

УДК 550.832

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ОЧАГА ОЛЮТОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В КОРЯКСКОМ НАГОРЬЕ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2015 г. Ю. Ф. Мороз<sup>1,2</sup>, Т. А. Мороз<sup>1</sup>, В. А. Логинов<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,

e-mail: morozyf@kscnet.ru

<sup>2</sup>Геологический институт СО РАН

670047 Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, e-mail: gin@gin.bscnet.ru

<sup>3</sup>Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга

683032 Петропавловск-Камчатский, ул. Пограничная, 4,

e-mail: kamgu@kamgu.ru

Поступила в редакцию 28.01.2014 г.

Рассмотрены данные магнитотеллурического зондирования (МТЗ), гравиметрической, магнитной съемки и другая геолого-геофизическая информация. Приводится методика наблюдений и интерпретации МТЗ. Важное внимание уделено учету влияния шифт-эффекта и берегового эффекта. Обобщенные геоэлектрические разрезы получены по средним продольным кривым в меньшей мере затронутыми искажающими эффектами. Поперечные кривые привлекались для выявления разломов. Геоэлектрические разрезы включают осадочно-вулканогенный чехол, высокоомную толщу земной коры и проводящий литосферный слой. Они содержат разломы, выявленные по эффекту расхождения ориентированных кривых МТЗ и другим данным. Глубинные разломы в Вывенском прогибе выражены на дневной поверхности в виде сейсмоструктурных разрывов протяженностью 80 и 140 км. Установлено, что гипоцентры Олюторского землетрясения и его афтершоков приурочены к толще земной коры, расположенной выше проводящего литосферного слоя. Характерно, что большинство гипоцентров афтершоков расположено в районе глубинного разлома. Обсуждается возможная природа литосферного проводящего слоя и глубинных разломов.

DOI: 10.7868/S0203030615030037

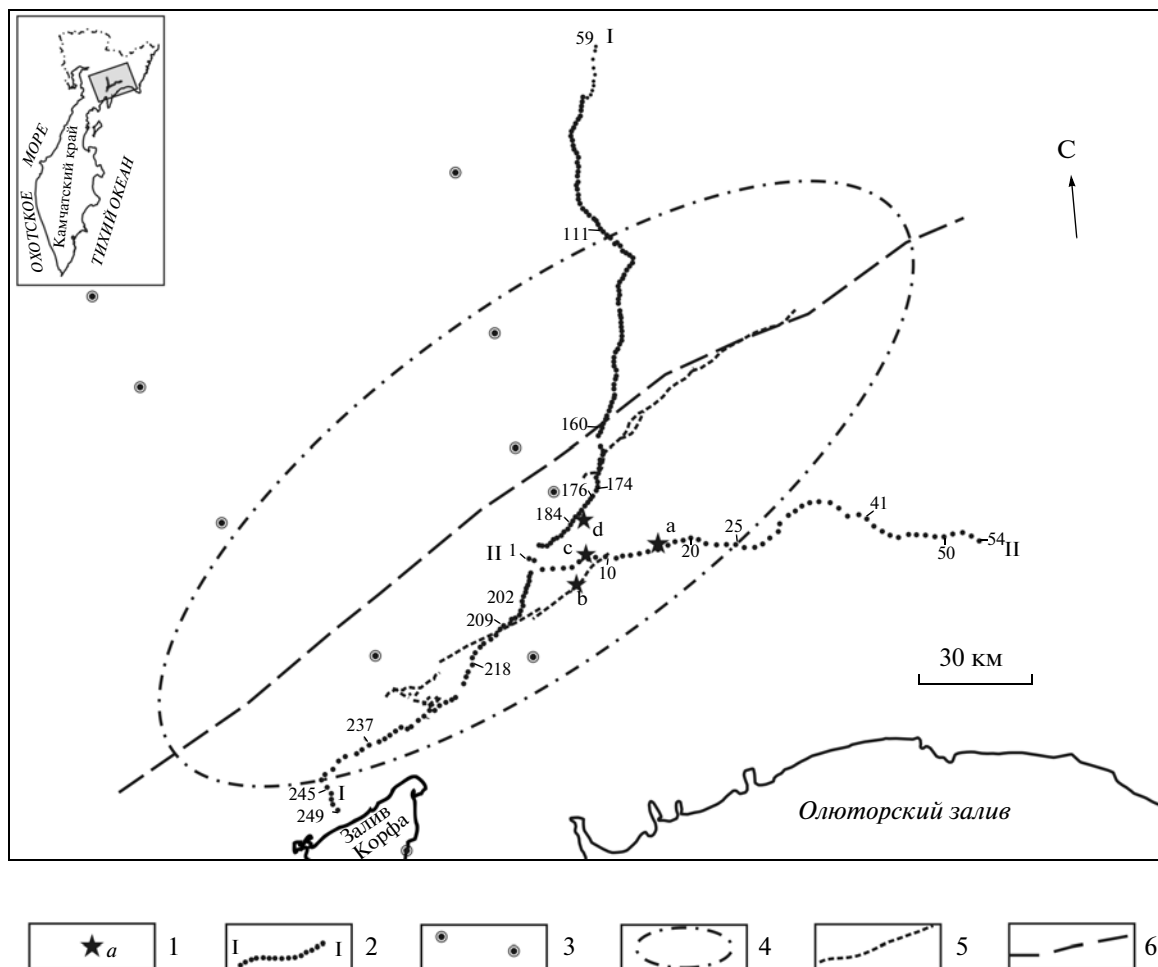
В Корякском нагорье в последние два десятилетия произошло два сильных землетрясения — Хаилинское (08.03.1991  $M_w = 6.6$ ) и Олюторское (20.04.2006  $M_w = 7.6$ ), эпицентры которых расположены близко один от другого [Ландер и др., 1994; 2010]. По существующим представлениям [Ландер и др., 1994] в этой области выделяется Корякский сейсмический пояс, который является современной северо-западной границей Берингии, отделяющей ее от Северо-Американской плиты. Олюторское землетрясение превосходило по силе все наблюдавшиеся ранее сейсмические события. После главного толчка в течение 12 ч произошло еще 9 сильных землетрясений с  $K_s \geq 11.6$  и более 200 слабых. По указанным землетрясениям определена очаговая область, показанная на рис. 1 [Ландер и др., 2010].

Повышенный интерес представляет информация о глубинном строении очаговой области по геофизическим данным. Регион покрыт мелко-масштабной гравиметрической и аэромагнитной съемками [Чиков, Иванов, 1963; Тарасенко, Титов, 1969]. Восточным геофизическим трестом выпол-

нены маршрутные наблюдения методами МТЗ и ВЭЗ. В последние годы предприятиями “Камчатгеология”, “Геон” и “Северо-Запад” проведены исследования методами МТЗ и МОВЗ по профилям Корф–Верхнее-Пенжино и Хаилино–Пахачи. В работе [Федотов и др., 2011] представлены сведения о неогеновой глубинной структуре Юго-Корякского нагорья и ее связи с сейсмичностью. Обобщение имеющихся электромагнитных, сейсмологических данных и другой геолого-геофизической информации дает возможность дополнить и уточнить существующие представления о глубинном строении очаговой области Олюторского землетрясения. Этому вопросу и посвящена настоящая статья.

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Геологическое строение региона рассмотрено в работе [Геология..., 1970а, б]. В последующие годы по мере накопления геолого-геофизических материалов появилось большое число опубликованных геолого-структурных карт и схем, геологи-

