

Л.Л. Ваньян*, **М.Н. Бердичевский****, **П.Ю. Пушкарев****

*Институт океанологии (ИО) РАН, г. Москва

**Московский государственный университет (МГУ) им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Возможности геоэлектрики в изучении верхней мантии

Глубинная электропроводность является весьма чувствительным к объемному содержанию расплава физическим параметром. Данные геоэлектрики позволяют изучить распределение электропроводности в верхней мантии, тем самым расширяя представления о строении и свойствах астеносферного слоя в различных регионах.

В статье обсуждается природа электропроводности сухих и флюидонасыщенных пород при высоких температурах и давлениях. С учетом результатов лабораторных экспериментов и геотермических данных построены обобщенные геоэлектрические разрезы стабильных и активных континентальных областей, а также океанов. В качестве примера рассмотрено глубинное геоэлектрическое строение зоны субдукции Хуан-де-Фука.

Физические основы использования геоэлектрики для изучения литосферы и астеносферы

Особенностью электропроводности сухих кристаллических горных пород верхней мантии является ее монотонное повышение с глубиной. Соответственно удельное сопротивление монотонно понижается от десятков тысяч Омметров у подошвы 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 °С при давлении до $(5-7) \cdot 10^3$ 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. В последние годы большое внимание исследователей было обращено на устранение методических погрешностей лабораторных измерений. Так, эксперименты стали выполняться в среде, препятствующей окислению образцов. На

рис. 1 показаны результаты исследования электропроводности ультраосновных пород в атмосфере

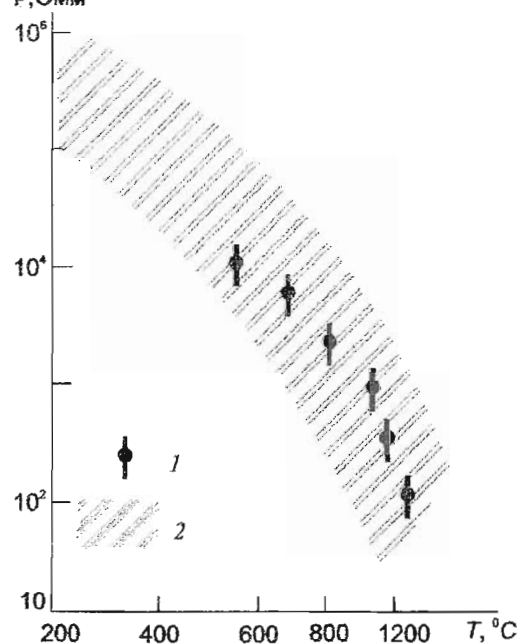


Рис. 1. Зависимость удельного электрического сопротивления ультраосновных пород от температуры

1 – данные С.С. Рэя и М.Г. Маньяни; 2 – область экспериментальных результатов различных авторов

аргона, выполненного С.С. Реем и М.Г. Маньяни [Rai, Manghani, 1978]. 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. Однако величина кондуктивного теплового потока, который используется для расчета геотерм, подвержена существенным искажениям приповерхностными структурами и процессами. Их можно разделить на две группы: перераспределяющие глубинный поток и изменяющие кондуктивную составляющую. К первой группе относится рельеф местности и глубинных границ, разделяющих среды разной теплопроводности, негоризонтальные перегородки подземных вод. Во вторую входят эффект осадконакопления (расход тепла на нагрев новообразованных пород), влияние процессов молодого магматизма, химических реакций. Помехи, относящиеся к первой группе, устраняются введением поправок и осреднением результатов на достаточно больших территориях, включающих искажения обоих знаков. Помехи второй группы могут быть исключены только поправками или отбраковкой заведомо искаженных результатов. Если для молодых осадочных бассейнов введение поправок вполне реально, а очаги химических реакций, как правило, невелики и не создают региональных аномалий, то в зонах молодого магматизма выделить глубинный поток трудно. Наиболее сложной оказывается эта задача в океанских рифтах. Здесь значительная часть тепла выносится гидротермами, что понижает измеряемую величину кондуктивного теплового потока. Ситуация в континентальных регионах молодого магматизма несколько проще (процесс менее интенсивен, имеется больше информации о помехах), но и здесь погрешность определения неискаженного теплового потока много выше, чем в других районах на суше. 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 [Маньяни и Гордиенко, 1986]. Значения теплового потока на тектонически пассивных докембрийских платформах и платформах заключены, как правило, в пределах $30\text{--}50\text{ мВт/м}^2$ (рис. 2). Основная часть тепловой энергии производится в коре, из мантии поступает примерно $11 \pm 5\text{ мВт/м}^2$. Более или менее достоверный расчет температур, выполняемый по величине теплового потока и теплогенерациями слоев коры, возможен до глубин около $100\text{--}150\text{ км}$. Глубже температура слабее связана с современным тепловым потоком и может быть вычислена только как следствие тепловой истории.

