

Секция 2 «Геофизические поля и их взаимодействие»

**ОТ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТКЛИКОВ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ НА ОБРАЗЦАХ
К СЕЙСМИЧЕСКИМ ПРОЯВЛЕНИЯМ ЭЛЕКТРОТРИГГЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ**

**FROM THE STUDY OF ACOUSTIC EMISSION RESPONSES ON SPECIMENS TO
SEISMIC MANIFESTATIONS OF ELECTROTRIGGER EFFECTS**

*Л.М. Богомолов¹, Б.В. Боровский¹, В.А. Гаврилов², П.В. Ильичев¹,
А.С. Закупин¹, В.Н. Сычев¹, Н.А. Сычева¹*

¹*Научная Станция РАН, г. Бишкек*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

The effect of activation of acoustic emission from loaded rocks samples, due to pulsed electromagnetic field impacts has been revealed at several laboratories (UIPE RAS, UIHT RAS, RS RAS). The effect may be considered as a fundamental to explain the reason why seismicity is influenced by electromagnetic fields of natural (magnetic storms with abrupt beginning) and man-made (electromagnetic soundings with the use of geophysical MHD-generators) origin. For further analysis of electrostimulating effect scaling and its role in earthquakes occurrence the new data on interrelations between variations of electromagnetic fields and seismicity is to be helpful. This information has been obtained at Bishkek geodynamic test site (RS RAS) during trial active seismoelectromagnetic monitoring. Currently, the electric sounding generator (ESG) is used at RS RAS for deep electromagnetic soundings. There were regimes of ESG power on in 2000 -2005, for which the energy influx to the crust exceeded that for the case of MHD runs. The analysis of diurnal distributions of North Tien Shan seismicity recorded by KNET digital telemetric network has elicited a fact that electric impacts of ESG give rise to some increment of microseismicity in 5-10 days after power action (similarly to the effect of MHD generators). This is to facilitate nonuniform overstress relaxation in geological medium. An important evidence of correlation between electromagnetic variations and that of crust destruction on some meters scale of length (intermediate scale compared with typical laboratory and natural objects size) is the results obtained at IVS FEB RAS. The results involve the synchronization of diurnal changes in natural electromagnetic field and in intensity of geoaoustic emission measured in deep borehole by sensitive geophone.

Введение

В конце прошлого века обратили на себя внимание случаи триггерного влияния на слабую сейсмичность, связанные с нестационарными электромагнитными полями (ЭМ) естественной природы (магнитные бури с резким началом) и техногенными (возбуждаемыми при электроразведках земной коры с применением геофизических МГД генераторов). Результаты подобных наблюдений изложены, например в [4]. Электрочувствительность процесса деструкции геосреды, проявлением которой являются сейсмические либо акустоэмиссионные отклики на импульсные воздействия ЭМ полей (так называемые энерговоздействия) была подтверждена в многочисленных экспериментах на образцах горных пород [3, 9]. Наряду с продолжением исследований закономерностей и механизмов воздействия ЭМ поля на источники акустической эмиссии все большую актуальность приобретают вопросы масштабирования эффектов ЭВ, органически связанные с проблемой искусственной разрядки избыточных тектонических напряжений и снижения вероятности катастрофического землетрясения. После 80-х годов МГД-генераторы уже не применяются, и представляет интерес анализ других проявлений взаимосвязи сейсмичности и импульсов ЭМ поля. В настоящей работе с этой целью рассматриваются данные сейсмического и глубинного электромагнитного мониторинга, продолжающегося на Бишкекском геодинамическом полигоне (Северный Тянь-Шань) по

сей день. Применяемый в настоящее время обычный источник (электроразведочное генераторное устройство ЭРГУ-600) имеет меньшую мощность, чем МГД-генераторы, но, благодаря его способности подавать в первичный диполь серии одинаковых импульсов, энерговыход в геосреду выше по сравнению со случаем МГД. В некоторых экспериментальных режимах (основной предмет нашего исследования) он может достигать 10^8 Дж, т.е. порядка энергии слабого землетрясения. Электрическая энергия частично преобразуется в упругие волны, которые, как известно, могут оказывать триггерное влияние на микросейсмичность.

