

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Отделение наук о Земле
Российский фонд фундаментальных исследований
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт динамики геосфер РАН

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ГЕОСИСТЕМАХ

МАТЕРИАЛЫ II-го ВСЕРОССИЙСКОГО
СЕМИНАРА-СОВЕЩАНИЯ



ББК 26.3

Т 98

УДК 550.34; 550.37; 551.24

Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 18-21 июня 2013 г.): материалы второго Всероссийского семинара-совещания / Ин-т динамики геосфер РАН; под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, 2013. 342 с.
ISBN 978-5-89118-641-5

Второй Всероссийский семинар-совещание «Триггерные эффекты в геосистемах» был организован и проведен Институтом динамики геосфер РАН (Москва) 18–21 июня 2013 г. при финансовой поддержке РФФИ и ОНЗ РАН. Цель семинара – рассмотрение актуальных вопросов воздействия природных и антропогенных факторов на различные геосферы и геосистемы, находящиеся в субкритическом состоянии. В семинаре-совещании приняли участие свыше 90 ученых и специалистов из более чем 15 организаций, включая ИДГ РАН, ИФЗ РАН, ИВТАН, ИЗК СО РАН, ИФПМ СО РАН, МГУ и др.

За три года, прошедшие с момента первого семинара, разрабатываемая тематика существенно расширилась. Фундаментальная постановка вопроса о триггерном эффекте в науках о Земле нашла практическое воплощение в таких задачах, как прогноз сейсмических активизаций, влияние экзогенных воздействий на режим деформирования разломных зон, обеспечение безопасных условий строительства и эксплуатации наземных и подземных инженерных сооружений, проблемы литосферно-ионосферного взаимодействия, ряд задач оборонного характера.



*Издание осуществляется при поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 13-05-06039_г.*

Издание РФФИ не подлежит продаже.

©ИДГ РАН, 2013
©ГЕОС, 2013

Горюнов Б.Г., Кабыченко Н.В., Павлов Д.В., Свицов И.С. Реакция электродинамических сейсмопремников на внешние магнитные поля // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. М.: ИДГ РАН, 2003. С. 361–364.

Загоруйко Н.Г. Методы распознавания и их применение. М.: Сов. радио, 1972. 216 с.

Злоба Е., Якушев И. Статистические методы восстановления пропущенных данных // Computer Modelling & New Technologies. 2002. Vol. 6, № 1. P. 51–61.

Закржевская Н.А., Соболев Г.Н. О возможном влиянии магнитных бурь на сейсмичность // Физика Земли. 2002. № 4. С. 3–15.

Попова О.Г., Жигалин А.Д., Коновалов Ю.Ф. Связь изменения напряженного состояния земной коры с солнечными затмениями и магнитными бурями // Геоэкология. 2011. № 3. С. 55–71.

Россиев А.А. Моделирование данных при помощи кривых для восстановления пробелов в данных // Методы нейроиформатики / Под ред. А.Н. Горбаня. Красноярск: КГТУ, 1998. С. 6–22.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Харин Е.П. О связи сейсмичности с магнитными бурями // Физика Земли. 2001. № 11. С. 62–72.

Спивак А.А., Кишкина С.Б. Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // Физика Земли. 2004. № 7. С. 35–49.

Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли. 2010. №4. С. 55–66.

Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. 1989. № 2. С. 13–30.

Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н. О геоэффективных солнечных вспышках и вариациях уровня сейсмического шума // Физика Земли. 2011. № 3. С. 55–71.

Хайкин С. Нейронные сети: полный курс. М.: “Вильямс”, 2006. 1104 с.

Экология человека в изменяющемся мире / Н.А. Агаджанян, С.И. Александров, О.И. Аптекаева и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 670 с.

idg-copmp/chph/ras/ru/~mikhnevo/data/

Middleton G.V. Data analysis in the Earth sciences using MatLab // New Jersey: Prentice Hall Upper Saddle River, 2000. 246 p.