2. Как отмечает В.А. Магницкий [Магницкий, 1965], на глубине свыше 400 км включается более

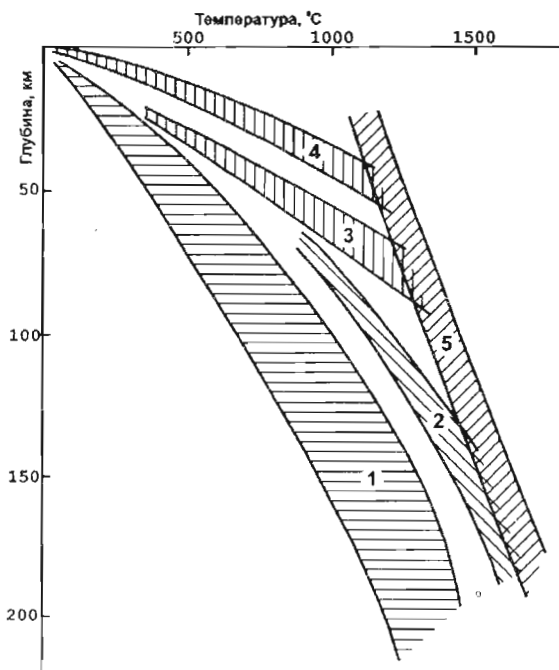


Рис. 2. Геотермы для континентов и океанов
1 - докембрийские щиты и платформы; 2 - герциниты; 3 - океанские плиты; 4 - альпиды; 5 - солидус сухих пород верхней мантии

мощный механизм электропроводности, повышающий ее на несколько порядков. Чтобы объяснить природу этого механизма, был предложен переход на собственную электронную проводимость под действием возрастающего давления [Жарков, 1958]. 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 вылавки. 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 (см. рис. 2), видно, что во всех областях температура верхней мантии монотонно нарастает с глубиной. На глубине 100 км температура достигает $800\text{ }^\circ\text{C}$ для теплового потока 40 мВт/м^2 , свойственного докембрийским щитам, и превышает $1300\text{ }^\circ\text{C}$ для повышенного значения потока 90 мВт/м^2 .

Важнейший вывод, который следует из геотермических расчетов, заключается в том, что для до-

статочны 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 (см. рис. 2) 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.

Зависимость электропроводности от содержания жидкой фазы и ее геометрии

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 [Ваньян, 1997]. 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 $\alpha \leq 10^3 \cdot A$, то при обычно принимаемых соотношениях удельной электропроводности флюида и скелета $2\alpha\sigma_\phi \gg A\sigma_0$, так что $\Sigma \approx 2\alpha\sigma_\phi$

Введем эффективную удельную электропроводность двухфазной среды $\sigma = \Sigma/(A + \alpha)$. Тогда $\sigma \approx 2\sigma_\phi \alpha/A$. 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

$$\sigma = k_n \sigma_\phi \cdot 2/3$$

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. $\sigma = ck_n \sigma_\phi$. Т.Д. Шенкленд и Г.С. Вафф [Shankland, Waff, 1977] провели численный эксперимент с целью выяснения зависимости коэффициента c от p . Они рассмотрели точную 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. 3). В отличие от рассмотренной простейшей модели результаты теоретических расчетов для эллипсоидальных включений указывают на пропорциональность электропроводности квадрату пористости.

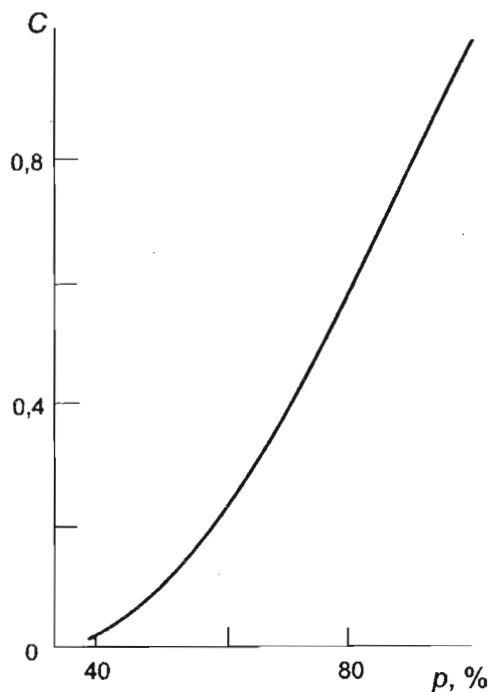


Рис. 3. Зависимость относительной электропроводности от доли связанных каналов

Сравним теоретические данные с результатами лабораторных исследований.

