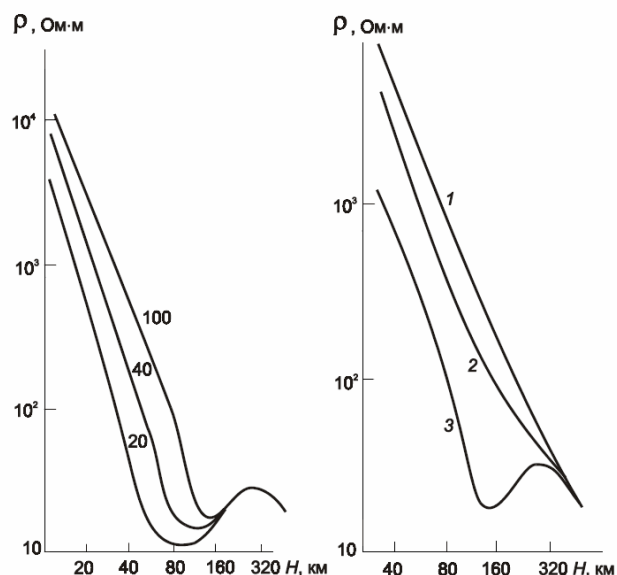


Рис. 13-10. Прогнозные модели геоэлектрического разреза для трех значений возраста дна океана (цифры у кривых - в млн. лет).

Рис. 13-11. Прогнозные модели удельного электрического сопротивления континентов для трех различных значений теплового потока: 1 - 40; 2 - 60; 3 - 90 мВт/м²

Прогноз геоэлектрического строения тектоносферы активных континентальных областей.

Для наших построений рассмотрим в качестве примера геотерму, соответствующую тепловому потоку 90 мВт/м². Она достигает солидуса пород верхней мантии на глубине около 70-80 км. На этой глубине появляются первые следы базальтовой выплавки. Степень плавления максимальна на глубине 130-150 км, где превышение температуры над солидусом наибольшее. Глубже температурный градиент уменьшается, и, начиная с глубины приблизительно 200 км, температура верхней мантии становится ниже солидуса. Таким образом, в интервале глубин от 70-80 до 200 км предполагается существование частично расплавленного вещества.

Согласно современным представлениям и реальным температурным условиям содержание в породах астеносферы жидкой фазы (базальтового расплава) не превышает 5 %. Для построения геоэлектрической модели, соответствующей рассмотренным геотермическим условиям, выделим области.

Первая область - литосфера - твердая оболочка, температура которой ниже солидуса. В этой области можно определить удельное сопротивление с помощью графика температурной зависимости, изображенного на рис. 6-6. Результаты построений показаны на рис. 13-11. Удельное сопротивление для кривой 2 ниже нормального, однако, астеносферный проводящий слой не отмечается, поскольку геотерма дне пересекает кривой солидуса. Для кривой 3 удельное сопротивление изменяется от 2000 вблизи подошвы земной коры примерно до 100 Ом на глубине 80 км. Таким образом, удельное сопротивление пород литосферы, находящихся в твердом состоянии, понижается под влиянием температуры в 20 раз.

Вторая область, которая под континентами существует только в “горячем” геоэлектрическом разрезе - это астеносферная зона частичного плавления. Геотерма, соответствующая кривой 3, пересекает кривую солидуса, температура превышает солидус на 6-7 % на глубине 130-150 км, что соответствует приблизительно 2-3 % базальтовой выплавки. На глубине около 200 км отмечается второе пересечение геотермы и кривой солидуса, т.е. подошва зоны частичного плавления. В этой зоне главный вклад в электропроводность вносит флюид - базальтовый расплав. Поэтому механизм

электропроводности является здесь электролитическим. Если воспользоваться формулой удельной электропроводности для кубических или сферических высокоомных зерен, окруженных со всех сторон проводящим флюидом, получим при объемном содержании расплава в три процента $\sigma = \sigma_{\phi}$, где σ_{ϕ} - удельная электропроводность базальтового расплава. Экспериментальные данные показывают, что σ_{ϕ} изменяется от 1 до 10 См/м. Если принять в среднем $\sigma_{\phi} = 3$ См/м, то $\sigma = 0,06$ См/м. К сожалению, точность подобных оценок невелика из-за отсутствия информации о том, какая часть каналов, заполненных расплавом, образует сквозные пути для электрического тока. В зависимости от геометрии порового пространства удельная электропроводность частично расплавленного вещества может уменьшиться в несколько раз по сравнению с приведенной выше оценкой. По-видимому, в центре зоны частичного плавления удельное сопротивление составляет 10-20 Ом, на верхней и нижней ее границах приближаясь к удельному сопротивлению твердой фазы. Столь низкие значения удельного сопротивления, а также область инверсии в интервале 150-200 км выделяют зону частичного плавления как уникальный слой верхней мантии. В то же время следует отметить, что градиент уменьшения удельного сопротивления в астеносфере «горячих» областей ненамного превышает соответствующую величину для литосферы. Начало плавления отмечается не скачком электропроводности, а лишь некоторым увеличением скорости ее нарастания с глубиной.