Важным аспектом для масштабирования эффектов ЭВ является меньшая величина напряженности электрического поля E , инициирующей отклики микросейсмичности, по сравнению с полем, стимулирующим активность акустической эмиссии (АЭ) образцов. Для первого случая, соответствующего оригинальной работе [8], напряженность E не превышает нескольких В/м. Для другого случая (лабораторный масштаб) “стимулирующее” E порядка 10^3 В/м, [9]. В недавней работе [2] намечен подход к объяснению этого обстоятельства, основанный на статистике подкритических элементов (зародышевых очагов), взаимодействующих с ЭМ полем. За счет роста числа таких элементов с увеличением объема среды электротриггерный эффект становится возможным при меньшей напряженности поля. В работе [2] продемонстрировано, что при особо благоприятных условиях наблюдения (использование высокочувствительных геофонов, снижение техногенных шумов при измерениях в глубокой скважине) на масштабах в первые десятки метров обнаруживается влияние еще более слабого естественного ЭМ поля Земли, что проявляется как синхронность вариаций уровня геоакустики и ЭМ поля. Этот результат, вместе с нижеизложенными материалами и предшествующими публикациями [1,5,6], может свидетельствовать о потенциале импульсных ЭМ полей различной природы для активного мониторинга неупругих процессов в геосреде.

Методика и результаты исследования

Для мониторинга кажущегося сопротивления геосреды, определяемого методом становления поля, на территории Бишкекского полигона каждый рабочий день проводится 7 сеансов электроразведки – на стационарный первичный диполь длиной 4200 м подаются 150 периодических знакопеременных импульсов тока прямоугольной формы с амплитудой около 600А и периодом 10 с. В 2000 – 2005 г.г. периодически проводились дополнительные зондирования, при которых макетировалась однополярная форма импульсов МГД-генераторов. Для этого с помощью того же самого источника (установки ЭРГУ-600) в тот же диполь подавалось 200 однополярных импульсов длительностью 5, 10 или 20 сек. В день проведения дополнительных зондирований энерговыход увеличивался в 1,2- 1,6 раза (в зависимости от длительности импульсов), но во много раз возрастал электроперенос. Ниже рассматриваем такие зондирования как экспериментальные ЭВ. На первом этапе, в 2000 – 2002 г.г. с периодичностью раз в 35 дней было проведено сначала 18 сеансов ЭВ с 5 с импульсами, а затем 13 сеансов с 10 – секундными. Далее в 2003–2005 г.г. после еще 5 экспериментов с 10 с импульсами раз в 49 дней проведено еще 17 зондирований импульсами длиной 20 с. Таким образом, всего было проведено 53 экспериментальных зондирований.

Для анализа слабой сейсмичности использовался каталог землетрясений за 1994–2006 г.г., полученный по данным сети KNET (10 цифровых телеметрических станций, контролируемая ими территория показана ниже на рисунке с результатами). Диапазон представительных классов по этому каталогу $6.5 \leq K \leq 10.5$. Для выделения изменения режима сейсмичности, гипотетически связанного с ЭВ, на фоне естественных ее вариаций, использовалась методика когерентного суммирования землетрясений в пределах

временных окон шириной 35 суток, причем момент импульсного воздействия (ЭВ) приходился на середину окна. С этой целью все анализируемые периоды совмещались во времени, т.е. по каждому проводимому эксперименту из каталога проводилась выборка землетрясений, возникших в интервале $\{t_j-17, t_j+17\}$, где t_j - абсолютное время проведения j -го эксперимента ЭВ, выраженное в сутках ($j = 1,2,3,\dots$), их абсолютные времена T_i заменялись на времена $t_i=T_i-t_j$, пересчитанные относительно момента соответствующего дня эксперимента ЭВ. Землетрясения с $t_i < 0$ (возникшие до ЭВ) использовались для оценки естественного уровня сейсмичности непосредственно перед электромагнитным воздействием, а с $t_i > 0$ – для оценки наличия влияния ЭВ на сейсмичность. Всего в 2000–2005 г.г. на территории, контролируемой сетью KNET, произошло порядка 2000 сейсмических событий. В условиях, когда один из инициаторов – электроимпульсы ЭРГУ – включается более или менее периодически, а другие – удаленные землетрясения, взрывы в карьерах, ионосферные возмущения происходят нерегулярно, эта методика может быть эффективной. Подход к анализу сейсмичности, описанный выше, применялся не только для периода проведения эксперимента с ЭВ (2000 – 2005 г.г.), но и для периода перед экспериментом с целью сравнения хода сейсмичности в 35 дневных окнах с ЭВ и без него. Для этого была выбрана сейсмичность за 1998 – 1999 г.г. Такой выбор обусловлен тем, что, только начиная с июня 1998 года, сеть работает в режиме реального времени с минимальными потерями данных (качество работы сети достигает 99%). При анализе сейсмичности в 1998 – 1999 г.г. выбранный период разбивался на случайные 35-ти дневные окна, распределенные равномерно по всему интервалу.

Анализ данных методом когерентного суммирования проводился как за весь период эксперимента, так и отдельно для 18 первых ЭВ (1-18 окно), 18 вторых (19-35 окно) и 17 последних (37-53 окно). Период с днем ЭВ №36 исключен из анализа, так как вскоре после этого дня года произошло Луговское землетрясение, 22.05.2003, $K=14,6$, которое повлекло за собой афтершоки на значительной части рассматриваемой территории (что может исказить статистику откликов).