Результаты лабораторных экспериментов

Экспериментально установленная связь электропроводности с коэффициентом пористости (закон Арчи) описывается обычно формулой $\sigma/\sigma_\phi = k_n^2$. 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 упоми-

нашимися 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 σ . Связь электропроводности частично расплавленных пород верхней мантии с процентным содержанием расплава изучена японскими геофизиками [Sato et al., 1989; Fuji et al., 1986].

На рис. 4 показаны зависимости удельного сопротивления от гомологической температуры (отношение температуры T к солидусу сухих пород верхней мантии T_p) при давлении 0.5 и 1.0 ГПа.

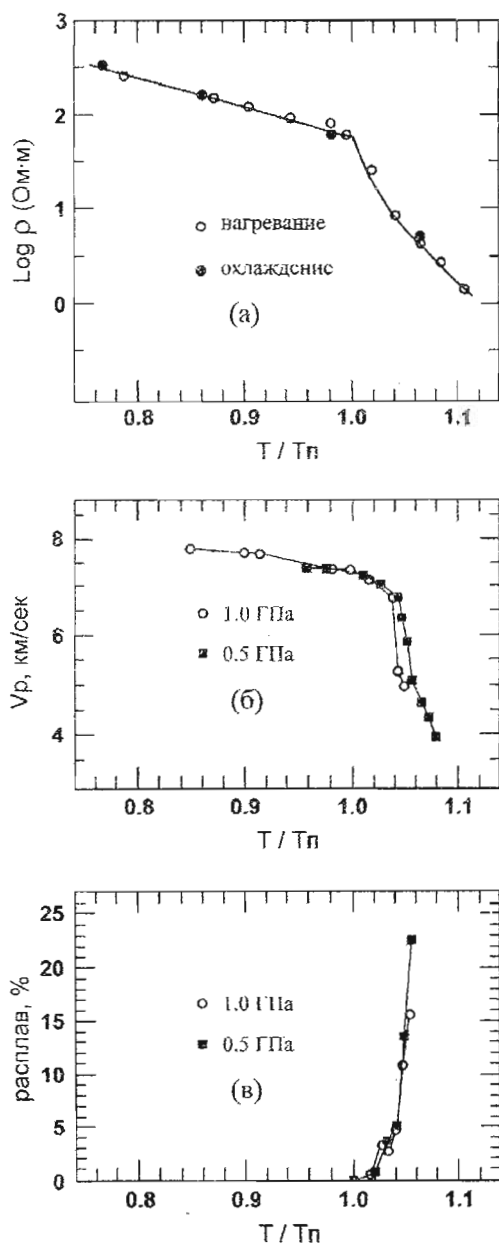


Рис. 4. Зависимость удельного сопротивления (а), скорости продольных волн (б) и содержания расплава (в) от гомологической температуры [Sato et al., 1989; Sato et al., 1988]

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.

На рис. 5 показана зависимость электропроводности частично расплавленных пород верхней мантии от процента расплава по данным Фуджи [Fuji et al., 1986].

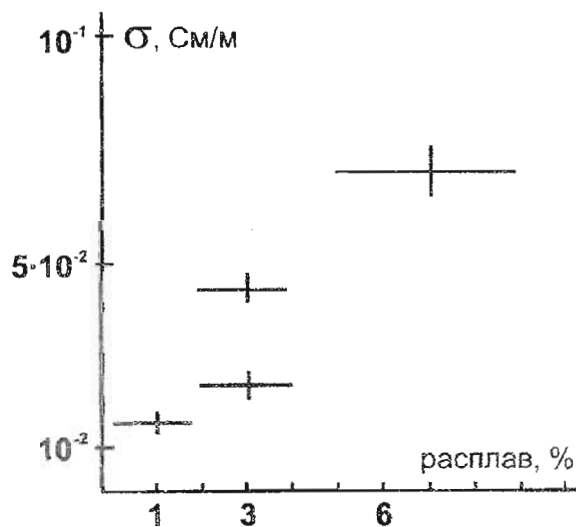


Рис. 5. Зависимость электропроводности ультраосновных пород от содержания расплава

Прогнозный геоэлектрический разрез верхней мантии океанов

По современным представлениям основой 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. 2 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. 2, 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. 6, 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 мощ-

ности, степень развития астеносферы при возрасте 40 млн лет близка к той, которая предполагается в активных зонах континентов с тепловым потоком 90–100 мВт/м².

Прогнозный геоэлектрический разрез верхней мантии тектонически стабильных 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. 7).

