

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАСКАДНОЙ СУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ

© 2002 г. **Л. Л. Ваньян**², **М. Н. Бердичевский**¹, **П. Ю. Пушкарев**¹, **Т. В. Романюк**³

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

³Институт физики Земли им. Г.А. Гамбурцева РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 15.02.2002 г.

Обсуждаются результаты геоэлектрического эксперимента ЭМСЛАБ, проведенного с целью изучения Каскадной субдукционной зоны. Двумерная интерпретация магнитовариационных и магнитотеллурических данных велась в режиме проверки гипотез. Рассматривались три гипотезы: 1) гипотеза о флюидонасыщенности нижней континентальной коры и отсутствии континентальной астеносферы, 2) гипотеза о флюидонасыщенности нижней континентальной коры и развитии континентальной астеносферы, 3) гипотеза о субвертикальной зоне плавления, пронизывающей континентальную литосферу.

На первом этапе интерпретации были проведены опыты с программой REBOCC, выполняющей сглаженную инверсию. Эти опыты показали, что в сложных условиях Каскадной субдукции одновременная инверсия ТЕ и ТМ-мод даёт причудливое, геофизически несодержательное чередование проводящих и непроводящих зон при плохой минимизации невязки. Наиболее интересный результат был получен при автономной инверсии ТЕ моды (типперы и фазы продольного импеданса). На разрезе сопротивлений выделяются три субвертикальные зоны, охватывающие мантийные глубины: океаническая (проводящая), береговая (непроводящая) и Каскадная (проводящая). При всей своей схематичности этот результат свидетельствует о развитии океанической и континентальной астеносфер.

На втором этапе интерпретации были применены программы I2DC и IGFMT2D, использующие модели с фиксируемой геометрией блоков. Инверсия велась на достаточно подробной сетке, которая в процессе минимизации невязки допускает свободный выбор коровых и мантийный структур, отвечающих различным гипотезам о строении Каскадной субдукционной зоны. Алгоритм интерпретации состоял из последовательности частичных, целенаправленных инверсий, учитывающих различную чувствительность и различную робастность компонент ТЕ и ТМ-мод. По мнению авторов, такой алгоритм в условиях Каскадной субдукции даёт наиболее надёжный и наиболее детальный результат. Интерпретация включала четыре последовательных уровня: 1) инверсию типперов, 2) инверсию фаз продольного импеданса, 3) инверсию поперечных кажущихся сопротивлений и фаз поперечного импеданса, 4) обобщение и геологическое истолкование. Ведущую роль играли типперы, так как с понижением частоты они освобождаются от искажающего влияния приповерхностных неоднородностей.

Была построена новая геоэлектрическая модель Каскадной субдукционной зоны. Её главные отличительные особенности: 1) в интервале глубин до 40 км отчётливо выделяется проводящая верхняя часть погружающейся плиты, несущая флюиды океанического и, возможно, дегидратационного происхождения, 2) континентальный разрез содержит проводящий коровый слой и проводящую астеносферу, соединённые субвертикальной проводящей зоной "влажного" плавления, приуроченной к вулканической дуге Высоких Каскад. Надёжность построенной модели подтверждается тестами. Модель хорошо согласуется с современными представлениями о Каскадной субдукционной зоне.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, магнитовариационное зондирование, субдукция, геоэлектрическая модель.

1. ВВЕДЕНИЕ

В 1978 г. по инициативе Л.Л. Ваньяна в рамках Международной Ассоциации Геоматнетизма и Аэрономии (IAGA) был организован всемирный геоэлектрический проект, направленный на изучение глубинной электропроводности, характеризующей процессы плавления в астеносфере. Он получил название ELAS (ELectrical conductivity of

the ASthenosphere). Работы по проекту ELAS велись во всём мире. Задачи проекта расширялись. Глубинная геоэлектрика стала применяться для изучения электропроводности литосферы и астеносферы с целью исследования флюидного режима и реологии земных недр [Ваньян, 1997]. Проект ELAS вывел геоэлектрику на передовые рубежи современной геодинамики.

Одним из самых ярких событий в истории проекта ELAS был эксперимент EMSLAB (Electro-Magnetic Study of the Lithosphere and Asthenosphere Beneath the Juan de Fuca plate), проведенный в 1985–1988 гг. геофизиками США, Канады и Мексики на Тихоокеанском побережье Северной Америки в Каскадной субдукционной зоне (зоне погружения микроплиты Хуан де Фука под северо-западную окраину континента).

На рис. 1 показана сеть электромагнитных наблюдений, выполненных в ходе эксперимента EMSLAB [Wannamaker et al., 1989a]. Почти вся плита Хуан де Фука покрыта магнитовариационными наблюдениями с шагом 50–100 км. Магнитотеллурические зондирования сосредоточены на субширотном профиле, проходящем вблизи г. Линкольн. Этот профиль получил название линии Линкольн. Шаг магнитотеллурических и магнитовариационных наблюдений по линии Линкольн составляет около 5 км (39 МТЗ в интервале периодов от 0.01с до 500 с) и 10 км (15 глубинных МТЗ в интервале периодов от 50 с до 10000 с).

Участники эксперимента ЭМСЛАБ надеялись получить новую информацию о строении и состоянии земной коры и верхней мантии в зоне субдукции. Однако возможности вычислительной геоэлектрики того времени были ограничены.

Первые геоэлектрические модели Каскадной субдукционной зоны были построены либо с помощью сглаживающего метода Бакуса-Гилберта [Jirasek et al., 1989], либо вручную, методом проб и ошибок [Wannamaker et al., 1989b; Vanyan et al., 1988]. Они наглядно показали, что магнитотеллурика может явиться эффективным средством для изучения субдукционной зоны. Сегодня мы вспоминаем об этих моделях с пониманием той важной роли, которую они сыграли в истории глубинных геоэлектрических исследований. Десятилетия ознаменовались быстрым развитием вычислительной геоэлектрики. Появление программ для расчёта электромагнитного поля в сложно построенных средах и инверсии магнитотеллурических и магнитовариационных данных открыло путь к детализации и частичной ревизии результатов эксперимента ЭМСЛАБ [Жданов, Спичак, 1992; Бердичевский и др., 1992; Варенцов и др., 1996]. В настоящей статье мы возвращаемся к эксперименту ЭМСЛАБ и применяем интерпретационную технологию, основанную на приоритете магнитовариационного зондирования. Реализация такой технологии стала возможной благодаря недавним достижениям вычислительной геоэлектрики [Siripunvaraporn and Egbert, 2000; Varentsov, 1999; Новожиновский и Пушкарёв, 2001]. На этом пути мы строим новую геоэлектрическую модель Каскадной субдукционной зоны, которая заполняет пробелы в современных представлениях о субдукции плиты Хуан де Фука.

2. КРАТКИЕ ТЕКТОНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О КАСКАДНОЙ СУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЕ

Исследуемый район представляет собой часть тектонически активного Тихоокеанского орогенного пояса, для которого характерен интенсивный третичный и четвертичный вулканизм. В континентальном разрезе доминирующую роль играют вулканогенные породы и структуры – лавовые плато, вулканические конусы, хребты, созданные накоплением или деформацией эруптивных образований. Происхождение основных геологических структур региона связано с процессом субдукции и сопровождающим его вулканизмом [Khain et al., 1988; Хаин, Ломизе, 1995]. Все эти структуры имеют меридиональное простирание. Их протяжённость с севера на юг достигает 300–500 км. Меридиональное (x) и широтное (y) направления могут рассматриваться как главные тектонические направления региона, которым отвечают продольные “||” и поперечные “⊥” компоненты тензора импеданса.

Спрединговый хребет Хуан де Фука, в котором зарождается плита Хуан де Фука, расположен на небольшом расстоянии от берега (около 500 км), поэтому возраст субдуцируемой плиты невелик (менее 10 млн лет). Современная скорость субдукции также сравнительно мала и составляет примерно 4 см/год.

Двигаясь от хребта Хуан де Фука на восток (рис. 1), мы пересекаем: (1) абиссальную котловину плиты Хуан де Фука, (2) сложенный уплотненными осадками аккреционной призмы континентальный склон, (3) покрытый рыхлыми осадками шельф, (4) Береговой хребет, сложенный вулканогенно-осадочными породами комплекса Силец, (5) заполненную мощной толщей осадков и базальтовых интрузий пологую долину реки Уилламет, (6) Западные (более древние) и (7) Высокие (более молодые) Каскадные горы, состоящие из вулканических и вулканогенно-осадочных пород, характерных для современной активной вулканической дуги, и (8) покрытое лавами плато Дешутс.

Океаническая кора в пределах глубоководной абиссальной котловины плиты Хуан де Фука имеет строение, типичное для Тихого и других океанов. В ней выделяются три слоя: 1) слой осадков, мощность которых 1 ~ 2 км, 2) слой базальтов (пиллоу-лав) и базальтовых потоков с дайками долеритов, его мощность составляет 1.5–2 км, 3) слой полнокристаллических магматических пород типа габбро и ультрамафитов, его мощность достигает 3–4 км.

В пределах Каскадных гор расположены высокие пики и резко очерченные горные гребни. Высочайшие вершины представляют собой вулканические конусы, образовавшиеся на древнем фундаменте. Горные сооружения сложены олигоцен-плиоценовыми вулканогенными породами,

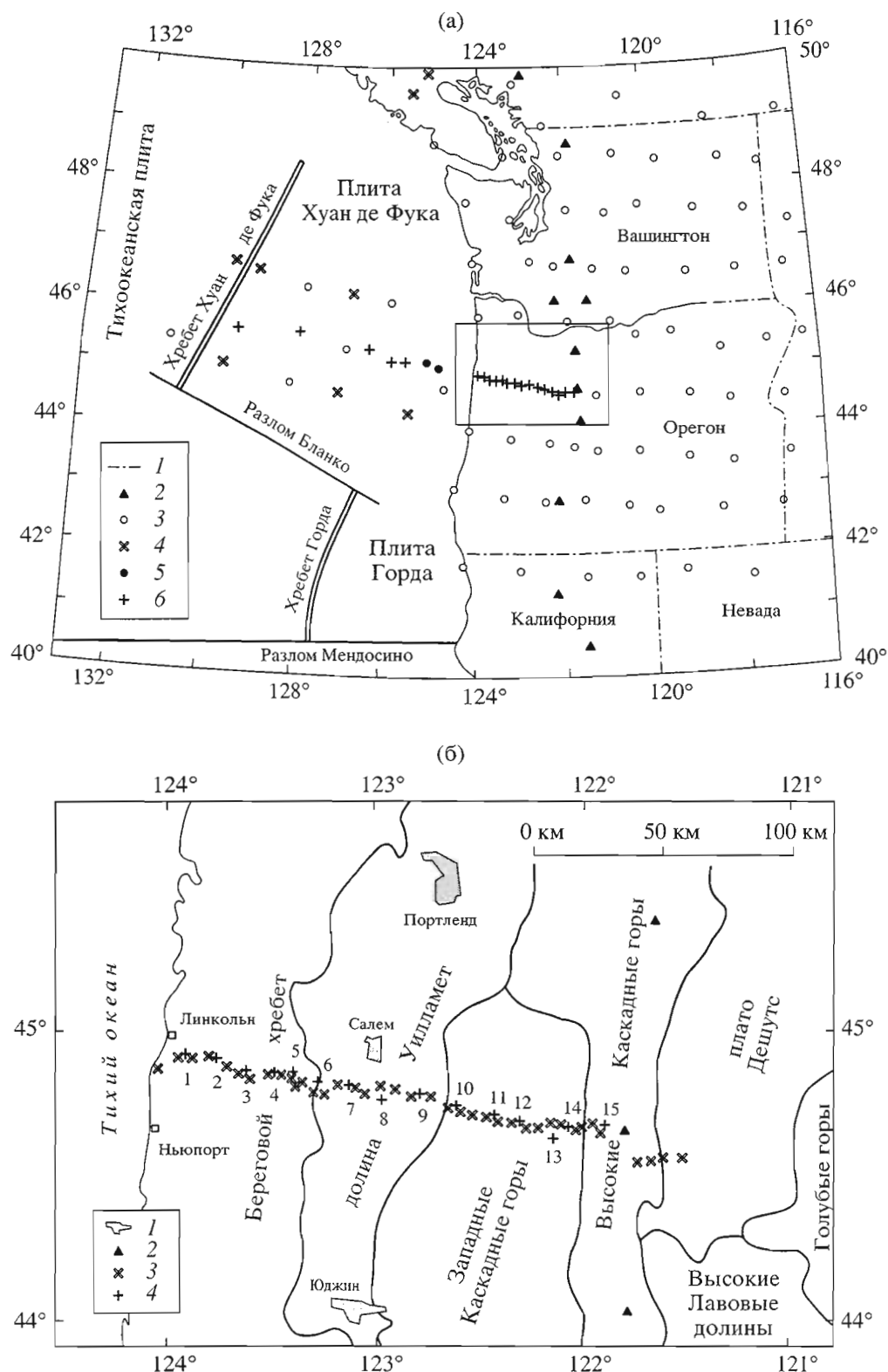


Рис. 1. Сеть электромагнитных зондирований в эксперименте ЭМСЛАБ [Wannamaker et al., 1989a]: (а) – общая схема: 1 – границы штатов, 2 – вулканы, 3 – магнитовариационные зондирования площадной съемки, 4 – магнитотеллурические зондирования площадной съемки, 5 – магнитовариационные зондирования на линии Линкольн, 6 – магнитотеллурические зондирования на линии Линкольн; (б) – схема континентальных магнитотеллурических зондирований: 1 – города, 2 – вулканы, 3 – магнитотеллурические зондирования, 4 – глубинные магнитотеллурические зондирования.

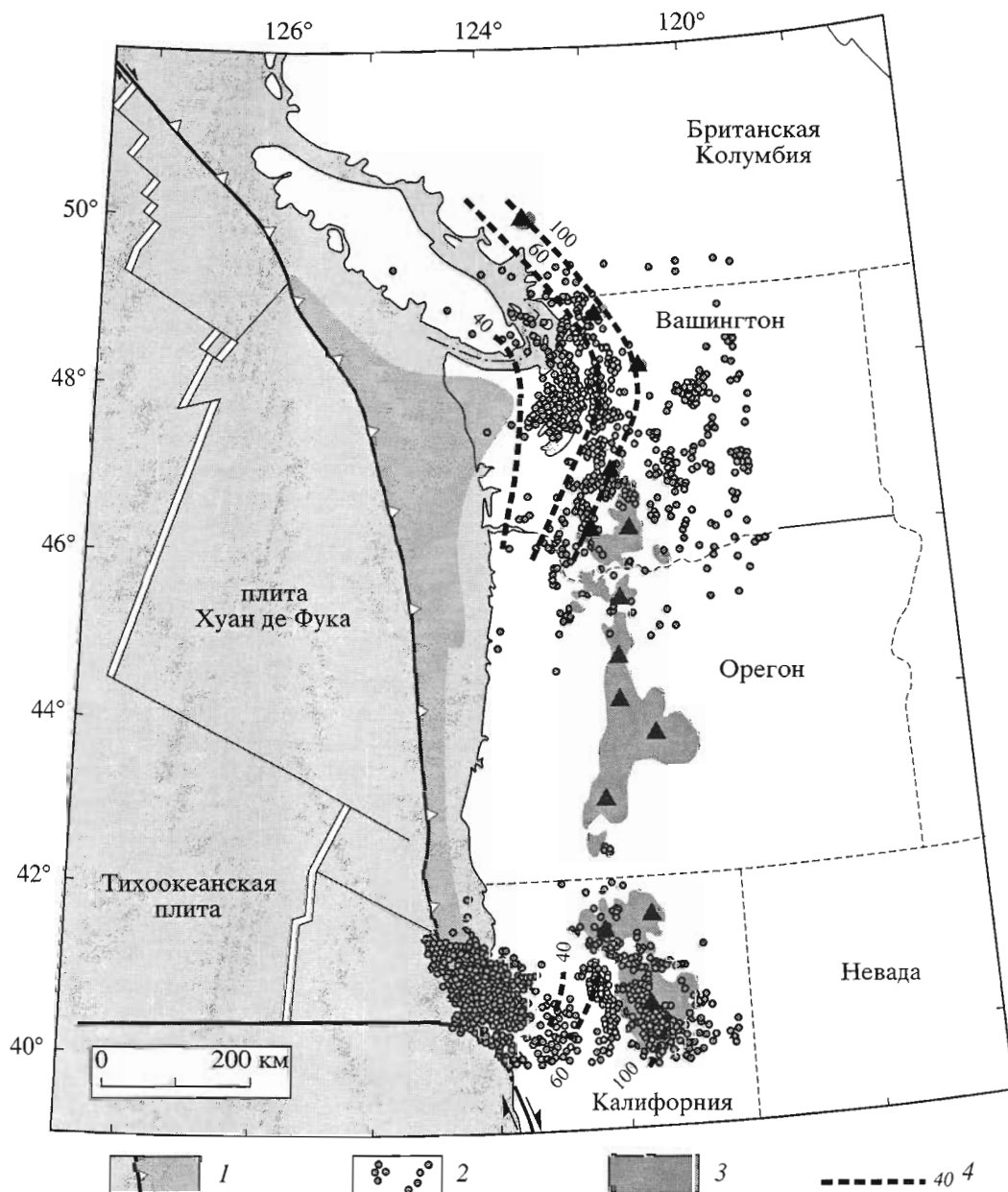


Рис. 2. Проявление современных тектонических процессов [Романюк и др., 2001b]: 1 – аккреционный комплекс, 2 – коровая сейсмичность, 3 – четвертичные вулканические породы, 4 – глубина до зоны Беньофа, км.

которые, помимо лавовых потоков, включают значительный объём брекчий, туфов и отложений грязевых потоков. Структура Каскадных гор осложнена внедрением интрузивных массивов.

Расположенное восточнее плато также преимущественно сложено вулканогенными породами с преобладанием плиоценовых и плейстоценовых лав.

3. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КАСКАДНОЙ СУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЕ

На рис. 2 приведена схема Каскадной субдукционной зоны, на которой отражены основные

проявления современных тектонических процессов: коровая сейсмичность, вулканизм, формирование аккреционного комплекса. Очаги землетрясений сосредоточены в северной и южной частях зоны субдукции, в то время как в её центральном сегменте, на территории штата Орегон, субдукция асейсмична: зона Беньофа уверенно прослеживается лишь на территории штатов Вашингтон и Калифорния [Kelly and Crosson, 1984]. По данным сейсмологии в этих районах океаническая плита субдуцирует полого, её наклон постепенно нарастает до 45° . В районе штата Орегон плита также начинает погружаться полого, однако по

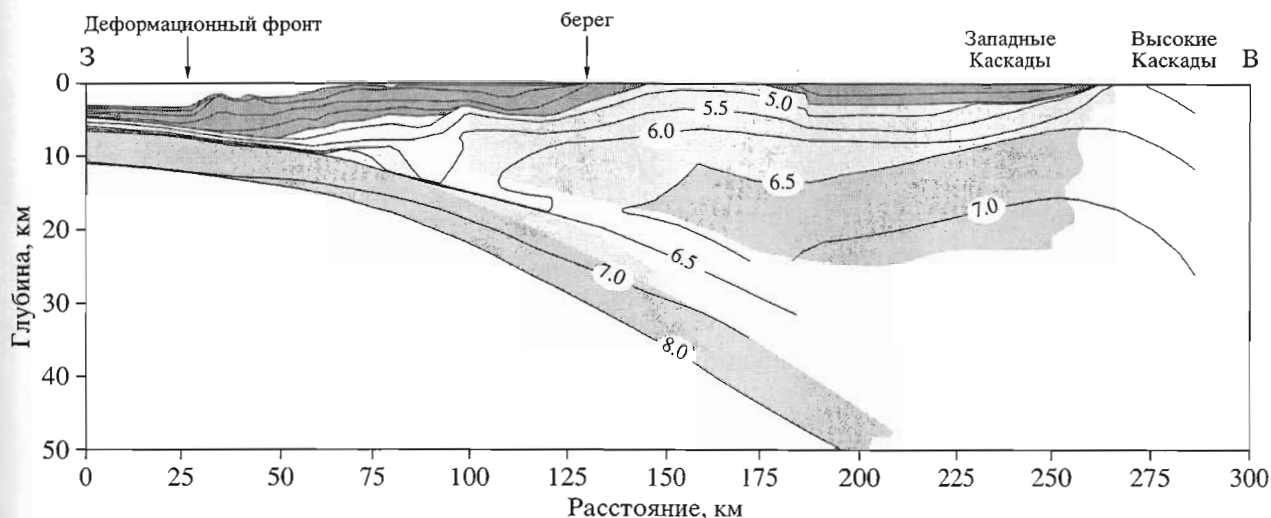


Рис. 3. Глубинный сейсмический разрез по субширотному профилю, близкому к линии Линкольн [Trehu et al., 1994]. Цифрами показаны скорости продольных волн, км/с.