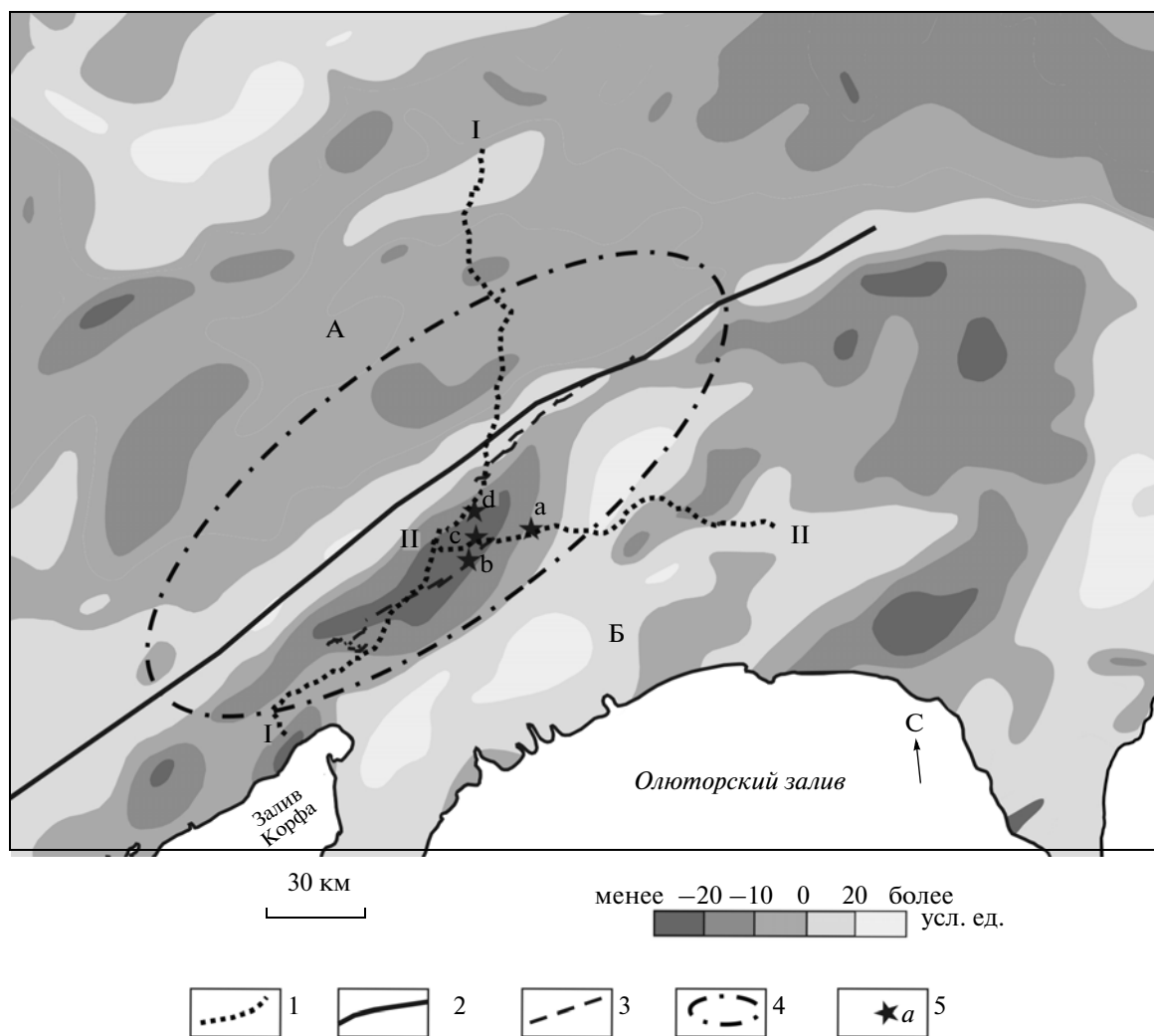


**Рис. 1.** Схема расположения профилей электромагнитного зондирования. 1 – эпицентр Олюторского землетрясения по данным: а – КФ ГС РАН (<http://emsd.iks.ru>), б – СМТ (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>), с – USGS (<http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html>), d – СБ ГС РАН ([ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic\\_Catalog](ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic_Catalog)); 2 – профили МТЗ; 3 – маршрутные МТЗ [Мороз, 1987]; 4 – контур очага землетрясения [Ландер и др., 2010]; 5 – сеймотектонические разрывы [Пинегина, 2007; Рогожин и др., 2007]; 6 – глубинный разлом в области сочленения Корякской и Олюторской складчатых зон [Мороз, 1987]. На профиле МТЗ цифрами обозначены лишь номера МТЗ, которые необходимы для пояснения в статье содержания графиков и разрезов. На врезке показан район исследований с профилями МТЗ.

ческих, геолого-геофизических разрезов, характеризующих предполагаемое глубинное строение региона. Согласно геодинамическим представлениям [Чехович и др., 2009], область северной Камчатки и ее Корякского нагорья в позднем мелу и кайнозое рассматривается как аккреционно-коллизонная система. Она отражает присоединение к краю Азиатского континента различных крупных литосферных ансамблей (терригенов). Северную часть площади занимает Центральнo-Корякский террейн, являющийся частью Камчатско-Корякского микроконтинента [Некрасов, 2003]. По данным сейсмологии существует идея о существовании современной малой литосферной плиты – Берингии. В рамках этой идеи показано, что сейсмическая активность Корякской окраины может быть связана со становлением западной границы

этой плиты [Ландер и др., 1994]. Наряду с этими представлениями существуют и многие другие [Fujita et al., 2002; Scholl, 1999; Апрельков, Попруженко, 2009]. Они дополняют представления о геодинамике региона, хотя и во многом противоречивы. Это связано со сложным геологическим строением исследуемой территории и слабой изученностью ее глубинного строения.

Геологические данные и результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов [Мороз, 1987] свидетельствуют, что данные МТЗ, гравиметрической и аэромагнитной съемок отражают большинство структур осадочно-вулканогенного чехла в рассматриваемом регионе. Характерно, что очаговая зона Олюторского землетрясения приурочена к области сочленения Корякской и Олюторской складчатых



**Рис. 2.** Карта остаточных аномалий поля силы тяжести южной части Корякского нагорья.

1 – профили МТЗ; 2 – глубинный разлом; 3 – сеймотектонические разрывы; 4 – контур очага землетрясения; 5 – эпицентр Олюторского землетрясения (см. рис. 1). А и Б – Корякская и Олюторская складчатые области.

зон, разделенных глубинным разломом. Складчатые зоны различаются поведением геофизических полей (рис. 2, рис. 3).

Гравитационное и магнитное поля северо-западной части очаговой области, входящей в состав Корякской складчатой зоны, характеризуются относительно спокойным поведением аномалий. Юго-восточная часть очаговой области, входящей в состав Олюторской складчатой области, отличается возмущенным поведением магнитного и гравитационного полей. Эпицентры Олюторского землетрясения приурочены к аномалиям повышенной интенсивности магнитного и гравитационного полей. Аномалии, по-видимому, связаны с глубинным разломом, по которому магматические породы проникли в верхние толщи земной коры. Граница между складчатыми зонами выражена в магнитном поле линейными зонами интенсивных положительных или отрицательных анома-

лий. В гравитационном поле указанная граница характеризуется зонами высоких градиентов или узкими полосами аномалий и аномальными вытянутыми зонами. Эти полосовидные аномалии и аномальные зоны возмущенного магнитного и гравитационного полей связываются с зоной глубинных разломов, которая является продолжением Центрально-Камчатского глубинного разлома, протянувшегося на расстояние свыше 1000 км [Геология..., 1964; Мороз, 1987]. Наряду с разломами северо-восточного простирания выделяется ряд поперечных северо-западных разломов. Они отличаются меньшими размерами и слабее выражены в геофизических полях. Широко развитая сеть разломов определяет складчато-блоковое строение региона и играет большую роль в его сейсмичности и металлогении [Мороз, 1987].

Олюторская складчатая зона отличается более сложным геологическим строением [Геология...,