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 лернолитов, которыми она сложена, судя по современным представлениям; 2) сейсмологические наблюдения не обнаружи-

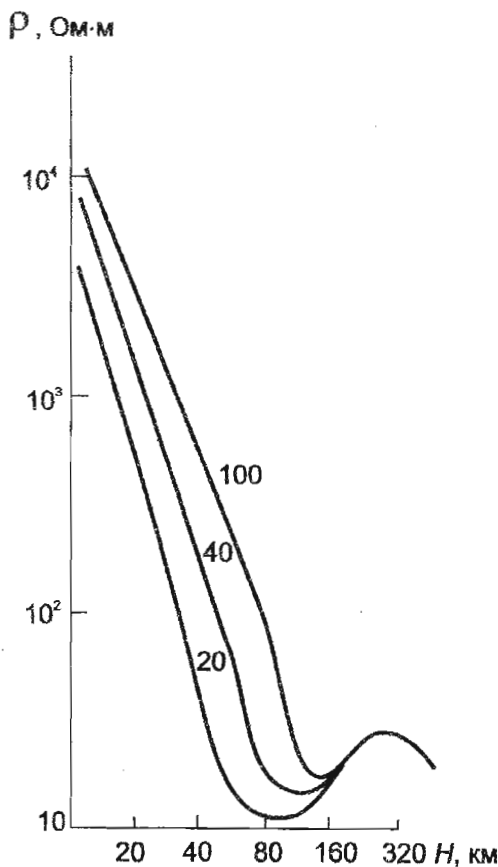


Рис. 6. Прогнозные модели геоэлектрического разреза для трех значений возраста дна океана (цифры у кривых – в млн лет)

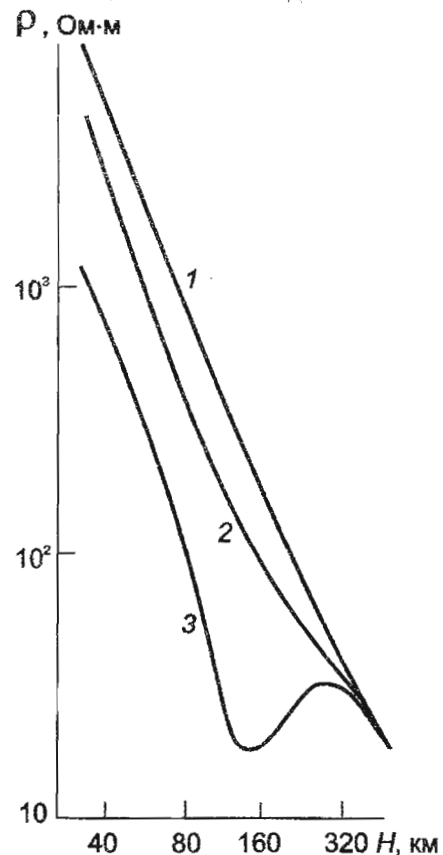


Рис. 7. Прогнозные модели удельного электрического сопротивления континентов для трех различных значений теплового потока (в мВт/м²)
1 – 40; 2 – 60; 3 – 90

вают 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.

Прогнозный геоэлектрический разрез верхней мантии активных областей

Для наших построений рассмотрим в качестве примера геотерму, соответствующую тепловому потоку 90 мВт/м^2 . 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. 2. Результаты построений показаны на рис. 7. Удельное сопротивление для кривой 2 ниже нормального, однако, астеносферный проводящий слой не отмечается, поскольку геотерма не 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 [Ваньян, 1981; Ваньян и Шиловский, 1983].

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 [Waff, 1974]. 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 $\sigma = 0.02 \cdot \sigma_{\text{р}}$, где σ – удельная электропроводность базальтового расплава. Экспериментальные данные показывают, что $\sigma_{\text{р}}$ изменяется от 1 до 10 См/м [Лебедев и Хитаров, 1979]. Если принять в среднем $\sigma_{\text{р}} = 3 \text{ См/м}$, то $\sigma = 0.06 \text{ См/м}$. 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 [Жарков, 1958]. Поскольку распределение давления в мантии приближается к сферически-симметричному, следует ожидать, что подобной симметрией характеризуется и электропроводность на глубине свыше нескольких сотен километров.