данным сейсмической томографии на глубинах порядка 40–80 км она резко изгибается и далее погружается под углом около 70° [Weaver and Michaelson, 1985].

Наиболее полная сейсмическая модель центральной части Каскадной субдукционной зоны представлена в работе [Trehu et al., 1994]. Она построена по данным МОВ и наблюдений естественной сейсмичности. На рис. 3 показан скоростной разрез по субширотному профилю, близкому к линии Линкольн. Здесь отчетливо выделяется погружающаяся океаническая плита со скоростями, которые по мере погружения плиты возрастают от 6.5 км/с до 8 км/с. Для континентальной части разреза характерна более или менее пологая слоистость – с монотонным возрастанием скоростей от 5 км/с на глубинах 1–2 км до 7 км/с на глубинах порядка 20 км. Инверсия продольных скоростей в пределах земной коры не обнаружена.

По данным МПВ приповерхностные скорости продольных волн составляют 2.9–5.2 км/с, верхняя и средняя кора на глубинах от 3 до 30 км характеризуется скоростями 6.1–6.5 км/с. Под Высокими Каскадами нижняя кора на глубине до 45 км имеет скорость около 7 км/с (Leaver et al., 1984), поверхность Мохо фиксируется на глубине 45 км. Здесь важно отметить, что в средней коре выделен, хотя и не очень надёжно, слой пониженных скоростей [Stanley et al., 1989].

По гравиметрическим данным в работе [Романюк и др., 2001a] построена двумерная плотностная модель Каскадной субдукционной зоны по профилю, проходящему через центральную часть штата Орегон (рис. 4). Океаническая кора характеризуется плотностями 1.90–2.45 г/см³ (осадки), 2.79 г/см³ (базальты, долериты), 3 г/см³ (габбро, ультрамафиты). Океаническая мантия

до глубины 40 км имеет плотность 3.33 г/см³ (литосфера). В интервале глубин 40–140 км её плотность составляет 3.3 г/см³ (астеносфера). Ниже лежат породы с плотностью 3.32 г/см³. Плотности океанической литосферы и астеносферы по мере погружения под континент возрастают.

В Каскадной субдукционной зоне выполнен большой объём измерений теплового потока и температурного градиента. В районе Берегового хребта и долины Уилламет тепловой поток равен 40 мВт/м², а температурный градиент колеблется на уровне 30° С/км. Над Западными Каскадами эти показатели начинают расти и над Высокими Каскадами они достигают 105 мВт/м² и 65° С/км соответственно. В этой области имеются многочисленные горячие источники. Д. Стэнли [Stanley, 1984], Д. Рамирес [Ramires, 1988] и авторы работы [Blackwell et al., 1989] связывают Каскадный максимум теплового потока с влиянием обширного магматического очага на глубинах порядка 10–20 км. В то же время авторы работы [Ingebritsen et al., 1989] полагают, что тепло подымается с больших глубин по сравнительно узкой зоне.

На рис. 5 показана прогнозная геотермическая и петрологическая модель Каскадной субдукционной зоны (далее упоминаемая как CASCADIA), обобщающая современные представления о структуре региона и его флюидном режиме [Романюк и др., 2001b]. Прогноз выполнен по тепловому потоку, оценкам глубины изотермы Кюри ($\sim 500^\circ$), петрологическому анализу магм и ряду других данных. Континентальная кора над погружающейся плитой Хуан де Фука в прибрежной области характеризуется пониженными температурами. Под Высокими Каскадами оконтурена субвертикальная область повышенных температур, дости-

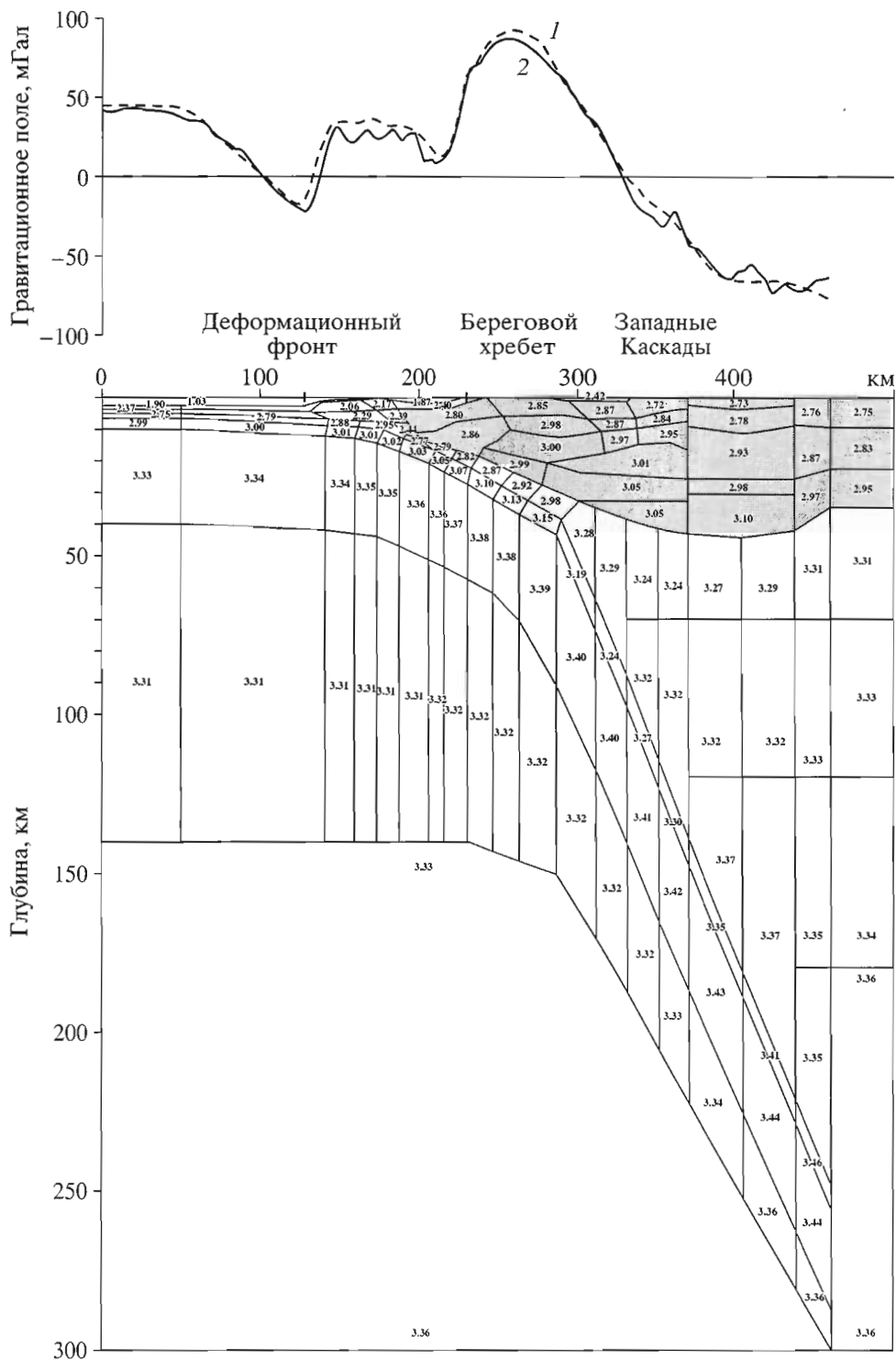


Рис. 4. Плотностная модель по субширотному профилю через центральную часть штата Орегон [Романюк и др., 2001a]: 1 – модель, 2 – наблюдения. Цифрами показаны плотности, г/см^3 .

гающих температур плавления увлажненного перидотита на границе M ($\sim 900^\circ$).

Выделение флюидов из верхней части субдуцируемой плиты, по-видимому, связано с несколькими механизмами. Сначала до глубин 30 км под

действием возрастающего литостатического давления выделяется свободная вода, содержащаяся в микропорах и микротрещинах. Затем на глубинах 30–50 км, где температура превышает 400° , начинается дегидратация минералов, таких как

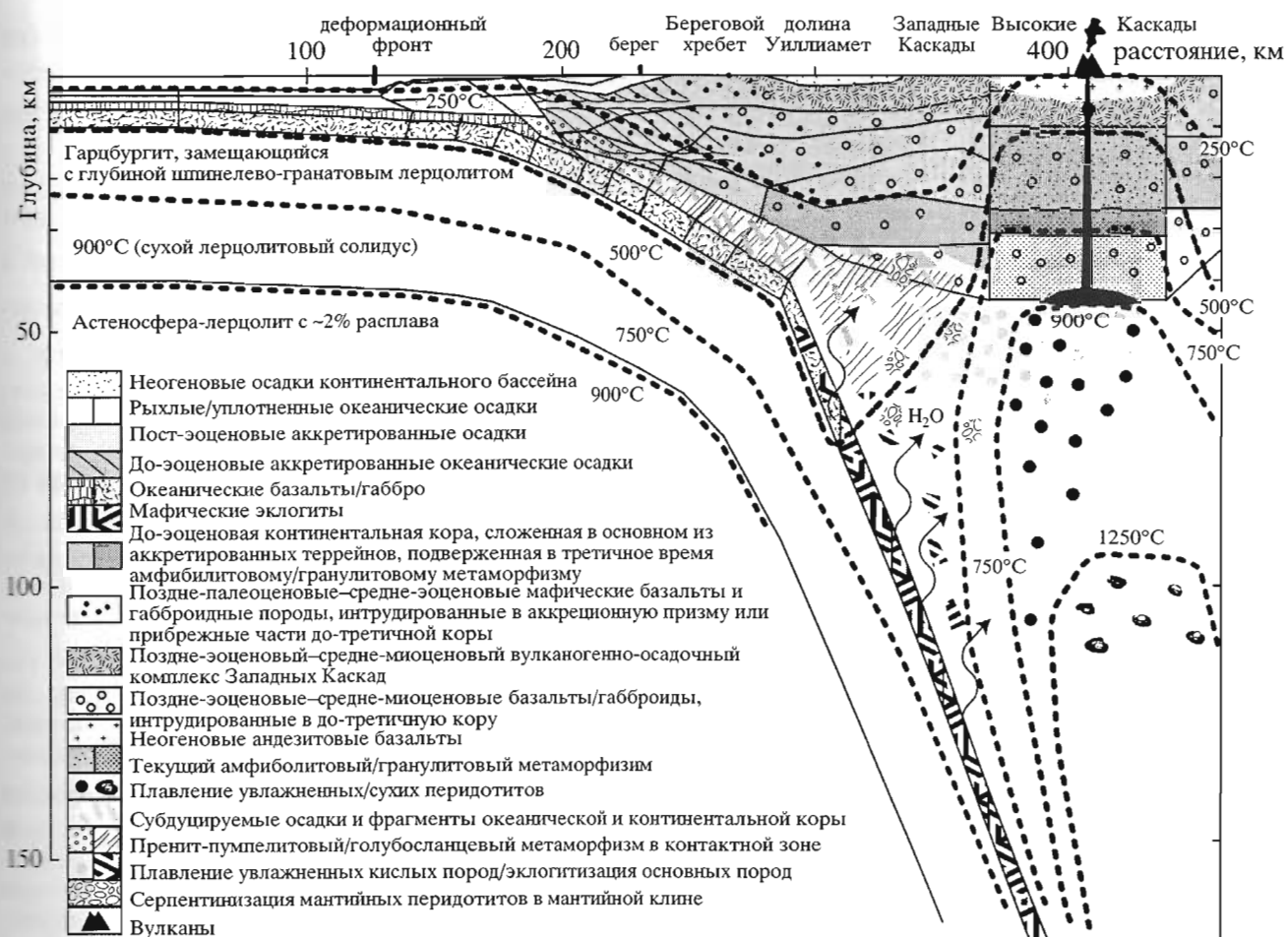


Рис. 5. Прогнозная геотермическая и петрологическая модель CASCADIA по субширотному профилю через центральную часть штата Орегон [Романюк и др., 2001b].

таляк, серпертин, хлорит. Наконец, на глубинах свыше 75 км может начинаться переход базальта в эклогит, а на глубинах свыше 90 км может происходить распад амфиболитов. Все эти процессы сопровождаются выделением флюидов. Можно предполагать, что флюиды, выделяемые на небольших глубинах, мигрируют по зоне контакта между субдуцирующей океанической и континентальной плитами. На больших глубинах при низких температурах флюиды могут поглощаться перidotитами мантии (серпентинизация), а при высоких – нарушать равновесное состояние вещества и вызывать “мокрое” плавление. Расплавы мигрируют вверх, к земной поверхности, в результате чего образуется вулканическая дуга.

В заключение остановимся на результатах основных частотных электромагнитных зондирования, проведенных на Тихоокеанской плите [Ваньян, 1997]. Верхняя часть океанической коры, представленная осадками и базальтовыми пиллоу-лавами, характеризуется повышенной пористостью. Она имеет сопротивление 3–10 Ом × м. Ниже со-

противление резко возрастает, достигая по крайней мере 10000 Ом × м.

Такова та априорная геологическая и геофизическая информация, на основе которой мы проведем интерпретацию геоэлектрических данных, полученных на линии Линкольн.

4. МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ И МАГНИТОВАРИАЦИОННЫЕ ЗОНДИРОВАНИЯ НА БЕРЕГУ ОКЕАНА (АНАЛИЗ ДВУМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ)

Контраст сопротивлений на берегу океана, достигающий трёх и даже четырёх порядков, вызывает сильную магнитотеллурическую аномалию, которая получила название берегового эффекта. Эта аномалия имеет гальваническую и индукционную компоненты.

Гальваническая (кондуктивная) аномалия возникает при течении электрического тока перпендикулярно к берегу (ТМ-мода магнитотеллурического поля). Направленный к берегу океаничес-

кий ток разветвляется. Одна часть тока втекает в осадочный чехол. Осадки захватывают океанический ток и каналируют его на большое расстояние от берега с медленным просачиванием в кристаллический фундамент и глубинные проводящие зоны. Этот эффект можно назвать эффектом континентальной ловушки. Размер континентальной ловушки имеет порядок расстояния нормализации $\sqrt{S_1 R_2}$, где $S_1 = h_1/\rho_1$ есть средняя интегральная проводимость осадочного чехла, а $R_2 = h_2\rho_2$ есть среднее интегральное сопротивление высокоомной коры, отделяющей осадочный чехол от глубинной проводящей зоны. Другая часть океанического тока минует континентальную ловушку. Ток просачивается в дно океана и распределяется в глубинных проводящих зонах континента. Соотношения между током, попавшим в континентальную ловушку, и током, проникшим в глубинные проводники, определяет степень низкочастотного приповерхностного искажения поперечных МТ-кривых и их чувствительность к аномалиям коровой и мантийной электропроводности.

Индукционная аномалия проявляется при течении электрического тока вдоль берега (ТЕ-мода магнитотеллурического поля). Она связана с индукционным взаимодействием океанических и континентальных продольных токов. Её можно назвать горизонтальным скин-эффектом (на высоких частотах продольный избыточный ток концентрируется в прибрежной зоне). Индукционные искажения продольных МТ-кривых наблюдаются вблизи берега и затухают на расстояниях, имеющих порядок глубины до хорошо проводящей мантии. Асимметрия продольных токов порождает вертикальную компоненту магнитного поля, которая в прибрежной зоне может превышать горизонтальную магнитную компоненту.

Для иллюстрации обратимся к работе [Бердичевский и др., 1992] и рассмотрим кривые магнитотеллурического зондирования, рассчитанные для двумерных моделей А и S, существенно различных с геологической точки зрения (рис. 6). В правой (континентальной) части модели А имеется мощный проводник, охватывающий земную кору и верхнюю мантию (речь может идти об активной тектонической зоне). В этом же интервале глубин модель S содержит лишь тонкий коровый слой, встречаемый в стабильных тектонических зонах.

Сравнивая модели А и S, видим, что на континентальном профиле поперечные кривые кажущегося сопротивления ρ_A^\perp и ρ_S^\perp , полученные в этих разных моделях, близки друг к другу, а продольные кривые кажущегося сопротивления ρ_A^\parallel и ρ_S^\parallel расходятся. В прибрежной полосе шириной

85 км кривые ρ_A^\perp и ρ_S^\perp практически совпадают (их расхождение во всём интервале периодов не превышает 3%), а расхождение кривых ρ_A^\parallel и ρ_S^\parallel достигает 300%.

Характерно поведение кривых кажущегося сопротивления. Вблизи берега высокочастотные ветви поперечных кривых ρ_A^\perp и ρ_S^\perp сливаются с нормальной кривой ρ_n^c . Однако с понижением частоты кривые ρ_A^\perp и ρ_S^\perp отрываются от кривой ρ_n^c – восходящие ветви удлиняются, а нисходящие ветви смещаются вверх на 2.5 декады. Какие-либо признаки корового или коро-мантийного проводящего слоя здесь отсутствуют. При удалении от океана форма кривых ρ_A^\perp и ρ_S^\perp медленно меняется. Появляются слабые перегибы, затем образуются минимумы и, наконец, на расстоянии порядка 700 км (шесть расстояний нормализации) кривые ρ_A^\perp и ρ_S^\perp сливаются с нормальной кривой ρ_n^c . Поведение поперечных кривых кажущегося сопротивления легко объяснить эффектом континентальной ловушки. Иначе выглядят продольные кривые ρ_A^\parallel и ρ_S^\parallel . Их поведение определяется индукционным эффектом. Даже в прибрежной зоне они имеют отчётливые перегибы и минимумы, отражающие коровый или коро-мантийный проводящий слой. При удалении от берега на расстоянии порядка 100 км кривые ρ_A^\parallel и ρ_S^\parallel сливаются с нормальной кривой ρ_n^c .

Продолжая анализ ТЕ-моды, рассмотрим поведение типпера $|W_{zy}|$. На рис. 7 показаны кривые $|W_{zy}|$. Береговой эффект вызывает обширную аномалию $|W_{zy}|$, которая на низких частотах распространяется на расстояние порядка 100 км в океане и 300 км на континенте. На периодах $T = 100, 1000$ с различие моделей А и S отчётливо проявляется даже в прибрежной зоне.

Кажется очевидным, что на побережье океана ТЕ-мода (продольные МТ-кривые, типпер) имеет более высокую чувствительность к мантийным проводящим зонам, чем ТМ-мода (поперечные МТ-кривые).

Это утверждение, выведенное из анализа простейших моделей, нуждается в детализации, учитывающей структуру субдукционной зоны. На рис. 8 представлена блочная модель субдукционной зоны, состоящая из следующих элементов: 1) А – океан, 2) В – континентальный осадочный чехол, 3) С – литосфера, 4) D_1, D_2 – верхняя часть субдирирующей океанической плиты, 5) E_1, E_2 – континентальный коровый проводящий слой, 6) F_1 – океаническая астеносфера, 7) F_2, F_3, F_4 – континентальная астеносфера, 8) G_1 – океаническая

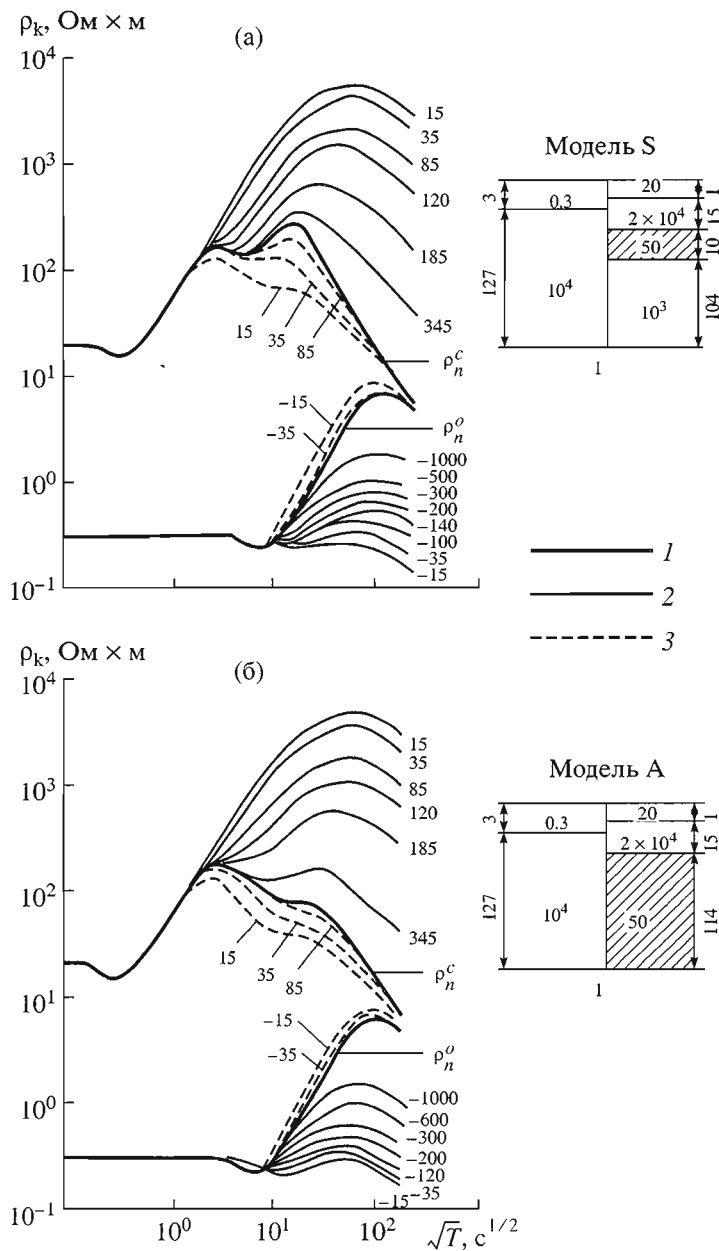


Рис. 6. Кривые кажущегося сопротивления в моделях стабильной (S) и активной (A) тектонических зон [Бердичевский и др., 1992]: 1 – нормальные кривые ρ_n^c (для континента) и ρ_n^o (для океана), 2 – поперечные кривые ρ_{\perp}^1 , 3 – продольные кривые ρ_{\parallel} . Параметр кривых – расстояние до берега, км. На разрезах моделей S и A цифрами показаны сопротивления слоев (Ом × м) и мощности слоев (км): (а) – модель S; (б) – модель A.

