

## ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ В СВЯЗИ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

**Ю.Ф. Мороз, Т.А. Мороз**

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,  
e-mail: morozyf@kscnet.ru

Электромагнитное поле Земли содержит информацию о физическом состоянии горных пород. В этой связи большой интерес представляют данного многолетнего мониторинга электромагнитного поля Земли на Камчатке, где ярко выражены геодинамические процессы, происходящие в настоящее время: сейсмичность, современный вулканизм и гидротермальная активность. Здесь, на юго-восточном побережье полуострова, в пункте Карымшина, в течение последних лет ведутся непрерывные наблюдения электрического поля Земли. По этим данным изучены особенности геоэлектрического отклика среды на приливное воздействие [Кугаенко, 2005]. В пункте Карымшина, наряду с электротеллурическим полем, одновременно осуществляется регистрация геомагнитного поля. Интерпретация данных мониторинга электротеллурического поля и вариации геомагнитного поля с помощью различных методик дает возможность получить информацию о геоэлектрических и геодинамических свойствах геологической среды сейсмоактивного района.

Пункт наблюдений заложен сотрудниками Токайского Университета Японии и Камчатской опытно-методической сейсмологической партией Геофизической службы РАН в 2001 г. С 2005 года имеются непрерывные временные ряды разности потенциалов электрического поля, которые могут быть использованы для анализа. Для измерений электрического поля использована Г-образная установка с центральным (пулевым) электродом. Приемные линии ориентированы в направлении С-Ю и З-В. Длины линий – 80 м, 240 м; 480 м. В качестве заземлений использованы свинцовые электроды, опущенные на глубину 2-3 м. Измерения разности потенциалов электрического поля производятся с помощью прибора «DATAMARK». Запись осуществляется в цифровом виде с дискретностью 1 секунда. Полученная информация поступает в центр обработки в г. Петропавловск-Камчатский.

Первичная обработка временных рядов разности потенциалов электрического поля сводится к редакции данных, выявлению технических сбоев, интерполяции, осреднению, масштабированию и т.д. В результате обработки формируется банк данных, который содержит временные ряды по годам, месяцам, суткам. Графики напряженности электрического поля свидетельствуют, что напряженность электрического поля в направлении С-Ю, заметно меньше, чем в направлении З-В. Это различие связано с геоэлектрической региональной неоднородностью. Также следует отметить различие напряженностей электрического поля на приемных линиях одного направления, которое обусловлено влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей.

Для более глубокой обработки данных с целью определения параметров, связанных с электропроводностью среды и другими физическими процессами, создана специальная программа, которая автоматически из банка данных формирует синхронные временные ряды, электрического и геомагнитного полей заданной продолжительности. Полученные временные ряды использованы для изучения геоэлектрического разреза и динамики электрического сопротивления литосферы в районе п. Карымшина с 2005 по 2008 гг.

Данные мониторинга электротеллурического и геомагнитного полей дают возможность получить кривую магнитотеллурического зондирования, характеризующую геоэлектрический разрез литосферы. Тензор импеданса определен с помощью программы [Larsen и др., 1996], которая дает возможность выделять и эффективно подавлять электромагнитные поля не магнитотеллурического происхождения (солнечно-суточные и приливные гармоники, промышленные шумы и пр.).

Кривые МТЗ рассчитаны для двух диапазонов периодов: 64 - 1000 и 100 - 10000 с. В первом случае использованы массивы электромагнитных данных дискретностью 1 с длительностью 10 суток. Во втором случае – массивы с дискретностью 1 мин длительностью 3 месяца. В результате обработки вариаций электротеллурического и геомагнитного полей получены тензоры импеданса в диапазоне периодов от 64 с до 10000 с. По компонентам

тензора импеданса рассчитаны полярные диаграммы основного и дополнительного импедансов, которые дают представление о геоэлектрической неоднородности среды.

Амплитудные кривые магнитотеллурического зондирования подвержены влиянию локальных геоэлектрических неоднородностей соизмеримых с длиной приемных электрических линий MN. Об этом свидетельствует расхождение амплитудных кривых магнитотеллурического зондирования по уровню сопротивлений для линий MN различной длины. Фазовые кривые практически совпадают, что указывает на сильные гальванические эффекты в электротеллурическом поле.