Литосфера и астеносфера плиты Хуан-де-Фука

Как видно из приведенных выше прогнозных моделей глубинной электропроводности, высокая электропроводность частично расплавленной астеносферы океанов и тектонически активных областей континентов создает благоприятные условия как для оценки содержания базальтовой выплавки, так и для определения мощности литосферы [Пальшин, 1988]. Регионам, сочетающим бла-

гоприятные для геоэлектрики океанские и континентальные условия, является плита Хуан-де-Фука в северо-восточной части Тихого океана, к которой примыкает область Каскадных гор Северо-Американской плиты. Именно этот регион был выбран для международного проекта ЭМСЛАБ, содержанием которого явилось выполнение глубинных магнитотеллурических зондирований [Wannamaker et al., 1989 a,b]. Для исключения экранирующего влияния слоя хорошо проводящей морской воды магнитотеллурическое поле в

океанской части района исследования регистрировалось на дне. На рис. 8 показано расположение пунктов зондирования на суше и на акватории Тихого океана. Типичные кривые магнитотеллурического зондирования представлены на рис. 9.

Методика построения модели глубиной электропроводности по полевым данным наиболее развита в двумерном приближении, когда можно пренебречь изменением параметров разреза по простиранию. Возможность подобного пренебрежения

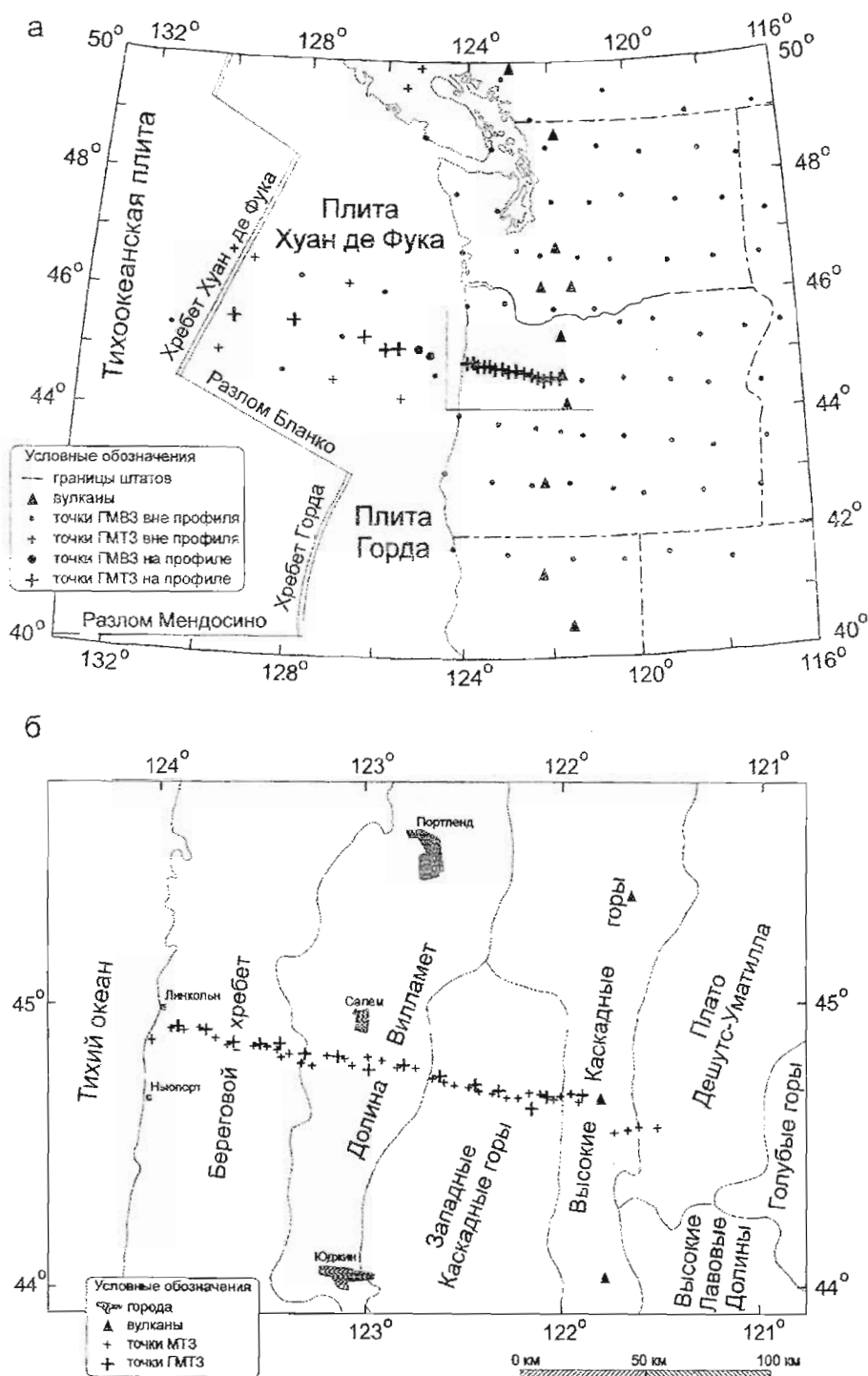


Рис. 8. Схемы расположения точек наблюдения в районе проведения эксперимента ЭМСЛАБ а – мелкомасштабная, б – крупномасштабная