мантия 9) G_2, G_3, G_4 – континентальная мантия, 8) H -мантия. Меняя сопротивления блоков $D_1, D_2, E_1, E_2, F_2, F_3, F_4, G_2, G_3$ и G_4 , мы строим модельный ряд, позволяющий оценить чувствительность продольных и поперечных кажущихся сопротивлений к субдуцирующей плите, континентальным коровым проводникам и континентальной астеносфере. Базисной является модель с континентальным разрезом без коровых проводников и проводящей астеносферы. Она последовательно услож-

няется путём добавления в континентальный разрез 1) корового проводящего слоя (как бесконечно протяжённого, так и шириной 300 км), 2) погружающейся проводящей плиты, несочленённой и сочленённой с коровым проводящим слоем, 3) проводящей астеносферы (как бесконечно протяжённой, так и шириной 300 км), несочленённой и сочленённой с океанической астеносферой. Модельный ряд включает следующие модели:

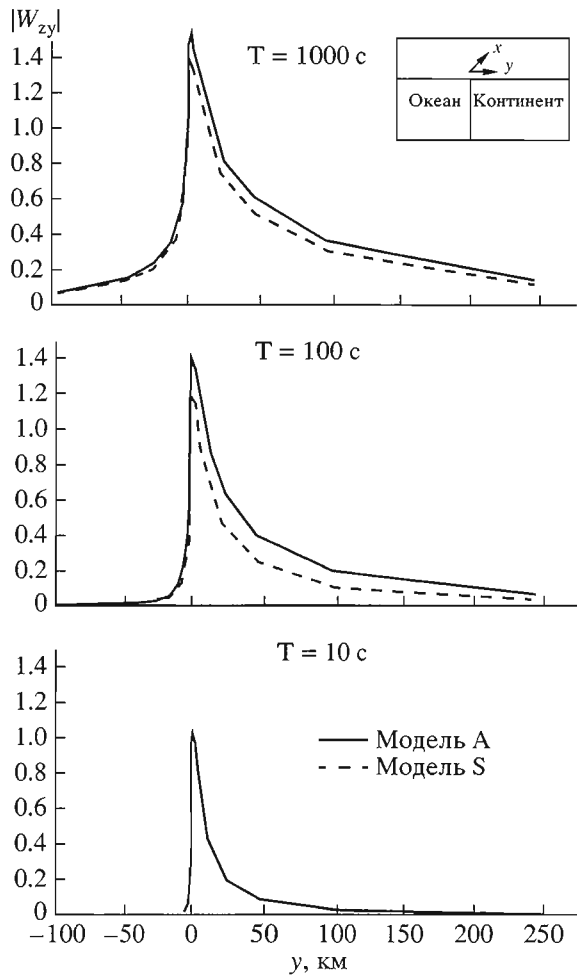


Рис. 7. Кривые модуля типпера в моделях стабильной (S) и активной (A) тектонических зон. Параметры моделей S и A – те же, что и на рис. 6.

модель I – коровый проводящий слой, погружающаяся проводящая плита и проводящая астеносфера отсутствуют;

модель II – в модель I введён коровый проводящий слой бесконечной протяженности;

модель III – в модель I введён коровый проводящий слой конечной протяженности;

модель IV – в модель II введена погружающаяся проводящая плита;

модель V – в модель III введена погружающаяся проводящая плита;

модель VI – в модели IV погружающаяся проводящая плита сочленена с коровым проводящим слоем бесконечной протяженности;

модель VII – в модели V погружающаяся проводящая плита сочленена с коровым проводящим слоем шириной 300 км;

модель VIII – в модель VI введена континентальная астеносфера бесконечной протяженности;

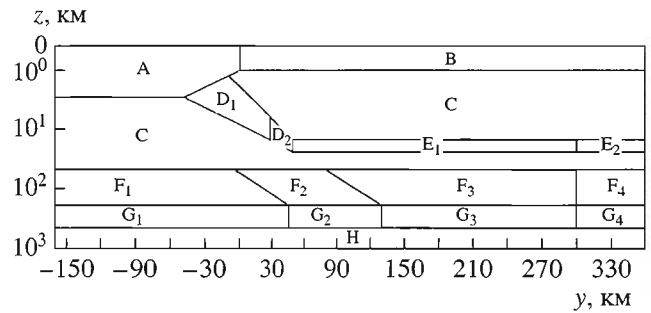


Рис. 8. Блочная модель субдукционной зоны.

модель IX – в модель VI введена континентальная астеносфера шириной 300 км;

модель X – в модели VIII континентальная астеносфера бесконечной протяженности сочленена с океанической астеносферой;

модель XI – в модели IX континентальная астеносфера шириной 300 км сочленена с океанической астеносферой;

модель XII – в модель VII введена континентальная астеносфера бесконечной протяженности;

модель XIII – в модели XII континентальная астеносфера бесконечной протяженности сочленена с океанической астеносферой;

модель XIV – в модель VII введена континентальная астеносфера шириной 300 км;

модель XV – в модели XIV континентальная астеносфера шириной 300 км сочленена с океанической астеносферой.

Параметры этих моделей сведены в табл. 1.

Чувствительность $\eta(U)$ МТ-зондирования к элементу U рассматриваемой модели оценивается в трех зонах континентального профиля Y : прибрежной зоне ΔY_1 ($0 < y < 40$ км), центральной зоне ΔY_2 ($40 \text{ км} < y < 130$ км) и дальней зоне ΔY_3 ($130 \text{ км} < y < 300$ км). Оценки приведены в табл. 2 и табл. 3. Они выполнены по формуле

$$\eta(U) = \max_{T, Y} \left| \frac{\rho_k(L) - \rho_k(M)}{\min[\rho_k(L), \rho_k(M)]} \right| 100\%,$$

где M – модель, в которой элемент U отсутствует, а L – та же модель после введения в неё элемента U .

Из анализа полученных результатов вытекают следующие очевидные выводы:

1. Коровый проводящий слой лучше всего проявляется в ТЕ-моде. Чувствительности продольных и поперечных кажущихся сопротивлений ρ^{\parallel} и ρ^{\perp} к коровому проводнику бесконечной и конечной протяженности в прибрежной и центральной зонах различаются почти на порядок.

2. Если погружающаяся под континент проводящая океаническая плита не сочленена с коровым проводящим слоем, то она отчётливо видна

Таблица 1. Параметры моделей, характеризующих чувствительность МТ-зондирования (приведены удельные сопротивления блоков в Ом × м)

Модель	A	B	C	D ₁	D ₂	E ₁	E ₂	F ₁	F ₂	F ₃	F ₄	G ₁	G ₂	G ₃	G ₄	H
I	0.3	10	10 ⁴	10 ⁴	10 ⁴	10 ⁴	10 ⁴	30	10 ³	10 ³	10 ³	10	10 ²	10 ²	10 ²	3
II	0.3	10	10 ⁴	10 ⁴	10 ⁴	10	10	30	10 ³	10 ³	10 ³	10	10 ²	10 ²	10 ²	3
III	0.3	10	10 ⁴	10 ⁴	10 ⁴	10	10 ⁴	30	10 ³	10 ³	10 ³	10	10 ²	10 ²	10 ²	3
IV	0.3	10	10 ⁴	10	10 ⁴	10	10	30	10 ³	10 ³	10 ³	10	10 ²	10 ²	10 ²	3
V	0.3	10	10 ⁴	10	10 ⁴	10	10 ⁴	30	10 ³	10 ³	10 ³	10	10 ²	10 ²	10 ²	3
VI	0.3	10	10 ⁴	10	10	10	10	30	10 ³	10 ³	10 ³	10	10 ²	10 ²	10 ²	3
VII	0.3	10	10 ⁴	10	10	10	10 ⁴	30	10 ³	10 ³	10 ³	10	10 ²	10 ²	10 ²	3
VIII	0.3	10	10 ⁴	10	10	10	10	30	10 ³	30	30	10	10 ²	10	10	3
IX	0.3	10	10 ⁴	10	10	10	10	30	10 ³	30	10 ³	10	10 ²	10	10 ²	3
X	0.3	10	10 ⁴	10	10	10	10	30	30	30	30	10	10	10	10	3
XI	0.3	10	10 ⁴	10	10	10	10	30	30	30	10 ³	10	10	10	10 ²	3
XII	0.3	10	10 ⁴	10	10	10	10 ⁴	30	10 ³	30	30	10	10 ²	10	10	3
XIII	0.3	10	10 ⁴	10	10	10	10 ⁴	30	30	30	30	10	10	10	10	3
XIV	0.3	10	10 ⁴	10	10	10	10 ⁴	30	10 ³	30	10 ³	10	10 ²	10	10 ²	3
XV	0.3	10	10 ⁴	10	10	10	10 ⁴	30	30	30	10 ³	10	10	10	10 ²	3

Таблица 2. Чувствительность МТ-зондирования к элементам континентальной коры

Элемент модели	Сравниваемые модели	Зона	Чувствительность η	
			ТЕ-мода ρ	ТМ-мода ρ [⊥]
Проводящий коровый слой бесконечной протяженности	I, II	ΔY ₁	221%	214%
		ΔY ₂	1285%	200%
		ΔY ₃	1729%	950%
Коровый проводящий слой шириной 300 км	I, III	ΔY ₁	230%	25%
		ΔY ₂	1333%	77%
		ΔY ₃	1605%	109%
Погружающаяся океаническая плита	IV, II	ΔY ₁	442%	5%
		ΔY ₂	34%	7%
		ΔY ₃	2%	5%
	V, III	ΔY ₁	441%	4%
		ΔY ₂	34%	7%
		ΔY ₃	2%	5%
Сочленение погружающейся плиты с коровым проводящим слоем	VI, IV	ΔY ₁	433%	2978%
		ΔY ₂	104%	2646%
		ΔY ₃	4%	674%
	VII, V	ΔY ₁	433%	1506%
		ΔY ₂	103%	1184%
		ΔY ₃	4%	192%

лишь на прибрежных кривых ρ^{||}. Кондуктивное сочленение плиты с коровым проводящим слоем лучше всего проявляется в ТМ-модели.

3. Проводящая континентальная астеносфера лучше проявляется в ТЕ-модели, чем в ТМ-модели.

Чувствительности продольных и поперечных кажущихся сопротивлений ρ^{||} и ρ[⊥] к астеносфере бесконечного простирания различаются в 1.5–2 раза. При ширине астеносферы 300 км это различие достигает 5–10 раз.

Таблица 3. Чувствительность МТ-зондирования к элементам континентальной мантии

Элемент модели	Сравниваемые модели	Зона	Чувствительность η	
			ТЕ-мода ρ^{\parallel}	ТМ-мода ρ^{\perp}
Континентальная астеносфера бесконечной протяженности	VIII, VI Коровый проводящий слой бесконечной протяженности	ΔY_1	61%	48%
		ΔY_2	115%	55%
		ΔY_3	213%	88%
	XII, VII Коровый проводящий слой шириной 300 км	ΔY_1	72%	72%
		ΔY_2	141%	99%
		ΔY_3	309%	191%
Континентальная астеносфера шириной 300 км	IX, VI Коровый проводящий слой бесконечной протяженности	ΔY_1	52%	10%
		ΔY_2	102%	8%
		ΔY_3	121%	9%
	XIV, VII Коровый проводящий слой шириной 300 км	ΔY_1	64%	28%
		ΔY_2	124%	23%
		ΔY_3	146%	34%
Сочленение континентальной астеносферы с океанической астеносферой	X, VIII Коровый проводящий слой бесконечной протяженности	ΔY_1	28%	18%
		ΔY_2	26%	18%
		ΔY_3	13%	17%
	XI, IX Коровый проводящий слой бесконечной протяженности	ΔY_1	28%	14%
		ΔY_2	27%	13%
		ΔY_3	15%	12%
	XIII, XII Коровый проводящий слой шириной 300 км. Астеносфера бесконечной протяженности	ΔY_1	28%	28%
		ΔY_2	27%	28%
		ΔY_3	13%	26%
	XV, XIV Коровый проводящий слой шириной 300 км. Астеносфера шириной 300 км	ΔY_1	30%	23%
		ΔY_2	28%	22%
		ΔY_3	15%	20%

4. Кондуктивное сочленение континентальной астеносферы с океанической астеносферой слабо сказывается на обеих модах.

5. Различие между континентальными проводниками бесконечной и конечной протяженности проявляется в ТМ-моде отчетливей, чем в ТЕ-моду.

Эти выводы хорошо согласуются с результатами пробных инверсий синтетических данных, полученных в прибрежной и центральной зонах. Инверсии выполнены с помощью программ Inv2D-FG [Golubev and Varentsov, 1994] и IGF-MT2D [Новожицкий, Пушкарёв, 2001], которые обеспечивают регуляризованное решение обратной магнитотеллурической задачи в классе кусочно-однородных (блочных) сред с закреплённой геометрией границ. Инверсия ТЕ-моды (продольных кажущихся сопротивлений, фаз продольного импеданса, компонент типпера) успешно восстанавливает коровый проводящий слой и проводящую континентальную астеносферу. При переходе к ТМ-моду (к поперечным кажущимся сопротивлениям и фазам попереч-

ного импеданса) решение этой задачи заметно ухудшается (сдвигаются границы проводящих слоев, их сопротивления существенно отклоняются от истинных). Однако ТМ-мода надёжней определяет сопротивление верхней континентальной коры и уверенней фиксирует сочленение погружающейся плиты с коровым проводящим слоем.

Важным результатом модельного эксперимента является демонстрация возможности определения геоэлектрической структуры земной коры и верхней мантии по зависимости компонент типпера от частоты. Эта возможность естественно вытекает из теоремы единственности, доказанной В.И. Дмитриевым для двумерной магнитовариационной инверсии [Бердичевский и др., 2000].

5. ДВУМЕРНАЯ ИЛИ ТРЁХМЕРНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ?

Для ответа на этот вопрос мы рассмотрим трёхмерные региональные приповерхностные не-

однородности, пересекаемые линией Линкольн, и выясним, как они влияют на результаты магнитотеллурического и магнитовариационного зондирования.

На рис. 9 показан график интегральной проводимости S верхнего слоя вдоль линии Линкольн. Он построен по батиметрическим данным с учётом донных МТ-зондирований (в океанической части профиля) и результатам наземных МТ-зондирований (в континентальной части профиля). Интегральная проводимость S в глубоководном океане имеет порядок 10000 См. Береговой хребет, сложенный раннетретичными и вулканогенными породами, характеризуется значениями S около 100–150 См. Вулканогенно-осадочному комплексу западной части Западных Каскад и мощной толще третичных отложений, слагающих долину Уилламет, отвечают значения S , достигающие 250–300 См. В восточной части Западных Каскад, где эти отложения выклиниваются, значения S падают до 10 См. В области Высоких Каскад и залугового плато значения S снова возрастают, отражая развитие вулканогенно-осадочных пород, лежащих под позднетретичными и четвертичными вулканитами.

На рис. 10 изображена карта интегральной проводимости S верхнего слоя, охватывающая хребет и плиту Хуан де Фука с прилегающими территориями штатов Орегон и Вашингтон. При построении этой карты использованы карта мощностей осадков [Connard et al., 1984b] и оценки их среднего сопротивления. В океанической части карты S отчётливо выделяются хребет Хуан де Фука (I) и абиссальная котловина плиты Хуан де Фука (II). На континенте прослеживаются структуры субмеридионального простирания: Береговой хребет (III), долина Уилламет (IV) и её продолжение – низменность Пьюджет (V), восточная часть Западных Каскад (VI), Высокие Каскады (VII). Эта достаточно детальная карта S включена в менее детальную карту S [Пальшин и др., 1999], охватывающую весь северо-запад Соединённых штатов (1280 км × 1280 км), которая наложена на однородный фон $S = 10000$ См. Оценки показывают, что при моделировании магнитотеллурического поля в центральной части такой карты влиянием её краёв можно пренебречь.

Трёхмерное магнитотеллурическое поле вдоль линии Линкольн рассчитано в приближении неоднородного тонкого слоя $S(x, y)$, подстилаемого горизонтально-слоистой средой. В качестве разреза этой среды взят средний разрез континента в модели Каскадной субдукционной зоны из работы [Варенцов и др., 1996]. Расчёты выполнены по программе SLPROG [Зингер, Файнберг, 1985; Singer and Fainberg, 1995].

На рис. 11 показаны континентальные 3D-кривые магнитотеллурического и магнитовариационного зондирования, полученные в характерных точках линии Линкольн. Для сравнения на этом же рисунке приведены соответствующие локально-нормальные 1D-кривые и 2D-кривые, рассчитанные для двумерной модели, в которой значения $S(y)$, заданные на линии Линкольн, продолжены по направлению x на север и на юг. В прибрежной и центральной зонах (Береговой хребет, долина Уилламет, Западные Каскады, $y = 15–138$ км) кривые ρ_{3D}^{\perp} , ρ_{3D}^{\parallel} и $\text{Re } W_{zy}^{3D}$ близки к кривым ρ_{2D}^{\perp} , ρ_{2D}^{\parallel} и $\text{Re } W_{zy}^{2D}$ (расхождения колеблются на уровне 10% и во всяком случае не превышают 25%), а кривые ϕ_{3D}^{\perp} и $\text{Im } W_{zy}^{3D}$ практически сливаются с кривыми ϕ_{2D}^{\perp} и $\text{Im } W_{zy}^{2D}$. В дальней зоне (в области Высоких Каскад и плато Дешутс, $y = 158$ км–178 км) расхождения между кривыми ρ_{3D}^{\perp} и ρ_{3D}^{\parallel} достигают 100–200% (сильное статическое смещение, вызванное трёхмерными осадочно-вулканогенными структурами), кривые $\text{Re } W_{zy}^{3D}$ и $\text{Im } W_{zy}^{3D}$ практически сливаются с кривыми $\text{Re } W_{zy}^{2D}$ и $\text{Im } W_{zy}^{2D}$, а кривые ϕ_{3D}^{\perp} и ϕ_{2D}^{\perp} расходятся лишь на высоких частотах. Примечательно, что почти на всей линии Линкольн кривые ρ_{3D}^{\parallel} близки к локально-нормальным (одномерным) кривым ρ_{1D} . Очевидно, что региональная структура приповерхностных образований в окрестности линии Линкольн благоприятствует двумерной интерпретации магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований. Этот важный результат находится в полном согласии с оценками из работ [Жданов, Спичак, 1992; Спичак, 1999].

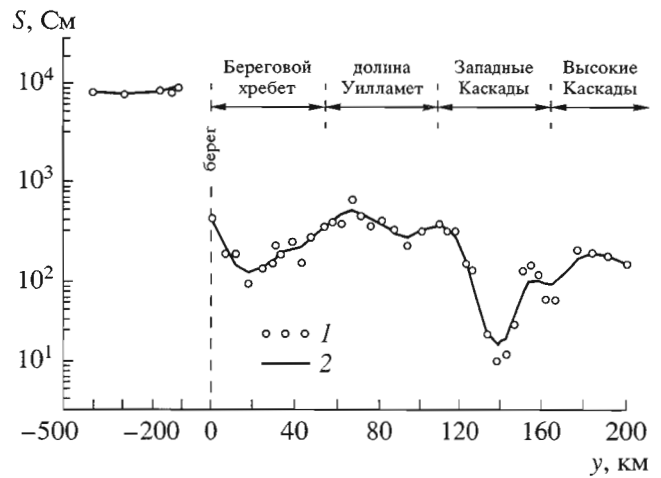


Рис. 9. График интегральной проводимости S верхнего слоя вдоль линии Линкольн: 1 – наблюдения, 2 – сплайн-аппроксимация.