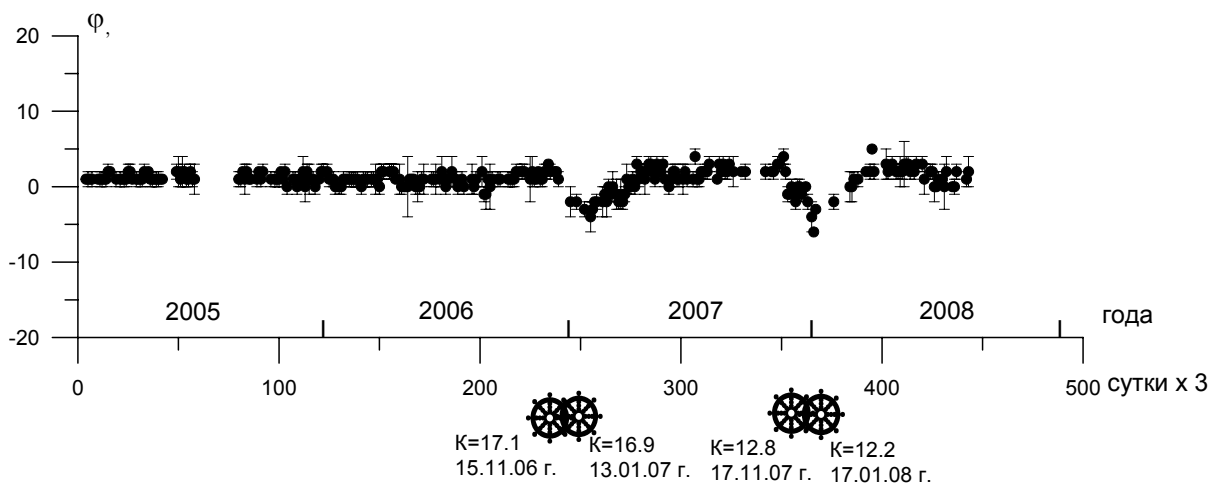
Наряду с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей кривые магнитотеллурического зондирования подвержены действию берегового эффекта. Он изучен с помощью трехмерного численного моделирования. Установлено, что эффект проявляется на периодах более 100 с. Из-за действия эффекта поперечная кривая имеет крутую восходящую асимптотическую ветвь, не отражающую изменение электропроводности с глубиной. Продольная кривая в диапазоне периодов 100-700 с согласуется с локально-нормальной кривой, характеризующей изменение геоэлектрического разреза с глубиной.

По данным магнитотеллурических исследований получены обобщенные кривые МТЗ. Продольные и поперечные кривые МТЗ по уровню сопротивлений расходятся почти на порядок в диапазоне периодов 0.1 – 100 с, что связано с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей. Расхождение продольной и поперечной кривых в низкочастотном диапазоне обусловлено влиянием берегового эффекта, региональных и локальных геоэлектрических неоднородностей. Продольная кривая (согласно численного моделирования) в меньшей мере искажена береговым эффектом и качественно дает представление о геоэлектрическом разрезе. По формальной интерпретации продольной кривой МТЗ (с учетом берегового эффекта) определены параметры глубинного геоэлектрического разреза. Однако, они являются предварительными, так как продольная кривая МТЗ не свободна от влияния локальных геоэлектрических неоднородностей. Для исключения этого влияния предпринята попытка редукции кривой МТЗ относительно стандартной кривой кажущегося электрического сопротивления. Полученные данные по интерпретации редуцированной кривой требуют уточнения по мере накопления геоэлектрической информации на исследуемой территории. Однозначно можно утверждать, что литосфера содержит крупную проводящую зону, которая уверенно выделяется на продольной кривой на периодах 100-2500 с. Данная зона на поперечной кривой фиксируется в виде слабо выраженного минимума на периодах 500 – 1500 с. Минимум на кривых МТЗ связан с глубинным поперечным разломом, находящим отражением в виде линейной магнитной аномалии и гравитационной ступени северо-западного простирания. Повышенная электропроводность горных пород в зоне глубинного разлома может быть связана с наличием гидротермальных растворов и магматических расплавов.

Изменение электропроводности литосферы изучено по поведению компонент тензора импеданса в диапазоне периодов от первых сотен секунд до первых тысяч секунд. Судя по обобщенной кривой МТЗ на данных периодах имеется возможность контролировать электропроводность земной коры и верхней мантии на глубинах от первых десятков до первых сотен километров. Возникает вопрос, какие компоненты тензора импеданса целесообразно использовать для мониторинга электропроводности геологической среды? Мы располагаем компонентами тензора импеданса по направлениям приемных линий, по главным направлениям, по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды (максимальные и минимальные значения основного импеданса). Наряду с этим имеется возможность использовать инварианты импеданса, которые не зависят от ориентации приемных линий. Предварительный анализ указанных компонент тензора импеданса показал, что компоненты по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды являются более чувствительными к наличию геоэлектрических неоднородностей в среде. Это подтверждает полученный нами результат в других сейсмоактивных районах. Поэтому в качестве основных приняты модули максимальных и минимальных значений основного импеданса и их фазы. Мониторинг указанных величин выполнен по временным рядам электрического и геомагнитного полей за период с 2005 по 2008 г. Предварительно был организован банк данных по суткам, месяцам и годам, позволяющий по специально разработанным программам получить массивы данных необходимой длины во времени для обработки по программе [Larsen et al., 1996] с целью получения импедансов по направлениям осей геоэлектрической симметрии среды. Диапазон периодов, в котором нужно получить импедансы, зависит от длины временного интервала