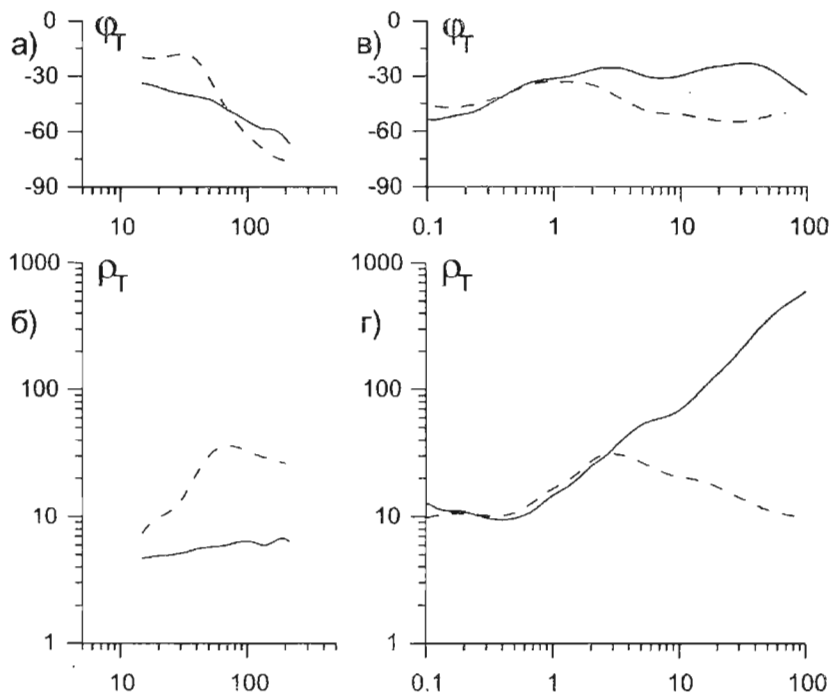


Рис. 9. Типичные кривые МТЗ, полученные в эксперименте ЭМСЛАБ

а, б – донные фазовые и амплитудные кривые (точка наблюдения – в 170 км западнее берега); в, г – наземные фазовые и амплитудные кривые (точка наблюдения – в 48 км восточнее от берега). Пунктир – продольные, сплошные линии – поперечные к берегу и основным структурам кривые

оценена авторами с использованием квази-трехмерного пленочного моделирования. Основное внимание было при этом обращено на влияние наиболее контрастной границы суша–море. На рис. 10 показана карта интегральной электропроводности верхнего слоя геологического разреза (морская вода, а

также осадочный чехол на суше). Интегральная электропроводность уменьшается от 12000 Симменс в морской части до 10–100 Симменс на суше. Сравнение результатов квазитрехмерного пленочного и двумерного моделирования позволяет сделать важный вывод: структура рассматриваемого региона