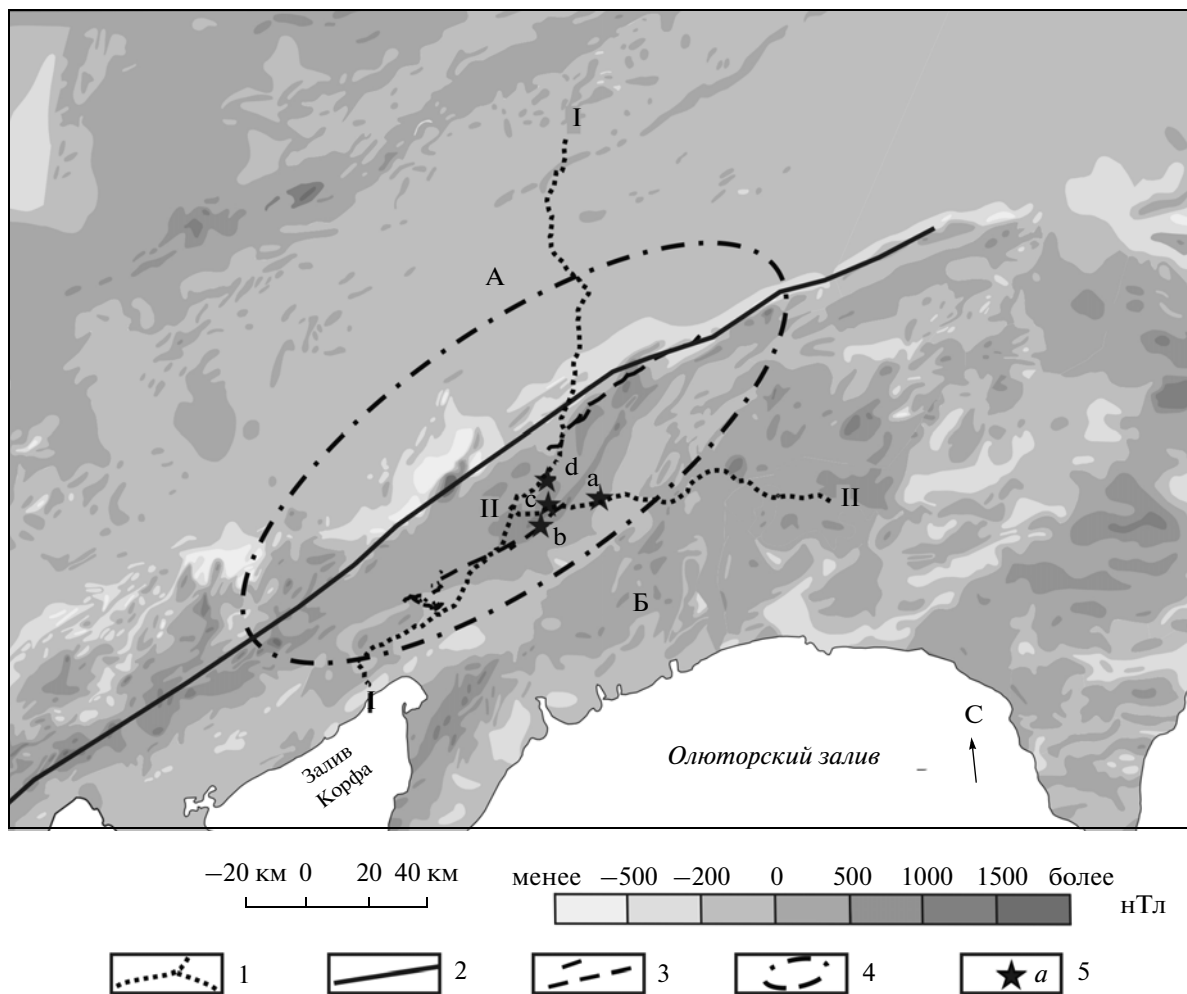


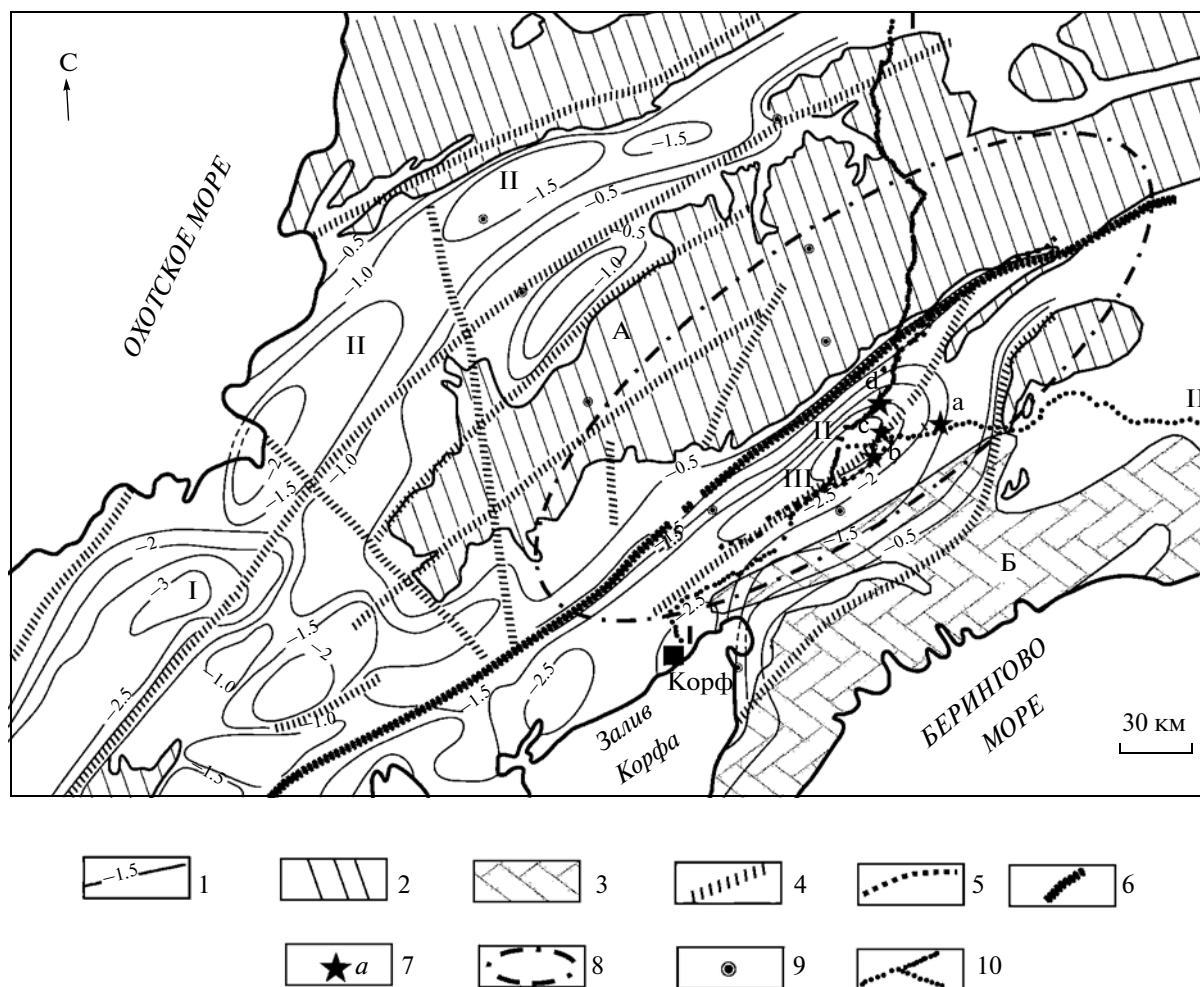
Рис. 3. Карта аномального магнитного поля южной части Корякского нагорья.

1 – профили МТЗ; 2 – глубинный разлом; 3 – сеймотектонические разрывы; 4 – контур очага землетрясения; 5 – эпицентр Олюторского землетрясения (см. рис. 1). А и Б – Корякская и Олюторская складчатые области.

1970а, б]. По времени развития, формационному составу комплексов пород, типу складчатых структур, магматизму, протяженным зонам глубинных разломов и поведению геофизических полей эта зона является весьма близкой к Восточной Камчатке. Однако имеются и различия. Олюторская зона характеризуется более слабой сейсмичностью и отсутствием современного вулканизма. В основании зоны залегает меловой складчатый комплекс, который выступает в поднятии Олюторского полуострова и в ядре Пылгинского антиклинория. На складчатом основании несогласно залегают вулканогенно-кремнистые и терригенные породы палеогена, которые перекрыты комплексом пород, представленных морскими молассовыми формациями среднего и позднего миоцена. Верхний структурный ярус сложен грубообломочными морскими, континентальными и вулканогенными породами верхнего миоцена и четвертичного периода.

Следует отметить, что складчатые структуры Олюторской зоны представляют собой сопряженные антиклинории и синклинории, вытянутые в северо-восточном направлении на расстоянии 150–200 км. Ширина структур составляет 40–50 км. Они более сжаты на юго-западе и несколько расширены на северо-востоке. Крылья антиклинориев и синклинориев часто ограничены разрывными нарушениями. Отмечаются поперечные дизъюнктивы, которыми они расчленяются на ряд блоков. В Олюторской зоне выделяются Вывенский прогиб, Хахинанский и Пылгинский антиклинории, Пылговаямская впадина и ряд других структур [Геология..., 1970а, б; Мороз, 1987].

Корякская складчатая зона располагается к северу от Олюторского прогиба. Она сложена меловыми, палеогеновыми и неогеновыми образованиями. В структурах Корякской зоны широко развиты разломы глубинного заложения. Они расчленяют складчатые структуры на ряд узких



**Рис. 4.** Структурная схема по поверхности верхнемелового комплекса [Мороз, 1987] с дополнениями.

1 – изогипсы, км; 2 и 3 – выходы пород верхнемелового и палеогенового комплексов; 4 – разломы; 5 – сейсмоструктурные разрывы [Пинегина, 2007, Рогожин и др., 2007]; 6 – глубинный разлом в области сочленения Олюторской и Корякской складчатых зон; 7 – эпицентры землетрясений (см. рис. 1); 8 – контур очага Олюторского землетрясения [Ландер и др., 2010]; 9 – маршрутные МТЗ [Мороз, 1987]; 10 – профили МТЗ. А и Б – Корякская и Олюторская складчатые зоны. I, II и III – Пусторецкая впадина, Парапольский и Вывенский прогибы.

протяженных блоков северо-восточного простирания [Геология..., 1970а, б].