ционному зондирований, полученные в характерных точках линии Линкольн. Для сравнения на этом же рисунке приведены соответствующие локально-нормальные 1D-кривые и 2D-кривые, рассчитанные для двумерной модели, в которой значения $S(y)$, заданные на линии Линкольн, продолжены по направлению x на север и на юг. В прибрежной и центральной зонах (Береговой хребет, долина Уилламет, Западные Каскады, $y = 15–138$ км) кривые ρ_{3D}^{\perp} , ρ_{3D}^{\parallel} и $\text{Re } W_{zy}^{3D}$ близки к кривым ρ_{2D}^{\perp} , ρ_{2D}^{\parallel} и $\text{Re } W_{zy}^{2D}$ (расхождения колеблются на уровне 10% и во всяком случае не превышают 25%), а кривые ϕ_{3D}^{\perp} и $\text{Im } W_{zy}^{3D}$ практически сливаются с кривыми ϕ_{2D}^{\perp} и $\text{Im } W_{zy}^{2D}$. В дальней зоне (в области Высоких Каскад и плато Дешутс, $y = 158$ км–178 км) расхождения между кривыми ρ_{3D}^{\perp} и ρ_{3D}^{\parallel} достигают 100–200% (сильное статическое смещение, вызванное трёхмерными осадочно-вулканогенными структурами), кривые $\text{Re } W_{zy}^{3D}$ и $\text{Im } W_{zy}^{3D}$ практически сливаются с кривыми $\text{Re } W_{zy}^{2D}$ и $\text{Im } W_{zy}^{2D}$, а кривые ϕ_{3D}^{\perp} и ϕ_{2D}^{\perp} расходятся лишь на высоких частотах. Примечательно, что почти на всей линии Линкольн кривые ρ_{3D}^{\parallel} близки к локально-нормальным (одномерным) кривым ρ_{1D} . Очевидно, что региональная структура приповерхностных образований в окрестности линии Линкольн благоприятствует двумерной интерпретации магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований. Этот важный результат находится в полном согласии с оценками из работ [Жданов, Спичак, 1992; Спичак, 1999].

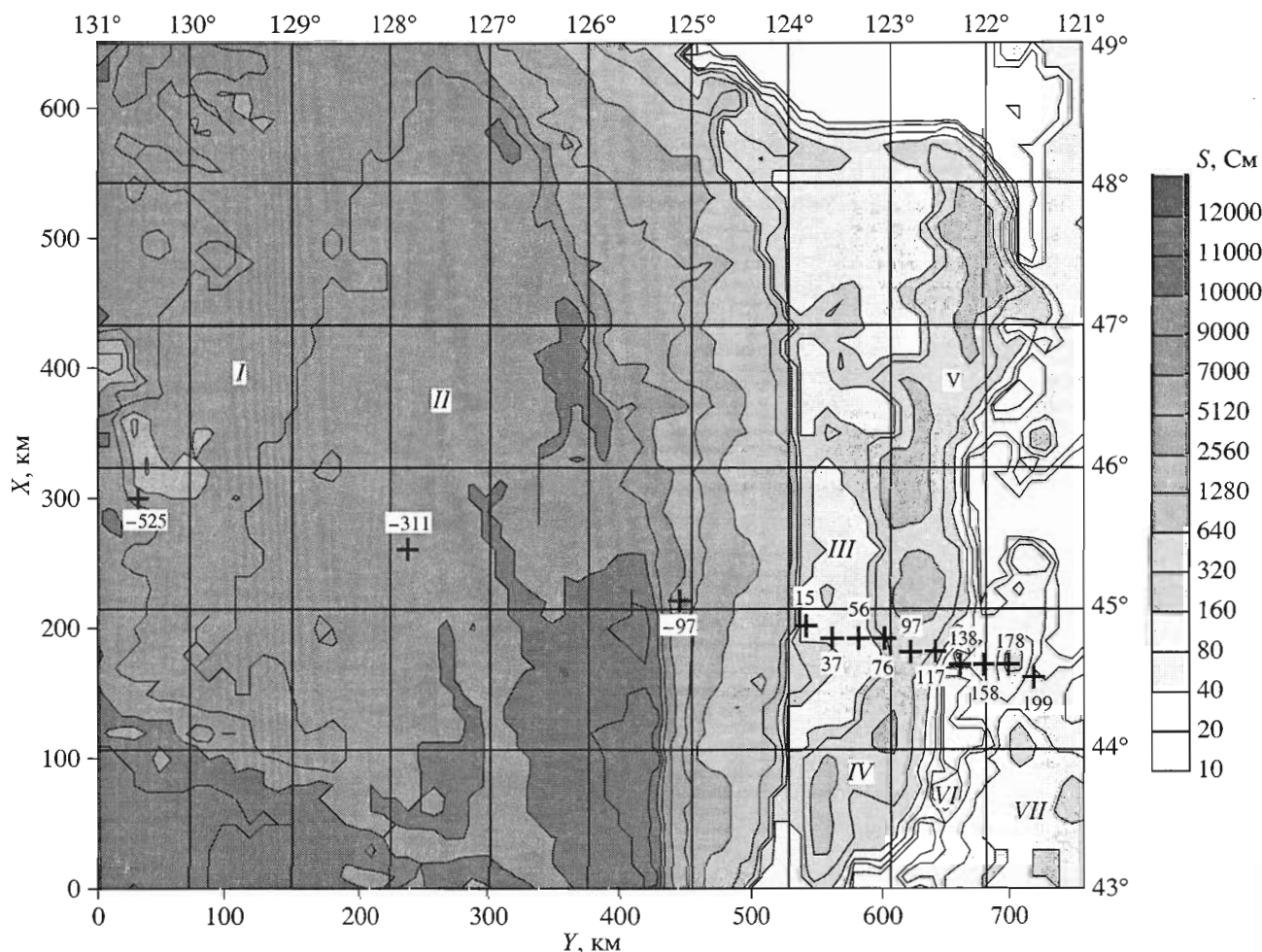


Рис. 10. Карта интегральной проводимости S верхнего слоя. Точки линии Линкольн отмечены крестиками, рядом указаны расстояния от берега, км.

6. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭМСЛАБ-I И ЭМСЛАБ-II

В геофизической литературе чаще всего обсуждаются две двумерные модели Каскадной субдукционной зоны: модель ЭМСЛАБ-I, предложенная в работе [Wannamaker et al., 1989b], и модель ЭМСЛАБ-II, предложенная в работе [Варенцов и др., 1996].

Модель ЭМСЛАБ-I показана на рис. 12. Она построена методом проб и ошибок с сильным приоритетом ТМ-моды, которая, как утверждают авторы, наиболее устойчива к отклонениям от двумерности. Эта модель минимизирует невязку кривых ρ^{\perp} , φ^{\perp} и игнорирует кривые ρ^{\parallel} , φ^{\parallel} . Главными элементами модели ЭМСЛАБ-I являются: 1) верхняя проводящая часть плиты, полого погружающейся под Береговую хребет, 2) субгоризонтальный проводящий слой в средней континентальной коре с расширением в области Высоких Каскад и 3) хорошо развитая проводящая астеносфера под океаном. Вопрос о сочленении погру-

жающей плиты с коровым проводником в модели ЭМСЛАБ-I оставлен открытым. Континентальная астеносфера в этой модели не проявляется, хотя форма экспериментальных кривых ρ^{\parallel} и φ^{\parallel} свидетельствует о низком сопротивлении верхней мантии. Отсутствие грубых разногласий между модельными значениями $\text{Re}W_{\perp}$, $\text{Im}W_{\perp}$ и экспериментальными данными авторы рассматривают как показатель достоверности модели.

Модель ЭМСЛАБ-I уязвима для критики. Холодная континентальная мантия противоречит современным представлениям о геодинамике Каскадной субдукционной зоны (сравните модель ЭМСЛАБ-I с прогнозную моделью CASCADIA, изображённой на рис. 5). Последующий анализ модели ЭМСЛАБ-I показал, что ТМ-мода имеет низкую чувствительность к изменениям мантийной электропроводности и что только бимодальная инверсия, использующая обе моды, ТЕ+ТМ, может дать ключ к изучению астеносферы [Бердичевский и др., 1992]. В этой же работе был описан бимодальный алгоритм Дмитриева, основан-

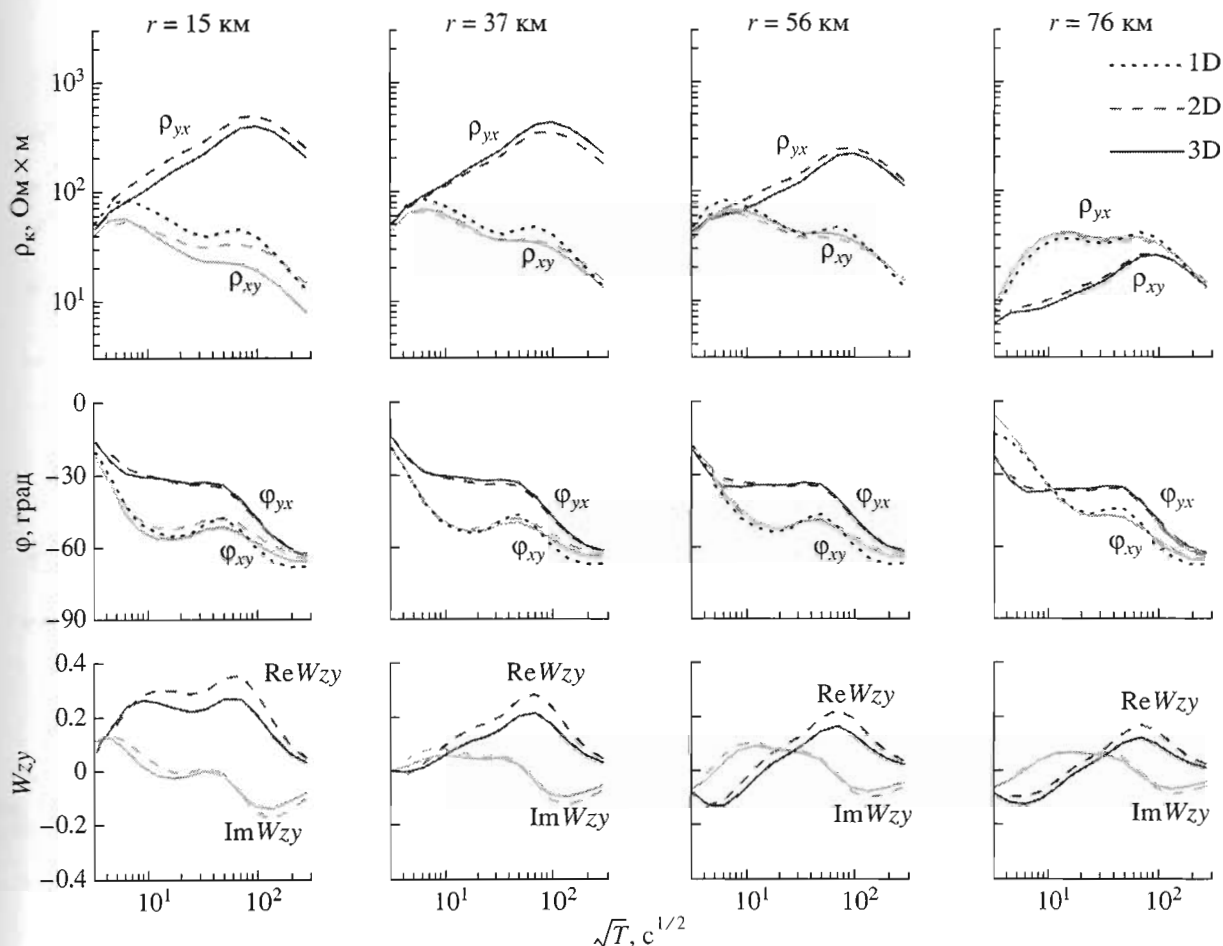


Рис. 11. 3D-кривые ρ_{yx} , ρ_{xy} , Φ_{yx} , Φ_{xy} , $Re W_{zy}$, $Im W_{zy}$ в точках, отмеченных крестиками на рис. 10 (континентальная часть линии Линкольн). Здесь же приведены соответствующие 2D-кривые, рассчитанные для двумерной модели, и локально-нормальные 1D-кривые, рассчитанные для одномерных моделей.

ный на последовательной инверсии ТЕ- и ТМ-моды. Этот алгоритм обеспечивает лучшие условия для целенаправленной интерактивной интерпретации МТ-данных, учитывающей различную информативность ТЕ- и ТМ-моды.

Опыты по бимодальной интерпретации МТ-данных, полученных в Каскадной субдукционной зоне, привели к построению двумерной модели ЭМСЛАБ-II (рис. 13). Она построена с помощью программы автоматизированной инверсии INV2D-FG, обеспечивающей оптимизацию сопротивлений в 20 блоках с фиксированной геометрией. Был применен алгоритм Дмитриева, состоящий из трёх последовательных уровней: 1) инверсии Φ^{\perp} и $Re W_{zy}$ (максимальный вес), 2) инверсии Φ^{\parallel} и ρ^{\perp} (нормальный вес) и 3) инверсии ρ^{\parallel} (минимальный вес). Модель ЭМСЛАБ-II имеет много общего с моделью ЭМСЛАБ-I. Та же океаническая астеносфера, та же погружающаяся плита, тот же коровый проводящий слой. Однако плита сочленена с коровым проводником, а в континентальной мантии выделена проводящая астеносфера

(!), отделяющаяся от океанической астеносферы. Таким образом, было получено новое свидетельство процессов частичного плавления в континентальной мантии. Главным недостатком модели ЭМСЛАБ-II является её схематичность, обусловленная ограниченными возможностями программы INV2D-FG.

Сегодня на смену программе INV2D-FG пришли более мощные программы для двумерной автоматизированной инверсии магнитотеллурических и магнитовариационных данных. Это – сглаживающая программа REBOCC, реализующая “бритву Оккама”* [Siripunvaraporn and Egbert, 2000], и программы IGF-MT2D [Новожинский, Пушкарёв, 2001] и П2DC [Varentsov, 1999], которые позволяют оптимизировать модели, содер-

* Принцип “бритвы” был сформулирован францисканским монахом Вильгельмом Оккамом в XIV столетии. В современной формулировке он звучит примерно так: “Не множьте сложных объяснений там, где достаточно простого объяснения”.

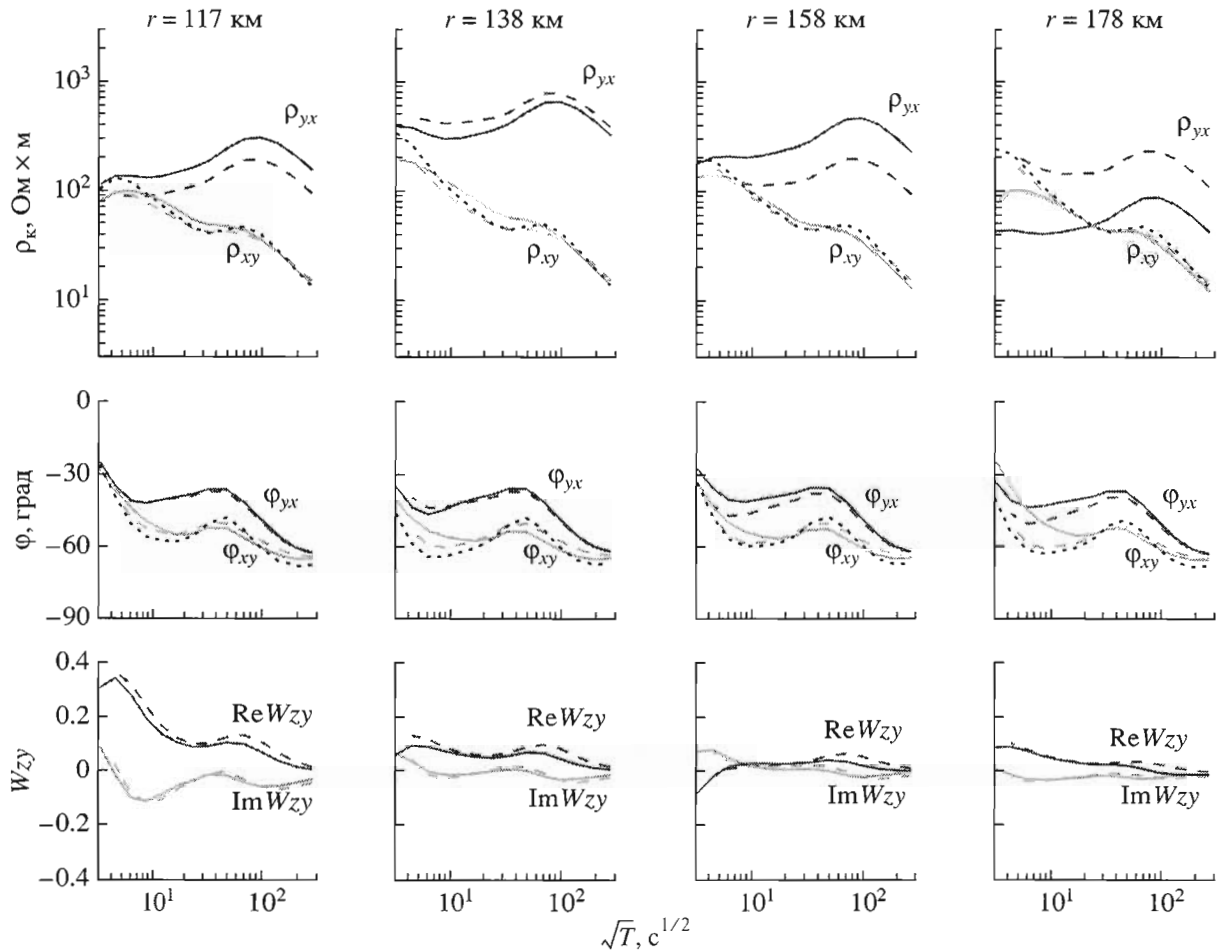


Рис. 11. Окончание.

жашие 512 и более блоков фиксированной геометрии. Таким образом, открылись новые возможности для интерпретации данных эксперимента ЭМСЛАБ. Используя эти возможности, мы строим модель ЭМСЛАБ-III.

6. АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ, ВЫПОЛНЕННЫХ НА ЛИНИИ ЛИНКОЛЬН

В результате наблюдений, выполненных вдоль континентальной части линии Линкольн, определены частотные характеристики магнитотеллурического тензора $[Z]$ и магнитовариационного тензора $[W]$:

$$[Z] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad [W] = \begin{bmatrix} W_{zx} & W_{zy} \end{bmatrix}.$$

Магнитотеллурический тензор (импеданс) и магнитовариационный тензор (типпер) преобразуют горизонтальное магнитное поле H_τ в горизон-

тальное электрическое поле E_τ и вертикальное магнитное поле H_z :

$$E_\tau = [Z]H_\tau \quad H_z = [W]H_\tau.$$

Анализ $[Z]$ и $[W]$ позволяет оценить степень горизонтальной неоднородности среды, распознать искажения поля, вызванные неоднородностью среды, идентифицировать геоэлектрические структуры, определить их размерность и простираение. Таким образом, мы получаем основу, обеспечивающую построение интерпретационной модели (определение класса сред, в котором ищется решение обратной задачи).