ОТ НАБЛЮДЕНИЙ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИ ЗОНДИРОВАНИИ КОРЫ МОЩНЫМИ ИМПУЛЬСАМИ ТОКА К МОДЕЛЯМ ЭЛЕКТРОМЕХАНИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ГЕОСРЕДЕ

Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Представлены новые данные об особенностях потока слабых сейсмических событий, которые регистрируются на территории Северного Тянь-Шаня. Эти вариации коррелируют, с задержкой по времени, с воздействиями мощных импульсов тока при зондировании земной коры. Обсуждаются ключевые элементы физической модели, объясняющей наблюдения стимулирования слабой сейсмичности импульсами электрического тока.

Введение

В связи с вопросом о влиянии электромагнитных зондирований земной коры на режим слабой сейсмичности в настоящей работе продолжен анализ особенностей потока сейсмических событий, зарегистрированных на территории Северного Тянь-Шаня, Киргизия. На этой территории (Бишкекском геодинамическом полигоне, БГП) такие зондирования проводились в 80-х годах прошлого века с применением мощных геофизических МГД-генераторов, а позднее – с помощью обычного электроимпульсного источника: установки ЭРГУ-600. Вопрос о воздействии на среду мощных источников тока представляет интерес и для обсуждения перспектив использования электромагнитных зондирований для развития средств активного мониторинга в других сейсмически опасных регионах, в частности, на территории о. Сахалин и Курильских о-вов. В предшествующих работах были представлены основные результаты, свидетельствующие о некотором приросте сейсмической активности под влиянием разрядов геофизических МГД-генераторов в 1983–1989 гг. [Тарасов и др., 1999; Смирнов, Завьялов, 2012; Chelidze et al., 2006] и некоторых режимов зондирований электроимпульсного конденсаторно-тиристорного источника ЭРГУ-600-2 в 2000–2005 гг. [Богомолов и др., 2006, 2011; Сычев и др., 2010, 2010 а; Смирнов, Завьялов, 2012]. В этих работах освещены с достаточной полнотой вопросы методики экспериментальных зондирований и адаптации методов обработки сейсмологических данных применительно к анализу “откликов” на внешние воздействия. В данной работе сведено к минимуму описание постановки эксперимента с зондированием коры БГП однополярными импульсами тока, имеющими повышенную энергию и длительность. Внимание сфокусировано, в основном, на тех особенностях потока сейсмических событий, которые могут характеризовать эффект биполярных импульсов тока, применяемых для зондирований в период воздействий токовых импульсов. Поясним выбор задачи для данной работы.

В большинстве работ биполярные импульсы установки ЭРГУ-600-2 не рассматривались в качестве воздействий, которые могут оказывать триггерное влияние на сейсмичность. Выделить эффекты, связанные с биполярными импульсами, значительно сложнее, чем отклики на пуски МГД-генераторов или экспериментальные зондирования однополярными импульсами. Дело в том, что зондирования для мониторинга кажущегося сопротивления проводятся уже более 25 лет (каждый рабочий день по 6 сеансов длительностью около 15 минут, [Волыхин и др., 1993]). Тем не менее, в недавних работах [Сычев и др., 2010 а; Богомолов и др., 2011] обращено внимание на некоторое перераспределение слабой сейсмичности (нарушение равномерного случайного распределения во времени), которое может быть признаком влияния биполярных импульсов. Представляется важным вновь проанализировать этот вопрос и в связи с тем, что в докладах на 2-м Всероссийском семинаре-совещании “Триггерные эффекты в геосистемах” были представлены новые данные о стимулирующем влиянии зондирований в период после 2006 г. (проводимых в режиме биполярных импульсов) [Закупин, 2013; Тарасов и др., 2013].