Представление о глубинном строении очаговой области Олюторского землетрясения дают данные комплексного анализа МТЗ, магнитометрии, гравиметрии и других геолого-геофизических данных [Мороз, 1987]. Верхняя часть разреза, сложенная четвертичными и современными образованиями мощностью до 1000 м, имеет удельное электрическое сопротивление в первые сотни Ом м и более. Ниже залегает кайнозойская толща мощностью от первых сотен метров до первых километров со средним продольным электрическим сопротивлением от первых сотен до первых десятков Ом м. Осадочно-вулканогенная кайнозойская толща подстилается верхнемеловым комплексом пород с удельным электрическим сопротивлением 500–1000 Ом· м и более. На струк-

турной схеме по поверхности верхнемелового комплекса, представленной на рис. 4, эпицентр Олюторского землетрясения приурочен к Вывенскому прогибу, в основании которого находится глубинный разлом. Прогиб имеет продолжение в сторону Берингова моря. Он в районе очаговой области выполнен толщей низкоомных кайнозойских отложений мощностью до 3 км со средним продольным электрическим сопротивлением единицы – первые десятки Ом м. Повышенная электропроводность нижней части кайнозойской толщи связывается с повышенной пористостью пород и насыщенностью их минерализованными водами.

По данным МТЗ литосфера содержит слой повышенной электропроводности на глубинах в первые десятки километров с удельным электрическим сопротивлением в первые десятки Ом м. В районе крупных глубинных разломов, прони-

кающих в земную кору, проводящие зоны проявляются на глубинах 8–10 км [Мороз, 1987].

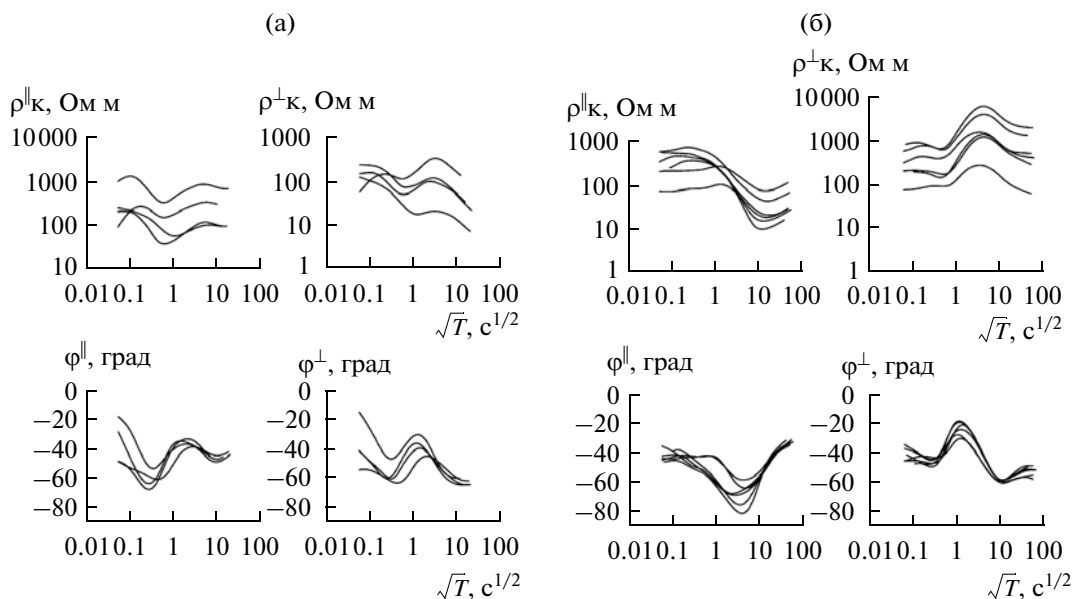
В 2004–2005 гг. по данным методов обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнитотеллурического зондирования получены сейсмические и геоэлектрические характеристики литосферы по профилю Верхне-Пенжино–Корф [Белявский и др., 2008]. Мощность и электропроводность осадочно-вулканогенного чехла Вывенского прогиба согласуются с оценками, приводимыми в работе [Мороз, 1987]. В земной коре также выделяется проводящий слой, связываемый с флюидонасыщенностью. Наряду с этим в земной коре и в верхних частях мантии показаны зоны повышенной электропроводности. Некоторые из них являются вертикальными. О достоверности выделенных зон судить трудно, так как они не подтверждены другими геофизическими данными. По сейсмическим данным мощность земной коры в Вывенском прогибе составляет 40 км. Границы областей изменения волновой картины обменных волн часто наклонены в западном направлении. На разрезах выделено большое количество разрывных нарушений, проникающих на глубины 40–50 км. При этом расстояние между ними составляет иногда 10 км и менее, что находится за пределами разрешающей способности метода. Несмотря на это, полученные результаты в значительной мере уточняют и дополняют существующие представления о глубинном строении региона.

Сейсмичность, связанная с Олюторским землетрясением, подробно рассмотрена в работе [Ландер и др., 2010]. Гипоцентр землетрясения определен по данным: КФ ГС РАН (<http://emsd.iks.ru>), СБ ГС РАН ([ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic\\_Catalog](ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic_Catalog)), СМТ (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>), USGS (<http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html>). Глубина гипоцентра по этим источникам составляет 1–20 км. Для афтершоков землетрясения 2–17 мая 2006 г. получены более точные оценки глубин по данным дополнительной сети станций, установленной в пределах эпицентральной зоны. Глубины афтершоков не превышают 27 км. Точность определения глубины для большинства землетрясений выше 5 км. По эпицентрам всех зарегистрированных землетрясений выделена очаговая область, которая аппроксимирована в виде эллипса размерами 205 × 75 км и простирается большой осью 55 град. Максимальная плотность афтершоков отмечается в районе сейсмотектонических нарушений, выявленных вдоль юго-восточного борта долины р. Вывенки [Пинегина, 2007; Рогожин и др., 2007].

## МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Маршрутные исследования методом МТЗ проведены в 1973 г. с помощью аппаратуры ЦЭС-2. Шаг между пунктами наблюдений составляет первые десятки километров. Вариации магнитотеллурического поля зарегистрированы в диапазоне 1–3000 с. В последние годы, как отмечалось ранее, предприятиями “Камчатгеология”, “Геон” и “Северо-Запад” выполнены магнитотеллурические исследования методами МТЗ, МВЗ по профилям I-I и II-II с шагом 2–5 км (см. рис. 1). Регистрация магнитотеллурического поля осуществлялась в диапазоне периодов 0.0025–1000 с помощью станций MTU-5A производства канадской фирмы “Phoenix Geophysics Ltd”. Для регистрации электротеллурического поля использована пятиэлектродная крестообразная измерительная установка, заземленная слабополяризующимися электродами. Длина электрических линий 80 м. Азимут линий в 2001 г. – 0 и 90 град, а в 2008 г. – 30 и 120 град. Измерения МТ-поля осуществлялись несколькими станциями MTU-5A, разнесенными на необходимое расстояние. Для подавления промышленных помех использована методика синхронных измерений с использованием удаленной базовой станции. На участках профиля с низким уровнем промышленных помех в качестве базовой станции использовалась станция на одной из точек профиля. Обработка магнитотеллурических данных выполнена предприятиями “Геон” и “Северо-Запад” с помощью специальных программ. В результате обработки получены тензоры импеданса и магнитного типпера в диапазоне периодов от 0.0001 до 1000 с и более. Точность определения модулей магнитотеллурических параметров составляет первые проценты, фаз импеданса – первые градусы.

Тензор импеданса дает возможность оценить характер и степень геоэлектрической неоднородности среды. Анализ выполнен с помощью полярных диаграмм импеданса [Бердичевский, Дмитриев, 2009], параметра неоднородности [Bahr, 1988] и параметра асимметрии [Swift et al., 1967]. Параметр неоднородности имеет значения первые десятки доли единицы на коротких периодах. На длинных периодах указанный параметр возрастает, что связано с влиянием крупных структур. Параметр асимметрии свидетельствует, что на длинных периодах вариаций геоэлектрические неоднородности в первом приближении можно аппроксимировать в качестве двумерных, что связано с вытянутостью структур в северо-восточном направлении. В основу интерпретации приняты кривые, полученные в главных направлениях осей тензора. Они в большинстве случаев ориентированы по



**Рис. 5.** Семейства продольных и поперечных кривых МТЗ.  
а и б — кривые МТЗ на профилях I-I (МТЗ № 163–170) и II-II (МТЗ № 19–26).

простирацию и вкрест простирания основных структурных зон. В дальнейшем эти кривые будем называть продольными и поперечными.