Третья область охватывает интервал глубин 250-350 км. Как отмечалось выше, по существующим представлениям здесь сглаживаются температурные различия между большинством геотермических регионов. Чтобы объяснить природу этого механизма, был предложен переход на собственную электронную проводимость под действием возрастающего давления. Поскольку распределение давления в мантии приближается к сферически-симметричному, следует ожидать, что подобной симметрией характеризуется и электропроводность на глубине свыше нескольких сотен км.

Для изучения границы между литосферой и астеносферой с использованием магнитотеллурических зондирований наиболее благоприятны тектонически активные области континентов, а также океаны. В этих областях астеносфера характеризуется 2-3 % базальтовой выплавки, понижающей удельное сопротивление двухфазной среды в несколько раз, т.е. на сотни процентов. Дополнительное понижение, как показывают новейшие исследования, может иметь место благодаря присутствию долей процента (по объему) соленой надкритической воды.

13. 6. Роль водорода в электропроводности верхней мантии (Karato. 1990).

Наличие в глубинах Земли водорода способствует объяснению ряда свойств вещества, например, величину электропроводности астеносферы. Karato показывает, что электропроводность астеносферы выше, чем у сухого оливина и базальта при температуре $T \approx 1200 - 1400$ °С. Возможная причина этого заключается в присутствии растворенного водорода. Он вводит параметр: отношение концентраций «водород/кремний» (H/Si), на глубине 100 км величина H/Si порядка $10^{-3}-10^{-4}$.

Присутствие водорода в веществе земных оболочек позволяет воспользоваться его удивительной и уникальной способностью образовывать т.н. водородные связи между элементами (атомами, молекулами, ионами и т.п.) вещества. Как будет следовать из дальнейшего изложения, этот подход позволяет найти объяснение свойств и структуры земного вещества альтернативное общепринятой точке зрения.

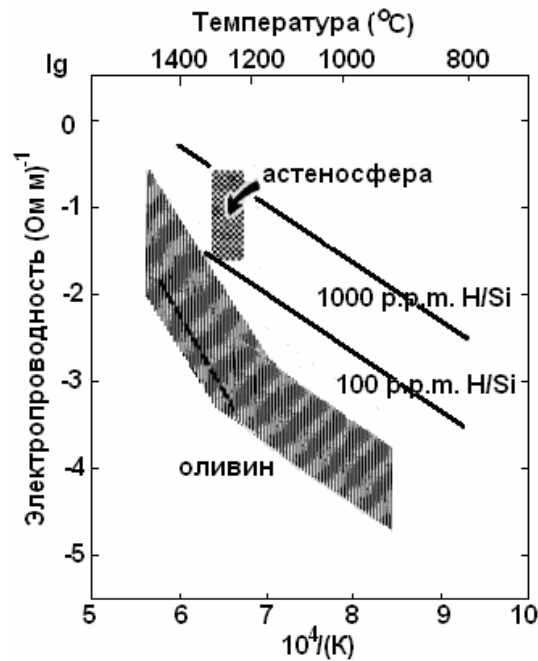


Рис. 13-12. Электропроводность оливина как функция температуры и концентрации водорода (Karato, 1990). Пунктирная линия показывает электропроводность при диффузии в оливин Mg^{2+} или Fe^{2+} . Сплошные линии показывают, как меняется электропроводность при диффузии в оливин водорода в соответствующих концентрациях. Область, отмеченная точками, показывает проводимость астеносферы, оцененной по анализу вариаций геомагнитного поля и температуры астеносферы. (1 p.p.m. = 10^{-6}).

13. 7. Электропроводность Земли.