Методика и результаты исследования

В качестве исходного материала использовался региональный сейсмический каталог, составленный по данным цифровой сети KNET, работающей в режиме реального времени. Для исследования была выбрана территория в пределах $41,5\text{--}43,5^\circ$ с.ш., $73\text{--}77^\circ$ в.д. (зона БГП), где чувствительность сети KNET достаточна для регистрации событий энергетических классов по Раутиан $K \geq 7$ (Магнитуды не менее 1,7) практически без пропусков. В течение 2000–2005 гг. было проведено 53 экспериментальных сеанса, в которых моделировалось воздействие импульсов МГД-генератора. В каждом эксперименте на первичный (возбуждающий) диполь подавалось 200 однополярных прямоугольных импульсов, генерируемых источником ЭРГУ-600-2 с интервалом в 1 минуту, длительностью – 5, 10 или 20 с. Расписание зондирований было следующим: первые 36 экспериментальных сеансов проведены раз в 35 суток в середине рабочей недели (обычно по средам), далее 17 сеансов – раз в 49 суток. После 2005 г. проводились только зондирования биполярными прямоугольными импульсами с периодом 10 с [Богомоллов и др., 2006; Сычев и др., 2010]. Расписание зондирований учитывалось при статистическом анализе параметров сейсмичности.

Основной характеристикой сейсмической активности можно считать суточное число событий, произошедших на изучаемой территории, с энергиями, соответствующими представительному диапазону энергетических классов. Стоит отметить, что метод совмещения окон наблюдений с суммированием суточного числа событий оказался весьма эффективен для выделения закономерных вариаций (откликов) на фоне флуктуаций [Тарасов и др. 1999; Сычев и др., 2010]. Поэтому он используется и в данной работе.

По имеющемуся сейсмическому каталогу сети KNET возможна лишь косвенная проверка эффекта зондирований с ЭРГУ-600-2, из-за того, что эти зондирования начали проводиться в БГП с конца 80-х, то есть до создания сети KNET. Один из косвенных методов основан на известном эффекте нелинейной синхронизации периодов различных процессов, слабо связанных друг с другом. Ежедневный, кроме выходных и праздничных дней, режим зондирований биполярными импульсами, фактически означает недельную модуляцию вклада энергии в земную кору. Выявление недельной периодичности во временном распределении сейсмичности и ее синхронизации с “мониторинговыми” зондированиями может свидетельствовать о влиянии таких зондирований. Остановимся на этом вопросе. Периодичность биполярных зондирований (их удобно называть обычными, в отличие от экспериментальных, однополярных [Сычев и др., 2010]) составляет 7 дней. В соответствии с этим рассмотрим распределение количества событий по семи 24-часовым интервалам, привязанных к локальному времени суток (начало интервала – 0 часов). Поставим в соответствие первый интервал – понедельникам, а последний – воскресеньям. С учетом того, что сейсмический фон на рассматриваемой территории меняется достаточно слабо и составляет 1–2 события в день [Богомоллов и др., 2011], для когерентного суммирования количества событий в недельных окнах важно использовать данные за достаточно большой промежуток времени. Кумулятивные распределения строились по данным каталога сети KNET для территории БГП за 1997–2007 гг., однородность которого проверялась наиболее тщательно.

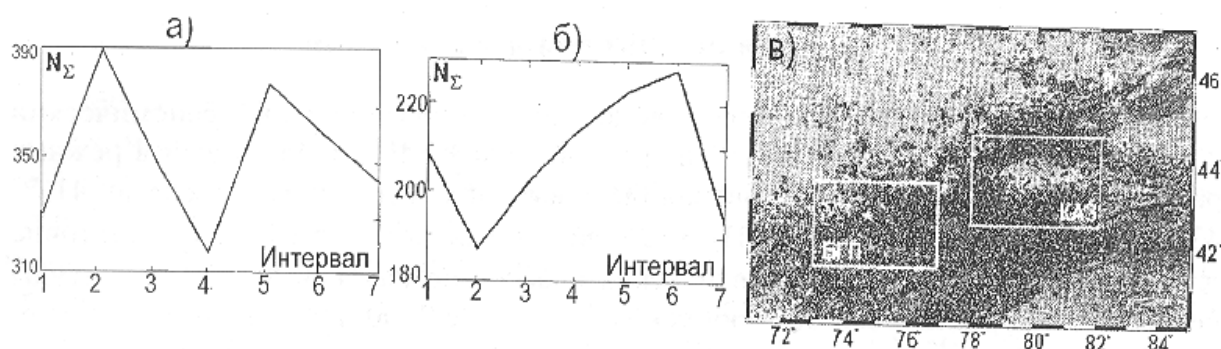


Рис. 1. Распределения по дням недели количества событий на территории БГП (а) и территории, выбранной для сопоставления (б). Расположение сопоставляемых территорий БГП и КАЗ (в)

