

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО МОНИТОРИНГА СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН.

Мороз Ю. Ф.¹, Мороз Т. А.¹, Смирнов С. Э.²

¹ -Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский.

² -Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с.Паратунка
Камчатский край.

По результатам многолетнего мониторинга естественного и искусственного электромагнитного полей рассмотрены временные изменения магнитотеллурического импеданса и магнитного типпера на Камчатке, в Магадане и в Прибайкалье, а также кажущегося электрического сопротивления на оз.Байкал. В поведении указанных параметров выявлены годовые вариации. 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 мнимого типпера на периодах 300с (Магадан) и 1000с (Камчатка и Прибайкалье) могут быть связаны с изменениями проводимости глубинных проводящих зон (разломов). Годовые вариации кажущегося электрического сопротивления по данным с контролируемым источником характеризуют изменение электропроводности локальных неоднородностей, структур осадочного чехла и верхних частей фундамента. Предполагается, что годовые вариации геоэлектрического и геомагнитного полей и электропроводности геологической среды связаны с изменением геодинамических процессов, вызванных вращением Земли вокруг Солнца.

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

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 [2,4,6 и др.] Годовые вариации геомагнитного поля рассмотрены в публикациях [8,11,13.15 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 рассмотрены данные многолетнего электромагнитного мониторинга на Камчатке, в Магадане, Прибайкалье и на оз. Байкал.

Методика наблюдений и обработки данных

На Камчатке сеть наблюдений электрического поля включает пункты: Шипунский, Тундровый, Верхняя Паратунка и obs. Карымшина. Измерение разности потенциалов электрического поля осуществляется с помощью радиотелеметрической системы с дискретностью: 1с (obs.Карымшина), 10с (п. Шипунский), 1мин (п. Верхняя Паратунка, п.Тундровый). Эксплуатация автоматизированных пунктов наблюдений электрического поля и предварительная обработка данных осуществляются Камчатским филиалом геофизической службы РАН. В obs. Паратунка, Магадан, Патроны, на оз.Байкал (п.п. Тырган, Энхалук) регистрация вариаций геомагнитного поля производилась с помощью феррозондовых магнитометров. Измерение компонент H, D, Z осуществлялось в автоматическом режиме с дискретностью 1с. Обслуживание магнитометров в obs. Паратунка и Магадан выполняет Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, в obs. Патроны – Институт солнечно-земной физики СО РАН.

На оз.Байкал в течение почти 20 лет осуществлялся мониторинг электропроводности земной коры с помощью искусственного электромагнитного поля, а также велись наблюдения за вариациями магнитного поля, метеопараметрами – температурой воздуха и атмосферным давлением. Мониторинг электропроводности верхних частей земной коры выполнялся с помощью методов дипольного

электрического зондирования (ДЗ) вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и глубинного зондирования становлением электромагнитного поля (ГЗС). В качестве мощного источника электромагнитного поля используется высоковольтная линия электропередач и специальное накопительное устройство. Питающие линии представляют собой два ортогональных диполя длиной 2 и 3 км. Сила тока в них до 150 А. Длина приемных линий в зависимости удаления от источника электромагнитного поля меняется от первых сотен метров до 1300 м. Расстояние между центрами питающих и приемных линий от 1 до 40 км. Это дает возможность контролировать глубины от первых сотен метров до первых километров. Данные ДЗ регистрировались в виде кажущихся сопротивлений один раз в сутки. Точность определения этого параметра – первые проценты. В методе ГЗС отклик среды регистрировался с помощью многовитковой рамки площадью 100x100 км². Расстояние между рамкой и диполем около 4 км. Становление электромагнитного поля регистрируется ежесуточно на временах 10-896 мс, что позволяет контролировать в одном и том же пункте изменение электропроводности на глубинах от первых сотен метров до 1.5 километров. Точность измерения сигнала 1-3%.

Для определения тензора импеданса и магнитного типпера использована программа алгоритм которой основан на известной робастной методике, разработанной Дж. Ларсеном [14]. 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 расчётов показали, что импеданс и магнитный типпер устойчиво определяются на периодах от первых сотен до первых тысяч секунд на минимальных временных интервалах равным 3 и 5 суткам. Поэтому, данные на указанных временных интервалах приняты для мониторинга электропроводности среды.

Вариации геоэлектрического и геомагнитного полей

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 счёт этого напряжённость геоэлектрического поля меняется в течение года до 100 мВ/км.

Вариации магнитотеллурического импеданса

В результате обработки получены временные ряды модулей и фаз импеданса по направлениям приёмных 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 ранее результат [10]. Поэтому в качестве основного принят максимальный импеданс, отвечающий одному из направлений осей геоэлектрической симметрии среды (поперечный импеданс и его фаза).

На Камчатке временные ряды максимального импеданса и его фазы получены на периодах от 150 до 10000 с за время наблюдений в п.Шипунский с 01.01.2002-31.12.2006 гг. и в п. Тундровый с 16.01.2003-05.03.2007гг.. 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 меньше эффективной глубины проникновения электромагнитного поля [1]. Эффект ρ определяется гальванической аномалией за счёт электрических зарядов, накапливающихся на поверхности включения.