На рис. 14а показаны кривые поперечных кажущихся сопротивлений в интервале периодов 0.01–10000 с. Кривые ρ^\perp состоят из двух восходящих ветвей, разделённых перегибом или минимумом. Правые восходящие ветви этих кривых имеют одинаковый наклон и занимают почти две декады. Для лучшего понимания наблюдаемых явлений мы нормализуем кривые ρ^\perp , сдвигая их по вертикали так, чтобы их левые восходящие ветви наилучшим образом совместились с линией сред-

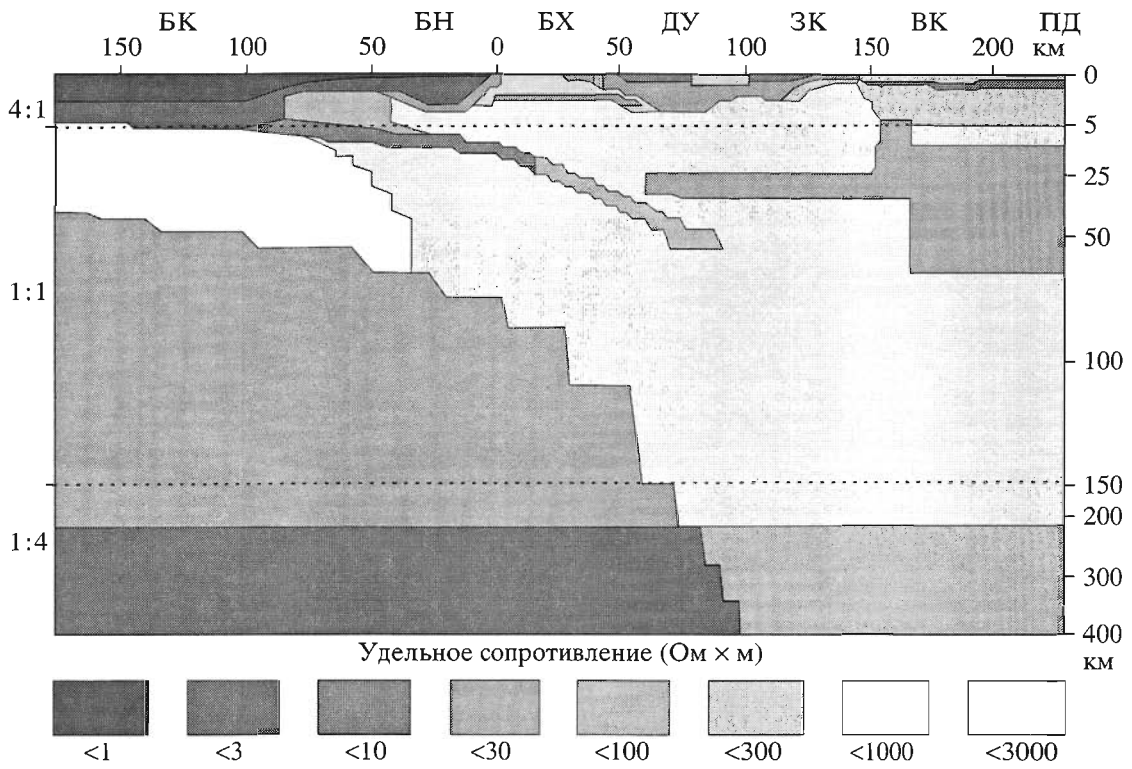


Рис. 12. Модель ЭМСЛАБ-I [Wannamaker et al., 19896]: БК – бассейн Каскадия, БН – бассейн Ньюпорт, БХ – Береговой хребет, ДУ – долина Уилламет, ЗК – Западные Каскады, ВК – Высокие Каскады, ПД – плато Дешутс.

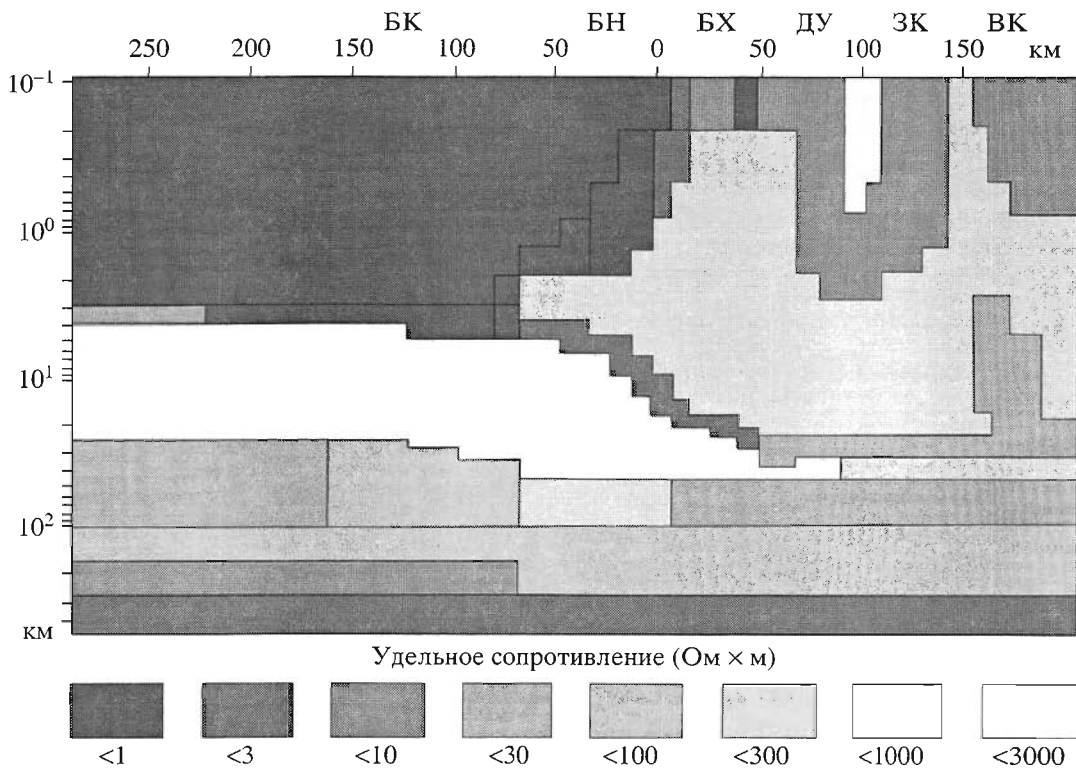


Рис. 13. Модель ЭМСЛАБ-II [Варенцов и др., 1996]: Обозначения – те же, что на рис. 12.

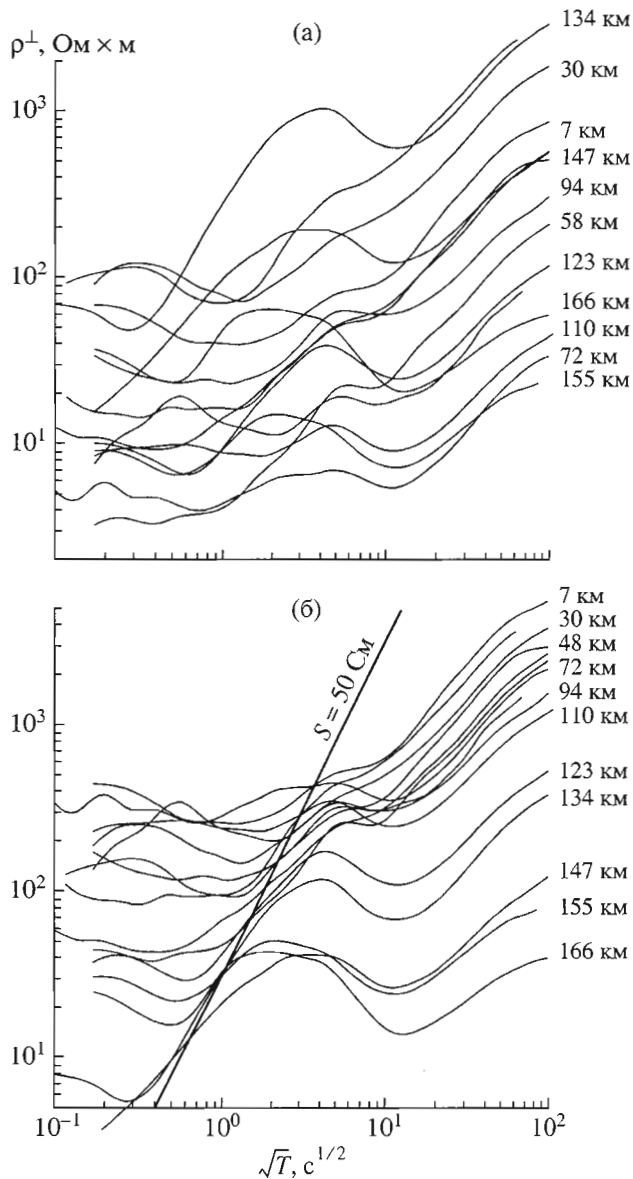


Рис. 14. Кривые поперечного кажущегося сопротивления ρ^{\perp} в континентальной части линии Линкольн: (а) – наблюдаемые кривые ρ^{\perp} , (б) – нормализованные кривые ρ^{\perp} . Параметр кривых – расстояние до берега.

ней интегральной проводимости $\bar{S} = 50$ См верхнего слоя (рис. 14б). Нормализованные таким образом кривые ρ^{\perp} демонстрируют простую закономерность – чем больше расстояние от берега, тем глубже минимум в центральной части этих кривых и тем ниже лежат их правые восходящие ветви. Сравнивая этот рисунок с рис. 6, мы обнаруживаем несомненное сходство между поведением нормализованных кривых ρ^{\perp} , полученных на линии Линкольн, и теоретических кривых ρ^{\perp} , рассчитанных для моделей А и S. Кажется очевидным, что на линии Линкольн мы наблюдаем

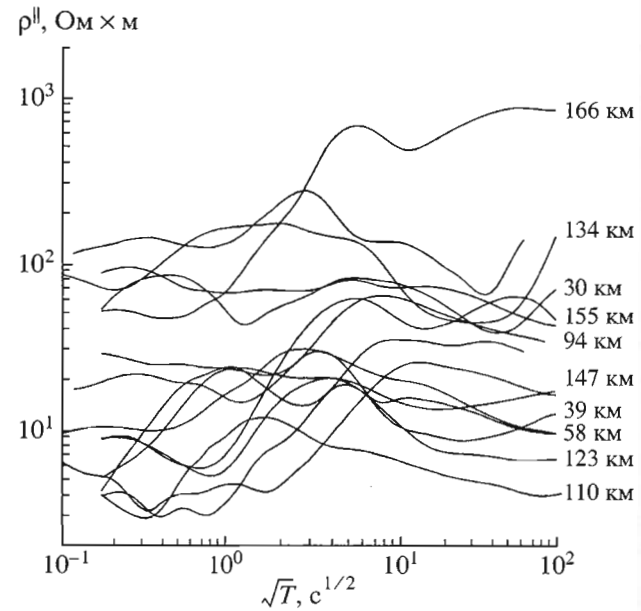


Рис. 15. Кривые продольного кажущегося сопротивления ρ^{\parallel} в континентальной части линии Линкольн. Параметр кривых – расстояние до берега.

эффект континентальной ловушки и что именно этот эффект, а не влияние глубинных литосферных и астеносферных структур, формирует поперечные кривые ρ^{\perp} , полученные на различном расстоянии от берега.

Кривые продольных кажущихся сопротивлений, полученные в этом же интервале периодов, показаны на рис. 15. При удалении от берега форма кривых ρ^{\parallel} меняется. Здесь встречаются кривые ρ^{\parallel} с колоколообразными и чашеобразными ветвями. Характерной особенностью кривых ρ^{\parallel} являются низкочастотные полого-нисходящие ветви, расположенные на различных уровнях. В точках 2, 3, 4, 12 эти нисходящие ветви замыкаются более или менее крутым подъёмом. Можно думать, что продольные кривые ρ^{\parallel} отражают изменения геоэлектрического разреза литосферы и астеносферы, однако искажены статическим смещением и эффектами трёхмерного каналирования.

Отметим, что во всех точках линии Линкольн кривые ρ^{\perp} связаны дисперсионными соотношениями с кривыми φ^{\perp} [Бердичевский и Похотелов, 1997]. Однако кривые ρ^{\parallel} , φ^{\parallel} в отличие от кривых ρ^{\perp} , φ^{\perp} эпизодически нарушают дисперсионные соотношения (точки 3, 4, 10, 13). Примеры нарушения дисперсионных соотношений даны на рис. 16.

Перейдём к анализу магнитотеллурических параметров – параметра неоднородности N [Бердичевский и др., 1997], параметра асимметрии skew [Swift, 1967] и фазочувствительного параметра

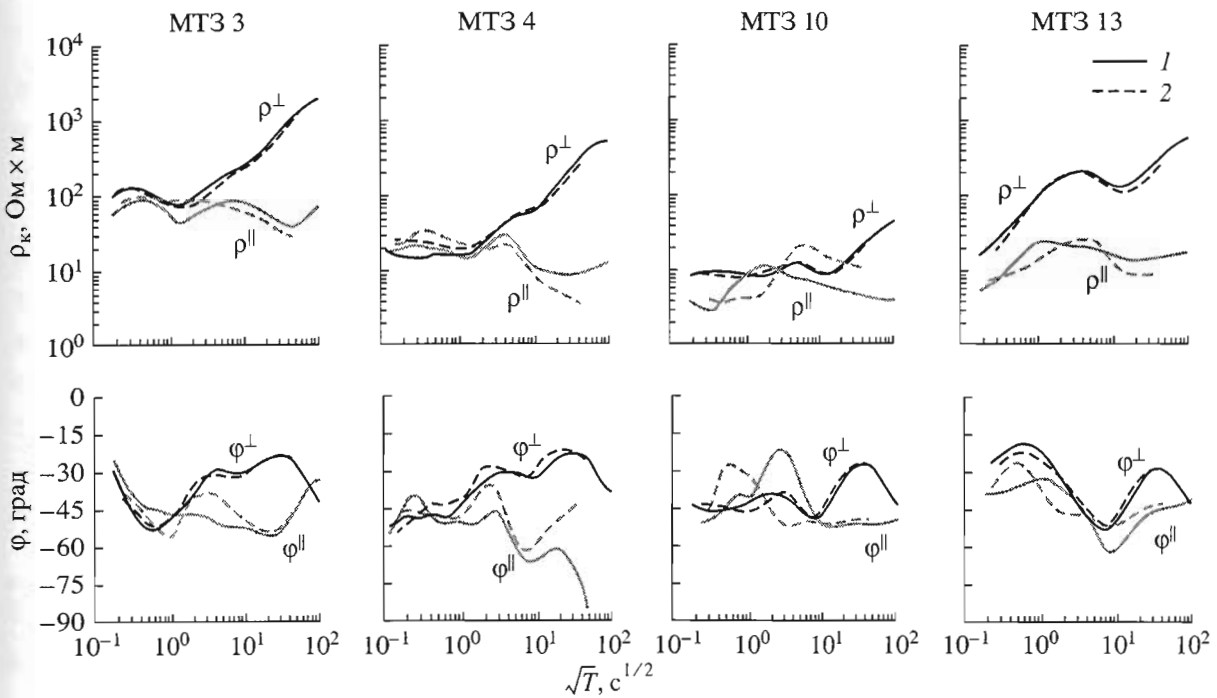


Рис. 16. Дисперсионные соотношения между кривыми кажущегося сопротивления ρ_k и фазовыми кривыми ϕ : 1 – наблюдение, 2 – дисперсионное преобразование.

асимметрии η [Bahr, 1988]. Значения N , skew и η находятся по формулам:

$$N = \sqrt{\frac{1 - 4 \frac{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}{(Z_{xy} - Z_{yx})^2}}{1}}$$

$$\text{skew} = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}}, \quad \eta = \frac{\sqrt{0.5 |\text{Im}(Z_{xy}Z_{yy}^* + Z_{xx}Z_{yx}^*)|}}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}$$

где звёздочка * означает комплексную сопряжённость. В одномерной (горизонтально-однородной) модели $N = \text{skew} = \eta = 0$. Отклонение N от 0 есть мера горизонтальной неоднородности среды. В двумерной модели $N \neq 0$ и $\text{skew} = \eta = 0$. В трёхмерной модели $N \neq 0$ и $\text{skew} \neq 0, \eta \neq 0$. Если модель имеет двумерную структуру, осложнённую мелкими приповерхностными трёхмерными включениями, то на низких частотах $\eta = 0$ при $N \neq 0$ и $\text{skew} \neq 0$. Таким образом, совместный анализ параметров N , skew и η позволяет распознать структуры и определить их размерность.

На рис. 17 представлены частотные разрезы N , skew и η . На высоких частотах ($T \ll 1$ с) параметр неоднородности N почти повсеместно не превышает 0.1–0.2, что свидетельствует о возможности одномерных оценок сопротивления приповерхностных образований. При $T = 1$ с значения N меняются от 0.1–0.2 в долине Уилламет и на Высоких Каскадах до 0.4 на Береговом хребте и Западных Каскадах. С понижением частоты ($T > 100$ с) зна-

чения N возрастают до 0.4 в долине Уилламет и 0.5–0.8 на Береговом хребте и Каскадах. Высоким значениям параметра N , как правило, отвечают повышенные значения skew = 0.3–0.7 и небольшие значения $\eta < 0.1$ –0.15. Таким образом, следуя Бару [Bahr, 1988], мы можем рассматривать исследуемую среду как регионально двумерную структуру с локальными трёхмерными неоднородностями в её верхних горизонтах. Глубинные трёхмерные эффекты возможны лишь в области Высоких Каскад, где низкочастотные значения η превышают 0.3. Азимут регионального простирания глубинных двумерных неоднородностей, определённый с помощью разложения Бара, колеблется в пределах 7.5–10°. Во многих точках линии Линкольн это согласуется с ориентацией низкочастотных полярных диаграмм магнитного тензора и индукционных стрелок. На рис. 18 в качестве примера показаны магнитные полярные диаграммы для $T = 2500$ с и вещественные индукционные стрелки для $T = 6400$ с. В пределах Берегового хребта магнитные диаграммы имеют вид восьмёрок с субширотной ориентацией их большой оси. Такие же диаграммы характерны для долины Уилламет и Западных Каскад. На Высоких Каскадах магнитные диаграммы вырождаются в овалы, однако сохраняют субширотную ориентацию. При этом вещественные индукционные стрелки повсеместно направлены с запада на восток.

Очевидно, что в эксперименте ЭМСЛАБ мы можем искать решение обратной геоэлектрической

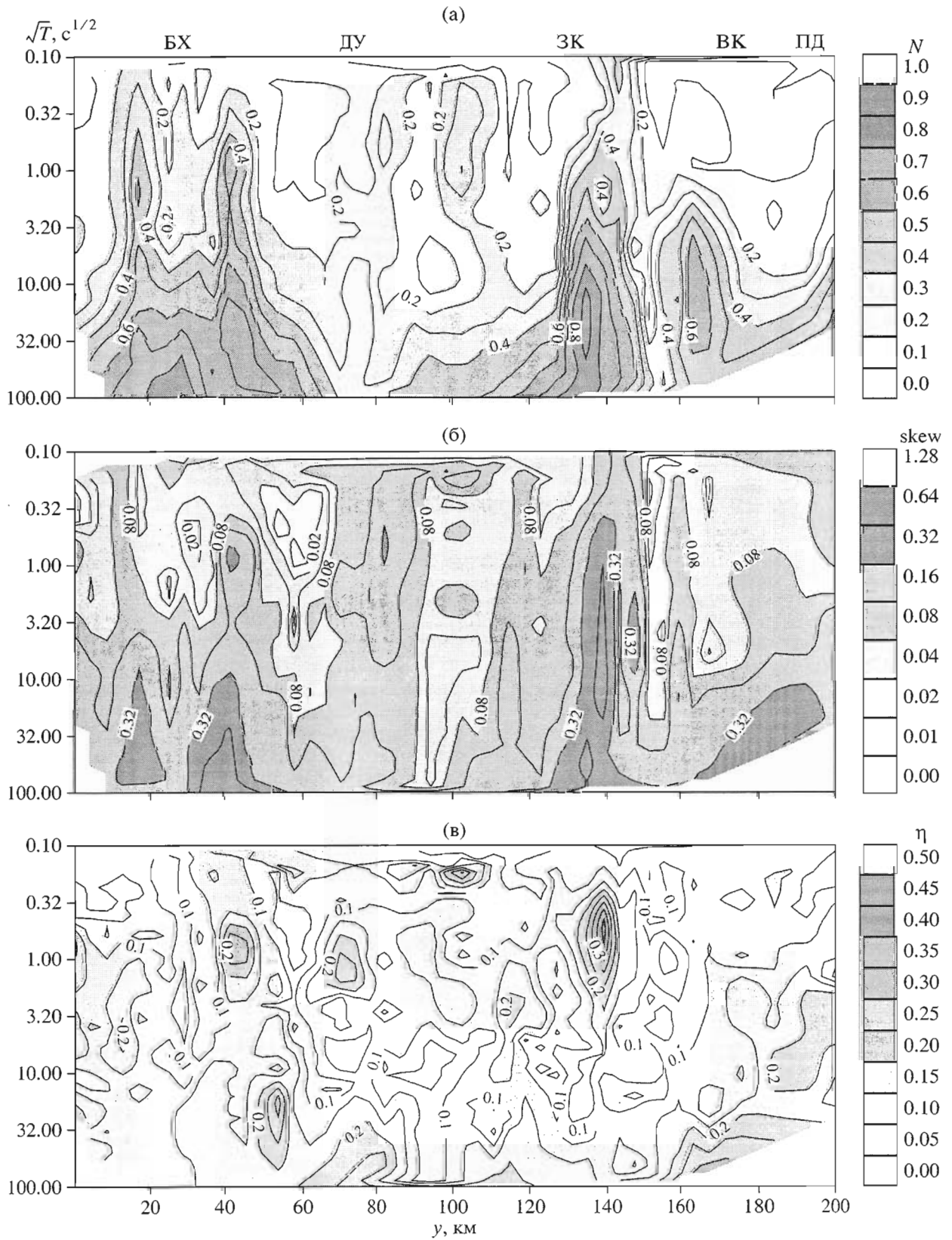


Рис. 17. Частотные разрезы параметров N , skew и η . БХ – Береговой хребет, ДУ – долина Уилламет, ЗК – Западные Каскады, ВК – Высокие Каскады, ПД – плато Дешутс: (а) – разрез параметра неоднородности N ; (б) – разрез параметра асимметрии skew; (в) – разрез фазочувствительного параметра асимметрии η .