На рис. 1,а приведена кумулятивная диаграмма сейсмичности, построенная по территории БГП. Учитывались только события представительных классов ($K = 7-12$). Разброс между максимальным и минимальным значениями числа событий значителен (более 20%), средний же уровень за неделю составляет ~ 350 событий в сутки. Максимум на кумулятивном графике приходится на вторник – на второй день с зондированиями после выходных. Заметно снижение сейсмичности к выходным дням, продолжающееся и в понедельник. Этот результат воспроизводится при исследовании различных выборок событий: по территории вокруг источника, энергетическим классам и др. [Богомолов и др., 2011].

Для проверки того, проявляется ли в других регионах Тянь-Шаня максимум сейсмичности в начале рабочей недели, была исследована другая область, находящаяся в пределах $42,5-44,5^\circ$ с.ш. и $78-82^\circ$ в.д. (рис. 1,в). Для ее анализа использовался каталог Института сейсмологии МОН Республики Казахстан за период 1998–2006 гг. Площадь территории сравнения (КАЗ, рис. 1 в) и число событий, зарегистрированных в ее пределах, примерно такие же как для БГП. На рис. 1,б представлено полученное для области сравнения КАЗ кумулятивное распределение сейсмичности по дням недели. Оно имеет один максимум событий на шестой день недели. В отличие от случая на рис. 1,а (для БГП) максимум в середине недели отсутствует. Такое различие между недельными распределениями сейсмичности на территории БГП и другого региона можно связывать с зондированиями, проводимыми в БГП по рабочим дням для мониторинга кажущегося сопротивления (прирост выпадает на следующие сутки после начала очередного цикла зондирований).

Для того чтобы проверить эту гипотезу еще одним способом, можно попытаться найти отличия от среднего (уменьшение) такого параметра, как суточное число событий в периоды, когда зондирования не проводились в течение трех и более суток. Наличие таких исключительных периодов связано с календарными особенностями праздничных дней (“длинные” выходные), а также с ремонтом установки ЭРГУ-600-2 и питающего диполя. Рассмотрим период 2006–2010 гг., в течение которого экспериментальные зондирования однополярными импульсами уже не проводились. В течение 1190 рабочих дней (с обычными зондированиями) на территории БГП зарегистрировано 698 событий, среднее число событий в сутки $N_1 = 0,59$. На этот период пришлось 69 интервалов без зондирований дли-

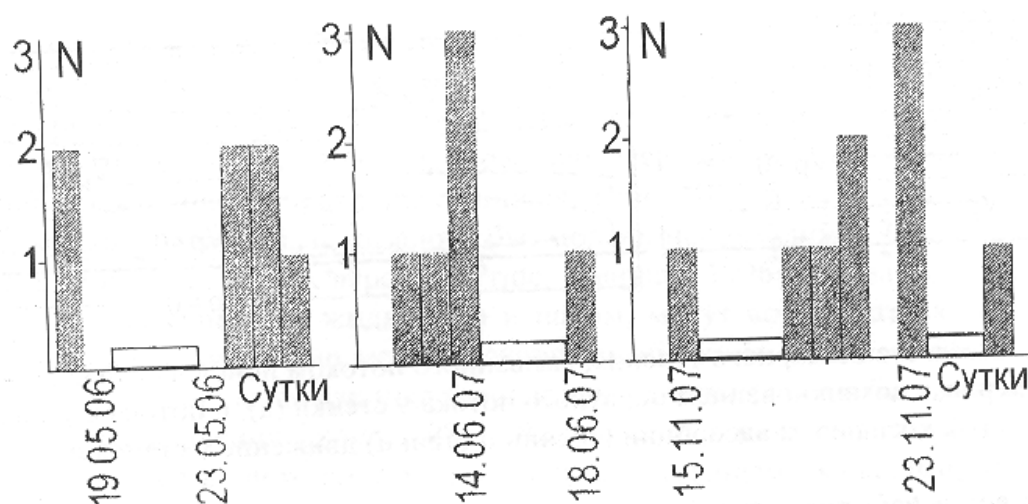


Рис. 2. Наблюдаемое количество землетрясений в сутки (столбцы с заливкой).
Паузы в работе ЭРГУ-600-2 отмечены рамкой

