

УДК 550.837

ГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

© 2013 г. Ю. Ф. Мороз, Т. А. Мороз

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию 09.08.2011 г.

По данным многолетнего электромагнитного мониторинга исследованы синхронные годовые вариации геоэлектрического и геомагнитного полей. Показано, что годовые вариации геоэлектрического поля имеют внутриземное происхождение и не связаны с годовыми вариациями геомагнитного поля. Наряду с этим изучены временные изменения магнитотеллурического импеданса и магнитного типпера, характеризующие электропроводность геологической среды. Установлено, что годовые вариации магнитотеллурического импеданса характеризуют в большей мере изменение электропроводности приповерхностных частей земной коры. Они в меньшей мере зависят от глубинной электропроводности среды. Годовые вариации магнитного типпера на периодах 1000–3000 с могут быть связаны с изменениями проводимости глубинной поперечной проводящей зоны (разлома). Предполагается, что годовые вариации геоэлектрического, геомагнитного полей и электропроводности геологической среды связаны с изменением геодинамических процессов, вызванных вращением Земли вокруг Солнца.

Ключевые слова: геоэлектрическое поле, геомагнитное поле, годовые вариации, импеданс, магнитный типпер.

DOI: 10.7868/S0002333713020051

Электромагнитное поле Земли характеризуется широким спектром вариаций геомагнитного и геоэлектрического полей с периодами от тысячных долей секунды до годовых и более. Вариации полей содержат информацию об электропроводности геологической среды, внутриземных и ионосферных (магнитосферных) электрических и магнитных источниках. В лучшей мере изучены высокочастотные вариации электромагнитного поля Земли. В меньшей мере исследованы длиннопериодные вариации, что обусловлено необходимостью более длительных наблюдений. В длиннопериодном диапазоне крайне ограничены сведения о годовых вариациях геоэлектрического поля. Информация о них приведена в работах [Краев, 1951; Дешеревский, Сидорин, 1999; Мороз и др., 1999; и др.] Годовые вариации геомагнитного поля рассмотрены в публикациях [Sergson, 1973; Яновский, 1978; Паркинсон, 1986; Мороз др., 2002; и др.]. Наряду с годовыми вариациями электромагнитного поля Земли большой научный интерес представляют годовые вариации глубинной электропроводности в сейсмических зонах, где активно протекают геодинамические процессы.

В этой связи мы рассмотрим данные многолетнего электромагнитного мониторинга на Камчат-

ке. Здесь в южной части п-ова существует сеть наблюдений электромагнитного поля, включающая пункты Шипунский, Тундровый, Верхняя Паратунка и обсерватории Карымшина и Паратунка (рис. 1). К настоящему времени накоплен большой объем данных, позволяющий изучить и выявить основные особенности в поведении годовых вариаций электромагнитного поля и электропроводности геологической среды и определить возможную их природу. Этому вопросу и посвящена настоящая статья.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Южная Камчатка характеризуется высокой сейсмической, тектонической и гидротермальной активностью. Гипоцентры тектонических землетрясений приурочены к сейсмофокальной зоне, которая со стороны глубоководного желоба погружается в сторону полуострова Камчатка под углом примерно 50°. Пункт Шипунский расположен в районе сейсмофокальной зоны. Под обсерваториями Карымшина, Паратунка и пунктами Верхняя Паратунка, Тундровый сейсмофокальная зона расположена на глубине около 100–120 км.

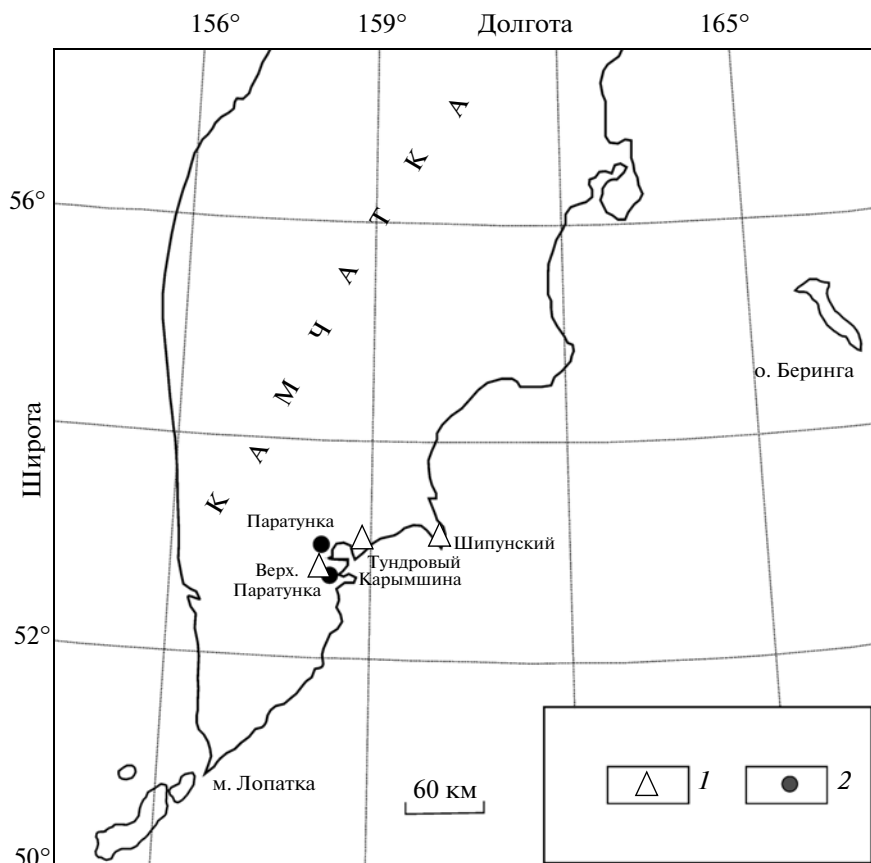


Рис. 1. Схема расположения наблюдений электромагнитного поля Земли: 1 – пункт; 2 – обсерватория.

Обсерватории и пункты электромагнитного мониторинга находятся в зонах с различным геологическим строением. Согласно [Геология ..., 1964], Шипунский полуостров, где расположен одноименный пункт наблюдений, входит в вулканическую область восточных полуостровов, являющейся составной частью Восточно-Камчатской зоны, отнесенной к внешней складчатой дуге. Шипунский п-ов характеризуется широким развитием интрузивных и эффузивных магматических образований, осложненных тектоническими нарушениями. Земная кора отличается здесь аномально высокими плотностью, сейсмической скоростью и электрическим сопротивлением.

Район расположения обсерваторий и других пунктов входит в состав Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны, которая является внутренней вулканической дугой [Геология ..., 1964]. Ее развитие связывается с существованием глубинного разлома. На Южной Камчатке для структур этой зоны характерно северо-западное простирание структур, которое является поперечным по отношению к простиранию основных тектонических элементов Камчатки. В районе расположения обсерваторий Паратунка, Карым-

шина и пунктов Тундровый, Верхняя Паратунка породы домезозойского кристаллического фундамента приближены к дневной поверхности или выведены на поверхность. Гравитационные и магнитные поля характеризуются высокой напряженностью и наличием высоких градиентов, что отражает присутствие в разрезе плотных намагниченных пород и тектонических нарушений.

Геоэлектрический разрез по обобщенным данным электромагнитных исследований в рассматриваемом районе представляется следующим [Мороз, 1991; Мороз, Нурмухамедов, 1998]. Верхняя часть разреза, сложенная четвертичными вулканогенно-осадочными образованиями, имеет мощность в первые сотни метров, удельное электрическое сопротивление от первых десятков до тысячи и более Ом м. Ниже залегают кайнозойские вулканогенно-осадочные образования мощностью до 1.5 километров с удельным электрическим сопротивлением в первые десятки Ом м.