(массивы данных) используемого для обработки. От величины этого интервала зависит также точность определения импедансов. Модули импеданса и их фазы изучены для временных интервалов 1, 2, 3, 4, 5 и 10 суток. Результаты расчетов показали, что продольный (минимальный) импеданс и его фаза определяются с погрешностью в 15-20% и более. Поэтому данный импеданс не может быть использован для мониторинга. В то же время поперечный (максимальный) импеданс определяется с точностью 2-4 процента, а его фаза с точностью в 1-2 градуса на временных интервалах 3 суток и более. Для мониторинга электропроводности среды принят минимальный интервал 3 суток. На этом интервале импеданс определяется в диапазоне периодов от первых сотен до первых тысяч секунд и более.

Рассмотрим результаты мониторинга электропроводности геологической среды в указанном диапазоне периодов.



**Рис.1.** График фазы поперечного импеданса на периоде 700 с. На временной оси показаны моменты землетрясений; К – энергетический класс.

Они определены в виде временных рядов максимального импеданса и его фазы для периодов 477, 700, 1050, 1570, 2340, 3460 и 5080 с за время наблюдений с 2005 по 2008 гг. Временные ряды получены по данным обработки вариаций электрического поля и вариаций геомагнитного поля в п. Карымшина. Во временных рядах импеданса и его фазы имеются пропуски, связанные с техническими причинами. Следует обратить внимание, что в поведении временных рядов максимального импеданса и его фазы на ряде периодов в 2007 – 2008 гг. проявились бухтообразные вариации. Они в большей мере выражены в поведении фазы импеданса, чем в модуле импеданса. Аномалии отмечаются на периодах 477, 700, 1050, 1570 с. Интенсивность фазовых аномалий составляет 5-7 градусов, что примерно в 2-3 раза превышает точность определения фазы. Характерно, что аномалии импеданса и фазы практически не проявились на периодах 2340, 3460 и 5080 с.

Для лучшей наглядности на рис.1, в качестве примера, приведен график фазы поперечного импеданса на периоде 700 с. Здесь на временной оси показаны моменты самых сильных Курильских землетрясений в Камчатско-Корякском регионе за последние годы с  $K=17.1$  и  $K=16.9$  на эпицентральных расстояниях 810 и 820 км и моменты самых близких землетрясений с  $K>12.2$  и  $K=12.8$ , происшедших на эпицентральных расстояниях 75 и 80 км. Предполагается, что минимумы на графике фазы импеданса могут быть связаны с указанными землетрясениями.

Рассмотрим возможную природу аномальных изменений импеданса и фазы. Периоды вариаций магнитотеллурического поля, на которых проявляются аномалии, приурочены к минимуму кривой, связанному с глубинной проводящей зоной (разломом). Это хорошо видно на минимальной кривой, ориентированной поперек разлома. На максимальной кривой, ориентированной вдоль разлома, минимум выражен слабо. По данным численного моделирования, выполненного нами, слабовыраженный минимум на продольной кривой (относительно разлома) отвечает глубинному разлому шириной в первые десятки километров. На поперечной кривой разлом выражен в виде интенсивного минимума, как и на практической кривой. Следует отметить, что из-за действия берегового эффекта низкочастотная ветвь

затянута вверх по оси сопротивлений, что в значительной мере вуалирует минимум на кривой, связанный с глубинным разломом.

Обратимся к периодам вариаций, на которых проявились аномальные эффекты. Приближенные оценки показывают, что длины электромагнитных волн в диапазоне периодов от 477 до 1570 с составляют сотни – первые тысячи километров. Глубины проникновения электромагнитных волн в Землю в указанном диапазоне периодов не менее 150 км. Можно полагать, что электромагнитные волны содержат информацию об электропроводности глубинной проводящей зоны. В пользу этого свидетельствуют аномальные изменения фазы импеданса, подтверждающие, что изменение электропроводности геологической среды произошло не в приповерхностных частях земной коры, а в глубинных частях литосферы. Можно предположить, что в связи с землетрясениями изменилась степень насыщенности высокоминерализованными растворами глубинной проводящей зоны, что проявилось в поведении фазы поперечного импеданса на периодах 477 – 1570 с.

### Список литературы

**Кугаенко Ю.А.** Особенности электрического отклика среды на приливное воздействие // Физика Земли, 2005. № 7. С. 65–74.

**Larsen I.C., Mackie R.L., Manzella A., Fiodelisi A., Rieven S.** Robust smooth magnetotelluric transfer functions // Geophysical Journal International, 1996. V. 124. P. 801-819.