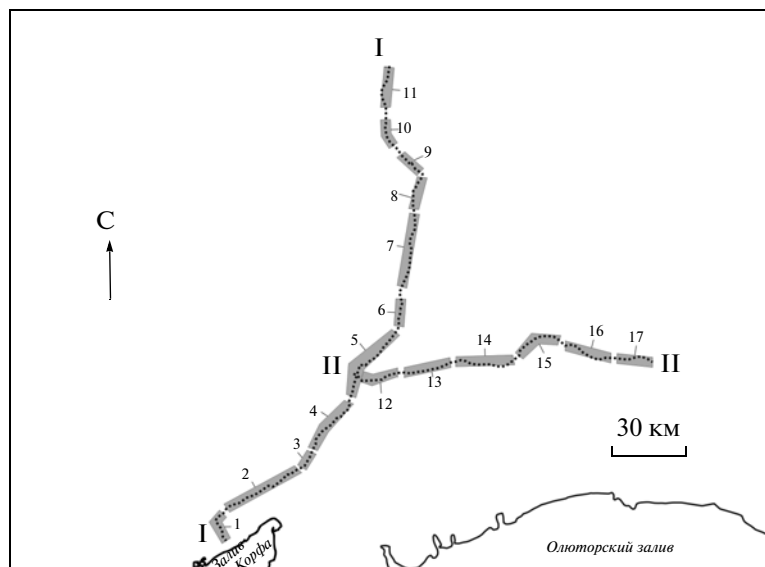
Форма кривых МТЗ отвечает определенному типу геоэлектрического разреза. Следовательно, кривые МТЗ, близкие по своей форме, отражают сходный глубинный геоэлектрический разрез. Этот принцип положен в основу получения обобщенных глубинных геоэлектрических разрезов по профилям МТЗ. Организовав кривые МТЗ, близкие по своей форме в семейства, мы тем самым выделим на профилях районы с различным типом глубинного геоэлектрического разреза.

Подобная работа проделана с продольными и поперечными амплитудными и фазовыми кривыми МТЗ. На профиле I-I таких семейств было выделено 11, на профиле II-II — 7. Каждый из выделенных районов характеризуется своей формой продольных и поперечных кривых. Анализ показывает, что амплитудные кривые одного семейства, сохраняя свою форму, сильно расходятся по уровню сопротивлений в низкочастотной области почти на порядок, а фазовые кривые близки, что свидетельствует о влиянии эффекта  $\rho$  (статический сдвиг амплитудных кривых). Эффект связан с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей. Для его ослабления выполнено конформное

осреднение амплитудных и фазовых продольных и поперечных кривых МТЗ.

Районы, для которых рассчитаны средние кривые из семейства конформных кривых, показаны на рис. 6. Полученные средние продольные и поперечные амплитудные кривые кажущегося электрического сопротивления и фазовые кривые импеданса представлены на рис. 7 и 8. Кривые различаются по форме, что связано с геоэлектрической неоднородностью среды. Большинство кривых имеют в левой части минимум, отражающий наличие осадочно-вулканогенного чехла пониженного электрического сопротивления. В большей мере минимумы выражены во впадинах, выполненных преимущественно терригенными осадочными отложениями. Максимумы в средней части кривых МТЗ обусловлены слоем земной коры повышенного электрического сопротивления. Большинство кривых в правой части представлены минимумом или нисходящей ветвью, которые могут быть связаны как с глубинным проводящим слоем, так и с индукционным влиянием электрических токов, концентрирующихся в Беринговом море и в Пенжинской губе Охотского моря.

Поэтому, предварительно, с помощью численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля изучен береговой эффект в пробной трехмерной модели. В ней мощность и удельное электрическое сопротивление осадочно-вулканогенного чехла на суше приняты постоянными. Это дает возможность оценить влияние берегового эффекта независимо от влияния геоэлектрических неоднородностей осадочно-вулканогенного чехла. Геоэлектрические параметры верхнего слоя на су-



**Рис. 6.** Схема расположения семейств кривых МТЗ.

Цифрами обозначены номера семейств, соответствующие номерам средних кривых МТЗ на рис. 7 и 8.

ше получены по обобщенным данным МТЗ. Мощность осадочно-вулканогенного чехла составляет 3 км, а удельное электрическое сопротивление 20 Ом м. Удельное электрическое сопротивление морской воды принято 0.25 Ом м. Глубинный геоэлектрический разрез является стандартным. Электропроводность уменьшается с глубиной из-за повышения температуры.

В результате моделирования по программе Макки [Maskie at al., 1994] получены продольная, поперечная и локально-нормальная кривые МТЗ в пунктах профилей I-I и II-II. Анализ показал, что модельные продольные и поперечные кривые отклоняются от локально-нормальной кривой в низкочастотной области. Заметное отклонение кривых начинается на периодах более 400 с. На нисходящей ветви продольной кривой проявляется слабовыраженный минимум. Ее отклонение от локально-нормальной кривой составляет на периоде 1000 с примерно 20%. Поперечная кривая в низкочастотной области представлена восходящей асимптотической ветвью. Расхождение поперечной и локально-нормальной кривых на периоде 1000 с составляет 20–30%. Такое расхождение продольной и поперечной кривых от локально-нормальной связано с береговым эффектом за счет резкого контраста электропроводности суши и моря.

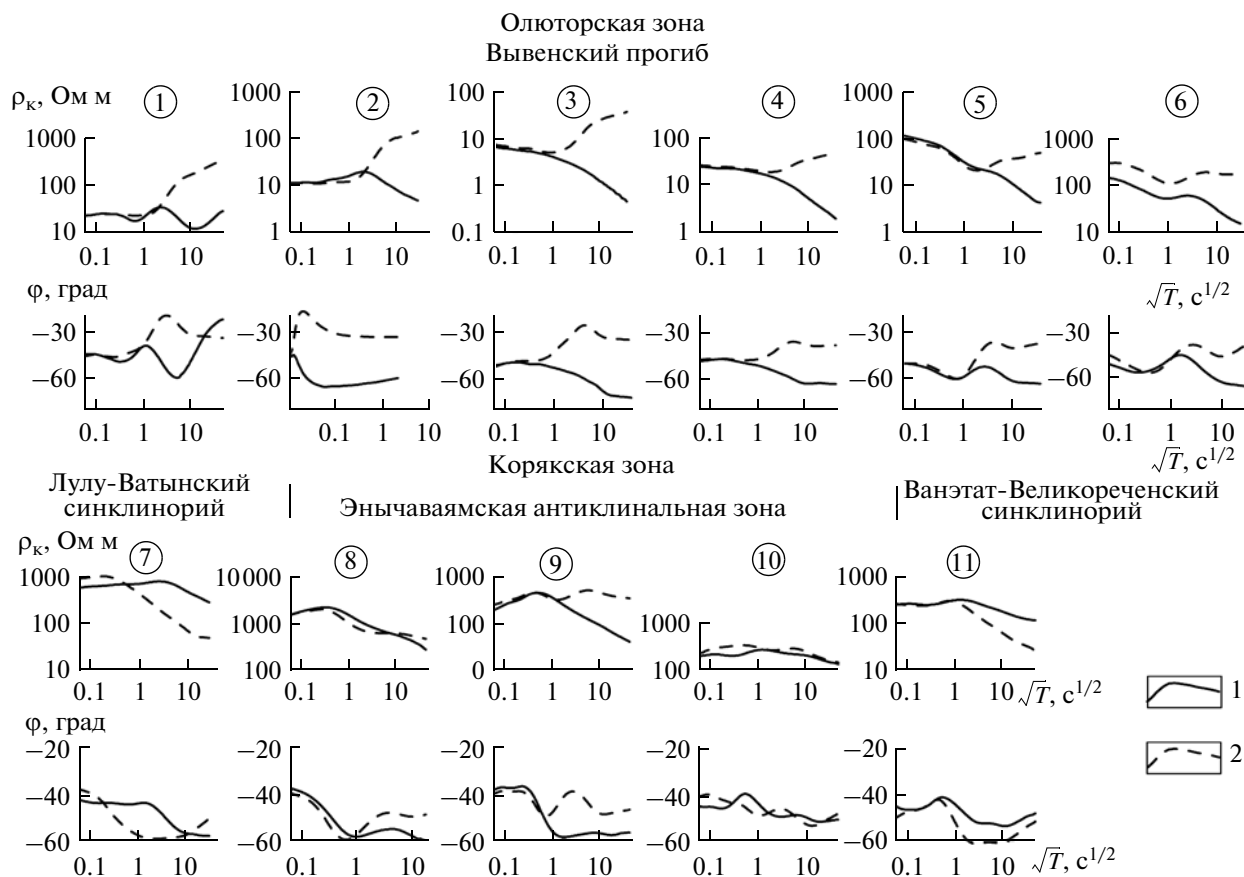
Рассмотрим береговой эффект в модели, содержащей литосферный проводящий слой. Последний был выявлен по данным предшествующих магнитотеллурических исследований. Проводящий слой расположен на глубинах 20–30 км

с удельным электрическим сопротивлением в первые десятки Ом м. На основании этого в модель со стандартным распределением глубинной электропроводности введен литосферный проводящий слой на указанных глубинах с удельным электрическим сопротивлением 50 Ом м. Результаты показали, что отклонение продольной и поперечной кривой от локально-нормальной кривой происходит на периодах более 1000 с. Это свидетельствует, что повышение электропроводности земной коры приводит к затуханию берегового эффекта. Следовательно, экспериментальные продольные и поперечные кривые МТЗ до периода 1000 с свободны от берегового эффекта. Они могут быть использованы для изучения глубинной электропроводности.

#### ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ОЧАГОВОЙ ОБЛАСТИ ОЛЮТОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Обобщенные глубинные геоэлектрические разрезы получены по данным формальной интерпретации средних продольных кривых МТЗ, обладающих повышенной разрешающей способностью к наличию глубинных проводящих слоев. Поперечные кривые использовались совместно с продольными кривыми для уточнения геоэлектрической модели. Анализ магнитотеллурических данных и результаты изучения пробных моделей свидетельствуют, что поперечные кривые содержат информацию о субвертикальных прово-





**Рис. 7.** Средние кривые МТЗ по профилю I-I.

1 и 2 – поперечные и продольные кривые МТЗ.

Цифрами обозначены номера средних кривых, соответствующие номерам семейств на рис. 6.

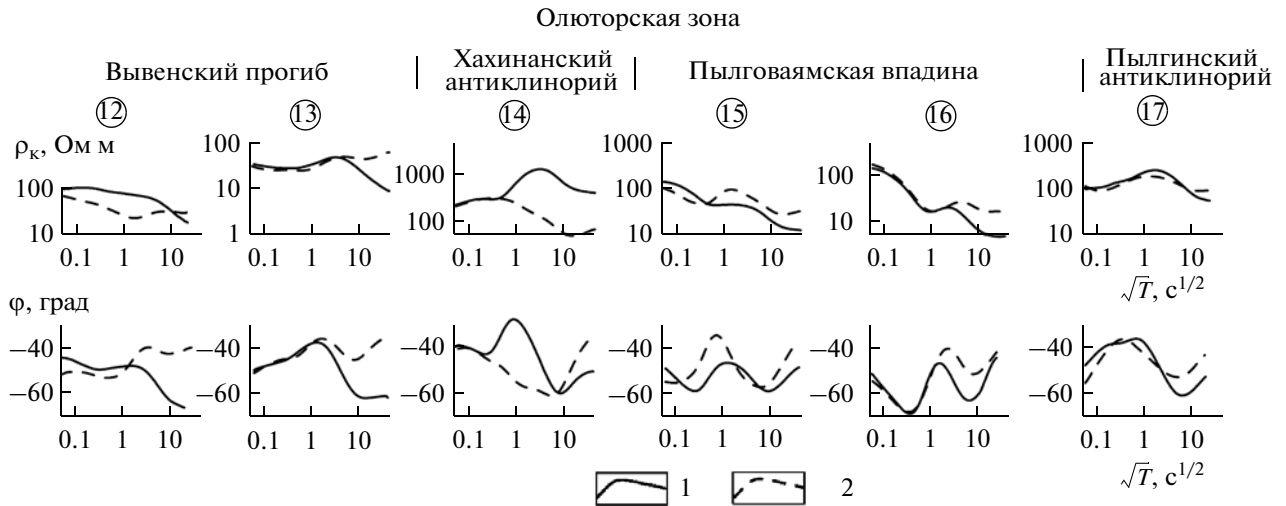
дящих зонах, которые могут быть обусловлены глубинными разломами. Зоны выражены расхождением низкочастотных ветвей продольной и поперечной кривых МТЗ. Такой эффект назван эффектом “расхождения” [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Предполагается, что ширина глубинных разломов не превышает первых километров. Поэтому можно ожидать, что эффект “расхождения” в лучшей мере будет выражен в поведении индивидуальных кривых. В результате их анализа выявлено сильное расхождение амплитудных продольных и поперечных кривых. Оно достигает порядка и более в низкочастотной области на профиле I-I в районе пунктов 209, 176, 160 и на профиле II-II в районе пунктов 10, 20–25, 41 и др.

В результате интерпретации кривых МТЗ составлены глубинные геоэлектрические разрезы, которые представлены на рис. 9 и 10. Здесь приведены графики поля силы тяжести и магнитного поля. На геоэлектрических разрезах показаны предполагаемые разломы, гипоцентры Олюторского

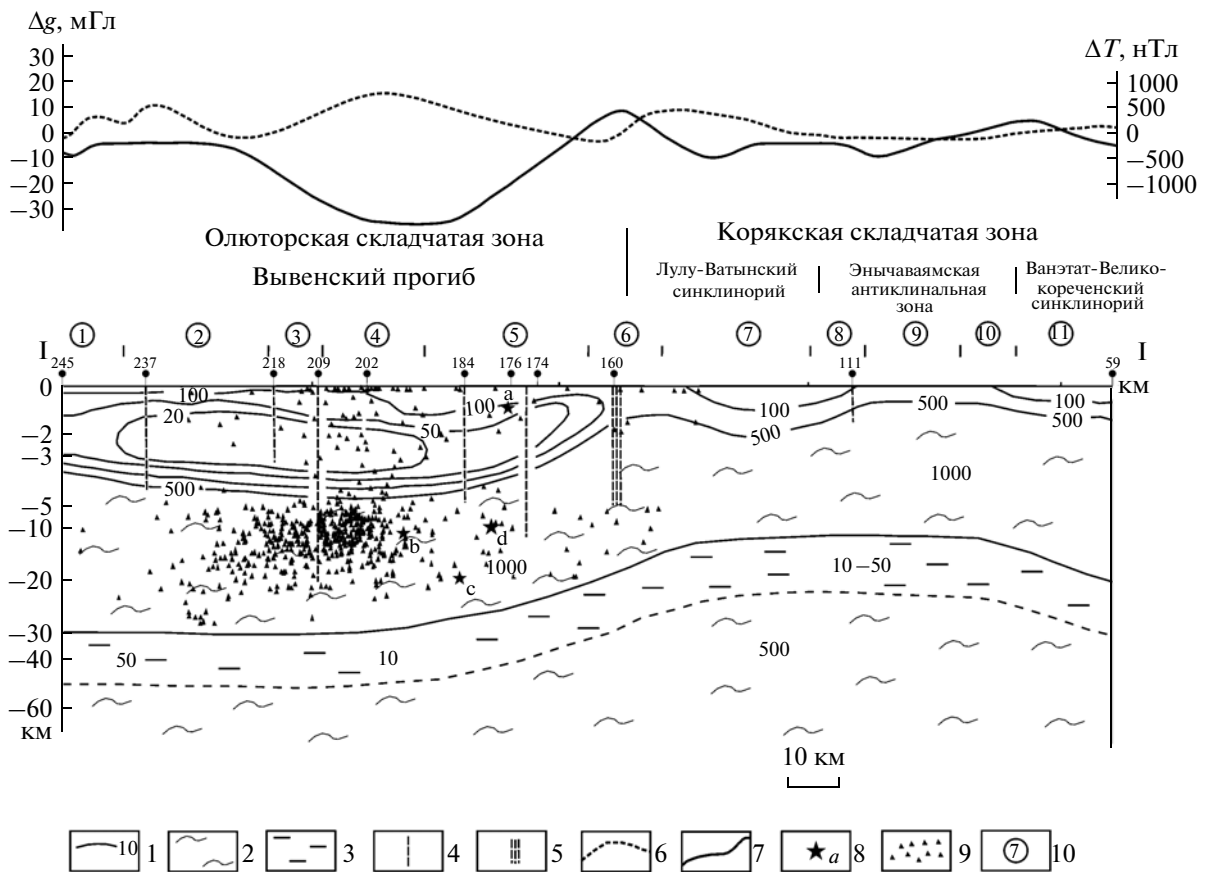
землетрясения и его афтершоки. [Каталог ..., 1962–2006; Чебров, Сенюков, 2007; Ландер и др., 2010].

Обратимся к геоэлектрическим разрезам. В верхних частях земной коры выражены антиклинории, синклиории, прогибы и впадины, которые осложнены разломами. Крупнейший глубинный разлом разделяет Корякскую и Олюторскую складчатые зоны (см. рис. 9). Он проявился эффектом расхождения кривых МТЗ, интенсивными аномалиями гравитационного и магнитного полей, отражающими наличие крупных физических неоднородностей в области сочленения складчатых зон.