Для проверки гипотезы изменения характера сейсмичности до и после ЭВ использован критерий согласия Пирсона, устанавливающий на определенном уровне значимости согласие или несогласие гипотезы с данными наблюдений. Суть критерия Пирсона состоит в вычислении параметра χ^2 по формуле:

$$\chi^2 = (N_i - n_i)^2 / n_i, \quad (1)$$

где n_i – количество событий в исследуемом интервале при равномерном их распределении, а N_i – истинное количество событий. Малость (1) свидетельствует о достоверности гипотезы на выбранном уровне значимости. Критерий Пирсона использовался как при отображении сейсмичности в отдельных окнах, так и для результатов когерентного суммирования. При этом контролировалась устойчивость результата к изменениям выборки событий. Как и при применении метода Монте-Карло считалось, что результат, полученный по генеральной совокупности (всему каталогу), достоверный, если он подтвержден по различным выборкам. Формирование выборок сейсмических событий в узком энергетическом диапазоне и их исследование позволило не только подтвердить наличие отклика в сейсмичности после ЭВ, но определить класс сейсмических событий, наиболее чувствительных к ним.

Перед обработкой данных методом совмещения периодов строились графики сейсмичности до и после ЭВ в отдельных 35-дневных окнах, рассматривались всплески, превышающие одно, два, и три СКО. Визуально было определено, что чаще встречаются случаи, когда общее число событий после дня ЭВ превышает количество событий до него.

На рис. 1 приведено несколько таких характерных графиков. На графиках заметно различие между вызванным откликом и спонтанным всплеском, превышающим СКО.

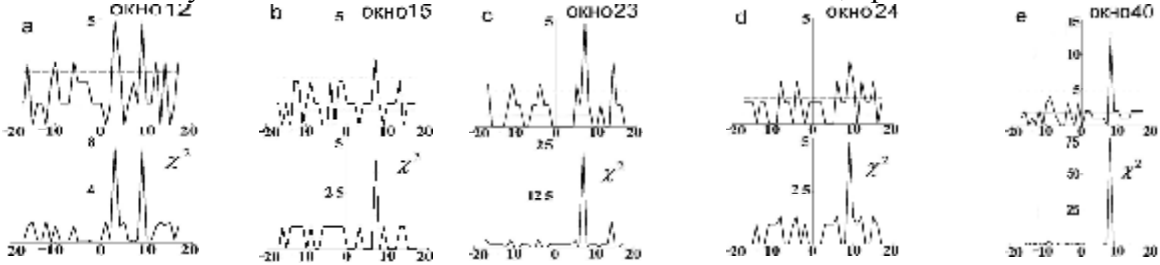


Рис.1. Распределения суточного количества событий в 35-дневных окнах (примеры явных откликов на ЭВ), обозначения а-е – в тексте. ----- СКО, найденное по первым 17 суткам до ЭВ.

На первом этапе эксперимента (пятисекундные зондирующие импульсы, окна 1-18), вариации сейсмичности нельзя рассматривать ни как однозначное подтверждение, ни как опровержение влияния ЭВ на сейсмичность (рис.1а и 1б). Вероятно, амплитуда и длительность таких импульсов соответствует пороговым значениям энерговклада для эффекта активации сейсмичности. На следующем этапе (окна 19-35), при удвоенном энерговкладе и возросшей глубине проникновения тока за счет увеличения длительности электроимпульсов до десяти секунд, триггерный эффект в режиме сейсмичности проявился достаточно отчетливо. На рис. 1с и рис.1д приведены примеры наличия этого эффекта в некоторых окнах второго этапа эксперимента. На последнем этапе эксперимента, когда длительность импульса ЭВ увеличилась с 10 до 20 с (37-53 окно) проявление триггерного эффекта стало уже существенным (рис. 1е). Отмечено, что в нескольких окнах зарегистрированы настолько отчетливые всплески сейсмической активности, коррелирующие с ЭВ (примеры приведены на рис. 1), что даже без остальной статистики они могли бы привлечь внимание к дальнейшему анализу (и объяснению) механизмов влияния электромагнитных импульсов. Следует отметить, что отчетливое проявление всплеска сейсмичности после ЭВ проявилось в тех окнах, когда в день ЭВ энерговклад был максимальным, причем именно эти окна дали основной вклад в изменения кумулятивных распределений рассматриваемых ниже.