Глубинный геоэлектрический разрез области Восточных полуостровов (п. Шипунский) принципиально отличается от внутренней вулканической дуги (обс. Паратунка, Карымшина и пункты Тундровый, Верхняя Паратунка). Земная кора

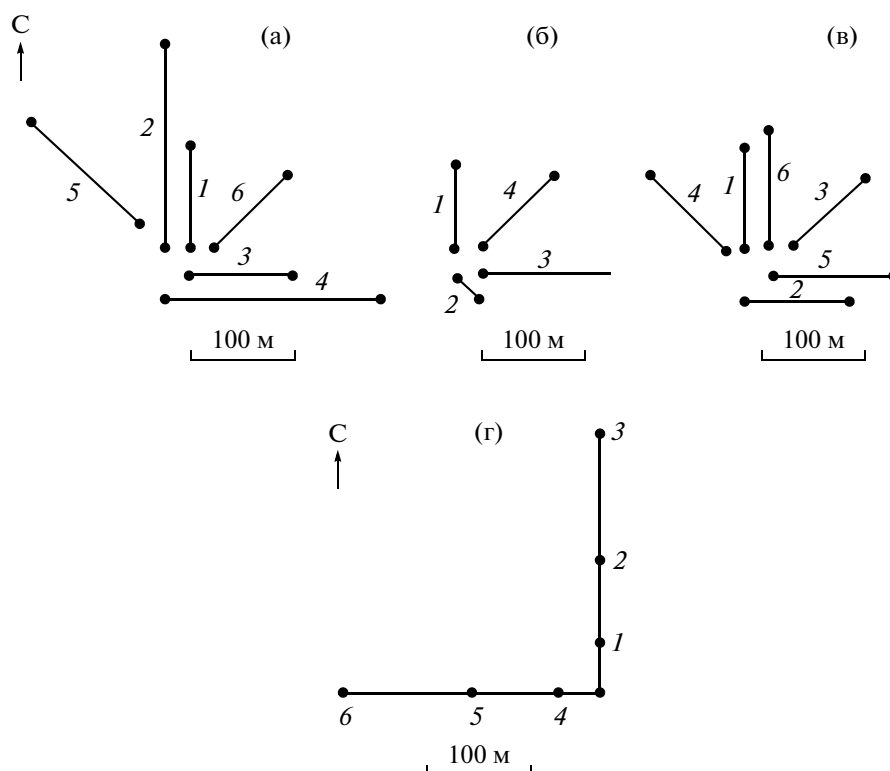


Рис. 2. Схемы расположения измерительных линий: в пп. Шипунский – (а), Верхняя Паратунка – (б), Тундровый – (в) и obs. Карымшина – (г). На схемах (а), (б), (в) цифрами указаны номера линий, на схеме (г) – номера электродов.

Восточных полуостровов характеризуется удельным электрическим сопротивлением в сотни–первые тысячи Ом м. Здесь отсутствует коровый проводящий слой. В верхней мантии на глубине 120 км выделяется слой повышенной электропроводности с удельным электрическим сопротивлением около 30 Ом м. Земная кора внутренней вулканической дуги содержит на глубинах 20–30 км проводящий слой с удельным электрическим сопротивлением в первые десятки Ом м. В верхней мантии на глубине около 100 км выделяется слой повышенной электропроводности с удельным электрическим сопротивлением до 10 Ом м [Мороз, 1991; Мороз, Нурмухамедов, 1998].

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Сеть наблюдений электрического поля включает пункты: Шипунский, Тундровый, Верхняя Паратунка и obs. Карымшина. Системы приемных линий на указанных пунктах изображены на рис. 2. В obs. Карымшина использована установка с центральным нулевым электродом. Приемные линии заземлены с помощью свинцовых электродов, опущенных на глубину 2–3 м. Измерение разности потенциалов электрического по-

ля осуществляется с помощью радиотелеметрической системы с дискретностью: 1 с (obs. Карымшина), 10 с (п. Шипунский), 1 мин (п. Верхняя Паратунка, п. Тундровый). Эксплуатация автоматизированных пунктов наблюдений электрического поля и предварительная обработка данных осуществляются Камчатским филиалом геофизической службы РАН.

Регистрация вариаций геомагнитного поля производится в obs. Паратунка с помощью феррозондовых магнитометров. Измерение компонент H , D , Z осуществляется в автоматическом режиме с дискретностью 1 с. Для привязки меток времени используется GPS приемник. Точность измерений вариаций геомагнитного поля 0.01 нТл. Обслуживание магнитометров выполняет Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН.

Первичная обработка данных сводится к их редакции, выявлению технических сбоев, интерполяции, осреднению, масштабированию и т.д. В результате обработки формируется банк данных, который содержит временные ряды по годам, месяцам, суткам. Для более глубокой обработки данных создана специальная программа. Она автоматически из банка данных формирует синхронные временные ряды электрического и гео-

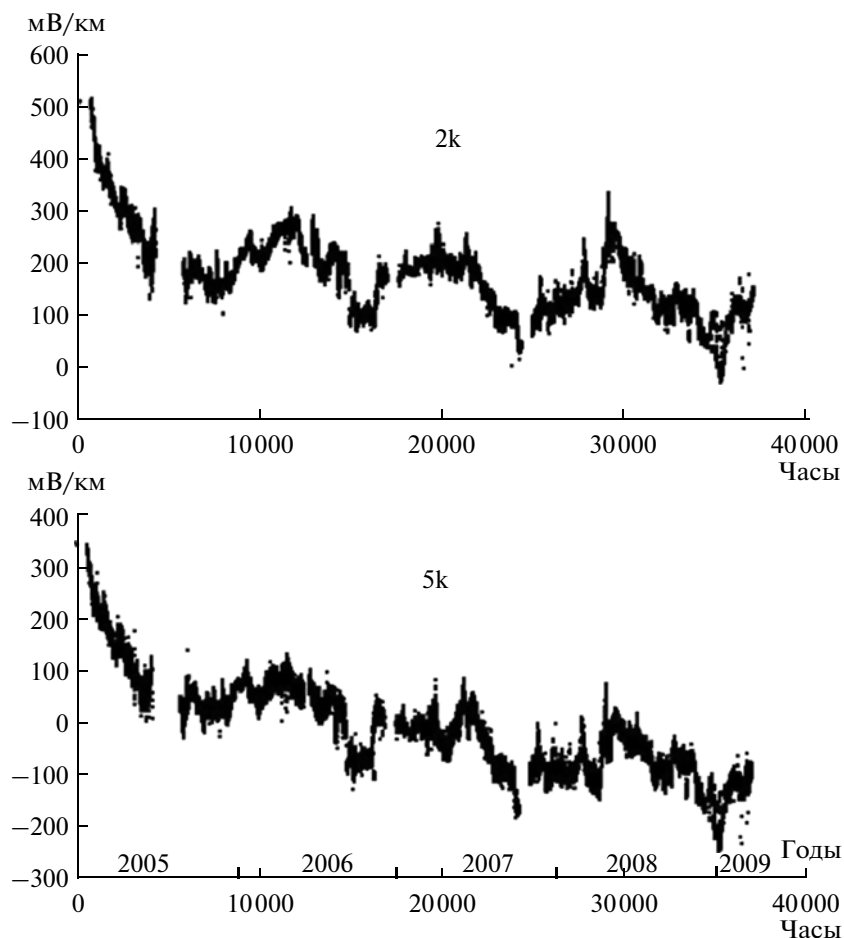


Рис. 3. Графики среднечасовых значений напряженности составляющих геоэлектрического поля в направлениях С–Ю (2к) и В–З (5к).

магнитного поля заданной продолжительности с целью определения параметров, связанных с электропроводностью среды. Полученные временные ряды магнитотеллурических параметров использованы для изучения динамики электропроводности геологической среды.

ГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО И ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЕЙ

Анализ временных рядов геоэлектрического поля в обс. Карымшина, пунктах наблюдений Верхняя Паратунка и Тундровый показал, что для изучения годовых вариаций более пригодны данные обс. Карымшина. Здесь на линиях 0–2 (С–Ю) и 0–5 (В–З) временные ряды не имеют резких скачков и длительных перерывов в период наблюдений с 2005 по 2009 гг. Временные ряды компонент геомагнитного поля за указанный период наблюдений имеют хорошее качество.

Для выделения годовых вариаций геоэлектрического и геомагнитного полей исходные временные ряды напряженности пересчитаны в среднечасовые значения. Полученные графики горизонтальных составляющих геомагнитного и геоэлектрического полей приведены на рис. 3 и рис. 4. В поведении указанных графиков выражены годовые вариации, которые осложнены высокочастотными солнечно-суточными колебаниями. Последние удалены путем фильтрации с окном 50 часов.