тельностью 3 или 4 суток. Общее количество суток в таких интервалах – 298, а полное число событий – 109. Таким образом, среднесуточное число событий при перерывах в зондированиях $N_2 = 0,37$, что существенно меньше значения N_1 . На рис. 2 показаны примеры временной зависимости числа событий в сутки, демонстрирующих уменьшение числа событий или полное их отсутствие в дни с подобными паузами. Всего отмечено более 30 случаев такого уменьшения N во время трехсуточных и более перерывов в зондированиях.

Таким образом, по данным сейсмичности косвенно проявляется определенное влияние зондирований биполярными симметричными импульсами ЭРГУ 600-2. Наблюдения реакции среды на такие зондирования по данным САЭ [Закупин, 2013] и локальной сейсмичности могут дополнять друг друга (в обоих случаях прирост активности в начале недельного цикла зондирований). Ранее отмечалось, что среда чувствительна к однополярным токовым импульсам, [Богомолов и др., 2006; Сычев и др., 2010 а], которые использовались при экспериментальных зондированиях в 2000–2005 гг., причем, вклад энергии в земную кору был увеличен по сравнению с обычными (биполярными) сеансами. Вклад энергии в отдельном сеансе при зондированиях в биполярном режиме, по-видимому, соответствует околопороговому уровню воздействия.

Новая физическая модель

Один из конкретных механизмов, описывающий прямое и обратное преобразование, – сейсмoeлектрический (электросейсмический) эффект при смещении проводящего флюида в коллекторах относительно скелетного вещества. Но не исключено, что роль явлений электрокинетики в механизме ЭМ воздействий на среду преувеличивалась. Об этом может свидетельствовать пример термодинамически “замкнутой” системы [Ландау, Лившиц, 1982], в которой электрокинетика не приводит к возникновению градиента давления (вопреки распространенным представлениям). Рассмотрим, следуя [Григоров, 1973], особенности электроосмоса. Причина движения – электрическое поле вынуждает смещаться ионы,

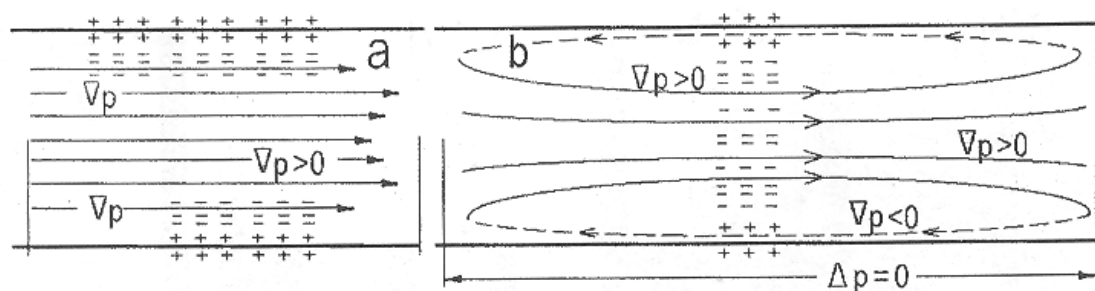


Рис. 3. Схема стационарного течения, вызванного потоком ионов в случае широких капилляров, с возникновением обратного потока у стенки (а), и потока в узких капиллярах (б), когда из-за адсорбции (трении о стенки) движение у стенок исключено