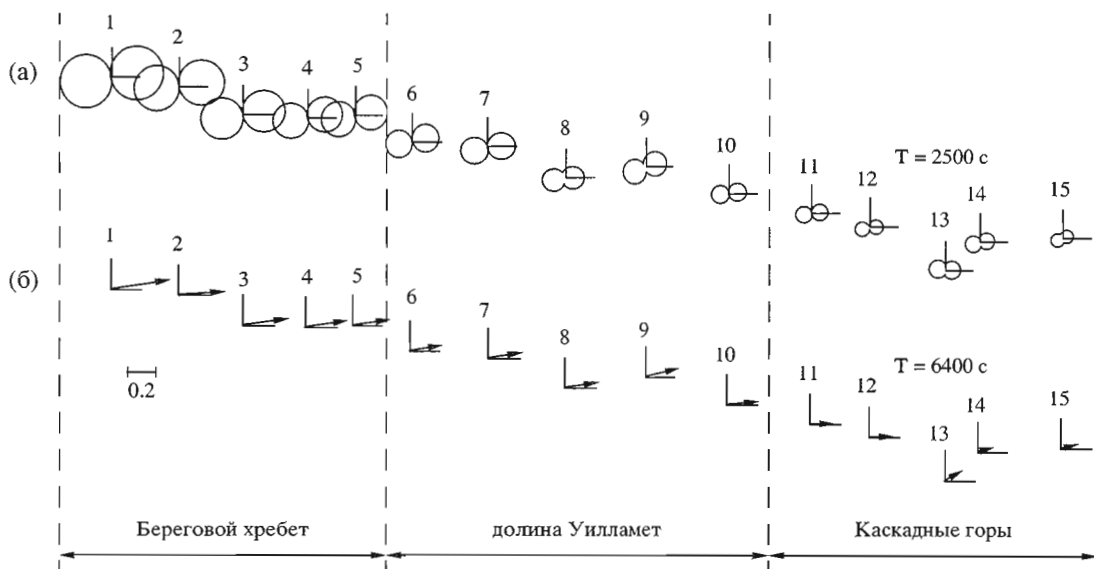


Рис. 18. Магнитные полярные диаграммы и вещественные индукционные стрелки в континентальной части линии Линкольн: а – полярные диаграммы типпера для периода $T = 2500$ с; б – вещественные индукционные стрелки для периода $T = 6400$ с.

кой задачи в классе двумерных сред с меридиональным простиранием.

7. НОВАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАСКАДНОЙ СУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ – МОДЕЛЬ ЭМСЛАБ-III

Двумерная инверсия магнитотеллурических и магнитовариационных данных представляет собой многокомпонентную обратную задачу, использующую 1) вещественные и мнимые типперы, $Re W_{zy}$ и $Im W_{zy}$, 2) продольные и поперечные кажущиеся сопротивления, ρ^{\parallel} и ρ^{\perp} , 3) фазы продольных и поперечных импедансов, ϕ^{\parallel} и ϕ^{\perp} . Эти компоненты имеют различную информативность, различную устойчивость к искажающему влиянию приповерхностных неоднородностей и различную чувствительность к изучаемым структурам.

Мы выделяем $Re W_{zy}$ и $Im W_{zy}$ как компоненты, которые, во-первых, чувствительны к проводящим структурам и, во-вторых, с понижением частоты освобождаются от приповерхностных влияний. К этому надо добавить, что В.И.Дмитриев недавно доказал теорему единственности для двумерной инверсии компонент типпера [Бердичевский и др., 2000]. Очевидно, что интерпретация частотных характеристик $Re W_{zy}$ и $Im W_{zy}$ может дать надёжную информацию о проводящих зонах в коре и мантии Земли.

Продольные кажущиеся сопротивления ρ^{\parallel} и фазы ϕ^{\parallel} также чувствительны к проводящим структурам. Однако если кривые ρ^{\parallel} подвержены искажающему влиянию трёхмерных приповерхностных неоднородностей, то при их интерпрета-

ции возникает проблема статических смещений. Коррекция статических смещений кривых ρ^{\parallel} сопряжена с риском серьёзных ошибок. Это ставит продольное кажущееся сопротивление ρ^{\parallel} в положение компоненты, менее надёжной, чем компоненты типпера. Продольная фаза ϕ^{\parallel} находится в лучшем положении, так как с понижением частоты она подобно типперу освобождается от приповерхностных влияний. Однако уже из анализа одномерных кривых МТЗ следует, что инверсия фаз даёт распределение электропроводности с точностью до неизвестных масштабных множителей. Очевидно, что фазы ϕ^{\parallel} менее информативны, чем кажущиеся сопротивления ρ^{\parallel} и что интерпретация кривых ϕ^{\parallel} имеет смысл лишь в сочетании с интерпретацией кривых ρ^{\parallel} или $Re W_{zy}$, $Im W_{zy}$.

Поперечные кажущиеся сопротивления ρ^{\perp} и фазы ϕ^{\perp} характеризуются пониженной (если не нулевой) чувствительностью к проводящим структурам, перекрытым плохо проводящей средой (эффект гальванического экранирования). Однако они позволяют оценить сопротивление плохо проводящих слоёв литосферы и, если повезёт, могут обнаружить связи, существующие между проводящими структурами (например, выявить разломы, достигающие осадочного чехла, или ответить на вопрос, соединена ли субдуцирующая проводящая плита с коровым проводящим слоем). При интерпретации кривых ρ^{\perp} , очевидно, возникает проблема статических смещений, однако здесь возможна автоматическая коррекция, выполняемая в процессе инверсии.

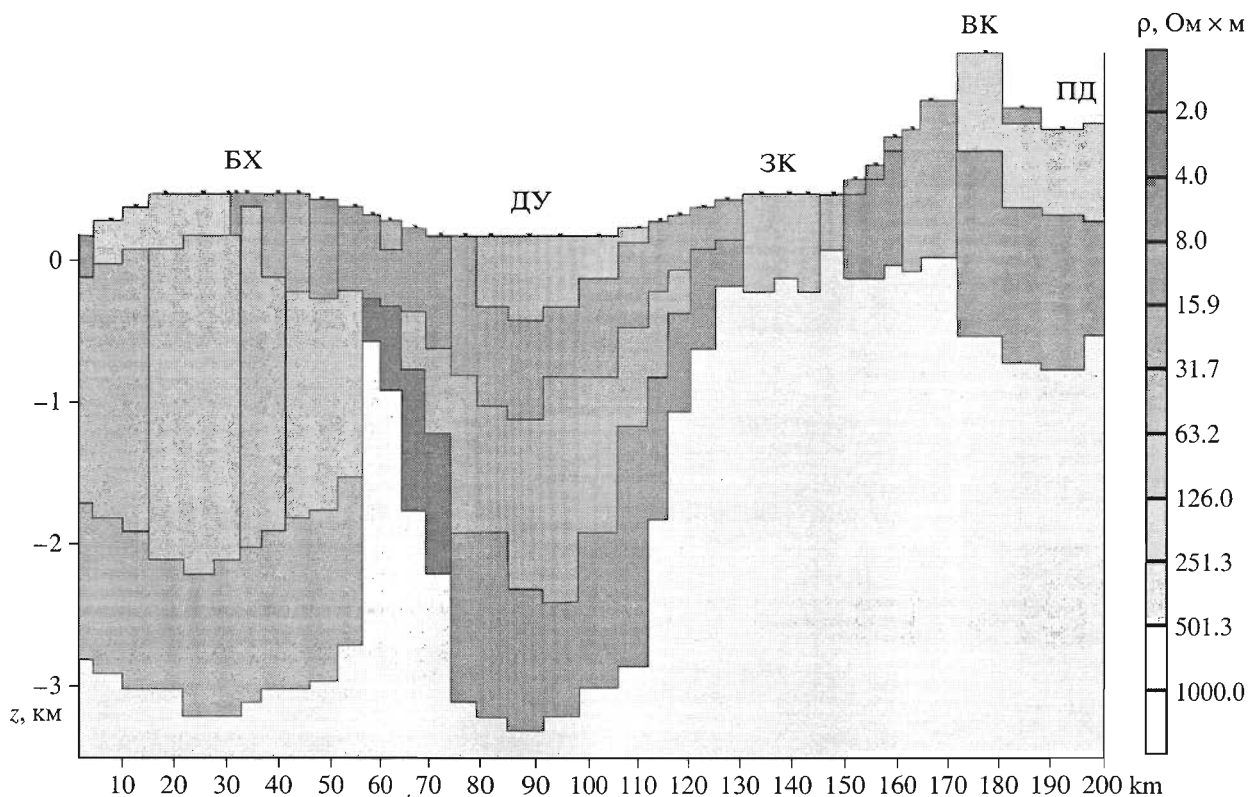


Рис. 19. Геоэлектрический разрез вулканогенно-осадочного чехла (континентальная часть линии Линкольн). Обозначения – те же, что на рис. 17.

Существует два подхода к решению многокомпонентной обратной задачи.

I. Параллельная (совместная) инверсия всех компонент, которые вводятся в Тихоновский функционал с различными весами в зависимости от их информативности, устойчивости, чувствительности.

II. Последовательные (частичные) инверсии каждой компоненты с передачей взвешенных результатов инверсии от одной компоненты к другой.

В пользу второго подхода говорят следующие соображения. Частичные инверсии наиболее удобны для интерактивной, диалоговой интерпретации геоэлектрических данных. Каждая частичная инверсия решает определённую частную задачу и с помощью пространственных и частотных весов может быть сфокусирована на определённой структуре. Результаты каждой частичной инверсии могут быть переданы последующей инверсии с весами, которые определяются путём информационного анализа и выражают степень доверия к определённым структурам. Частичные инверсии допускают коррекцию получаемых результатов непосредственно в процессе интерпретации. При частичных инверсиях уменьшается вероятность сваливания невязки в локальный минимум. Весь опыт отечественной глубинной геоэлектрики показывает, что именно этот подход, основанный на

последовательности частичных инверсий и легко реализуемый с помощью многоуровневого алгоритма Дмитриева, обеспечивает наиболее содержательную интерпретацию электромагнитных зондирований.

Мы применили метод частичных инверсий для интерпретации данных, полученных на линии Линкольн.

Интерпретация состояла из трёх этапов.

На первом этапе выполнена одномерная инверсия короткопериодных МТ-кривых ($T = 0.01-100$ с) и построен приближённый геоэлектрический разрез вулканогенно-осадочного чехла до глубины 3.5 км (рис. 19). Он согласуется с приповерхностной частью модели ЭМСЛАБ-I (Wannamaker et al., 1989b). Этот разрез включён в стартовую модель двумерной интерпретации.

На втором этапе использована Оккамская программа REBOSS и проведены опыты по сглаженной двумерной инверсии. В сложных условиях Каскадной субдукционной зоны совместная инверсия ТЕ- и ТМ-мод даёт причудливое чередование низкоомных и высокоомных пятен при плохой минимизации невязки. В этих пятнах трудно распознать реальные структуры зоны субдукции. Наиболее интересный результат получен при частичной инверсии ТЕ-моды (рис. 20). Здесь выде-

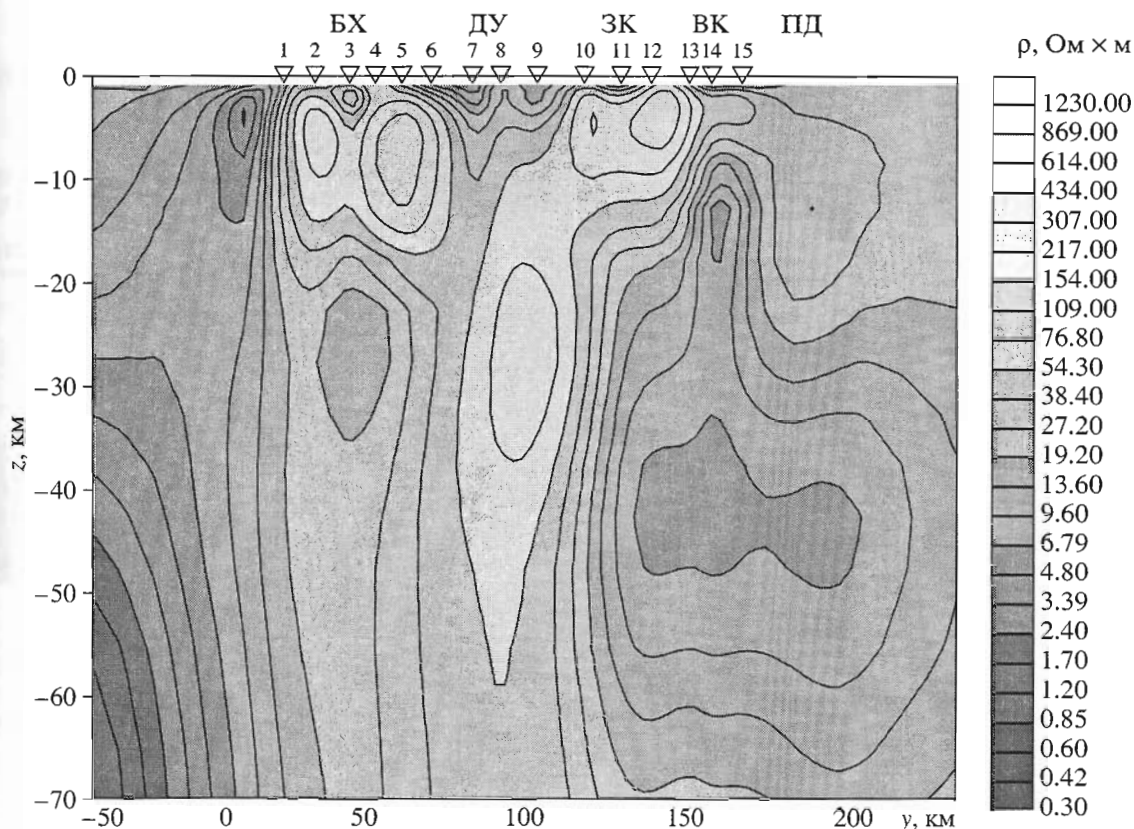


Рис. 20. Двумерная REBOCC-инверсия TE-моды ($Re W_{zy}$, $Im W_{zy}$, ϕ^{\parallel}). Обозначения – те же, что на рис. 17.

ются западная и восточная проводящие зоны, разделённые T-образным промежутком повышенного сопротивления, который можно связать с погружающейся плитой. В западной проводящей зоне узнаётся океаническая астеносфера, кровлю которой можно отнести к глубине порядка 20 км. Восточная проводящая зона приурочена к коро-мантийной области влажного плавления из прогнозной модели CASCADIA, изображённой на рис. 5. Показательно, что верхняя граница восточной проводящей зоны повторяет рельеф корового проводящего слоя из моделей ЭМСЛАБ-I и ЭМСЛАБ-II, изображённых на рис. 12 и рис. 13.

На третьем, завершающем, этапе применён метод частичных инверсий и построена новая двумерная геоэлектрическая модель Каскадной субдукционной зоны, названная моделью ЭМСЛАБ-III. Для интерпретации длиннопериодных МВ- и МТ-кривых ($T = 1-10000$ с) использованы программы IGF-MT2D [Новожинский, Пушкарев, 2001] и П2DC [Varentsov, 1999], позволяющие минимизировать модельную невязку в классе сред с фиксированной геометрией блоков.

Интерпретация проведена в режиме проверки гипотез. Рассматривались три гипотезы о строении Каскадной субдукционной зоны: 1) гипотеза модели ЭМСЛАБ-I (рис. 12), 2) гипотеза модели

Эмслаг-II (рис. 13), 3) гипотеза прогнозной модели CASCADIA (рис. 5).

Стартовая интерпретационная модель (модель START) изображена на рис. 21. Рельеф дна океана и мощность донных осадков, а также осадков в аккреционной призме и на шельфе, заданы по батиметрической карте и карте мощности осадков [Connard et al., 1984a,b]. Удельное сопротивление воды, осадков и океанической коры принято равным 0.3 Ом × м, 2 Ом × м и 10000 Ом × м соответственно. Глубина до океанической мантии и её удельные сопротивления согласованы с моделями CASCADIA, ЭМСЛАБ-I и ЭМСЛАБ-II. Поверхность субдуцируемой океанической плиты построена по данным сейсмологии [Trehu et al., 1994] и сейсмотомографии [Weaver and Michaelson, 1985; Rasmussen and Humphries, 1988]. Строение вулканогенно-осадочного чехла континента определено по результатам одномерной инверсии короткопериодных МТ-кривых. Кора и мантия континента разбита на однородные блоки с удельным сопротивлением 1000 Ом × м. Плотность разбиения и геометрия блоков допускает свободный выбор коровых и мантийных структур, отвечающих трём рассматриваемым гипотезам. Гипотеза, которая в наибольшей степени удовлетворяет наблюдаемым данным, выбирается автоматически в про-

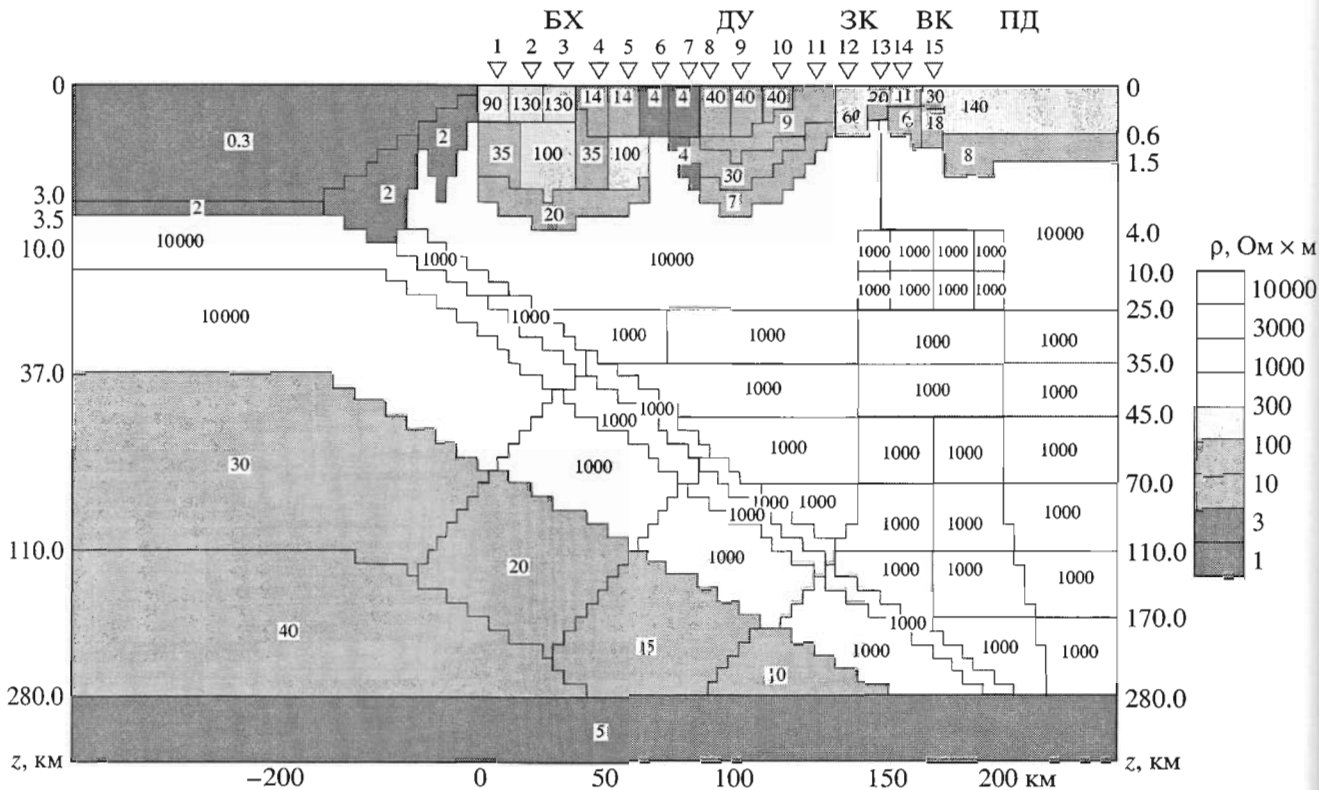


Рис. 21. Стартовая интерпретационная модель START: БХ – Береговой хребет, ДУ – долина Уилламет, ЗК – Западные Каскады, ВК – Высокие Каскады, ПД – плато Дешутс. Цифры внутри блоков – удельные сопротивления, Ом × м.