Рассмотрим полученные временные ряды компонент электромагнитного поля, изображенные на рис. 5. Интенсивность вариаций геоэлектрического поля составляет в среднем 50–100 мВ/км, вариаций геомагнитного поля – 20–30 нТл. Поляризация вариаций геоэлектрического и геомагнитного полей квазилинейная. Азимут оси поляризации вариаций геоэлектрического поля – 20°–30°, т.е. вдоль простирания Камчатки. Азимут оси поляризации вариаций геомагнитного

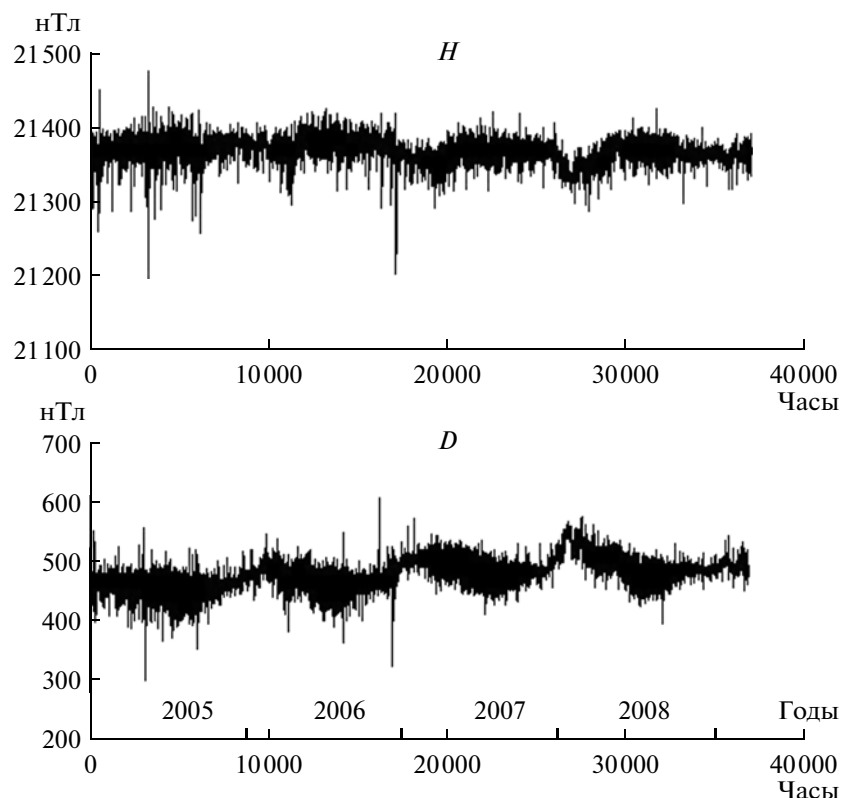


Рис. 4. Графики среднечасовых значений напряженности составляющих геомагнитного поля в направлениях С–Ю (H) и В–З (D).

поля – 120° – 130° , т.е. вкост простирания Камчатки. Следовательно, оси поляризации годовых вариаций геоэлектрического и геомагнитного полей примерно ортогональны.

Также необходимо отметить, что годовые вариации геоэлектрического и геомагнитного полей во многом подобны между собой, но имеются и расхождения, которые могут быть связаны с различным влиянием геоэлектрических неоднородностей. Возникает вопрос о возможной связи годовых вариаций геоэлектрического и геомагнитного полей. Существует гипотеза, что годовые вариации геомагнитного поля обусловлены действием ионосферного динамо [Serson, 1973]. За счет действия данного источника возникают линейно-поляризованные вариации горизонтальных составляющих геомагнитного поля, которые могут индуцировать годовые вариации электрического поля. В этом случае возможна более тесная связь между компонентами электромагнитного поля: 0 – 2 (С–Ю) и D и 0 – 5 (В–З) и H (рис. 6). Попытаемся оценить напряженность вариаций электрического поля на дневной поверхности. Для этого воспользуемся соотношением $E = ZH$, где E и H напряженности электрического

и магнитного полей, Z – входной импеданс среды. По данным Бенкса [Banks, 1969] входной импеданс для годовых вариаций равен 0.00028 мВ/(км нТл). Средняя интенсивность годовых вариаций составляет примерно 25 нТл. Напряженность годовых вариаций геоэлектрического поля будет 0.007 мВ/км. На самом деле, как видно на рис. 6, напряженность вариаций геоэлектрического поля больше на несколько порядков. Следовательно, чтобы зарегистрировать индуцированные годовые вариации в электрическом поле Земли, необходима длина приемных линий несколько десятков километров. В нашем случае длины приемных линий до 500 м, а интенсивность годовых вариаций достигает 100 мВ/км. Поэтому годовые вариации геоэлектрического поля такой интенсивности не могут быть индуцированы внешним ионосферным источником. По-видимому, они имеют внутриземное происхождение и могут быть связаны с электрохимическими, электрокинетическими, фильтрационными и другими процессами, протекающими в Земле. Предполагается, что годовые вариации вызваны изменением активности этих процессов в зависимости от сезонного поступления солнечной энергии, влияющей на температур-

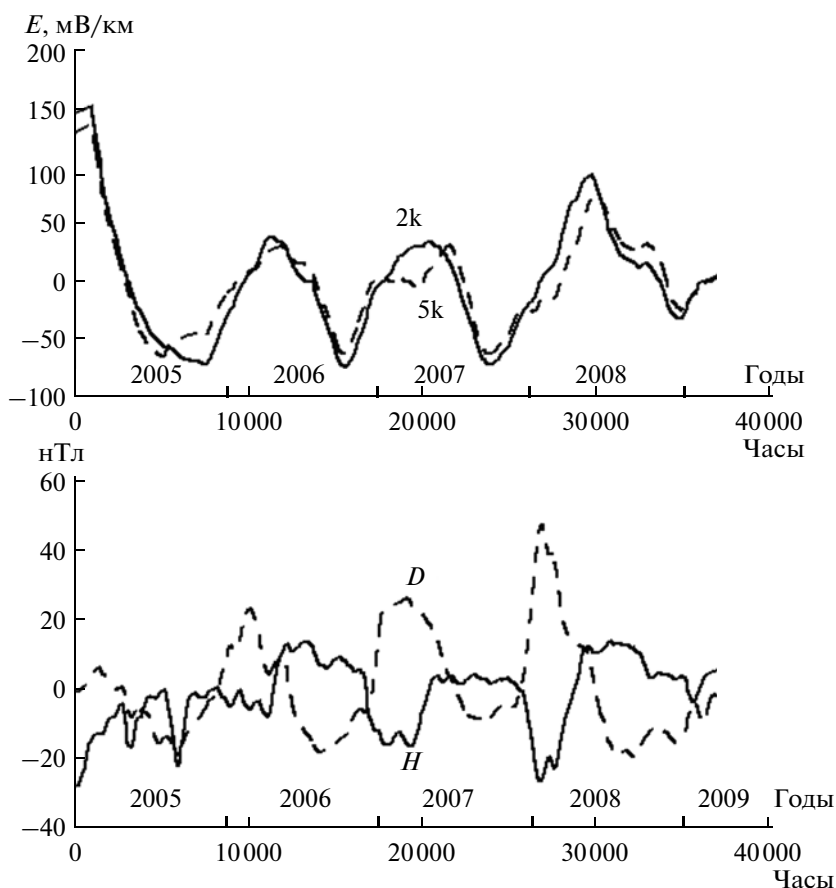


Рис. 5. Графики низкочастотных вариаций горизонтальных составляющих геоэлектрического (2k и 5k) и геомагнитного полей (H и D).

ный режим приповерхностных частей земной коры. За счет этого напряженность электрического поля меняется в течение года до 100 мВ/км.

ГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Вариации геоэлектрического и геомагнитного полей содержат информацию об электропроводности геологической среды, которую можно получить с помощью передаточных магнитотеллурических и магнитовариационных параметров, представленных в виде магнитотеллурического тензора импеданса и магнитного типпера. Магнитотеллурический импеданс характеризует связь горизонтальных компонент электротеллурического поля с горизонтальными компонентами геомагнитного поля. Магнитный типпер характеризует связь вертикальной составляющей геомагнитного поля с горизонтальными составляющими геомагнитного поля. Мониторинг магнитотеллурического импеданса и магнитного типпера произведен в широком диапазоне периодов на основе

многолетних временных рядов электромагнитного поля в obs. Карымшина, в пп. Шипунский, Верхняя Паратунка, Тундровый и obs. Паратунка. Данные мониторинга передаточных магнитотеллурических и магнитовариационных параметров дают представление о динамике электропроводности геологической среды на различных глубинах.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ИМПЕДАНСА

Магнитотеллурический импеданс представляет собой комплексное электрическое сопротивление среды (активное, индуктивное емкостное). Для его определения использовано соотношение [Бердичевский, Жданов, 1981]:

$$\mathbf{E}_{\text{гор.}} = [\mathbf{Z}] \mathbf{H}_{\text{гор.}}, \quad \text{где } [\mathbf{Z}] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix},$$

или в развернутом виде:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y, \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y, \end{aligned}$$