Исследование распределения количества землетрясений в каждом отдельном 35-дневном окне $\{t_j-17, t_j+17\}$, где $t_j, j = 1,2,3...53$ - время очередного энерговоздействия, показало, что отклик среды на ЭВ носит неоднозначный характер. Несмотря на то, что в большинстве окон после ЭВ проявляется повышение сейсмичности, также имеются окна, в которых число событий уменьшается, или же вообще после ЭВ они отсутствуют. Для определения усредненного эффекта ЭВ все окна $\{t_j-17, t_j+17\}$ были совмещены и построены кумулятивные распределения среднесуточного количества сейсмических событий до и после ЭВ (рис.2). При построении зависимостей обрабатывались как отдельные этапы эксперимента, так и отдельные выборки сейсмических событий, сформированные по энергетическому классу К. Наличие эффекта ЭВ оценивалось визуально по графику каждой зависимости и проверялось при помощи критерия Пирсона. В целом, кумулятивные распределения на рис. 2 свидетельствуют о приросте слабой сейсмичности через 4-9 дней после ЭВ.

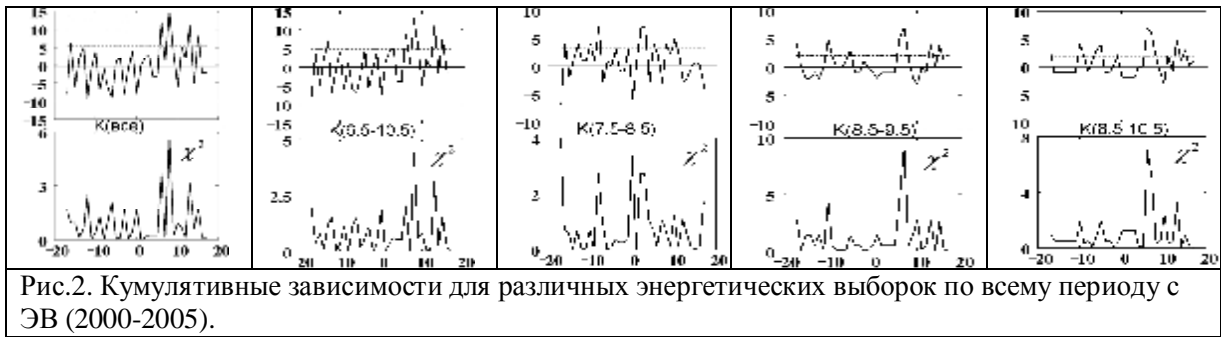


Рис.2. Кумулятивные зависимости для различных энергетических выборок по всему периоду с ЭВ (2000-2005).

Также рассматривались выборки, где исключены окна, приходящиеся на период частых гроз (май-сентябрь). Токи в грозовых разрядах достигают десятка кА, т.е. намного выше, чем генерируемые ЭРГУ импульсы в диполе. Априорно можно было бы предполагать, что именно грозы оказывают триггерное влияние на слабую сейсмичность в летние месяцы, и лишь “благоприятное” совпадение фаз с некоторыми окнами $\{t_j-17, t_j+17\}$ создает впечатление о корреляциях сейсмической активности с электрозондированиями. Однако оказалось (рис. 3), что и после исключения грозовых месяцев эффект остается, причем различие хода графиков в полуокнах до и после дня ЭВ не становится менее контрастным. Т.е. сомнение относительно того, не наблюдается ли “замаскированный” вклад грозовых разрядов вместо зондирования было устранено.

Для сравнительной проверки такие же кумулятивные зависимости были построены и для периода 1998-1999 г.г., предшествующего экспериментальным ЭВ (рис 4). По графикам на рис.4 видно, что кумулятивные распределения сейсмичности имеют другой характер: превышения среднего уровня сейсмичности чуть выше одного СКО, причем прирост “хи-квадрат” из (1) происходит либо до фиктивного ЭВ, либо после него, но в заведомо иные дни, чем в случае рис.2, т.е. при реальных ЭВ.

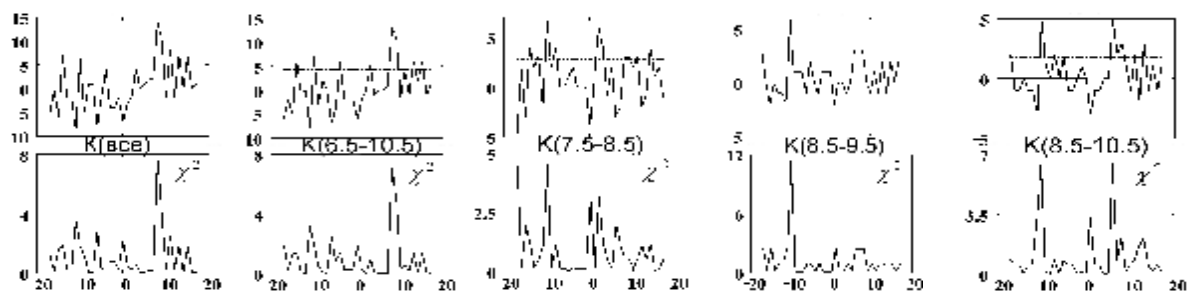


Рис.3. То же, что на рис.2, но с исключенными окнами, попадающими на летний период максимума гроз 15.05- 15.09



Рис.4. То же, что на рис.2, но по периоду отсутствия ЭВ (1998-1999 г.г.)