В пп. Шипунский и Тундровый о влиянии мелких приповерхностных геоэлектрических неоднородностей свидетельствует расхождение по уровню сопротивлений максимальной амплитудной кривой МТЗ и стандартной кривой кажущегося электрического сопротивления более чем на порядок. 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 счёт различных 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 счёт различного рода эффектов при геодинамических процессах выражены гораздо сильнее [7,10]. На возможность сезонных вариаций электропроводности геологической среды также указывают приводимые ниже данные многолетнего мониторинга с помощью контролируемого источника электромагнитного поля [9]

Вариации магнитного типпера

В obs. Паратунка (Камчатка), Патроны (Прибайкалье) и Магадан получены временные ряды модулей вещественных и мнимых типперов на периодах от 150 до 10000 с. В obs. Паратунка мнимые типперы более устойчиво определяются на периоде 1000 с, а в обсерватории Магадан - на периоде 300 с. На этих периодах в поведении модулей мнимых типперов четко выражены годовые вариации. В obs. Патроны годовые вариации в лучшей мере проявились в поведении вещественного типпера на периоде 1000с. Указанные периоды на кривых МТЗ приурочены к минимумам, связываемым с коровыми проводящими зонами. Следовательно, годовые вариации типперов характеризуют вариации электропроводности коровых проводящих зон, в которых концентрируются электрические токи, вызванные индукцией. По-видимому, за счёт концентрации токов мы имеем более устойчивые значения и хорошо выраженные годовые вариации типперов на периодах 1000 с и 300 с.

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 связи 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 1000-3000с.

Выполненные приближенные оценки с помощью пробных моделей свидетельствуют, что вариации мнимого типпера могут быть связаны с изменением проводимости глубинных проводящих зон (разломов). На возможность годовой цикличности в геодинамических процессах указывают вариации сейсмичности с годовой периодичностью [5]. Предполагается, что годовые вариации глубинных проводящих зон (разломов) могут быть вызваны обращением Земли вокруг Солнца, в результате которого проявляется годовая цикличность в геодинамических процессах, выраженных изменением трещиноватости среды, степени ее насыщенности гидротермальными растворами и степени их минерализации.

Вариации электропроводности геологической среды по данным ДЗ и ЗСТ

На оз. Байкал анализ данных ДЗ показывает, что годовые вариации кажущегося электрического сопротивления хорошо выражены лишь на пунктах 1 и 3 вблизи источника [9]. Казалось бы, это связано с тем, что вблизи источника сигнал является достаточно сильным и дает возможность определить электрическое сопротивление среды с более высокой точностью. В то же время возникает вопрос, почему годовые вариации не выразились на других ближних пунктах, где соотношение сигнал/шум является весьма высоким. Объяснить это можно тем, что в поведении электропроводности в диапазоне периодов от первых суток до года на пунктах наблюдений в значительной мере преобладает локальная составляющая, определяемая конкретным местом измерений кажущегося электрического сопротивления. Так по данным рельефа местности приемные

линии на пунктах 1 и 3 расположены в районе возвышенностей, которые возможно являются приповерхностными неоднородностями. Из работ [3,12] следует, что поведение кажущегося электрического сопротивления искажается при расположении приемного диполя установки ДЗ в пределах поверхностной неоднородности. При этом сезонные изменения удельного электрического сопротивления такой неоднородности могут быть выражены в поведении электрического сопротивления. На основании этого можно предположить, что сезонные вариации на пунктах 1 и 3 связаны с влиянием локальных приповерхностных неоднородностей. Это одна из вероятных причин. Однако, наряду с этим могут быть и другие причины, которые нам пока неизвестны.

По данным ЗСТ рассмотрены временные ряды $\Delta V/I$ на временах 10-282 мс. В спектре мощности временных рядов среднемесячных значений $\Delta V/I$ выделяются вариации с периодом 12 месяцев. Вариации с таким же периодом выражены в спектре среднемесячных значений уровня воды в оз.Байкал. Предполагается, что вариации электропроводности могут быть связаны с изменением уровня воды в оз.Байкал. Основанием для этого предположения является высокая когерентность на периоде 12 месяцев между $\Delta V/I$ и уровнем воды в оз.Байкал на адресах 1,5,10. Повышенная когерентность также сохраняется на адресах 15,20,25. По-видимому, на указанных адресах параметр $\Delta V/I$ контролирует степень обводненности горных пород, проникающих из оз.Байкал по разломам и трещинам в осадочно-вулканогенный чехол. Однако, также нельзя исключить сезонные вариации $\Delta V/I$ за счет других причин. Этот вопрос требует в дальнейшем более глубокого изучения с привлечением других геолого-геофизических данных.

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. – М.: Научный мир. 2009. 680 с.
2. Дещеревский А.В., Сидорин А.Я. Скрытые периодичности и фликкер-шум в электротеллурическом поле // Физика Земли.1999. №4.56-67.
3. Журавлев В.И., Зейгарник В.А.,Сидорин А.Я. Электромагнитные зондирования земной коры Гармского полигона одиночными импульсами. М.: ОИФЗ РАН. 1997. 208с.
4. Краев А. П. Основы геоэлектрики. ГОНТИ, 1951.
5. 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.
6. 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.
7. Мороз Ю.Ф., Вершинин Е.Ф., Назарец В.П. Магнитотеллурический мониторинг сейсмоактивного района Камчатки // Физика Земли. 2001. № 10. С. 63-70.
8. 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.
9. 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. 2006 . № 5. С. 83 – 96.
10. 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.
11. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М.: Мир.1986.528 с.
12. Сидорин А.Я., Журавлев В.И., Нерсесов И.Л. Рекомендации по использованию для прогноза землетрясений метода глубинного электрического зондирования земной коры с МГД-генератором. М.: ВИНТИ. 1979. №2223-79. 94 с.
13. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 578 с.
14. Larsen I.C., Mackie R.L., Manzella A.,et al. Robust smooth magnetotelluric transfer functions // Geophysical Journal International. 1996. V. 124. P. 801-819.
15. Serson P.H. Instrumentation for induction studies on land. – Phys. Earth and Planet. Inter. 1973. № 7. P.313-322.