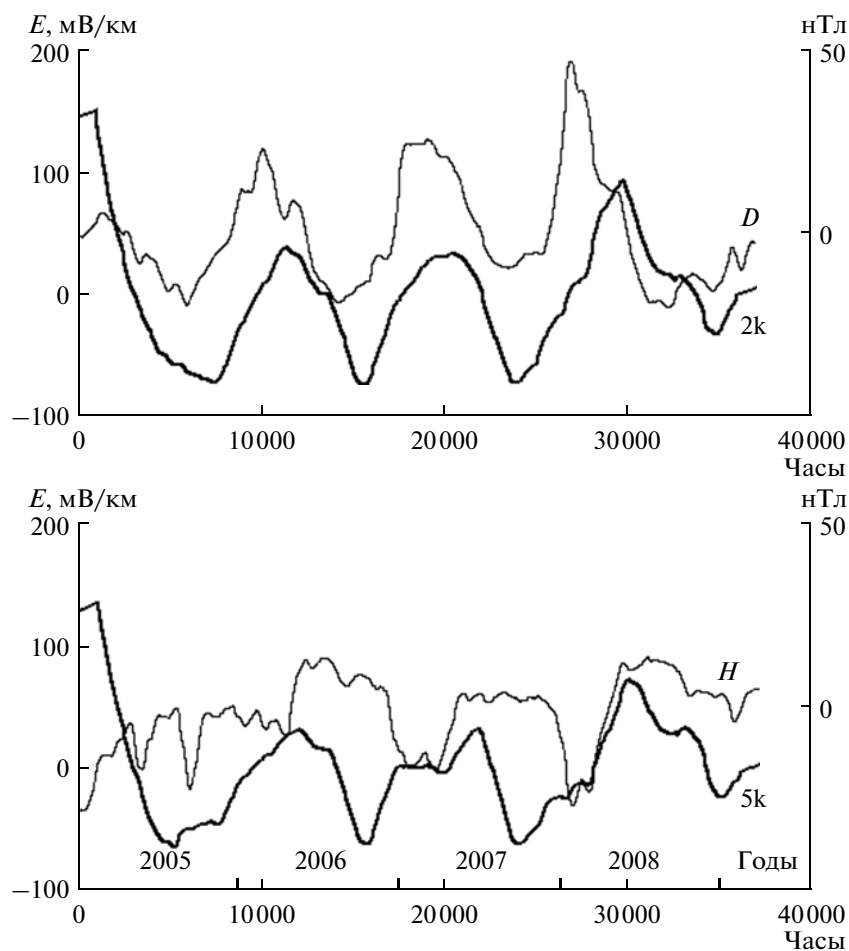


Рис. 6. Сопоставление составляющих годовых вариаций электрического и геомагнитного полей в предположении их взаимной индукции.

где — $[Z]$ тензор импеданса, Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} — комплексные компоненты тензора импеданса, зависящие от частоты, распределения удельных электрических сопротивлений в Земле и ориентации координатных осей.

Для получения импеданса на каждом пункте необходимы синхронные записи вариаций составляющих геоэлектрического и геомагнитного полей. Однако на Южной Камчатке, как мы уже отмечали, регистрация составляющих геомагнитного поля осуществляется только в обсерватории Паратунка. Расстояние от нее до п. Шипунский составляет 110 км. Остальные пункты находятся от обсерватории на удалении в первые десятки километров. Возникает вопрос, имеем ли мы право использовать данные обсерватории Паратунка для магнитотеллурического мониторинга в пунктах наблюдений электротеллурического поля? Ответом на этот вопрос являются результаты МТЗ в пп. Шипунский, Тундровый [Мороз и др., 2006а] и результаты эксперимента на оз. Байкал [Мороз и др., 2006б].

Рассмотрим МТЗ в пп. Шипунский и Тундровый. На рис. 7 и рис. 8 приведены кривые кажущегося электрического сопротивления и фазы импеданса. Они определены с удовлетворительной точностью. На них нет “разброса” значений импеданса и фаз. Кривые характеризуются хорошим качеством, подтверждающим правомерность использования данных, удаленной геомагнитной обсерватории.

Обратимся к данным эксперимента на оз. Байкал [Мороз и др., 2006]. Здесь регистрация вариаций геомагнитного поля осуществлялась в обсерваториях Энхалук и Патроны. Наблюдения вариаций электротеллурического поля производились в пп. Узур и Тырган. Расстояние от пунктов Узур и Тырган до обсерватории Энхалук составляет 100 и 70 км, а от обсерватории Патроны — 260 и 150 км соответственно. В пп. Тырган и Узур при использовании данных магнитных обсерваторий Энхалук и Патроны получены импедансы и фазы в диапазоне периодов 150–20000 с. Как в п. Тыр-

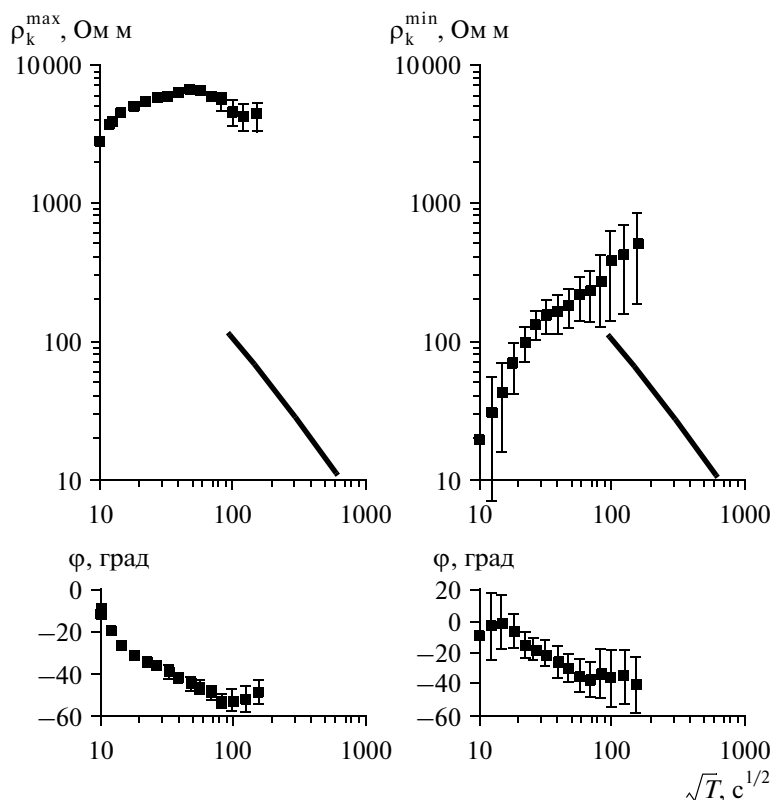


Рис. 7. Максимальная и минимальная кривые МТЗ в п. Шипунский. Прямой наклонной линией изображена стандартная кривая кажущегося электрического сопротивления.

ган, так и в п. Узур амплитудные кривые МТЗ от указанных магнитных обсерваторий совпали между собой в пределах первых процентов. Фазовые кривые импеданса также близки. Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о возможности использования данных, удаленных геомагнитных обсерваторий.

Рассмотрим результаты мониторинга импеданса. Для определения тензора импеданса использована программа алгоритм которой основан на известной робастной методике, разработанной Дж. Ларсеном [Larsen et al., 1996]. Программа позволяет не только определять передаточные функции, но и эффективно подавлять влияние электромагнитных полей не магнитотеллурического происхождения (солнечно-суточные и приливные гармоники, промышленные шумы и пр.). По специально разработанной программе исходные временные ряды геоэлектрического и геомагнитного полей разбиты на интервалы необходимой длины во времени: 1, 2, 3, 4, 5 и 10 суток.

Результаты предварительных расчетов показали, что импеданс и его фаза устойчиво определяются на периодах от первых сотен до первых тысяч секунд на минимальном временном интервале равным 3 суткам. Поэтому, данный временной

интервал принят для мониторинга электропроводности среды. В результате обработки получены временные ряды модулей и фаз импеданса по направлениям приемных линий, по главным направлениям, по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды (максимальные и минимальные значения основного импеданса). Предварительный анализ показал, что максимальные значения тензора импеданса являются более чувствительными к наличию геоэлектрических неоднородностей в среде. Это подтверждает полученный нами результат в другом сейсмоактивном регионе [Мороз и др., 2007]. Поэтому в качестве основного принят максимальный импеданс, отвечающий одному из направлений осей геоэлектрической симметрии среды (поперечный импеданс и его фаза).

Рассмотрим результаты мониторинга максимального импеданса и его фазы в пп. Шипунский и Тундровый, где мы располагаем более качественными данными электротеллурического мониторинга. Как мы уже отмечали п. Шипунский более удален от обсерватории Паратунка, а п. Тундровый расположен существенно ближе (см. рис. 1).