Результаты проведенного анализа сведены в табл. 1, где по каждому этапу эксперимента отмечено наличие (номер дня повышения уровня сейсмичности) или отсутствие эффекта после дня ЭВ. Также представлены результаты анализа по критерию

Пирсона: “+” означает увеличение величины «хи-квадрат» после ЭВ, “-” – отсутствие прироста этой величины. Согласно таблице на первом этапе (1-18 окна) эффект проявился только для отдельных выборок с узким значением энергетической характеристики: 8.5-9.5 и 8.5 – 10.5, что подтверждено и по критерию Пирсона. По первым двум этапам (1-35 окна) эффект стал более отчетливым на всех выборках, однако критерий Пирсона дал положительное значение только для выборок, указанных в предыдущем этапе. По сумме всех трех этапов (1-53 окна) проявление эффекта положительно как по кумулятивным распределениям, так и по критерию Пирсона.

Таблица 1. День прироста сейсмической активности после дня ЭВ на разных этапах эксперимента и наличие подтверждения по критерию Пирсона триггерного эффекта ЭВ.

Окна	1-18		1-35		1-53		19-35		37-53	
	Nd	χ^2	Nd	χ^2	Nd	χ^2	Nd	χ^2	Nd	χ^2
Весь каталог	-	-	7	-	2,7	+	5	+	8	+
6,5-10,5	-	-	7	-	2,7	+	5	+	8	+
7,5-8,5	3	-	3	-	3	+	5	-	8	+
8,5-9,5	7	+	7	+	7	+	5	-	6	+
8,5-10,5	7	+	7	+	7	+	5	-	6,8	+

Анализ отдельных этапов эксперимента (с разной длительностью импульсов) выявил следующие особенности (см. табл.1): – на первом этапе (импульсы длиной 5 с) эффект проявляется для событий более высоких классов; – далее при увеличении длительности импульса до 10 с эффект стал проявляться для самых слабых событий (6.5 – 7.5 класс) и отсутствовал для событий с более высокими классами К; на заключительном этапе (длина импульсов 20 с) эффект заметен на всех анализируемых выборках с разными классами и подтвержден критерием Пирсона. Таким образом, максимальный вклад в суммарный эффект внесен ЭВ на последнем этапе. Согласно критерию Пирсона эффект активации после ЭВ однозначно проявился при различных длительностях импульса только для выборки событий $8.5 \leq K \leq 9.5$.

Обращает на себя внимание задержка по времени, с которой происходит активация после дня ЭВ (можно также говорить о последствии импульсов ЭМ поля, хотя в лабораторных экспериментах последствие понималось несколько иначе – медленный спад активности после вызванного всплеска). Из табл. 1 видно, что времена задержки эффекта различны и составляют от 2 до 8 дней после ЭВ. Различия скорее всего зависят как от выборки классов, так и от длительности импульса ЭВ: при 5 с эффект проявляется на 7 день, при 10 с на 5 день и при 20 секундах на 8 день после ЭВ. Активация на 7-8 день после ЭВ наблюдается в 14 проанализированных выборках из 25, т.е. задержку в 7-8 суток после ЭВ с вышеуказанными параметрами можно считать типовой, наиболее частой. Если говорить о классе событий, наиболее чувствительных к ЭВ, то нельзя однозначно выделить какой-либо класс. Контрастность эффекта может зависеть от длительности импульса ЭВ, т.е. от энергии вкладываемой в среду (согласно сведениям из табл. 1), а также и от состояния самой среды. Тем не менее, по собранным данным можно говорить о диапазоне событий 8.5-9.5 класса как о наиболее универсальном показателе, откликающемся на воздействия внешнего ЭМ поля.

Помимо кумулятивных суточных распределений сейсмичности по 35 дневным интервалам рассматривалось также накопление количества событий в дни недели. Идея заключалась в том, что за редким исключением экспериментальные ЭВ проводились по средам; а в нерабочие дни не было ни однополярных, ни двуполярных зондирований. При этом, из-за модуляции суммарного энерговклада в среду и отмеченной выше типичной длительности задержки 7-8 суток (как раз около недели), можно ожидать неравномерное

распределение числа событий по дням недели. Как показано на рис 5, неравномерность действительно имеет место, причем в обоих показанных случаях (до и в течение эксперимента) минимальное накопление событий попадает на нерабочие дни. Однако в 1998 – 1999 г.г. максимум кумулятивного распределения приходился на среды, а для четвергов – локальный минимум, а в 2000-2005 наоборот – максимум на четверги и минимум на среды. Неоднородность распределения сама по себе здесь не рассматривается, в принципе она объяснима с позиций синхронизации ритмов различных процессов в нелинейных средах (при столь общем подходе остается непонятной деталь - локальный минимум на 4-й день). Принципиальное значение имеет изменение распределений событий по дням недели с началом ЭВ. С разбросом времен задержки активации после ЭВ можно связать как смещение максимум на четверг (согласуется с 8- дневной задержкой), так и исчезновение воскресного минимума (4- дневная задержка также весьма распространена). Таким образом, распределения сейсмичности по дням недели могут быть еще одним свидетельством триггерного эффекта зондирующих импульсов ЭМ поля.