На геоэлектрических разрезах видны основные особенности в структуре электропроводности осадочно-вулканогенного чехла. В антиклинориях и антиклинальных зонах осадочно-вулканогенный чехол характеризуется повышенным удельным электрическим сопротивлением, составляющим первые сотни Ом м. Повышенные сопротивления обусловлены наличием в разрезе чехла вулканогенных пород. Мощность чехла ме-



**Рис. 8.** Средние кривые МТЗ по профилю II-II. 1 и 2 – поперечные и продольные кривые МТЗ. Цифрами обозначены номера средних кривых, соответствующие номерам семейств на рис. 6.



**Рис. 9.** Геоэлектрический разрез земной коры по профилю I-I (см. рис. 1). 1 – изолинии удельного электрического сопротивления в Ом м; 2 – высокоомная толща земной коры; 3 – литосферный проводящий слой; 4 – разломы; 5 – глубинный разлом, разделяющий Олюторскую и Корякскую складчатые зоны; 6 – график аномального магнитного поля; 7 – график поля силы тяжести; 8 – гипоцентры Олюторского землетрясения; 9 – гипоцентры афтершоков Олюторского землетрясения; 10 – участки профиля, соответствующие номерам семейств, для которых получены средние кривые МТЗ (см. рис. 6 и 7).

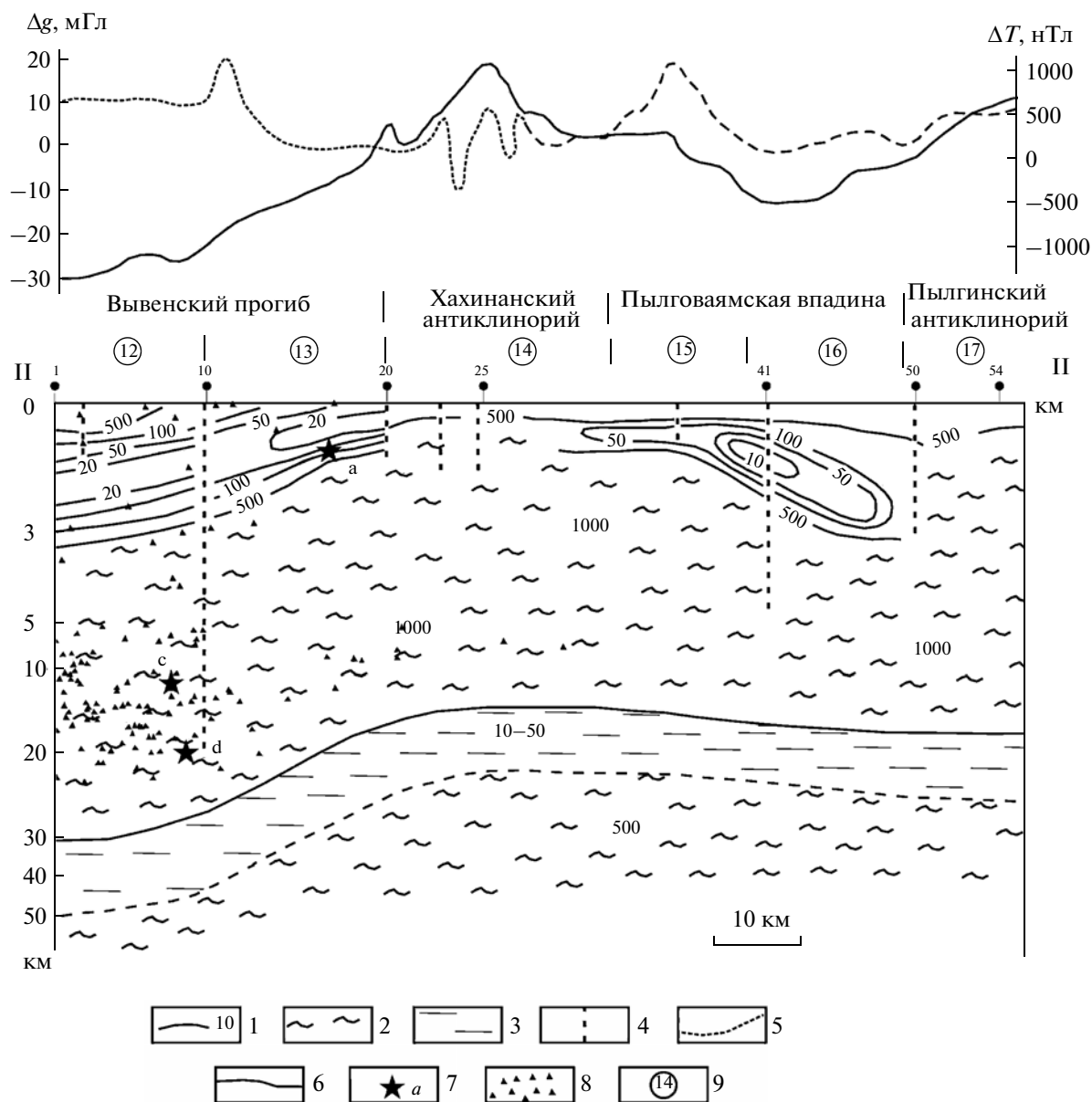


Рис. 10. Геоэлектрический разрез земной коры по профилю II-II (см. рис. 1).

1 — изолинии удельного электрического сопротивления в Ом м; 2 — высокоомная толща земной коры; 3 — литосферный проводящий слой; 4 — разломы; 5 — график аномального магнитного поля; 6 — график поля силы тяжести; 7 — гипоцентр Олюторского землетрясения (см. рис. 1); 8 — гипоцентры афтершоков Олюторского землетрясения; 9 — участки профиля, соответствующие номерам семейств, для которых получены средние кривые (см. рис. 6 и 7).

няется от первых сотен метров до первых километров. В синклинариях, впадинах и прогибах удельное электрическое сопротивление является пониженным и составляет первые десятки Ом м в связи с преобладанием в разрезе терригенных осадочных отложений. Мощность чехла составляет первые сотни метров — первые километры. Осадочно-вулканогенный чехол подстилается комплексом пород с удельным электрическим сопротивлением в сотни — первые тысячи Ом м.

Выявленные особенности в распределении электропроводности верхних частях земной коры находят отражение в поведении поля силы тяжести и геомагнитного поля. Это хорошо видно на рис. 10. Структуры, где высокоомный опорный геоэлектрический горизонт приближен к дневной поверхности, характеризуются повышенным уровнем поля силы тяжести. Структуры с увеличенной мощностью осадочно-вулканогенного чехла и пониженным электрическим сопротивлением

отличаются пониженным уровнем поля силы тяжести.

Магнитное поле отражает насыщенность разреза магматическими породами. В районе Хахинанского антиклинория отмечается возмущенный характер магнитного поля, связываемый с тектоническими нарушениями, насыщенными магматическими породами (см. рис. 10). Повышенная напряженность магнитного поля характерна для Вывенского прогиба, где в верхней части разреза возрастает мощность высокоомных пород с удельным электрическим сопротивлением в первые сотни Ом м. Повышенные сопротивления связываются с наличием в разрезе интрузивных и эффузивных пород, обладающих повышенной магнитной восприимчивостью.

В литосфере выделен слой повышенной электропроводности с удельным электрическим сопротивлением в первые десятки Ом м. Мощность слоя составляет примерно 20 км. Однозначно можно судить лишь о поведении кровли слоя. Она максимально погружена под Вывенским прогибом. Здесь глубина кровли слоя составляет 30 км. Под Коряжской складчатой зоной (Лулу-Ватынский антиклинорий и Энычаваямская антиклинальная зона) и Олюторской зоной (Хахинанский антиклинорий) кровля слоя поднимается до глубины 10 км.

Природу литосферного проводящего слоя сопротивлением в первые десятки Ом м можно связать с наличием высокоминерализованных растворов, а также с электропроводящими сульфидными образованиями. Согласно [Смирнов, 1980], в рассматриваемом регионе на глубине 30 км температура составляет 600°C. Известно, что в результате метаморфизма при температурах 400–800°C протекают процессы дегидратации и выделяется вода, которая занимает межгранулярное пространство, образуящееся за счет уплотнения минералов после выделения воды. Грубые оценки показывают, что достаточно сотых – десятых долей процента относительного объема флюида в связанных каналах, чтобы обеспечить уменьшение сопротивления горной породы до первых десятков – единиц Ом м. Можно полагать, что литосферный слой, содержащий жидкие флюиды, имеет пониженную плотность относительно вмещающих пород. Таким образом, в рассматриваемом регионе в литосфере существует слой пониженного электрического сопротивления и пониженной плотности пород. Характерно, что гипоцентры Олюторского землетрясения и его афтершоков расположены выше глубинного слоя пониженного электрического сопротивления, который, по-видимому, является демпфером при накоплении напряжений в результате взаимодействия плит.