На рис. 9 и рис. 10 приведены полученные временные ряды максимального импеданса и его фа-

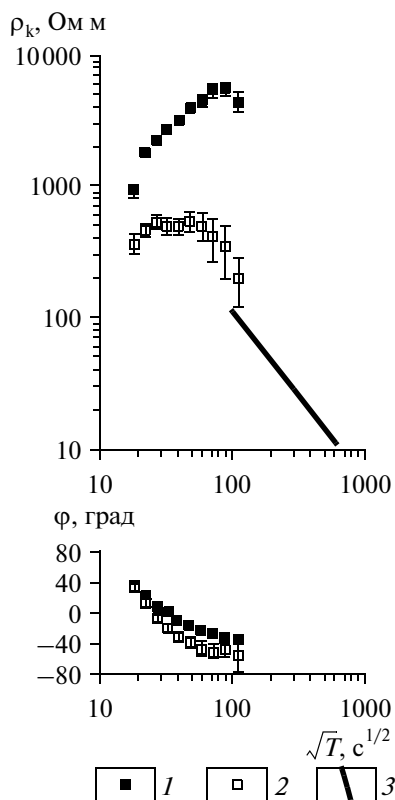


Рис. 8. Максимальная и минимальная кривые МТЗ в п. Тундровый: 1, 2 – максимальная и минимальная кривые МТЗ; 3 – стандартная кривая кажущегося электрического сопротивления.

зы на периодах 500, 1000 и 3000 с за время наблюдений в п. Шипунский с 01.01.2002–31.12.2006 гг. и в п. Тундровый с 16.01.2003–05.03.2007 гг. Во временных рядах импеданса и его фазы имеются пропуски, связанные с техническими причинами. Графики магнитотеллурических параметров имеют шумовой фон, связанный с точностью их определения, влиянием геоэлектрических неоднородностей и другими причинами. Данный шумовой фон мы исключили с помощью фильтрации. В результате получены низкочастотные вариации в более “чистом” виде (рис. 11 и рис. 12). В поведении временных рядов модуля импеданса на периоде 500 с выражены годовые вариации амплитудой до 30%. На периодах 1000 и 3000 с амплитуда вариаций модуля импеданса меньше. Характерно, что в поведении фазы импеданса годовые вариации проявились амплитудой лишь в первые градусы, т.е. на уровне точности измерений фазы. Если модуль импеданса на фиксированном периоде заметно меняется, а фаза меняется слабо, то это свидетельствует о преобладании эффекта ρ , связанного с влиянием мелких приповерхностных геоэлектрических неоднородностей, размеры которых на несколько порядков

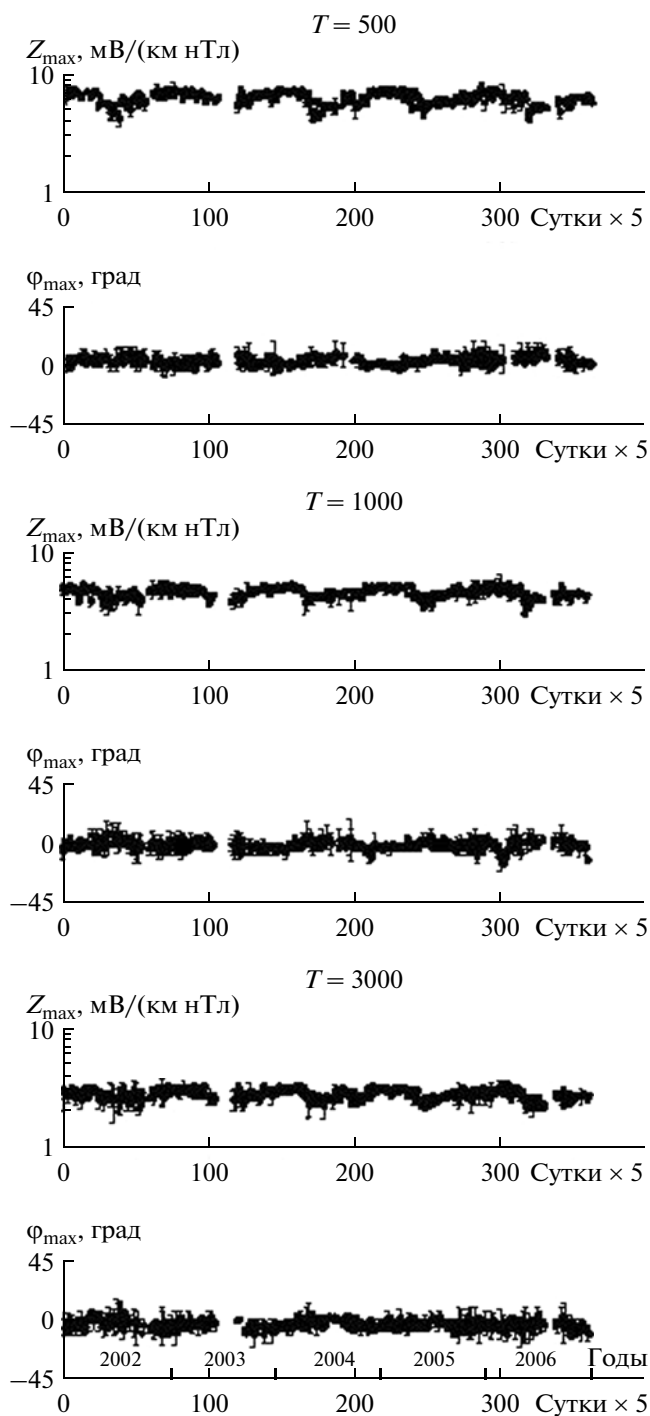


Рис. 9. Графики модуля максимального импеданса и его фазы на периодах 500, 1000 и 3000 с в п. Шипунский.

меньше эффективной глубины проникновения электромагнитного поля [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Эффект ρ определяется гальванической аномалией за счет электрических зарядов, накапливающихся на поверхности включения.

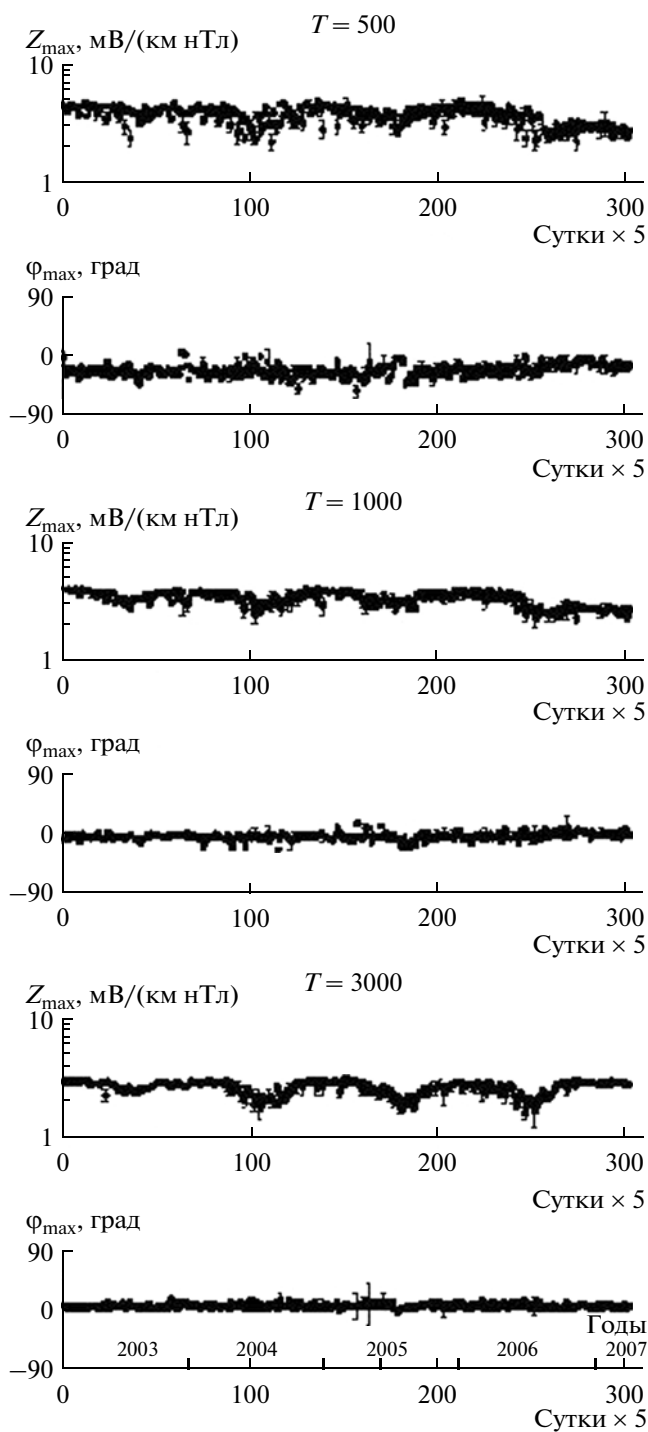


Рис. 10. Графики модуля максимального импеданса и его фазы на периодах 500, 1000 и 3000 с в п. Тундровый.