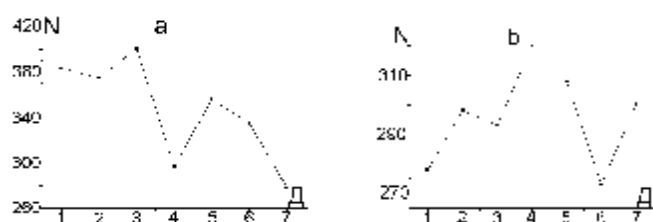
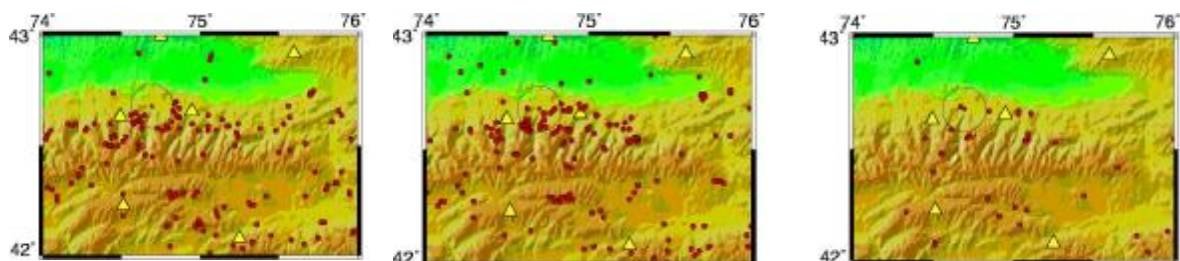


Рис.5. Распределение сейсмичности по дням недели (Д) до эксперимента (а) и в период экспериментальных ЭВ (b), день 1- понедельник, ... 7 - воскресенье.

Перейдем к обсуждению распределений слабой сейсмичности по площади и их вариаций. Этот вопрос исследовался в работе [9] для периода зондирований с использованием МГД – генераторов. Было показано, что наибольший вклад в прирост сейсмичности после ЭВ дают “активные” зоны, где и до воздействий уровень сейсмичности был наиболее высоким по региону. Такие зоны часто удалены от источника ЭВ. Аналогичные результаты о кластеризации в распределении откликов сейсмичности на ЭВ были получены в работе [6] по материалам первых двух этапов эксперимента с ЭРГУ. Однако в предыдущих работах [6, 9] не приведены результаты для ближней зоны вокруг диполя. Накопление данных за весь период 2000 – 2005 г.г. позволило осветить этот вопрос, интрига вокруг которого связана с концепцией близкодействия (странным было бы отсутствие всякого эффекта непосредственно вблизи источника, несмотря на его влияние на более удаленные области). На рис 6а,b представлены площадные распределения событий, произошедших в интервале ± 10 дней от дня ЭВ, с эпицентрами, попадающими в круг радиусом примерно 15 км с центром по месту расположения одного из полюсов питающего диполя. Стоит подчеркнуть факт отсутствия накопленных событий непосредственно вблизи источника импульсов в период перед ЭВ. Картина меняется для временного интервала после ЭВ (рис. 6b)– в центральной части круга лежит множество эпицентров событий, что (подобно кумулятивным графикам на рис. 2) свидетельствует о повышении сейсмической активности в этой ближней зоне.



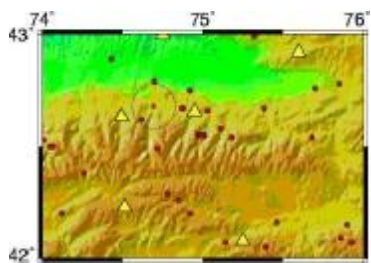


Рис.6. Распределение событий вблизи питающего диполя, накопленных в интервалы: а – перед ЭВ в период 2000-2005 г.г., б – после ЭВ в этот период, с – перед фиктивными ЭВ в период 1998-1999 г.г., d – после них. Звездочка – расположение диполя, диаметр окружность вокруг диполя ~30 км, треугольники – станции сети KNET, красные кружки – эпицентры сейсмических событий.