цессе оптимизации сопротивлений и минимизации невязок. Интервалы неопределённости для оптимизируемых сопротивлений назначаются в зависимости от надёжности стартового задания. Минимальные интервалы приданы блокам, составляющим вулканогенно-осадочный чехол кон-

тинента и дно океана (донные осадки и океаническую кору), а максимальные интервалы – блокам, составляющим нижнюю кору и мантию континента.

В традиционной схеме глубинного электромагнитного зондирования метод МТЗ играет ведущую роль, а магнитовариационные данные используются для контролирования и детализации результатов МТЗ. Эта схема широко и во многом успешно применяется во всём мире. Её слабым местом является то, что магнитотеллурический импеданс во всём интервале низких частот подвержен сильному искажающему влиянию приповерхностных неоднородностей. В настоящей работе мы применяем схему глубинного электромагнитного зондирования, в которой ведущим методом является магнитовариационное зондирование, МВЗ, а метод МТЗ служит для контролирования и детализации результатов МВЗ. Главное преимущество такой схемы заключается в том, что магнитовариационный типпер с понижением частот освобождается от искажающего влияния приповерхностных неоднородностей. Очевидно, что на этом пути мы существенно повышаем надёжность геоэлектрической информации.

Магнитовариационные и магнитотеллурические данные, полученные в 15 точках линии Линкольн (T = 1–10000 с), интерпретировались после-

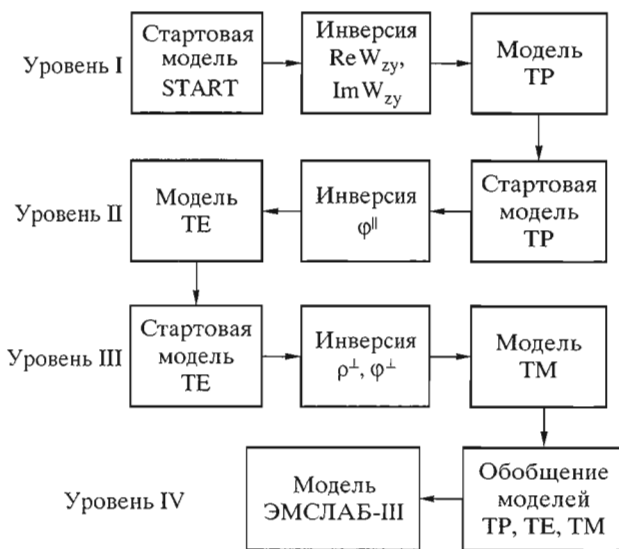


Рис. 22. Последовательность частичных инверсий.

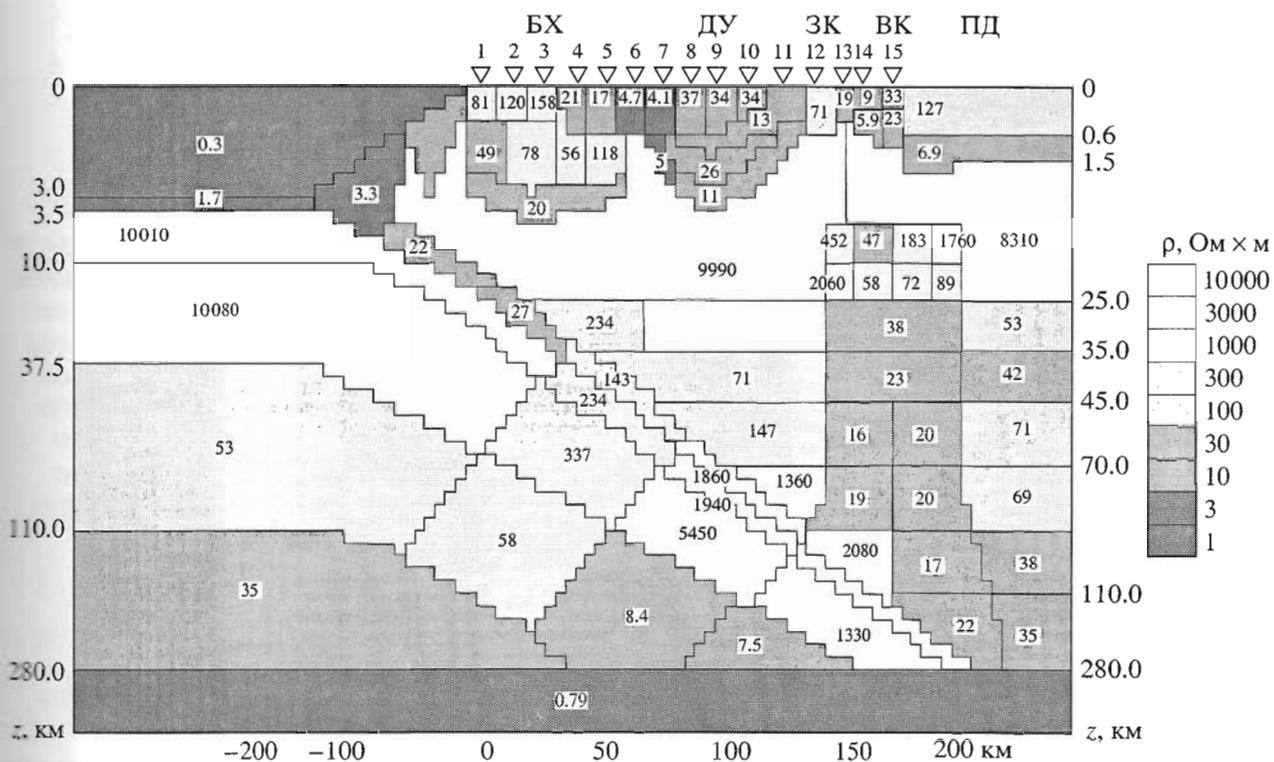


Рис. 23. Модель ТР, построенная по результатам инверсии типперов. Обозначения – те же, что на рис. 21.

довательно на четырех уровнях. Алгоритм интерпретации представлен на рис. 22.

Рассмотрим инверсии, выполненные на каждом уровне.

Уровень I – инверсия $Re W_{zy}$ и $Im W_{zy}$. В качестве стартовой взята модель START. В результате инверсии получена модель ТР, показанная на рис. 23. Модельные невязки сведены в табл. 4. Здесь $\delta Re W_{zy}$ и $\delta(Im W_{zy})$ – невязки вещественных и мнимых типперов (средне-квадратические отклонения модельных значений от наблюдаемых), а $\Delta Re W_{zy} = |\max Re W_{zy} - \min Re W_{zy}|$ и $\Delta Im W_{zy} = |\max Im W_{zy} - \min Im W_{zy}|$ характеризуют максимальную вариацию наблюдаемых значений вещественных и мнимых типперов. Видно, что модель ТР хорошо согласуется с результатами наблюдений: в большинстве точек невязки $\delta Re W_{zy}$ и $\delta Im W_{zy}$ по крайней мере в 5–10 меньше максимальных вариаций типперов. Примечательной осо-

бенностью этой модели является проводящая континентальная астеносфера, от которой ответвляется вертикальная зона низких сопротивлений, пронизывающая континентальную кору в области Высоких Каскад. Эта особенность модели ТР отличает её от моделей ЭМСЛАБ-I и ЭМСЛАБ-II и сближает с прогнозной моделью CASCADIA, которая в области Высоких Каскад оконтуривает вертикальную высокотемпературную зону влажного и сухого плавления, очевидно, характеризуемую низкими сопротивлениями. Тестируя модель ТР, мы исключаем континентальную астеносферу и коровую вертикальную зону низких сопротивлений и убеждаемся в том, что это приводит к возрастанию модельных невязок в 1.5–2.5 раза. Таким образом, мы приходим к выводу, что инверсия типперов разрешает спор между тремя гипотезами в пользу гипотезы модели CASCADIA.

Таблица 4. Невязки $Re W_{zy}$ и $Im W_{zy}$

Точка	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
$\delta Re W_{zy}$	0.07	0.04	0.03	0.06	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.04	0.04	0.05	0.02
$\delta Im W_{zy}$	0.05	0.05	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03
$\Delta Re W_{zy}$	0.39	0.37	0.3	0.47	0.59	0.51	0.24	0.25	0.27	0.23	0.41	0.48	0.42	0.42	0.36
$\Delta Im W_{zy}$	0.37	0.26	0.27	0.23	0.31	0.29	0.1	0.11	0.16	0.17	0.26	0.18	0.26	0.17	0.12

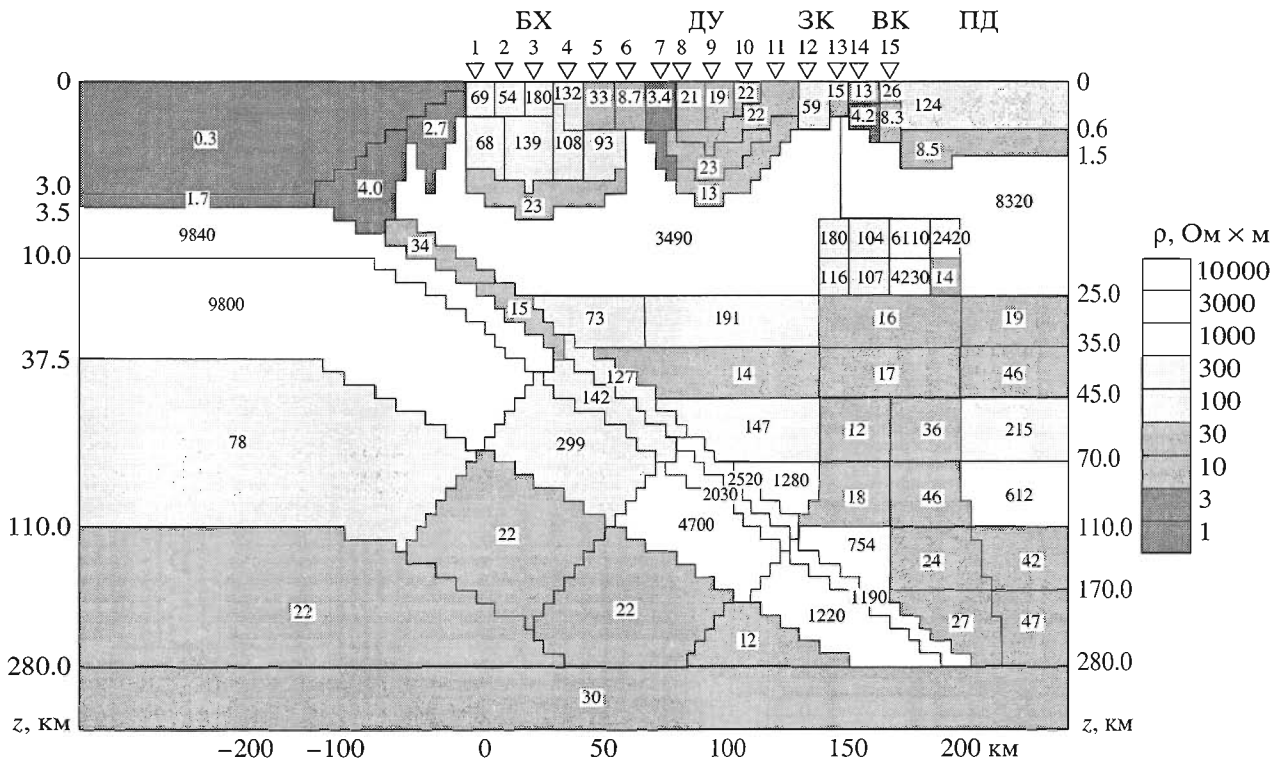


Рис. 24. Модель ТЕ, построенная по результатам инверсии фаз продольного импеданса. Обозначения – те же, что на рис. 21.

Уровень II – инверсия ϕ^{\parallel} . На этом уровне мы контролируем результаты инверсии типперов, не выходя за пределы ТЕ-моды. Инверсия кривых ρ^{\parallel} , искажённых приповерхностными трёхмерными неоднородностями, требует предварительной нормализации кажущихся сопротивлений, которая почти всегда сопряжена с опасностью ошибок (особенно, в горах). Поэтому при интерпретации данных эксперимента ЭМСЛАБ мы ограничиваемся инверсией кривых ϕ^{\parallel} , низкочастотные ветви которых в большинстве точек искажены слабо. Если кривые ρ^{\parallel} и ϕ^{\parallel} связаны дисперсионными соотношениями, то при этом мы едва ли теряем суще-

ственную информацию. Нормализация кривых ϕ^{\parallel} сводится к исключению участков, на которых грубо нарушаются дисперсионные соотношения, и удалению коротких низкочастотных восходящих ветвей, которые, по-видимому, связаны с локальными эффектами трёхмерного каналирования. В качестве стартовой модели мы используем модель ТР, полученную при инверсии типперов. Инверсия продольных фаз даёт модель ТЕ, которая показана на рис. 24. Невязки фазовой инверсии приведены в табл. 5.

Здесь $\delta\phi^{\parallel}$ – невязка фаз (средне-квадратическое отклонение модельных значений от наблюдаемых).

Таблица 5. Невязки ϕ^{\parallel}

Точка	1	2	5	6	7	8	9	11	12	14	15
$\delta\phi^{\parallel}$	4.0°	2.6°	3.1°	4.6°	5.5°	4.0°	2.0°	4.1°	2.5°	2.3°	4.9°
$\Delta\phi^{\parallel}$	23°	21°	21°	23°	45°	38°	29°	42°	20°	29°	41°

Таблица 6. Невязки ρ^{\perp} и ϕ^{\perp}

Точка	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
$\delta\rho^{\perp}$	12%	12%	11%	10%	18%	16%	13%	11%	18%	7%	6%	11%	12%	12%	9%
$\delta\phi^{\perp}$	2.5°	2.9°	2.6°	1.9°	2.2°	3.6°	1.0°	2.4°	4.5°	1.8°	1.5°	2.2°	1.9°	1.9°	1.4°
$\Delta\phi^{\perp}$	20°	19°	24°	18°	21°	19°	22°	18°	27°	21°	23°	34°	22°	18°	29°

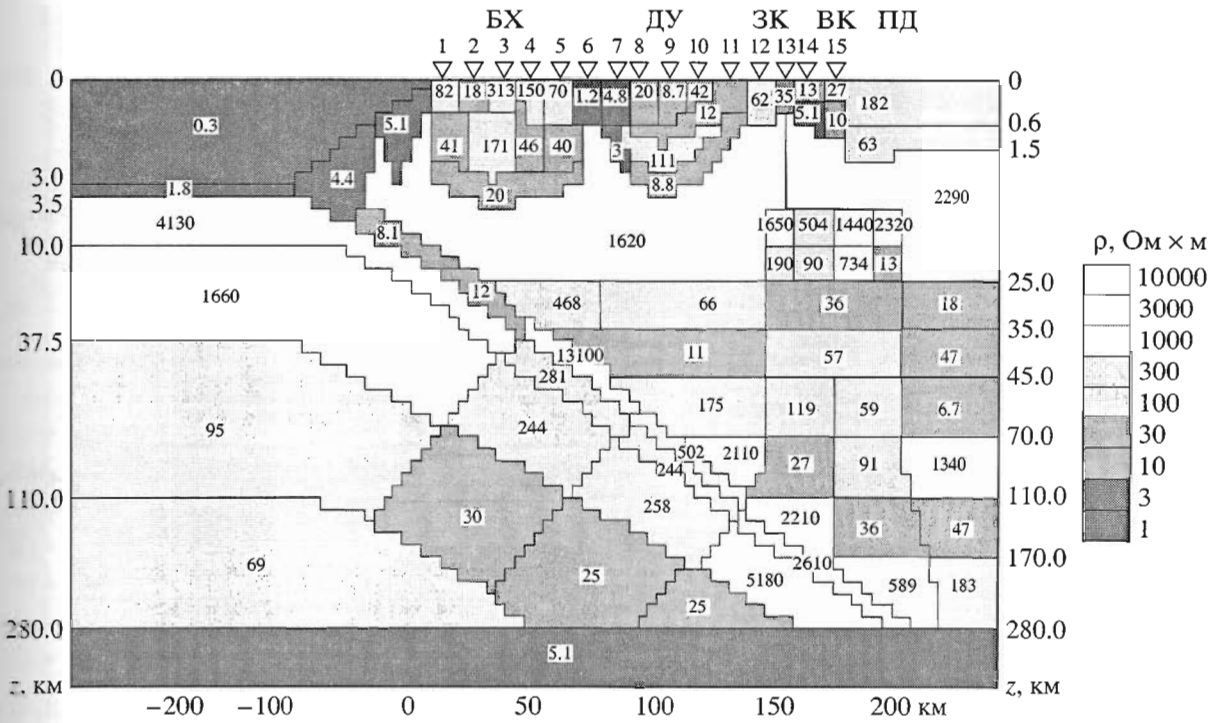


Рис. 25. Модель ТМ, построенная по результатам инверсии поперечных кажущихся сопротивлений и фаз поперечного импеданса. Обозначения – те же, что на рис. 21.

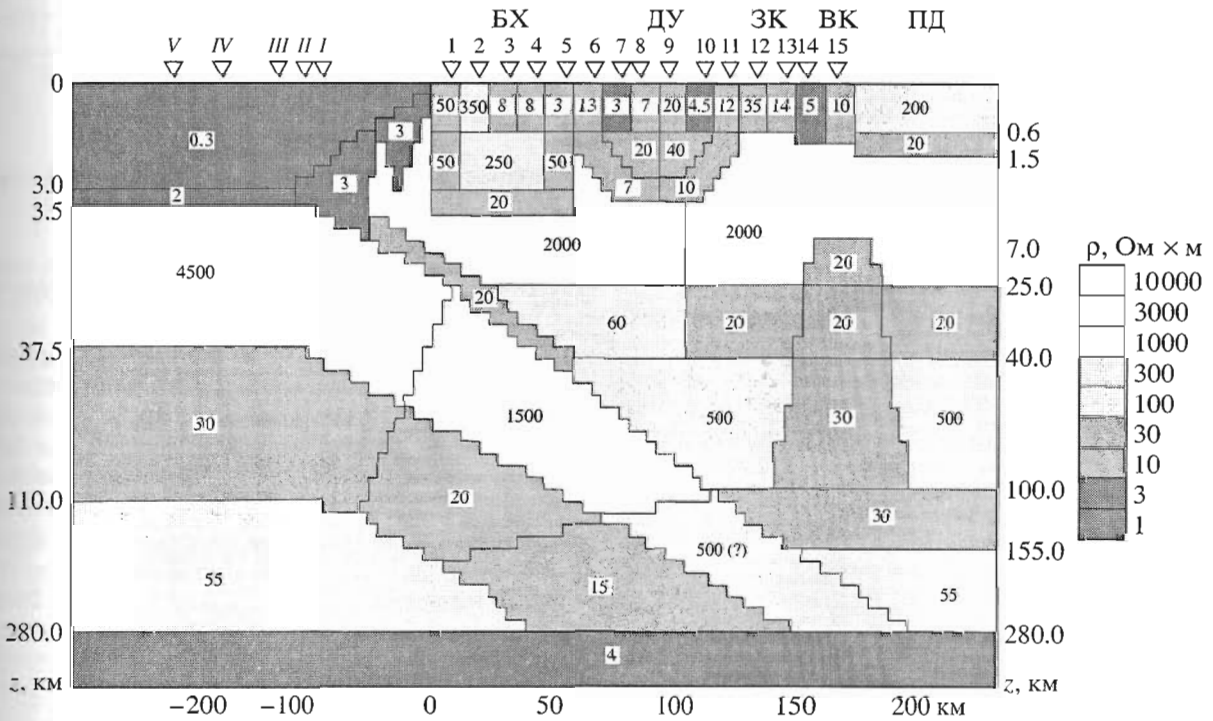


Рис. 26. Модель ЭМСЛАБ-III. Обозначения – те же, что на рис. 21.