В пп. Шипунский и Тундровый о влиянии мелких приповерхностных геоэлектрических неоднородностей свидетельствует расхождение по уровню сопротивлений максимальной амплитудной кривой МТЗ и стандартной кривой кажущейся

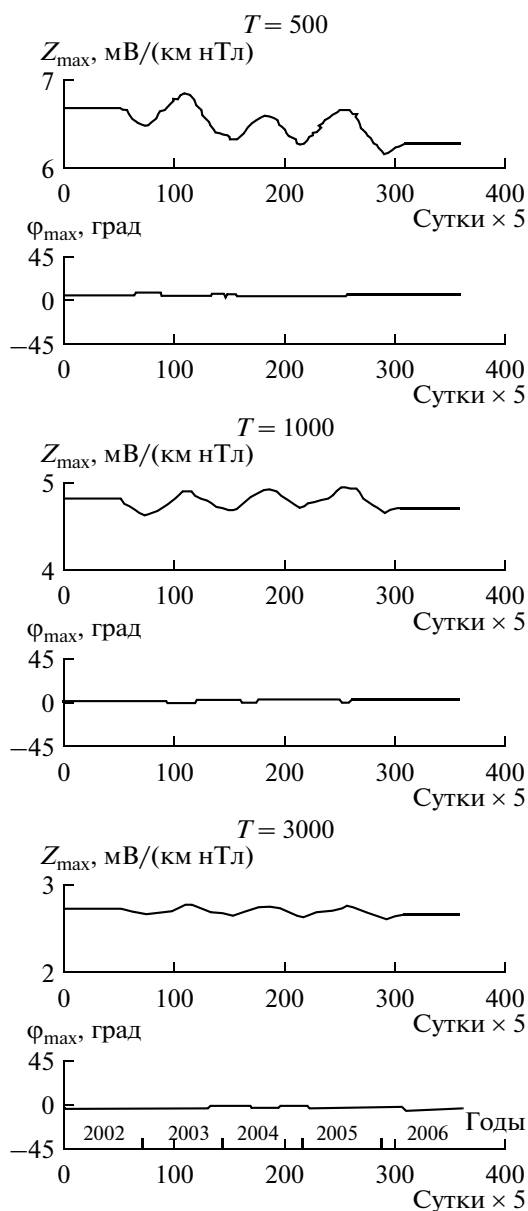


Рис. 11. Годовые вариации модуля максимального импеданса и его фазы на периодах 500, 1000 и 3000 с в п. Шипунский.

гося электрического сопротивления более чем на порядок (рис. 7 и рис. 8). К мелким геоэлектрическим неоднородностям относятся проводящие и непроводящие включения в приповерхностном слое осадочно-вулканогенного чехла. Можно предположить, что годовые вариации импеданса в большей мере вызваны различной степенью проявления гальванического эффекта в районе геоэлектрической неоднородности в приповерхностных частях осадочно-вулканогенного чехла в летний и зимний периоды. В указанные периоды меняется электропроводность геоэлектрической неоднородности и вмещающей среды за счет раз-

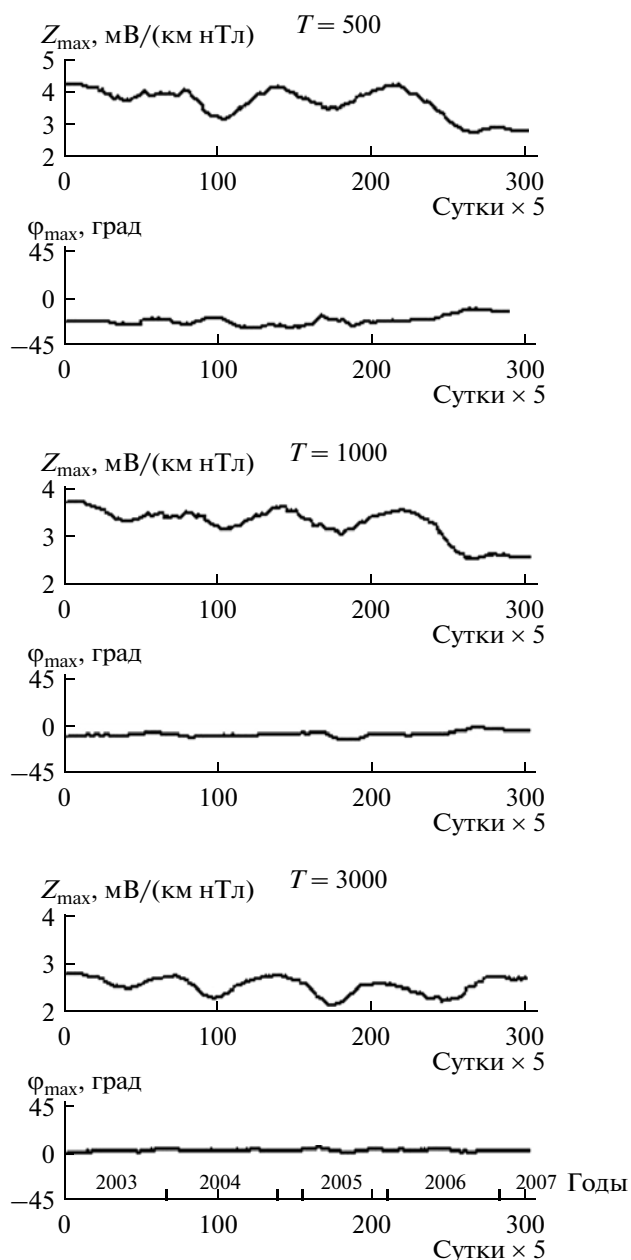


Рис. 12. Годовые вариации модуля максимального импеданса и его фазы на периодах 500, 1000 и 3000 с в п. Тундровый.

личных факторов (температуры, влажности, насыщения водными растворами, степени их минерализации и др.) Это приводит к изменению эффекта ρ в электротеллурическом поле. Многолетний опыт показывает, что в районах с резко выраженной геоэлектрической неоднородностью среды изменения импеданса во времени за счет различного рода эффектов при геодинамических процессах выражены гораздо сильнее [Мороз и др., 2001; 2007]. На возможность сезонных вариаций электропроводности геологической среды также ука-

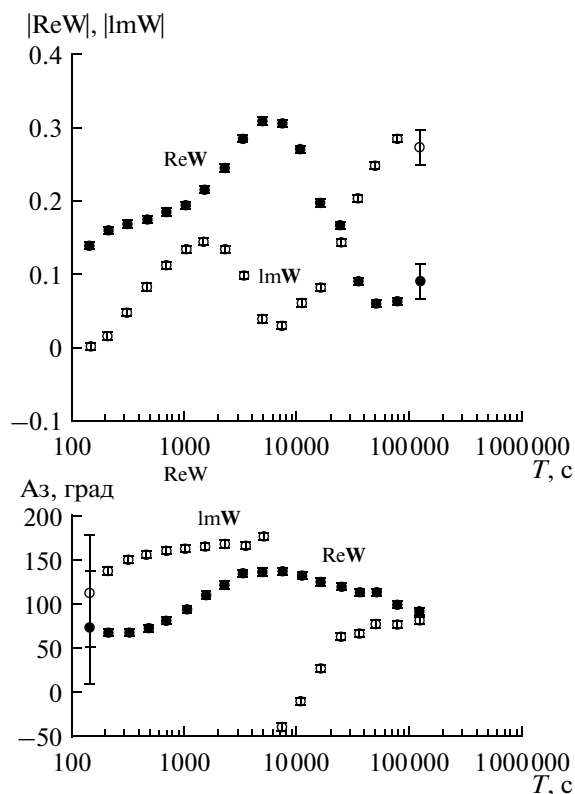


Рис. 13. Частотные характеристики вещественной и мнимой частей вектора индукции (типпера).

зывают данные многолетнего мониторинга с помощью контролируемого источника электромагнитного поля [Мороз и др., 2006б].