Общепринятая модель Земли однозначно определяет наличие железного ядра. Отсюда следует скачок в электропроводности на границе ядро-мантия. Величина скачка должна достигать нескольких порядков. Обнаружение его методами электромагнитного зондирования - было бы прекрасным подтверждением модели. Некоторые авторы (Ротанова, Пушков, 1982) считали, что получены «оценки, которые подтверждают наличие скачка электропроводности на границе ядро-мантия $\sigma = 10^5 - 10^6$ (Ом·м)⁻¹». Эти результаты получены по данным о 60- и 30-летних вариаций геомагнитного поля. На рис. 13-13 треугольник «В» показывает обобщенные данные по геоэлектрическим разрезам нижней мантии, полученные Коломийцевой, Олдриджем, Стейси, Макдональдом, Дюкрузи, Куртийо, Моэлем, Бэнксов и др.

Штриховая линия на этом рисунке показывает область величин электропроводности, соответствующий периодам вариаций в 11 лет. По-видимому, это наиболее достоверный результат, т.к. вариации с более длинными периодами (десятки и сотни лет) нельзя считать регулярными и повсеместными. Поэтому данные по вековым вариациям (кривая 2) продолжены как штриховые. Скачок проводимости должен наблюдаться в точке, пересечения кривой 2 с границей ядро-мантия до величины $\sigma = 10^5 - 10^6$ (Ом·м)⁻¹ (линия А). Эта величина проводимости соответствует проводимости железа внешнего ядра. Правая шкала рис. 13-13 показывает длительность периода вариаций, соответствующий проводимости (на левой шкале). Таким образом, если мы хотели бы получить оценку электропроводности ядра, мы должны были бы зондировать его колебаниями с периодом 10^5 лет. Более того, если какие-либо процессы, связанные с генерацией геомагнитного поля происходят в жидком ядре, то время их выхода на поверхность земли должно быть такого же порядка. На это указывает и Паркинсон (1986).

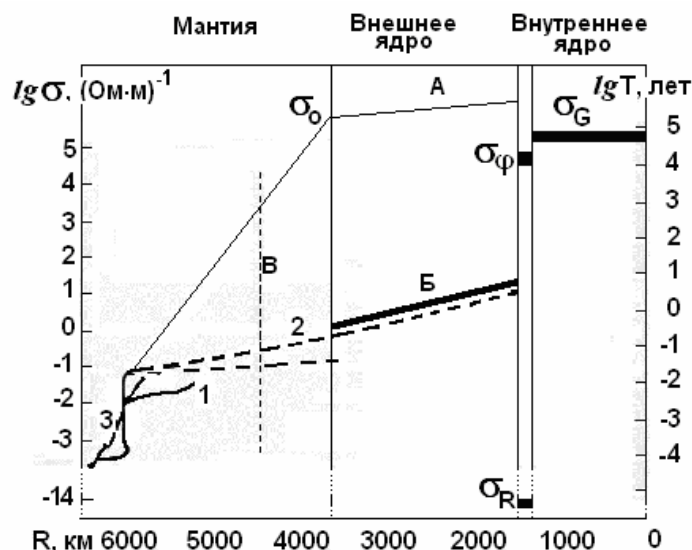


Рис. 13-13. Изменение электропроводности Земли (σ) с глубиной, по данным геомагнитных вариаций (1), вековых вариаций (2) и ГМТЗ (3) (Ротанова, Пушков, 1982). Интерполяция кривой 3 в область высоких проводимостей σ_0 , А – проводимость во внешнем железном ядре, скачек $2 - \sigma_0$ на границе ядро-мантия; Б - σ_0 внешнего ядра, согласно нашей модели; В - предел достоверных значений σ . Электропроводность F- слоя: σ_ϕ - геострофического потока, σ_R - радиального переноса; σ_G – электропроводность вещества внутреннего ядра. Правая шкала показывает T - время диффузии магнитного поля.

Однако из практики геомагнетизма следуют совсем другие времена (глава 12). Минимальный период вариаций, полученный по палеомагнитным данным, это примерно 100 лет. Короче период распознать не удастся по техническим причинам, в основном из-за скорости осадконакопления и малой толщины образца. Джерки, - явления современного геомагнетизма происходят не длиннее чем за один год. Вероятно, эту цифру можно считать наименьшим периодом вариаций геомагнитного поля, ей соответствует величина $\sigma = 10^1 (\text{Ом}\cdot\text{м})^{-1}$. Продолжение линии 2 приводит к точке «Б» на границе внутреннего ядра. Проблема электропроводности Земли решается элементарно, если предположить, что внешнее ядро состоит из того же материала, что и мантия, а генерация геомагнитного поля (как это следует из главы 12) происходит на границе внутреннего ядра.