а $\Delta\phi^{\parallel} = |\max \phi^{\parallel} - \min \phi^{\parallel}|$ характеризует максимальную вариацию наблюдаемых значений фазы. В большинстве точек невязка фазы в 5–10 раз меньше её максимальной вариации, что говорит о

хорошем согласии модели с наблюдениями. Сравним модель ТЕ с моделью ТР. Модель ТЕ отличается от модели ТР тем, что в коре континента, в интервале глубин 25–45 км, отчётливой оконту-

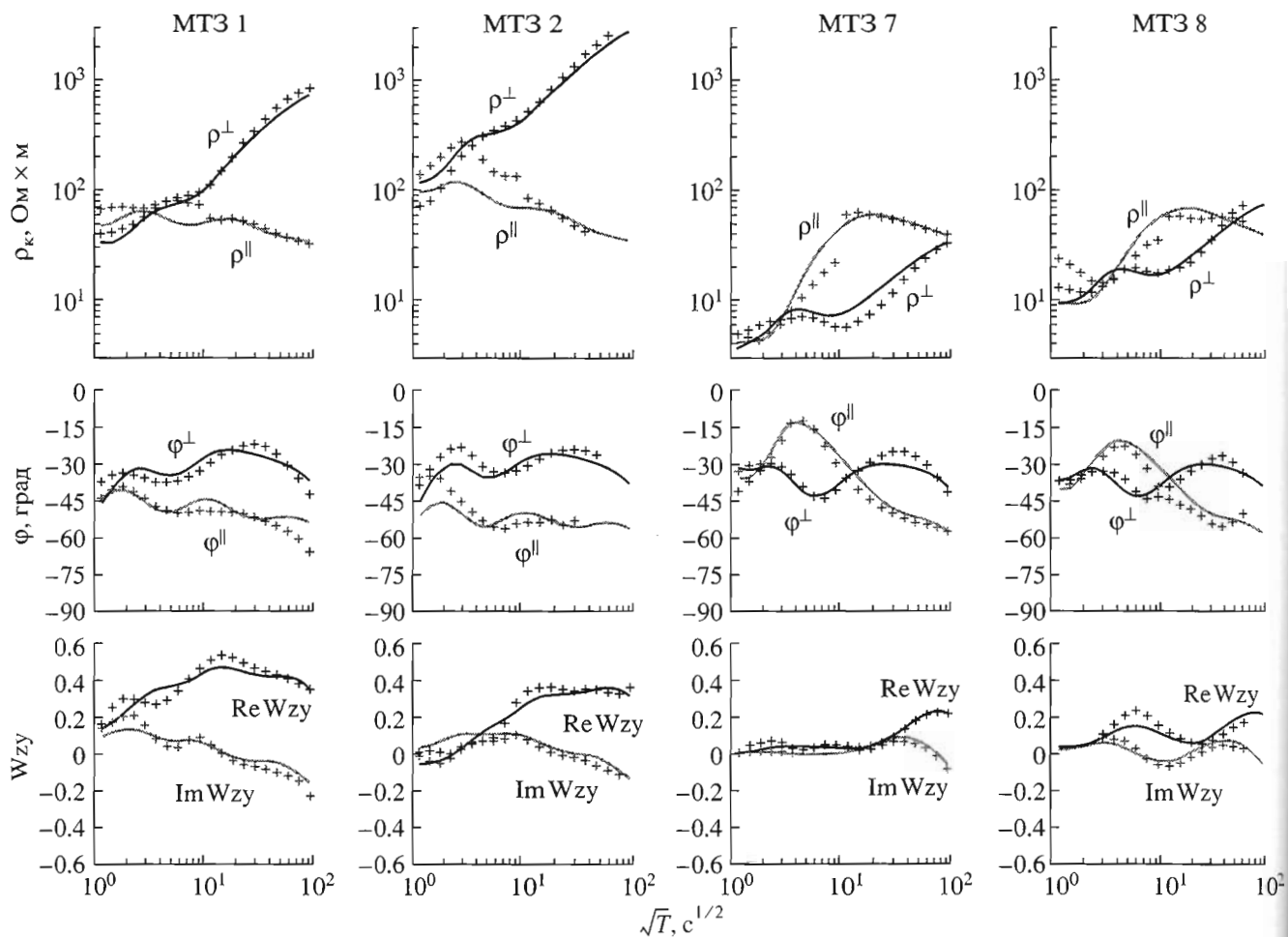


Рис. 27. Сопоставление наблюдаемых МТ- и МВ-кривых с кривыми, рассчитанными для модели ЭМСЛАБ-III: 1 – наблюдение, 2 – модель ЭМСЛАБ-III.

ривается проводящий слой ($\rho = 14\text{--}46 \text{ Ом} \times \text{м}$), а в интервале глубин 45–110 км контрастней выделяется субвертикальная проводящая зона ($\rho = 12\text{--}46 \text{ Ом} \times \text{м}$), ограниченная слоями с сопротивлением 147–1260 $\text{Ом} \times \text{м}$ на западе и 215–612 $\text{Ом} \times \text{м}$ на востоке. Можно сказать, что модель ТЕ формируется в результате редакции модели ТР.

Отметим, что если в качестве стартовой модели берётся исходная модель START, то инверсия φ^{\parallel} даёт модель, которая (независимо от модели ТР!) содержит континентальную астеносферу и ответвляющуюся от неё субвертикальную зону низких сопротивлений. Таким образом, ещё раз подтверждается достоверность этих структур.

Уровень III – инверсия ρ^{\perp} и φ^{\perp} . На этом уровне мы переходим к ТМ-моду, которая имеет пониженную чувствительность к проводящим зонам в коре и мантии, однако лучше проявляет характер сочленения погружающейся проводящей плиты с коровым проводящим слоем и обеспечивает лучшую оценку сопротивления верхней консолидированной коры. При инверсии ТМ-моды в качестве

стартовой модели взята модель ТЕ, полученная при инверсии фаз φ^{\parallel} .

Невязки инверсии ТМ-моды приведены в табл. 6. Здесь $\delta\rho^{\perp}$ и $\delta\varphi^{\perp}$ – невязки кажущихся сопротивлений и фаз (средне-квадратические отклонения модельных значений от наблюдаемых), а $\Delta\varphi^{\perp} = |\max\varphi^{\perp} - \min\varphi^{\perp}|$ – максимальная вариация наблюдаемых значений фазы. Невязки кажущегося сопротивления в большинстве точек колеблются в пределах 6–12%, а невязки фазы в 7–10 раз меньше максимальной вариации фазы. В результате инверсии получена модель ТМ, которая показана на рис. 25. Она наследует основные черты стартовой модели ТЕ (правда, с некоторыми отклонениями). О чём же говорит модель ТМ? Во-первых, об отсутствии проводящего сочленения, соединяющего погружающуюся проводящую плиту с коровым проводящим слоем. Во-вторых, о том, что верхняя консолидированная кора континента имеет сопротивление порядка 2000 $\text{Ом} \times \text{м}$.

Отметим, что инверсия ТМ-моды существенно зависит от выбора стартовой модели. Если в ка-

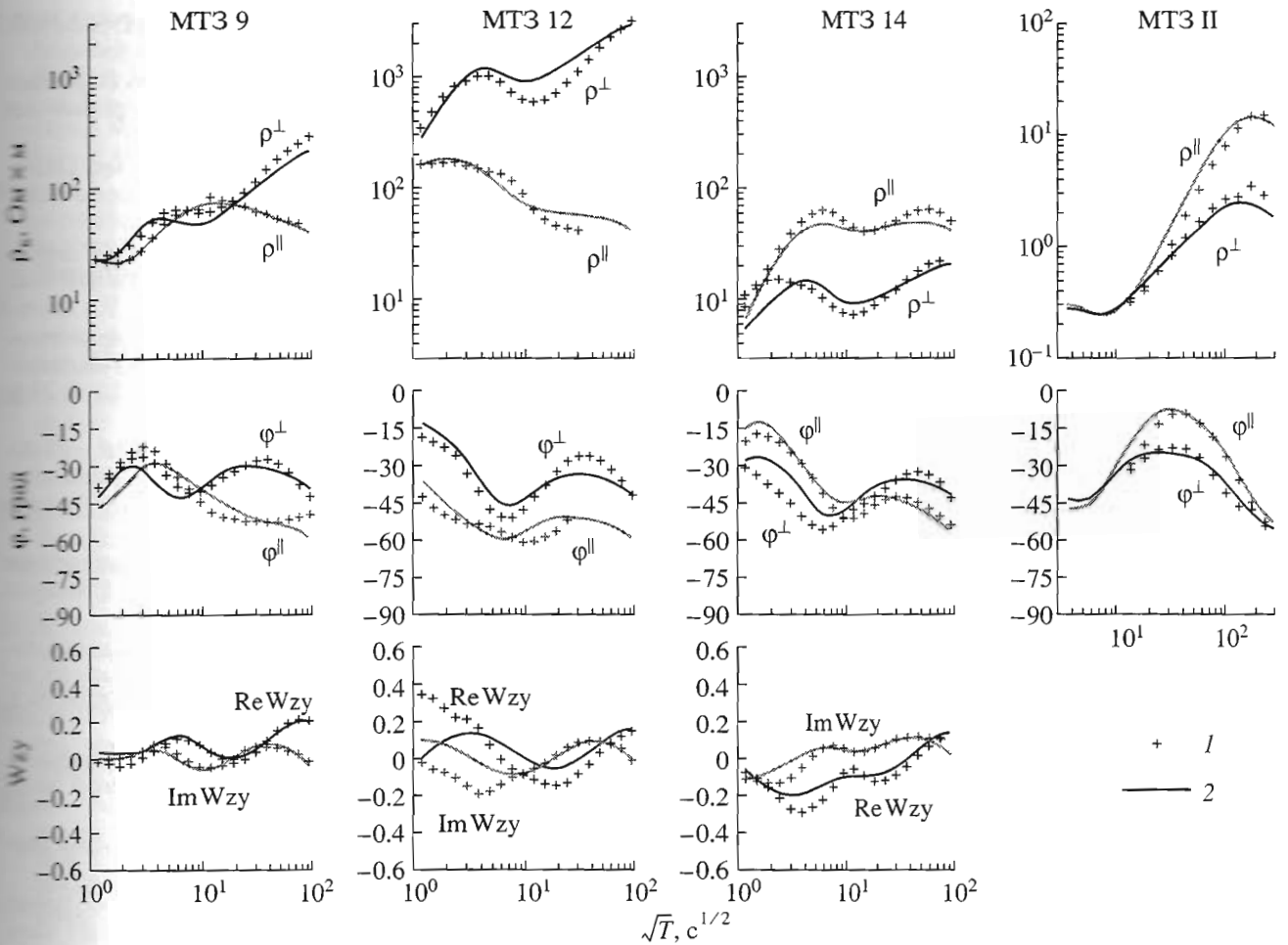


Рис. 27. Окончание.

честве стартовой модели берётся исходная модель START, то в результате инверсии ТМ-моды получается модель, в которой отсутствует континентальная астеносфера. Это, очевидно, объясняется низкой чувствительностью ТМ-моды к глубинным проводящим структурам. Здесь действует тот же механизм, который в работе [Wanmaker et al., 1989b] сформировал модель ЭМСЛАБ-I.

Уровень IV – обобщение. На этом уровне мы анализируем модели ТР, ТЕ, ТМ и строим обобщённую модель ЭМСЛАБ-III, сглаживая второстепенные детали и укрупняя блоки. Все изменения выполнены в интерактивном режиме, с расчётом локальных невязок и коррекцией смещённых границ и осреднённых сопротивлений. Построенная таким образом обобщённая модель показана на рис. 26. Степень её согласия с результатами наблюдений видна на рис. 27, где модельные кривые ρ^\perp , ρ^\parallel , ϕ^\perp , ϕ^\parallel и $Re W_{zy}$, $Im W_{zy}$ сопоставлены с наблюдаемыми кривыми (статическое смещение наблюдаемых кривых ρ^\parallel устранено с помощью вертикального сдвига их низкочастотной ветви).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате интерпретации магнитовариационных и магнитотеллурических зондирований, выполненных на линии Линкольн, построена новая геоэлектрическая модель Каскадной субдукционной зоны – модель ЭМСЛАБ-III.

В своей океанической части модель ЭМСЛАБ-III близка к моделям ЭМСЛАБ-I и ЭМСЛАБ-II. Она выделяет мощную океаническую астеносферу в интервале глубин 37.5–110 км. В структуре континентальной части модели ЭМСЛАБ-III важно отметить три особенности:

1) отчётливо выделяются коровый проводящий слой ($\rho = 20 \text{ Ом} \times \text{м}$, интервал глубин 25–40 км) и проводящая астеносфера ($\rho = 30 \text{ Ом} \times \text{м}$, интервал глубин 100–155 км).

2) коровый и астеносферный проводники соединены столбообразным проводящим телом ($\rho = 20\text{--}30 \text{ Ом} \times \text{м}$), которое пронизывает литосферу и в вулканической зоне Высоких Каскад достигает глубин порядка 7 км.

3) погружающаяся океаническая плита в интервале глубин 4–40 км содержит тонкий наклонный проводник ($\rho = 20 \text{ Ом} \times \text{м}$), который отделён от корового проводящего слоя промежутком повышенного сопротивления ($\rho = 60 \text{ Ом} \times \text{м}$); по-видимому, коровый проводящий слой не связан с флюидами субдуцирующей плиты и имеет глубинное происхождение.

Эти особенности континентального разреза сближают модель ЭМСЛАБ-III с прогнозной моделью CASCADIA. Здесь наглядно проявлен флюидный режим субдукционной зоны. Погружающаяся плита затягивает низкоомные водонасыщенные породы океанического дна. По мере погружения плиты происходит вытеснение свободной воды, которая мигрирует по сдвиговой зоне (зоне контакта между субдуцирующей океанической и стабильной континентальной плитами). На глубинах порядка 30–40 км в погружающейся плите начинается дегидратация (высвобождение связанной воды), которая доставляет флюиды в мантию и вызывает “мокрое” плавление астеносферного вещества. Низкоомные расплавы мигрируют вверх, пронизывают литосферу и образуют вулканическую дугу. Разогрев литосферы активизирует дегидратацию в нижней коре, формируя коровый проводящий слой.

Таким образом, мы подтверждаем реальность прогнозов, на основе которых построена модель CASCADIA.

Мы сердечно благодарим А.Ф. Грачёва, М.Г. Ломизе, В.И. Макарова, В.В. Спичака, В.И. Дмитриева и И.М. Варенцова за обсуждение результатов работы и полезную критику. Работа была выполнена при поддержке РФФИ, проекты 99-05-64758, 00-05-64660 и 02-05-64079.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бердичевский М.Н., Колдаев Д.С., Яковлев А.Г. Магнитотеллурическое зондирование на берегу океана // *Физика Земли*. 1992. № 6. С. 87–96.
- Бердичевский М.Н., Похотелов Д.О. Нарушение дисперсионных соотношений в трёхмерной магнитотеллурической модели // *Физика Земли*. 1997. № 8. С. 3–12.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ. 1997. 161 с.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Мерицкова Н.А. Об обратной задаче зондирования с использованием магнитотеллурических и магнитовариационных данных. М.: МАКС Пресс. 2000. 68 с.
- Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир. 1997. 219 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.
- Варенцов И. М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // *Физика Земли*. 2002. № 11.
- Жданов М.С., Спичак В.В. Математическое моделирование электромагнитных полей в трёхмерно-неоднородных средах. М.: Наука. 1992. 188 с.
- Зингер Б.Ш., Файнберг Э.Б. Электромагнитная индукция в неоднородных тонких слоях. М.: ИЗМИРАН. 1985. 235 с.
- Новожицкий К., Пушкарев П.Ю. Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных // *Физика Земли*. 2001. № 6. С. 72–85.
- Пальшин Н.А., Ваньян Л.Л., Егоров И.В., Лебедев К.Н. Электрические поля, индуцируемые глобальной циркуляцией Мирового океана // *Физика Земли*. 1999. № 11. С. 31–43.
- Романюк Т.В., Муни В.Д., Блэккли Р. Дж. Плотностная модель Каскадной субдукционной зоны // *Физика Земли*. 2001а. № 8. С. 3–22.
- Романюк Т.В., Муни В.Д., Блэккли Р. Дж. Тектоно-геофизическая модель Каскадной субдукционной зоны Северной Америки // *Геотектоника*. 2001б. № 3. С. 88–110.
- Спичак В.В. Магнитотеллурические поля в трёхмерных моделях геоэлектрики. М.: Научный мир. 1999. 204 с.
- Хаун В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ. 1995. 480 с.
- Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion // *J. Geophys.* 1988. 62. P. 119–127.
- Blackwell D.D., Steele J.L., Frohne M.K., Murphey C.F., Priest G.R., Black G.L. Heat flow in the Oregon Cascade Range and its correlation with regional gravity, Curie point depths, and geology // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. № 12. P. 19,475–19,493.
- Connard G., Couch R., Keeling K., Roy J. and Troseth S. Abyssal plain and continental net-objective sedimentary thickness. In L.D. Kulm and others (eds.), Western North American continental margin and adjacent ocean floor off Oregon and Washington. Atlas 1 Ocean Margin Drilling Program. 1984a. Regional Atlas Series: Marine Science International, sheet 7.
- Connard G., Couch R., Pitts G.S., Troseth S. Bathymetry and Topography. In L.D. Kulm and others (eds.), Western North American continental margin and adjacent ocean floor off Oregon and Washington, Atlas 1 Ocean Margin Drilling Program. 1984b. Regional Atlas Series: Marine Science International, sheet 1.
- Golubev N.G., Varentsov I.M. MT-data inversion: stable optimization methods and interactive graphics. In Abstracts of XII Workshop on EM induction in the Earth. 1994.
- Ingebritsen S.E., Sherrod D.R., Mariner R.H. Heat flow and hydrothermal circulation in the Cascade Range, North-Central Oregon // *Science*. 1989. V. 243. P. 1458–1462.
- Jiracek G.R., Curtis J.H., Ramirez J., Martinez M., Romo J. Two-dimensional magnetotelluric inversion of the EMSLAB Lincoln Line // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B10. P. 4,145 – 14,151.

- Kelly S.M., Crosson R.S.* Historical seismicity 1841 – 1979. Seismicity, 1970–1979. In L.D. Kulm and others (eds.), Western North American continental margin and adjacent ocean floor off Oregon and Washington, Atlas 1 Ocean Margin Drilling Program. 1984. Regional Atlas Series: Marine Science International, sheets 10–11.
- Chen V., Leonov Yu., Dottin O.* (editors-in-Chief). Tectonics of continents and oceans. Explanatory note to the International Tectonic Map of the World, Scale 1 : 500 000. M.: Nauka. 1988.
- Ramires J.H.* Modelato bidimensional del perfil magnetotelurico de EMSLAB-Juan de Fuca. CICESE. Dissertation. 1988.
- Rasmussen J., Humphries G.* Tomographic image of the Juan de Fuca plate beneath Washington and western Oregon using teleseismic P-wave travel times // *Geophys. Res. Lett.* 1988. № 15. P. 1417–1420.
- Singer B. Sh., Fainberg E.B.* Generalization of the iterative dissipative method for modeling electromagnetic fields in nonuniform media with displacement currents // *Applied Geophysics.* 1995. V. 34. P. 41–46.
- Siripunvaraporn W., Egbert G.* An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data // *Geophysics.* 2000. V. 65. P. 791–803.
- Stanley D.W.* Tectonic study of Cascade Range and Columbia upon Magnetotelluric Sounding // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 4447–4460.
- Stanley W.D., Fuis G.S., Mooney W.D.* Details of crustal structure in the Cascade Range and surrounding region from seismic and magnetotelluric data, in geological, geophysical and tectonic setting of the Cascades Range. U.S. Geol. Surv. 1989. Open File Rep. 89–178. P. 31–73.
- Swift C.M.* A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Dissertation. MIT. 1967. Cambridge.
- Trehu A.M., Asudeh I., Brocher T.M., Luetgert J.H., Mooney W.D., Nabelek J.L., Nakamura Y.* Crustal architecture of the Cascadia forearc // *Science.* 1994. V. 265. P. 237–243.
- Vanyan L., Palshin N., Poray-Koshits A., Berdichevsky M., Jakovlev A., Semenov V., Shilovsky A., Chave A., Jiracek G., Jones A., Martinez M.* The preliminary interpretation of the EMSLAB MT-soundings. In Abstracts of IX Workshop on EM induction in the Earth. 1988.
- Varentsov I.M.* Stable nonlinear inversion of magnetotelluric data in the piece-wise continuous 3D media. Three-dimensional electromagnetics (3DEM-2). Proc. of 3DEM-2 Int. Symposium. 1999. Univ. of Utah. Salt Lake City. Edited by M. Oristaglio and B. Spies.
- Wannamaker P.E., Booker J.R., Filloux J.H., Jones A.G., Jiracek G.R., Chave A.D., Tarits P., Waff H.S., Egbert G.D., Young C.T., Stodt J.A., Martinez M., Law L.K., Yukutake T., Segawa J.S., White A., Green A.W.* Magnetotelluric observations across the Juan de Fuca subduction system in the EMSLAB project // *J. Geophys. Res.* 1989a. V. 94. № B10. P. 14,111–14,125.
- Wannamaker P.E., Booker J.R., Jones A.G., Filloux J.H., Waff H.S., Law L.K.* Resistivity cross section through the Juan de Fuca subduction system and its tectonic implications // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B10. P. 14,127–14,144.
- Weaver C.S., Michaelson C.A.* Seismicity and volcanism in the Pacific Northwest: Evidence for the segmentation of the Juan de Fuca plate // *Geophys. Res. Lett.* 1985. V. 12. P. 215–218.