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА МАГНИТНОГО ТИППЕРА

В основе получения типпера $[\mathbf{W}]$ лежит предположение о существовании линейного соотношения вида [Бердичевский, Жданов, 1981].

$$H_z = [\mathbf{W}] \mathbf{H}_{\text{гор.}}, \quad \text{где } [\mathbf{W}] = |W_{zx} W_{zy}| \text{ или}$$

$$H_z = W_{zx} H_x + W_{zy} H_y,$$

где H_z, H_x, H_y – составляющие наблюдаемого магнитного поля, W_{zx}, W_{zy} – компоненты индукционной матрицы (типпера), зависящие от частоты, распределения электропроводности в Земле и ориентации координатных осей. По компонентам индукционной матрицы определяются индукционные стрелки [Schmucker, 1970]:

$$\text{Re } \mathbf{W} = \text{Re } W_{zx} \mathbf{i} + \text{Re } W_{zy} \mathbf{j},$$

$$\text{Im } \mathbf{W} = \text{Im } W_{zx} \mathbf{i} + \text{Im } W_{zy} \mathbf{j}.$$

Определение компонент матрицы и индукционных стрелок производилось с помощью программы Ларсена [Larsen et al., 1996]. При этом важное вни-

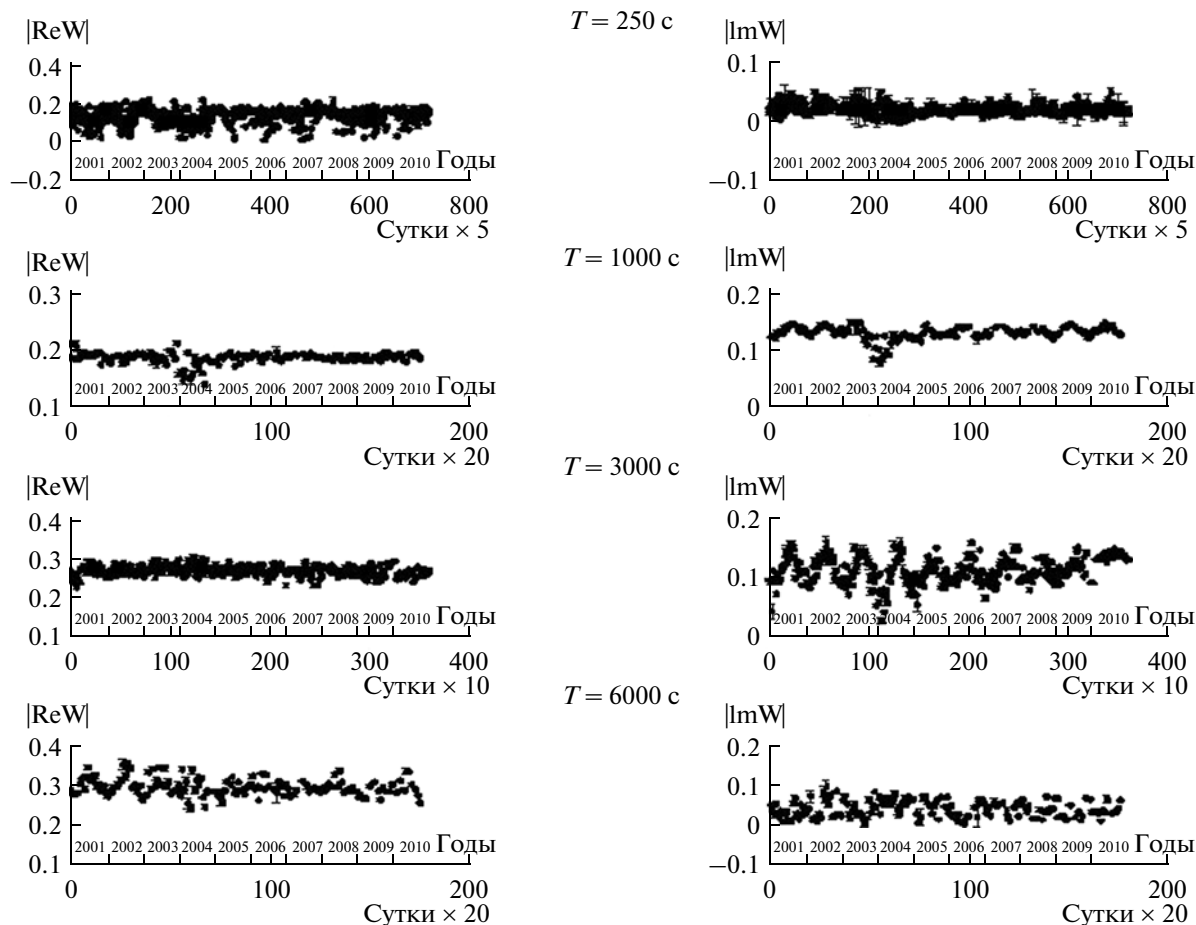


Рис. 14. Графики модулей вещественной и мнимой индукционных стрелок (типперов) на периодах: 250, 1000, 3000 и 6000 с.

мание уделялось когерентности между вариациями вертикальной и горизонтальными составляющими геомагнитного поля. При квадратичной когерентности 0.8 и более компоненты типпера определяются с точностью в первые проценты.

Более полное представление об электропроводности литосферы в районе обс. Паратунка дают вещественные и мнимые индукционные стрелки (типперы). До анализа временных рядов модулей стрелок рассмотрим их частотные характеристики. Они приведены на рис. 13 из работы [Мороз и др., 2006а]. Модуль вещественной индукционной стрелки достигает максимальных значений на периоде около 6000 с. При этом мнимая индукционная стрелка минимальна, а азимут ее меняется на 180 градусов. Азимут действительной части индукционной стрелки равен 130°. Ее направление определяется индукцией в глубоководном желобе. На данном периоде происходит максимальное насыщение глубоководного желоба электрическим током. В области коротких периодов азимуты вещественной и мнимой стрелки отличаются примерно на 60°, что обусловлено влиянием

сложных очертаний береговой линии и геоэлектрических неоднородностей среды. В области длинных периодов возрастает мнимая индукционная стрелка и уменьшается вещественная. При этом угол между ними составляет около 100 градусов. Это свидетельствует о влиянии трехмерной геоэлектрической неоднородности, возможно, вызванной совместным влиянием Курило-Камчатского и Алеутского желобов. Важно отметить, что на периодах 1000–2000 с и 15000–20000 с выражены максимумы мнимой индукционной стрелки. Этим максимумам на указанных периодах отвечают слабовыраженные минимумы модуля вещественной стрелки. Максимумы мнимой индукционной стрелки отражают наличие корового и астеносферного проводящих слоев, выраженных в виде минимумов на кривых МТЗ [Мороз, Нурмухамедов, 1998].

Анализ показал, что вещественные и мнимые типперы определяются более устойчиво на временных массивах не менее 5 суток (с дискретностью 1 мин.). При этом когерентность между ва-

риациями вертикальной и горизонтальными составляющими геомагнитного поля должна быть не менее 0.8. Для расчетов типпера использованы временные ряды составляющих геомагнитного поля с 2001 до 2010 гг. С помощью специальной программы организованы временные массивы по 5 суток. Для каждого массива определены вещественные и мнимые типперы в диапазоне периодов от 250 до 10000 с.

На рис. 14 представлены временные ряды модулей вещественных и мнимых типперов на периодах 250, 1000, 3000 и 6000 с. Более устойчиво, т.е. с меньшей дисперсией, определяются типперы на периоде 1000 с. В поведении мнимых типперов на периодах 1000–3000 с хорошо выражены годовые вариации. Интенсивность их около 30%, что примерно в шесть раз превышает ошибку определения модуля мнимого типпера. В поведении модулей вещественных типперов годовые вариации практически не выражены. Известно, что вещественные типперы связаны с активными электрическими токами, а мнимые – с реактивными. Величина мнимых типперов определяется индукцией в проводящих зонах [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Мы уже отмечали, что на кривых МТЗ на периодах 1000 и 3000 с выражен минимум, связываемый с коровыми проводящими зонами. [Мороз, 1991; Мороз, Нурмухамедов, 1998]. Следовательно, годовые вариации мнимого типпера могут быть вызваны индукцией электрических токов в проводящих зонах геологической среды. По-видимому, поэтому на периодах 1000–3000 с получены более устойчивые значения типпера и хорошо выраженные годовые вариации его мнимой части.

Мы вправе связать годовые вариации мнимого типпера на указанных периодах с изменениями электропроводности геологической среды. В пользу этого свидетельствует тот факт, что типпер зависит от направления измерительных линий, частоты и распределения электропроводности в Земле. Первые две величины являются неизменными. Следовательно, типпер характеризует изменение электропроводности геологической среды.

Возникает вопрос о возможной связи годовых вариаций мнимого типпера с сезонными изменениями внешнего источника электромагнитного поля. По-видимому, эти изменения не могут повлиять на определение типпера, так как важным условием, заложенным в программу, является высокая квадратичная когерентность (не менее 0.8) между вариациями вертикальной и горизонтальными составляющими геомагнитного поля. Предположим, что существуют какие-то неизвестные нам сезонные изменения структуры электромагнитного поля, которые нарушают линейные свя-

зи между вариациями вертикальной и горизонтальными составляющими геомагнитного поля. В таком случае вряд ли бы нам удалось получить типпер с низкой погрешностью и явно выраженные годовые вариации мнимого типпера на периодах 1000–3000 с.

Поэтому, можно полагать, что годовые вариации типпера обусловлены изменениями проводимости геологической среды. Рассмотрим каким образом нужно изменить проводимость геологической среды, чтобы мнимый типпер заметно изменился, а вещественный типпер практически остался прежним. Попробуем выполнить эти оценки с помощью численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля по программе [Mackie et al., 1994] с использованием пробной модели, опубликованной в работе [Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., 2011]. Эта модель состоит из неоднородного верхнего слоя, имитирующего осадочно-вулканогенный чехол с гидросферой, и горизонтально-слоистого основания, отражающего стандартный геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии. Верхний слой на суше имеет мощность 3 км и удельное электрическое сопротивление 30 Ом м. Эти параметры являются примерно средними по данным электромагнитных исследований Камчатки [Мороз, 1991]. Удельное электрическое сопротивление воды составляет 0.25 Ом м.