имеющиеся в избытке в наружной части пристеночного слоя и у самой стенки. Если ионы, находящиеся у стенки и образующие обкладку двойного слоя не перемещаются, возникает перепад давления (рис. 3,а). Это случай очень высокой вязкости либо трения о стенки. В геоэлектрике, как правило, принимается модель рис. 3,а. Другой случай реализуется, когда у стенки возникает встречный поток (из-за избытка ионов другого знака, с внутренней стороны двойного слоя, рис. 3,б при одном и том же направлении поля E). Показанная на рис. 3,б структура течения поясняет, почему в этом случае может не возникать перепада давления по длине капилляра. В случае рис. 3,а градиент давления возникает в середине капилляра. У самой стенки нет движения жидкости и, значит, нет передачи давления в твердую фазу (то есть электромеханическое преобразование затрагивает только жидкость). С этой точки зрения основная роль электрокинетики в механизме электростимулирования сейсмичности, вероятно, сводится к усилению переноса жидкости, что приводит к разупрочнению за счет эффекта Ребиндера.

Альтернативой традиционным моделям электрокинетики может быть новая модель, формулируемая по аналогии с другими средами, содержащими заряженные частицы. И в физике плазмы (случай ионизированных газов), и в микроэлектронике (случай полупроводников с электронно-дырочными носителями зарядов) известен эффект возбуждения колебаний электрическим током. Для плазмы полупроводников известен эффект возбуждения колебаний электрическим током, то есть акустоэлектронное усиление звуковых волн [Красильников, Крылов, 1984]. Это происходит, если средняя направленная скорость пучка электронов, пропорциональная плотности тока, j , больше тепловой скорости ионов. Аналогичный эффект возбуждения ионно-звуковых волн пучком электронов имеет место и в газоразрядной плазме. Сопоставление с эффектом Вавилова-Черенкова указывает на общность возбуждения волн в среде при движении в ней объекта-включения (неоднородности) со скоростью выше фазовой скорости волны. Ну а влияние колебаний на высвобождение накопленной энергии и трещинообразование в геосреде хорошо известно. Если вибрации из жидкой фазы передаются в скелетное вещество, то ими естественно объяснять механизм воздействия импульсов ЭМ поля на геосреду: сначала происходит преобразование энергии ЭМ поля в энергию колебаний или упругих волн, затем наступает каскадная активация трещинообразования: от наименьших размеров до магистрального разрыва и сейсмической подвижки. Важно, что такая модель может качественно объяснить эффект от зондирования биполярными импульсами.

Рассмотрим возможность реализации первой стадии такого эффекта при зондированиях земной коры мощными импульсами тока от МГД-генераторов или генераторной установки ЭРГУ-600-2. Плотность токов в электролите в поротрещинном пространстве при зондированиях заведомо меньше ионного тока насыщения, даже вблизи первичного диполя. При этом средняя токовая скорость всегда меньше звуковой, и, казалось бы, модель неприменима. Однако в теории Френкеля-Био, и ее новых версиях [Pride, Haartsen, 1996] показано, что в пористых средах, насыщенных жидкостью и паром, могут возбуждаться волны, скорость которых значительно меньше скорости обычного звука $v \sim 50$ м/с. Такие волны интерпретируются как нестационарная фильтрация или бегущее возмущение порового давления [Уайт, 1986]. Волны с еще меньшей скоростью могут распространяться в системах с узкими водозаполненными каналами, это так называемые интерфейсные волны [Виноградов, 2011, Ferrazzini, Aki, 1987; Hong, Novem, 2011]. Простейшим примером интерфейсных волн является волна Рэлея на поверхности жидкости, скорость распространения которой, $v_R = (gh)^{1/2}$ может быть весьма малой при тонком слое жидкости, h (v_R составляет около 0,1 м/с для слоев с $h \sim 1$ мм). Согласно расчетам [Виноградов, 2011, Ferrazzini, Aki, 1987], скорость интерфейсных волн в среде с узким каналом может быть того же порядка или меньше, то есть несколько см/с. Для таких скоростей вполне возможен эффект “накачки”: двигаясь со средней токовой скоростью ионы догоняют “медленную” интерфейсную волну и передают ей часть своей энергии (то есть подземный аналог эффекта Вавилова-Черенкова).