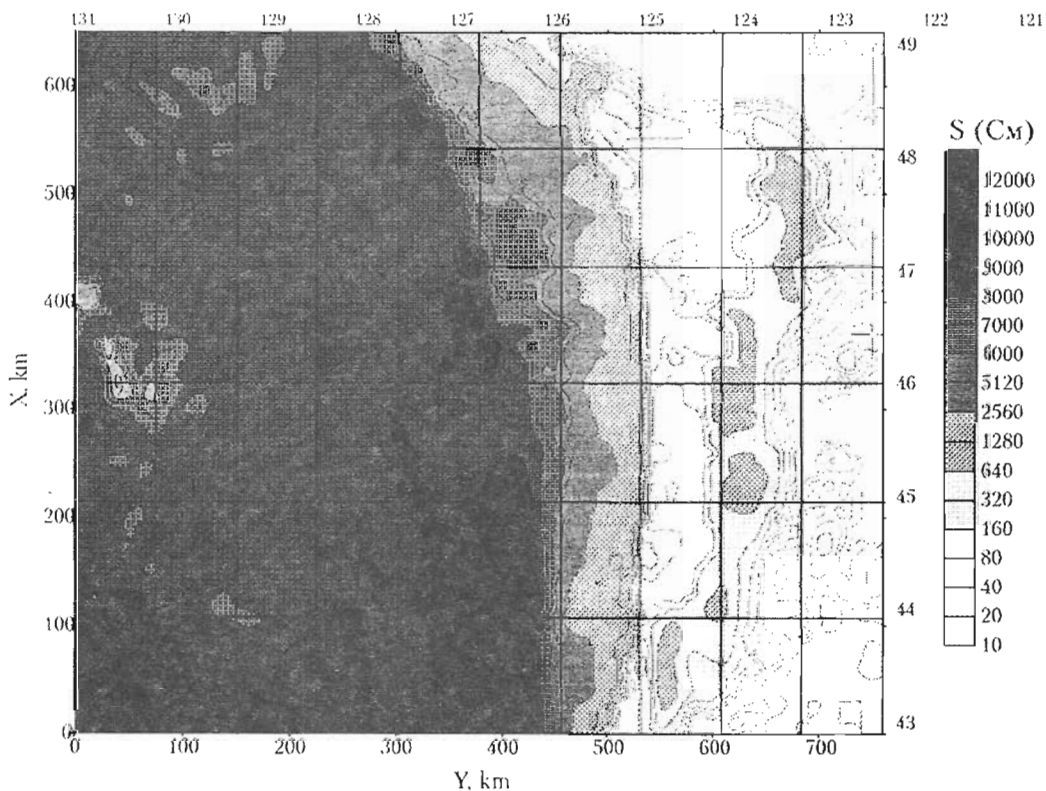


Рис. 10. Карта суммарной продольной проводимости приповерхностного слоя (океанская вода и осадочный чехол) в районе проведения эксперимента ЭМСЛАБ

вдоль трансекта вкрест береговой черты можно изучать как двумерную с приемлемой погрешностью.

И.М. Варенцов с соавторами [1996, 1997] выполнил двумерную инверсию полевых магнитотеллурических данных вдоль трансекта (рис. 11). Как видно на геоэлектрическом разрезе, плохопроводящая океанская литосфера плиты Хуан-де-Фука подстилается астеносферой с удельным сопротивлением около 20 Ом, что соответствует электропроводности 0.05 См/м. Согласно приведенным в данной статье оценкам, удельное сопротивление 20 Ом однозначно свидетельствует в пользу присутствия флюидов в астеносфере. В последнее время появились работы [Hirth, Kohlstedt, 1996; Gaherty et al., 1999], в которых на основе анализа геофизических и геохимических данных показано, что в базальтовой выплавке растворено небольшое количество воды. Благодаря высокой электропроводности соленой воды, ее присутствие может повысить в несколько раз электропроводность базальтовой выплавки, даже если объем воды в 20–30 раз меньше объема жидкого базальта, т.е. примерно 0.1 % от объема астеносферы. С учетом этих новых данных можно сказать, что электропроводность астеносферы в

регионе Хуан-де-Фука соответствует содержанию флюида около 3 %.

Заключение

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.

Теоретические модели находят свое подтверждение в результатах полевых работ. Совместная интерпретация магнитотеллурических зондирований, выполненных на дне Тихого океана в районе плиты Хуан-де-Фука и на сухопутном продолжении трансекта, позволила выделить хорошо проводящую, частично расплавленную астеносферу. Положение ее кровли маркирует подошву плохопроводящей литосферы.