Следует отметить, что по существующим представлениям земная кора региона содержит коровый слой пониженного электрического сопротивления на глубинах 20–30 км с удельным электрическим сопротивлением в первые десятки Ом м [Мороз, 1991; Мороз и др., 2001]. Наряду с этим, на восточной Камчатке выделены поперечные глубинные проводящие зоны [Мороз и др., 2008; Мороз, Гонтовая, 2003]. Одна из этих зон расположена в районе Авачинской группы вулканов. На дневной поверхности она выражена в виде грабена, выполненного низкоомными отложениями. Грабен имеет продолжение в Авачинский залив Тихого океана. Указанная поперечная проводящая зона располагается от обсерватории на расстоянии около 50 км.

Сначала мы попытались определить зависимость вариаций магнитотеллурических параметров от изменения электропроводности корового проводящего слоя. С этой целью рассчитаны магнитный типпер и тензор импеданса для пробных моделей с различным удельным электрическим сопротивлением корового проводящего слоя на глубинах 20–30 км. Удельное электрическое сопротивление слоя менялось в несколько раз. При этом вещественный типпер меняется в большей мере, чем мнимый. Также заметно проявились

изменения импеданса и его фазы. Полученные результаты качественно не согласуются с экспериментальными данными. Поэтому, в модель Камчатки с коровым слоем введена глубинная поперечная проводящая зона протяженностью 100 км. Она имеет продолжение в океан [Мороз и др., 2008; Мороз, Гонтовая, 2003]. Ее удельное электрическое сопротивление принято от 20 до 100 Ом м. Ширина зоны 20 км. Глубина проникновения зоны до кровли проводящего слоя. В этой модели при увеличении суммарной продольной проводимости сечения разлома в 5 раз мнимый типпер на периоде 3000 с изменился примерно на 18%. Вещественный типпер и модуль импеданса изменились незначительно (в пределах первых процентов). Фаза импеданса изменилась в пределах первых градусов.

Таким образом, выполненные приближенные оценки с помощью пробных моделей свидетельствуют, что вариации мнимого типпера могут быть связаны с изменением проводимости глубинной проводящей зоны (разлома). На возможность годовой цикличности в геодинамических процессах указывают вариации сейсмичности с годовой периодичностью в районе Авачинского вулкана [Кузьмин, Широков, 1976]. Предполагается, что годовые вариации поперечной глубинной проводящей зоны (разлома) могут быть вызваны обращением Земли вокруг Солнца, в результате которого проявляется годовая цикличность в геодинамических процессах, выраженных в изменении трещиноватости среды, степени ее насыщенности гидротермальными растворами и степени их минерализации.

ВЫВОДЫ

1. По данным многолетнего электромагнитного мониторинга годовые вариации геоэлектрического поля имеют интенсивность до 100 мВ/км, геомагнитного — до 20–30 нТл. Годовые вариации этих полей подобны. Однако, анализ показал, что годовые вариации геоэлектрического поля не могут быть индуцированы вариациями геомагнитного поля, вызванного внешним ионосферным источником. Годовые вариации электрического поля имеют внутриземное происхождение. Они могут быть связаны с электрохимическими, электрокинетическими, фильтрационными и другими процессами, протекающими в Земле. Годовые вариации, по-видимому, вызваны изменением активности этих процессов в зависимости от сезонного поступления солнечной энергии, влияющей на температурный режим приповерхностных частей земной коры. За счет этого напряженность геоэлектрического поля меняется в течение года до 100 мВ/км.

2. В поведении магнитотеллурического импеданса (комплексное электрическое сопротивление среды) выявлены годовые вариации. Они в лучшей мере выражены в модуле импеданса на периоде 500 с, где их амплитуда составляет около 30%. На периодах 1000 и 3000 с амплитуды вариаций модуля уменьшаются. В поведении фазы импеданса годовые вариации проявились слабо. Их амплитуда не превышает первых градусов, т.е. точности измерений фазы. Это свидетельствует, что годовые вариации импеданса в большей мере связаны с изменением электропроводности локальных геоэлектрических неоднородностей и вмещающей среды в приповерхностных частях земной коры.

3. В obs. Паратунка изучены временные изменения магнитного типпера. В поведении мнимого типпера на периодах 1000–3000 с выражены годовые вариации. В поведении вещественного типпера годовые вариации практически не выражены. Выявленные особенности магнитного типпера исследованы с помощью пробных геоэлектрических моделей Камчатки. Результаты трехмерного численного моделирования свидетельствуют о возможной связи годовых вариаций мнимого типпера на периодах 1000–3000 с с изменениями проводимости глубинной поперечной проводящей зоны (разлома). Предполагается, что эти изменения могут быть вызваны обращением Земли вокруг Солнца, в результате которого проявляется годовая цикличность в геодинамических процессах, выраженных в изменении трещиноватости среды, степени ее насыщенности гидротермальными растворами и степени их минерализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бердичевский М.Н., Жданов М.С.* Интерпретация аномалий переменного электромагнитного поля Земли. М.: Недра. 1981. 207 с.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.
- Геология СССР.* Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание. Т. 31. М.: Недра. 1964. 733 с.
- Дещеревский А.В., Сидорин А.А.* Скрытые периодичности и фликкер-шум в электротеллурическом поле // Физика Земли. 1999. № 4. С. 56–67.
- Краев А.П.* Основы геоэлектрики. ГОНТИ. 1951.
- Кузьмин Ю.Д., Широков В.А.* О механизме солнечнообусловленной суточной, 27-дневной и годовой цикличности Камчатских землетрясений. Данные геофизических наблюдений полярной обсерватории. Тикси. Якутск. 1976. С. 211–216.
- Мороз Ю.Ф.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука. 1991. 181 с.
- Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г.* Магнитотеллурическое зондирование Петропавловского геодинамического

- полигона на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1998. № 2. С. 77–84.
- Мороз Ю.Ф., Попруженко С.В., Трубников В.М., Кузнецова В.П., Мороз Т.А.* Эффекты в земных электрических токах перед землетрясениями на Камчатке // Физика Земли. 1999. № 3. С. 82–88.
- Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г., Мороз Т.А.* Глубинная геоэлектрическая модель Петропавловского геодинамического полигона на Камчатке // Физика Земли. 2001. № 6. С. 58–66.
- Мороз Ю.Ф., Вершинин Е.Ф., Назарец В.П.* Магнитотеллурический мониторинг сейсмоактивного района Камчатки // Физика Земли. 2001. № 10. С. 63–70.
- Мороз Ю.Ф., Вершинин Е.Ф., Назарец В.П., Мороз Т.А.* Аномальные эффекты в вариациях геомагнитного поля на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2002. № 5. С. 32–37.
- Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И.* Глубинное строение района Авачинско-Корякской группы вулканов на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 1–8.
- Мороз Ю.Ф., Смирнов С.Э., Мороз Т.А.* Результаты мониторинга вариаций геомагнитного поля на Камчатке // Физика Земли. 2006. № 3. С. 49–56.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Смирнов С.Э.* Электропроводность геологической среды по данным магнитотеллурического мониторинга на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2006а. № 6. С. 43.
- Мороз Ю.Ф., Мандельбаум М.М., Мороз Т.А.* Поиск аномальных эффектов в геофизических полях в связи с землетрясениями в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли. 2006б. № 5. С. 83–96.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Моги Т.* Методика и результаты мониторинга естественного электрического поля Земли в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли. 2007. № 11. С. 37–49.
- Мороз Ю.Ф., Лагута Н.А., Мороз Т.А.* Магнитотеллурическое зондирование Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 83–93.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А.* Численное трехмерное моделирование магнитотеллурического поля Камчатки // Физика Земли. 2011. № 2. С. 64–71.
- Паркинсон У.* Введение в геомагнетизм. М.: Мир. 1986. 528 с.
- Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: изд-во ЛГУ. 1978. 578 с.
- Banks R.J.* Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper Mantle // Geophys J. Roy Astron. Soc. 1969. V. 17. P. 457–487.
- Larsen I.C., Mackie R.L., Manzella A. et al.* Robust smooth magnetotelluric transfer functions // Geophysical Journal International. 1996. V. 124. P. 801–819.
- 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.
- Schmucker U.* Anomalies of geomagnetic variations in the South-Western United States. Berkley Los-Angeles–London: Univ. California Press. 1970. 165 p.
- Serson P.H.* Instrumentation for induction studies on land // Phys. Earth and Planet. Inter. 1973. № 7. P. 313–322.