Электропроводность F-слоя.

Принято считать, что ядро Земли состоит из железа: жидкого – во внешнем ядре и твердого – в ядре внутреннем. Согласно этому представлению, на границе ядро-мантия должен иметь место скачек в электропроводности, а его величина должна достигать нескольких порядков. Обнаружение постулированного в модели холодной Земли такого скачка методами электромагнитного зондирования - было бы прекрасным подтверждением модели. Некоторые авторы [Ротанова, Пушков, 1982] считали, что были получены «оценки, которые подтверждают наличие скачка электропроводности на границе ядро-мантия: $\sigma = 10^5 - 10^6 (\text{Ом}\cdot\text{м})^{-1}$ ». Это результаты интерпретации данных по 60- и 30-летним вариациям геомагнитного поля, которые нельзя считать достаточно достоверными. На рис. 13-13 верхняя линия (2 - σ_0) показывает область данных по геоэлектрическим разрезам нижней мантии, полученных Коломийцевой, Олдриджем, Стейси, Макдональдом, Дюкрузи, Куртийо, Моэлем, Бэнксом и др. [Ротанова, Пушков, 1982]. Несмотря на повторение многими авторами этого результата, он вызывает сомнение, дело в том, что штриховая линия В на рис. 3-б ограничивает область величин электропроводности, соответствующий периодам вариаций в 11 лет. По-видимому, это

наиболее достоверный результат, т.к. вариации с более длинными периодами (десятки и сотни лет) нельзя считать регулярными и повсеместными. Поэтому данные по вековым вариациям (кривая 2) продолжены как штриховые. Скачек проводимости должен наблюдаться в точке, пересечения кривой 2 с границей ядро-мантия до величины $\sigma = 10^5 - 10^6$ (Ом·м)⁻¹ (линия А). Эта величина проводимости соответствует проводимости железа внешнего ядра. Правая шкала рис. 13-13 показывает длительность периода вариаций, соответствующий проводимости (на левой шкале). Таким образом, если мы хотели бы получить оценку электропроводности ядра, мы должны были бы зондировать его колебаниями с периодом 10^5 лет. Более того, если какие-либо процессы, связанные с генерацией геомагнитного поля происходят в жидком ядре, то время их выхода на поверхность Земли должно быть такого же порядка. На это указывает и Паркинсон [1986].

В модели холодной Земли величина проводимости ядра очень велика. При такой электропроводности на поверхность Земли вообще не должны выходить изменения геомагнитного поля, которые реально регистрируются магнитологами. Проблема электропроводности Земли была бы свободна от противоречий, если предположить, что внешнее ядро состоит из того же плохо проводящего материала, что и мантия, электропроводность этих оболочек медленно возрастает с увеличением температуры, а генерация геомагнитного поля (как это следует из вышесказанного) происходит на границе внутреннего ядра, где σ - резко возрастает. Согласно нашей модели, в F-слое проводимость имеет (так же как в ионосфере) тензорный характер: σ_R – поперек слоя, а σ_φ – вдоль слоя. Как будет показано в следующей главе, величина σ_R обязана особенностям образующегося в F-слое эффекта поляризации и разделения электрических зарядов, а повышенная электропроводность σ_φ подвижного экмановского слоя (геострофического ветра) - обязана изменению свойств вещества при критической температуре. Известно, что при критических pT условиях вещество обладает «сверхтекучестью» и «сверхпроводимостью». Электропроводность вещества внутреннего ядра – самая высокая, она обозначена σ_G .

Литература

- Акасофу С.И., Чепмен С. Солнечно-земная физика. М.: Мир. 1974. 384 с.
Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 219 с.
Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н., Пушкарев П.Ю. Астеносфера в свете магнитотеллурических данных. Вестник ОГГГГН РАН 2001. № 7 (17).
Ковтун А.А. Электропроводность Земли // Соросовский образовательный журнал. 1997 № 10. С. 111-117.
Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М.: Мир. 1986. 527 с.
Рокитянский И.И. Индукционные зондирования Земли. Киев: Наукова Думка. 1981. 296 с.
Ротанова Н.М., Пушков А.Н. Глубинная электропроводность Земли. М.: Наука. 1982. 296 с.
Тихонов А. Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры, "Докл. АН СССР", 1950, т. 73, № 2
- Karato S. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. Nature. 1990. V. 347. P. 272-273.