В условиях водонасыщенных породных массивов обратное преобразование энергии (по отношению к эффекту типа Вавилова-Черенкова) представляет собой разновидность сейсмoeлектрического эффекта: генерация электрических токов и полей при смещении флюидов относительно стенок коллекторов. Наиболее известны проявления этого эффекта при взрывах. Вполне вероятно, что именно этот эффект может объяснять недавние наблюдения возникновения аномалий естественного электрического поля земли над залежью метана (в зоне, где имеется градиент обводненности) перед сильными землетрясениями в радиусе 500 км [Паровышний и др., 2011]. Действительно, пластические деформации на заключительной стадии подготовки землетрясения, а также форшоки могут сопровождаться более интенсивным перетеканием воды в некоторой геофлюидной системе.

Проведем численную оценку пороговой плотности тока, j_0 , соответствующей скорости волны $\sim 10^{-2}$ м/с. Для однозарядных ионов при их концентрации n_i в растворе порядка 10^{18} 1/м³ это значение составляет

$$j_0 = e n_i v_R \sim 2 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}^2 \quad (1)$$

Такая плотность тока может достигаться при проведении зондирований вблизи источника – первичного диполя. Эффекту способствует естественная концентрация инжектируемых в землю токов в каналах с жидкостью, образованных полостями трещин. Для оценки удаленности от источника, при которой еще может выполняться условие $j \geq j_0$ (критерий эффекта возбуждения волн), воспользуемся формулами, описывающими напряженность электрического поля первичного (электроразведочного) диполя в приближении однослойной модели электросопротивления среды [Колесников, 2007]. В этом приближении зависимость абсо-

плотной величины напряженности поля, $|E|$ от расстояния до центра диполя описывается формулой

$$|E| = I \kappa_0 L / (2 \pi r^3), \quad (2)$$

где I – сила тока в диполе, κ_0 – среднее удельное сопротивление среды, L – расстояние между полюсами диполя; r – расстояние между пунктом измерения и центром диполя.

В водонаполненной трещине, простирающейся параллельно направлению электрического поля, напряженность E можно считать равной (2), в силу непрерывности компоненты поля E , параллельной поверхности раздела жидкости – твердая фаза. При этом плотность тока в жидкости определяется просто как $j = |E|/\kappa$

Следовательно, условие $j \geq j_0$ может выполняться для расстояний от источника, не превышающих радиус r_I , который имеет смысл радиуса эффективного влияния зондирующих импульсов и равен

$$r_I = [(\kappa_0/\kappa) I L / (2\pi j_0)]^{1/3} \quad (3)$$

При подстановке значений параметров из работ [Богомолов и др., 2006; Сычев и др., 2010, 2010 а], соответствующих экспериментальным зондированиям на Бишкекском полигоне: $I = 600$ А, $L \approx 4200$ м, величины j_0 из (1) и характерного значения отношения кажущегося удельного сопротивления к удельному сопротивлению жидкости $\kappa_0/\kappa \sim 10^6$, формула (3) дает оценку $r_I \approx 60$ км. Эта оценка хорошо согласуется с результатами анализа откликов суточного числа землетрясений на экспериментальные сеансы зондирования [Сычев и др., 2010 а]. Стоит отметить, что согласно (3) увеличение радиуса r_I в два раза (до величины 120 км) требует увеличения произведения $I L$, то есть дипольного момента, в 8 раз. Технически это возможно, например, при применении первичного диполя с удвоенной длиной (8,4 км, и нового источника зондирования, обеспечивающего возрастание амплитуды зондирующего тока в 4 раза, до 2,4 кА). А вот возможность увеличения эффективного радиуса влияния ЭМ воздействий до 150 км (в 2,5 раза) проблематична, так как для этого требуется увеличить дипольный момент в 15,6 раз.