На разрезах также показаны глубинные проводящие разломы, проникающие в земную кору на глубины 20–30 км. Они имеют северо-восточное простирание, близкое к простиранию основных структур. Один из этих разломов проходит вдоль Вывенского прогиба. Он выделен на профиле I-I в районе пункта 209 и на профиле II-II в районе пункта 10. Разлом был выявлен нами ранее по данным комплексного анализа геолого-геофизических данных [Мороз, 1987]. После Олюторского землетрясения он проявился на поверхности в виде сеймотектонического разрыва протяженностью 80 км. Другой разлом проходит вдоль северо-западного борта Вывенского прогиба. Он выделен на профиле I-I в районе МТЗ № 174–176. Разлом также проявился на поверхности сеймотектоническим разрывом на протяжении почти 140 км. Разрыв в своей северо-восточной части примыкает к разлому, разделяющему Коряжскую и Олюторскую складчатые зоны.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщенная геоэлектрическая модель области очага Олюторского землетрясения включает три слоя: осадочно-вулканогенный чехол пониженного электрического сопротивления, высокоомный слой коры и литосферный слой повышенной электропроводности. Осадочно-вулканогенный чехол имеет увеличенную мощность и повышенную электропроводность в синклиниях, впадинах и прогибах. Увеличенная электропроводность связана с преобладанием в разрезе терригенных пород. Это определяет пониженную плотность чехла. Высокоомный слой земной коры сложен метаморфическими и дислоцированными породами с высокой плотностью. Литосферный слой повышенной электропроводности находится под синклиниями и впадинами на глубинах 30–50 км. В отдельных районах Коряжской и Олюторской складчатых зон он поднимается до глубины 10–20 км. Природа слоя связывается с наличием жидких флюидов. Также не исключено присутствие электропроводящих графитизированных и рудоносных зон. Гипоцентры Олюторского землетрясения и его афтершоков приурочены к толще земной коры, расположенной выше глубинного проводящего слоя, который, по-видимому, является демпфером при накоплении тектонических напряжений при становлении западной границы плиты Берингии.

Важными элементами геоэлектрической модели являются глубинные разломы, выявленные по данным МТЗ и другой геолого-геофизической информации. Один из них разделяет Коряжскую и Олюторскую складчатые зоны с различной

электропроводностью земной коры. Разлом характеризуется повышенным электрическим сопротивлением, что находит отражение в аномальном поведении гравитационного и магнитного полей, свидетельствующем о наличии магматических пород. Предполагается, что он проникает в нижние части земной коры. В Вывенском прогибе выявлены глубинные проводящие разломы, проникающие в средние части земной коры и возможно глубже. Они понижают плотность земной коры, что проявляется интенсивной региональной аномалией поля силы тяжести. По-видимому, с разломами связаны магматические породы кислого состава, насыщающие верхние части осадочно-вулканогенного чехла. Это находит отражение в аномальном поведении геомагнитного поля. К глубинному разлому в средней части земной коры (район МТЗ № 209) приурочено большинство гипоцентров афтершоков Олюторского землетрясения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апрелков С.Е., Попруженко С.В.* Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэлаят-Срединный блок в структуре Корякского нагорья и Камчатки // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 4. С. 90–104.
- Белявский В.В., Золотов Е.Е., Нурмухамедов А.Г. и др.* Сейсмoeлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой зоны по профилю Верхне-Пенжино–Корф // Геофизика. 2008. № 2. С. 30–44.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 677 с.
- Геология СССР. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. Т. 31. М.: Недра, 1964. 733 с.
- Геология СССР. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Т. 30. Книга I. М.: Недра, 1970а. 547 с.
- Геология СССР. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Т. 30. Книга II. М.: Недра, 1970б. 536 с.
- Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов 1962–2006, <http://emsd.iks.ru>
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В. и др.* Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология. Вып. 26. М.: Наука, 1994. С. 103–122.
- Ландер А.В., Левина В.И., Иванова Е.И.* Сейсмическая история Корякского нагорья и афтершоковый процесс Олюторского землетрясения 20 (21) апреля 2006 г.  $M_w = 7.6$  // Вулканология и сейсмология. 2010. № 2. С. 16–30.
- Мороз Ю.Ф.* Глубинное строение юго-западной части Корякского нагорья // Советская геология. 1987. № 5. С. 118–123.
- Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
- Пинегина Т.К.* Сейсмические деформации в эпицентральной зоне Олюторского землетрясения // Олюторское землетрясение (20 (21) апреля 2006 г., Корякское нагорье). Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2007. С. 126–169.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. и др.* Олюторское землетрясение в Корякии 20 (21) апреля 2006 г.: результаты геологического и макросейсмического изучения эпицентральной области // Олюторское землетрясение (20 (21) апреля 2006 г., Корякское нагорье). Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2007. С. 170–206.
- Смирнов Я.Б.* Карта глубинных температур территории СССР и сопредельных районов в масштабе 1 : 1 000 000. М.: ГУГК, 1980. 150 с.
- Тарасенко Т.В., Титов И.Н.* Основные черты металлогении центральной и юго-западной части Корякского нагорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский: Дальневосточное книжное издательство, 1969. С. 3–20.
- Федотов С.А., Чехович В.Д., Егоркин А.В.* Неогеновая глубинная структура юга Корякского нагорья и современная сейсмичность региона // ДАН. 2011. Т. 437. № 5. С. 663–668.
- Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А.* Геодинамика северо-западного сектора тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое–раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37–62.
- Чебров В.Н., Сеньюков С.Л.* Сейсмологические наблюдения на территории Корякского автономного округа, оперативная обработка Олюторского землетрясения 20 (21) апреля 2006 г.  $M_w = 7.6$  и его афтершоков // Олюторское землетрясение (20 (21) апреля 2006 г., Корякское нагорье). Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2007. С. 7–13.
- Чиков Б.М., Иванов В.К.* Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области // Геология Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский: Дальневосточное книжное изд-во, 1963. С. 17–25.
- Bahr K.* Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional, induction and local telluric distortion // J. Geophysics. 1988. № 62. P. 119–127.
- Fujita K.K., Mackey K.G., Mc.Caleb R.C. et al.* Seismicity of Chukotka, northeastern Russia // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2002. V. 360. P. 259–272.
- Mackie K.L., Smith J.T., Madden T.R.* Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example // Radio Science. 1994. № 29. P. 923–935.
- Scholl D.W.* Geological Society of America, abstracts with Programs // Berkeley (Calif.). 1999. V. 31. № 6. P. A92.
- Swift C.M.* A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States / Ph. D. Dissertation, M/T. Cambridge, 1967. P. 251.

## The Deep Structure of the Olyutorskii Earthquake Rupture Zone in the Koryak Upland: Geophysical Evidence

Yu. F. Moroz<sup>a, b</sup>, T. A. Moroz<sup>a</sup>, and V. A. Loginov<sup>a, c</sup>

<sup>a</sup> *Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bul'var Piipa 9, Petropavlovsk–Kamchatskii, 683006 Russia*

*e-mail: morozyf@kscnet.ru*

<sup>b</sup> *Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, ul. Sakh'yanovoi 6a, Ulan-Ude, 670047 Russia*

*e-mail: gin@gin.bsnet.ru*

<sup>c</sup> *Vitus Bering Kamchatka State University, ul. Pogranichnaya 4, Petropavlovsk–Kamchatskii, 683032 Russia*

*e-mail: kamgu@kamgu.ru*

Received January 28, 2014

**Abstract**—This paper considers the data of magnetotelluric sounding (MTS) and gravity and magnetic surveys, as well as other geological information. We describe the methods that were used in making the observations and for interpretation of MTS data. We focus on incorporating the influence of the shift effect and the coast effect. Generalized geoelectric sections are based on mean longitudinal curves, which are less subject to distortion. Transverse curves were used for fault identification. The geoelectric sections include a sedimentary-volcanogenic layer, a high ohmic crust, and a conductive lithosphere layer. They contain faults that were detected from the divergences between oriented MTS curves and other data. The deep-seated faults in the Vyvenka basin have surface expression in the form of seismotectonic discontinuities that extend for 80 and 140 km. It was found that the hypocenters of the Olyutorskii earthquake and its aftershocks were in the crustal layer above the conductive lithosphere layer. Most aftershock hypocenters are typically situated in the area of the deep fault. We discuss a possible origin of the conductive lithosphere layer and of deep faults.