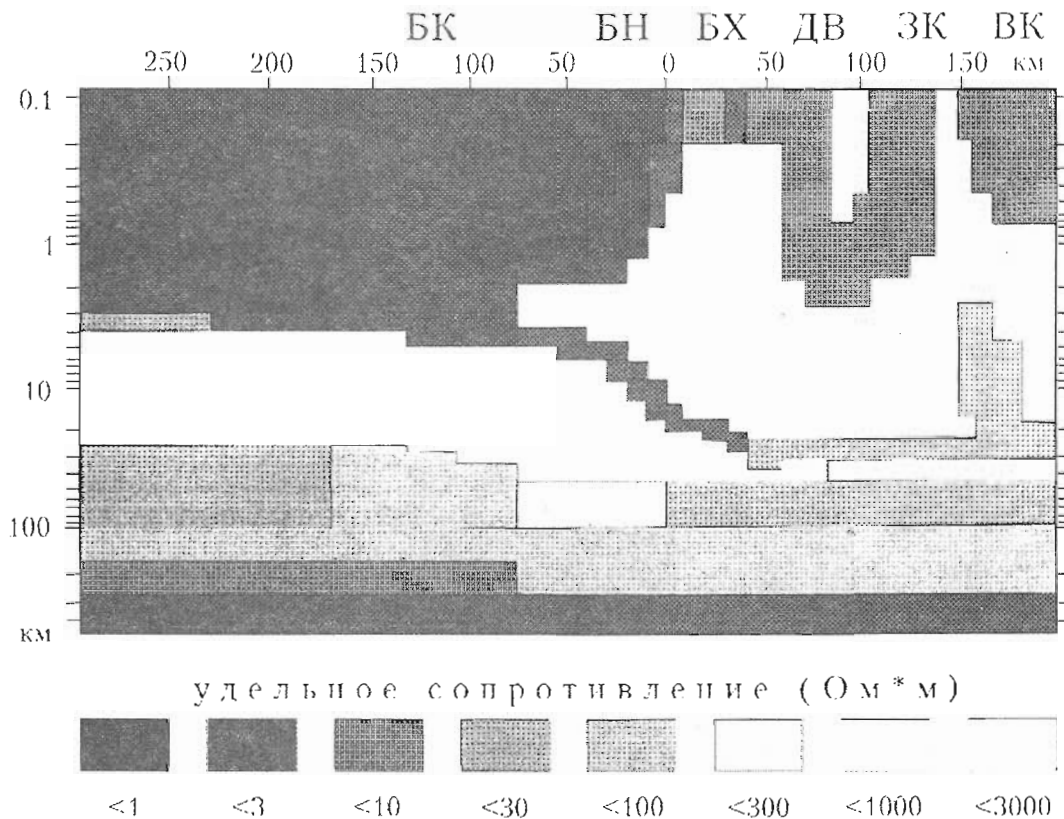


Рис. 11. Двумерная геоэлектрическая модель, полученная И.М. Варенцовым и др. в результате интерпретации данных проекта ЭМСЛАБ

БК – Бассейн Каскадия, БН – Бассейн Ньюпорт, БХ – Береговой Хребет, ДВ – Долина Вилламет, ЗК – Западные Каскады, ВК – Высокие Каскады

Литература

- Ваньян Л.Л. О моделях глубинной электропроводности (обзор) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 5. С. 57–66.
- Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования // М.: Научный мир, 1997. 219 с.
- Ваньян Л.Л., Варенцов И.М., Голубев Н.Г., Соколова Е.Ю. Построение индукционных магнитотеллурических кривых по профильным геомагнитным данным при изучении электропроводности континентальной астеносферы в эксперименте ЭМСЛАБ // Физика Земли. 1997. № 10. С. 33–46.
- Ваньян Л.Л., Гордиенко В.В. Изучение астеносферы. Проект ЭЛАС // Вестник АН СССР. 1986. № 9. С. 54–61.
- Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М.: Наука, 1983. 88 с.
- Варенцов И.М., Голубев Н.Г., Гордиенко В.В., Соколова Е.Ю. Исследование глубинной геоэлектрической структуры вдоль линии Линкольн (эксперимент ЭМСЛАБ) // Физика Земли. 1996. № 4. С. 124–144.
- Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
- Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 380 с.
- Пальшин Н.А. Донные глубинные магнитотеллурические зондирования в северо-восточной части Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1988. С. 95–99.
- Fuji N., Osamura K., Takahashi E. Effect of water saturation on the distribution of partial melt in the olivine-pxroxene-plagioclase system // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 9253–9259.
- Gaherty J.B., Kato M., Jordan T.H. Seismological structure of the upper mantle: a regional comparison of seismic layering // Phys. of the Earth and Planet. Int. 1999. V. 110. P. 21–41.
- Hirth G., Kohlstedt D.L. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 144, P. 93–108.
- Interim report on electromagnetic lithosphere-asthenosphere soundings (ELAS) to co-ordinating committee. NO. 5 of the International Lithosphere Programme / Edited by D. Ian Gough.
- Murase T., Kushiro I., Fuji T. Electrical conductivity of partial molten peridotite // Year Book Carnegie Inst. Washington. 1977. V. 76. P. 416–419.
- Rai C.S., Manghnani M.H. Electrical conductivity of ultramafic rocks to 1820 Kelvin // Phys. Earth. Planet. Inter. 1978. V. 17. P. 6–13.
- Sato H., Sacks I.S., Murase T. The use of laboratory velocity data for estimating temperature and partial melt fraction in the low-velocity zone: comparison with heat flow and electrical conductivity studies // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, № B5. P. 5689–5704.
- Sato H., Sacks I.S., Murase T. C., Scarfe M. Thermal structure of the low velocity zone derived from laboratory and seismic investigations // Geophys. Res. Lett. 1988. V. 15. P. 1227–1230.
- Shankland T.J., O'Connell R.J., Waff H.S. Geophysical constraints on partial melt in the upper mantle // Geophys. 1981. V. 198. P. 394–406.
- Shankland T.J., Waff H.S. Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 5409–5417.
- Waff H.S. Theoretical consideration of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry // J. Geophys. Res. 1974. V. 84. P. 6109–6114.
- Wannamaker P.E. et al. Magnetotelluric observations across the Juan de Fuca subduction system in the EMSLAB project // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, № B10. P. 14111–14125.
- Wannamaker P.E. et al. Resistivity cross section through the Juan de Fuca subduction System and its tectonic implications // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, № B10. P. 14127–14144.