Резюме

Новое обращение к материалам электромагнитных зондирования и сейсмическим данным для Северного Тянь-Шаня еще раз продемонстрировало, что возбуждение мощных импульсов тока в земной коре обладает определенным потенциалом для влияния на слабую сейсмичность. Показано, что процесс деструкции среды, проявляющийся как поток сейсмических событий, отражает вклад энергии при зондированиях, вносимый как однополярными, так и биполярными импульсами тока. Отмечено, что для интерпретации и объяснения реакции среды на электромагнитное воздействие наряду с “правдоподобными” подходами, опирающимися на электрокинетические эффекты, могут также быть полезными и другие модели. В дополнение к уже разработанным моделям механизма влияния электромагнитных зондирования на деструкцию геосреды предложена еще одна. Все эти модели указали, что для водонасыщенной среды управляющим параметром может считаться плотность тока.

Литература

- Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Авагимов А.А. и др. Корреляционный анализ локальной сейсмичности на Бишкекском геодинамическом полигоне в связи с проблемой активного мониторинга / Геофизика XXI столетия: 2005 год. М.: Научный Мир, 2006. С. 317-325.
- Богомолов Л.М., Закутин А.С., Сычев В.Н. Электровоздействия на земную кору и вариации слабой сейсмичности. Saarbrücken: Lambert Academic Publishing. 2011. 410 с. ISBN 978-3-8465-1436-8
- Виноградов Е.А. Реакция геофлюидных систем на сейсмическое воздействие. Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. М.: Ин-т динамики геосфер РАН, 2011. 24 с.
- Волыхин А.М., Брагин В.Д., Zubovich A.B. и др. Проявления геодинамических процессов в геофизических полях. М.: Наука, 1993. 158 с.
- Григорьев О.Н. Электрокинетические явления. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 196 с.
- Закутин А.С. Сейсмоакустические проявления в неглубоких обводненных скважинах при воздействии мощных импульсов тока // Триггерные эффекты в геосистемах: тез. докл 2-го Всероссийского семинара-совещания. М.: ИДГ РАН, 2013. С. 25.
- Колесников В.П. Основы интерпретации электрических зондирований. М.: Научный мир, 2007. 248 с.
- Красильников В.А., Крылов В.В. Введение в физическую акустику. М.: Наука, 1984. 400 с.
- Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Электродинамика сплошных сред. Т. 8. Изд. 2. М.: Наука, 1982. 620 с.
- Паровышин В.А., Сеначин В.Н., Кочергин Е.В. Нестабильность геофизических полей над залежью метана даёт реальный путь к решению проблемы прогноза землетрясений // Вестник ДВО РАН. 2011. № 6. С. 26.
- Смирнов В.Б., Завьялов А.Д. К вопросу о сейсмическом отклике на электромагнитное зондирование литосферы Земли // Физика Земли. 2012. № 7-8. С. 63-88.
- Сычев В.Н., Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Боровский Б.В. О синхронизации вариаций сейсмической активности на территории Северного Тянь-Шаня с режимом электромагнитных зондирований земной коры / Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2010. С. 83-90.
- Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Рыбин А.К., Сычева Н.А. Влияние электромагнитных зондирований Земной коры на сейсмический режим территории Бишкекского геодинамического полигона // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинара-совещания, 22-24 июня 2010 г., Москва. М.: ГЕОС, 2010. С. 316 - 325.
- Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 152-160.
- Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Фроунд Ф.Т. Изменение физических свойств коры под влиянием сильных электромагнитных полей // Триггерные эффекты в геосистемах: Тез. докл 2-го Всероссийского семинара-совещания. М.: ИДГ РАН, 2013. С. 100-101.
- Уайт Дж.Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. М.: Недра. 1986. 261 с.
- Chelidze T., De Rubeis V., Matcharashvili T., Tosi P. Influence of strong electromagnetic discharges on the dynamics of earthquake time distribution in the Bishkek test area (Central Asia) // Annals of Geophysics. 2006. V. 49. N. 4/5. P. 961-975.
- Ferrazzini V., Aki K. Slow waves trapped in a fluid-filled infinite crack: implication for volcanic tremor // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 9215-9225.
- Hong D., Hovem J.M. Interface waves // Waves in fluids and solids/ Ed. by R.P. Vila. Rijeka, Croatia. 2011. P. 153-176. ISBN 978-953-307-285