Чтобы проверить, не возникло ли такое перераспределение случайно, были построены аналогичные распределения за период 1998-1999 г.г. В выбранном интервале случайным образом генерировались даты “фиктивных” ЭВ, а затем, используя вышеизложенную методику, в полученных окнах строилось распределение сейсмичности. Результаты расчетов приведены на рис. бс,d. Как видно из рисунка различие в числе событий до “условного” ЭВ (б с) и после него (б d) не столь существенно, как между случаями б а и б б.

Важно отметить, что различие в контрастности проявлений эффекта ЭВ в ближней зоне и активных кластерах на удалении от диполя, может определяться особенностями напряженно-деформированного состояния геосреды. Информация об условиях деформационного режима, на который накладываются возмущения (импульсы ЭМ поля) содержится в значениях параметра Лоде-Надаи, которые можно оценить по данным о фокальных механизмах и сейсмотектонической деформации (СТД) земной коры на исследуемой территории. Воспользуемся результатами проведенных в [7] статистических расчетов СТД по данным о ~700 фокальных механизмах землетрясений слабой и умеренной силы. Полученный в этой работе результат о распределении коэффициента Лоде-Надаи по территории Бишкекского геодинамического полигона приведен на рис.7.

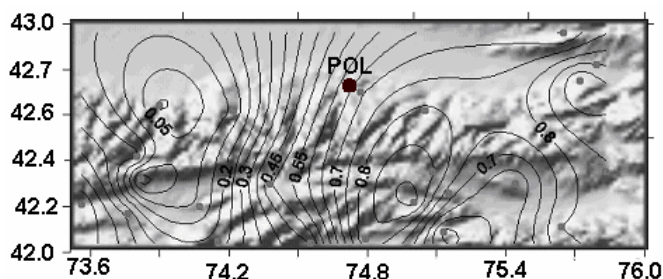


Рис.7. Распределение коэффициента Лоде-Надаи по площади Бишкекского геодинамического полигона. POL – позиция диполя

Показано, что наибольшая по площади часть исследуемой территории характеризуется деформацией сжатия ($\mu_M > 0.2$), и только небольшой район Суусамырской впадины находится в условиях сдвига ($-0.2 < \mu_M < 0.2$). Однако именно этот район является одной из активных сейсмогенерирующих зон, вклад которых определил прирост числа событий после ЭВ на кумулятивных графиках. В зоне расположения диполя коэффициент Лоде-Надаи имеет значение 0.6-0.7, что соответствует режиму сжатия.

Заключение

Основным итогом работы является демонстрация существования корреляций изменений слабой сейсмичности северного Тянь-Шаня в сейсмически спокойный период с воздействием зондирующих электроимпульсов. Это, с одной стороны, подтверждает возможность масштабирования триггерных эффектов ЭМ поля с лабораторного размера на натурный, а с другой стороны позволяет рассматривать вариации микросейсмичности после ЭВ как материалы “активного” мониторинга. Одновременно подтверждена

резонность дальнейшего исследования круга вопросов об управляемой релаксации тектонических напряжений.

Настоящее исследование осуществлено частично благодаря гранту № 07-05-00687а Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) и проекту по Программе № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН «Разработка фундаментальных основ создания научной распределенной информационно – вычислительной среды на основе технологий GRID».

Список литературы

1. Богомолов Л.М., Авагимов А.А., Сычев В.Н., Сычева Н.А. и др. О проявлениях электротриггерной сейсмичности на Бишкекском полигоне (на пути к активному сейсмоэлектрическому мониторингу) // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Ред. С.В. Гольдин. – Новосибирск : СО РАН. 2005. С. 112-116.
2. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью// Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С 55-67.
3. Закупин А.С., Аладьев А.В., Богомолов Л.М., Боровский Б.В. и др. Взаимосвязь электрической поляризации и акустической эмиссии образцов геоматериалов в условиях одноосного сжатия // Вулканология и сейсмология. 2006. №1. С 22-33.
4. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука. 2003. 270 с.
5. Сычева Н.А., Авагимов А.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н. и др. О корреляциях локальной сейсмичности с зондирующими электроимпульсами на Бишкекском геодинамическом полигоне // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. – Новосибирск : Изд-во СО РАН. 2003. С. 244-249.
6. Сычева Н.А., Авагимов А.А., Богомолов Л.М., Зейгарник В.А. и др. Корреляционный анализ данных KNET в связи с электроимпульсным воздействием // Геодинамика и геозоологические проблемы высокогорных регионов. Отв. ред. Гольдин С.В. и Леонов Ю.Г. – Москва-Бишкек. 2003. С. 254-275.
7. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева. В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62-78.
8. 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.
9. Bogomolov L.M., P'ichev P.V., Zakupin A.S., et.al. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismic- electric effect manifestation // Annals of Geophysics. 2004. V.47. N 1. P.65-72.
10. Tarasov N.T., Tarasova N.V. Spatio-temporal structure of seismicity of the North Tien Shan and its change under effect of high energy electromagnetic pulses // Annals of Geophysics. 2004. V.47. N 1. P.199-212.

**ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРОВ И ПАРАМЕТРОВ ПОТОКА
АКУСТОЭМИССИОННЫХ СИГНАЛОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА НАГРУЖЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ**

**PECULIAR FEATURES OF SPECTRA AND PARAMETERS OF FLOW OF ACOUSTIC
EMISSION SIGNALS UNDER THE EFFECT OF ELECTROMAGNETIC FIELD OVER
LOADED SPECIMENS**

*А.С. Закупин, Л.М. Богомолов, В.В. Бобровский, Г.С. Закупина, П.В. Ильичев,
В.А. Мубассарова, Д.П. Мясников*

Научная Станция РАН в г. Бишкеке

Previous works on the effect of physical fields over terrestrial materials fracture allowed to derive on the base of data on responses of acoustic emission (AE) activity that vibrations and electromagnetic impacts are able to stimulate microcracking. It has been noted repeatedly that AE activity is the most informative parameter; and one can draw the analogy between variations of AE activity and that of weak seismicity. Principal results on induced responses of AE have been reviewed in the work. Meanwhile, the information on changes in AE signals spectra and in such parameters as mean amplitude, duration and energy of the AEs during triggering effect caused by external physical field is of importance to understand mechanisms of weak factor influence. This is another task of given work. Temporal dependencies of AE signals recorded by used measuring system are proportional to the pressure oscillation in elastic waves excited by microcrack, the source of AEs. It has been revealed at some cases of loaded specimen tests by additional actions that the changes in mean energy and duration of AE signals start before increment of AE activity. The comparison of spontaneous fluctuations (AE bursts on loads 0,5 – 0,9 from fracturing) with the responses of AE to external actions has been performed. It has been demonstrated that the spectral maximum of AE signals is shifted towards lower frequencies while stimulated activation

Введение

Влияние электроимпульсов на деформацию и акустическую эмиссию нагруженных образцов горных пород, имитирующих геологическую среду, исследовалось в ряде работ [1, 9, 10]. В этих и других подобных работах (обзор в [8]) выявлен эффект изменения активности АЭ под влиянием внешних электромагнитных полей и вибраций. Активность АЭ оказалась весьма информативным параметром, отражающим как сам процесс трещинообразования в нагруженной среде, так и вариации его скорости под влиянием внешних полей. В то же время очевидно удобство расчета и визуализации этого параметра при обработке большого объема акустоэмиссионных данных. Возможно, в связи с этим меньшее внимание было уделено другим параметрам, характеризующим структуру сигналов АЭ, сопровождающих инициированный отклик. Некоторые результаты исследований спектральных характеристик сигналов АЭ изложены в работе [10], посвященной моделированию триггерных эффектов при проскальзывании блоков на разломах земной коры (stick-slip). Показано, что в слоистых бетонных образцах для событий АЭ, произошедших после слабого вибровоздействия (с задержкой, превышающей время пробега акустической волны по образцу), большая доля спектральной мощности сконцентрирована в области высоких частот (до 100кГц). В отличие от этого для событий, вызванных непосредственно ударом или механической нагрузкой, спектральная плотность лежит ниже 10кГц. Также отмечено уменьшение значений коэффициента трения в момент подвижки, сопровождающейся инициированием АЭ. Аналогичные вопросы в случае электромагнитного воздействия на нагруженные образцы ранее не рассматривались. В докладе сделана попытка восполнить этот пробел, для чего представляются результаты последней серии экспериментов по испытанию на ползучесть образцов геоматериалов в

присутствии электромагнитных импульсов, а также результаты дополнительной обработки наших предыдущих данных [3].

Вопрос о спектральных проявлениях эффекта электрочувствительности АЭ связан с общим вопросом о пространственно-временных пределах, в которых выполняется принцип самоподобия геосреды [2]. Поясним это обстоятельство. В идеализированной модели полностью самоподобной среды времена всех развивающихся в ней процессов (и, как следствие, характерные частоты) являются функцией длины $\sim l^\alpha$, т.е. размера задачи. На заданном масштабе распределения числа дефектов по их размерам и частотам возникновения также являются устойчивыми функциями, не чувствительными к внешним факторам. Это дает основания для гипотезы об инвариантности к внешним возмущениям спектральных распределений сигналов АЭ, а также параметров потока событий: средней амплитуды, энергии и длительности. Другими словами, идеализированная модель геосреды с полным самоподобием подразумевает, что при наблюдаемых вариациях активности АЭ происходит синхронное, “самосогласованное” изменение скоростей накопления структурных дефектов различных размеров, источников сигналов АЭ с соответствующими параметрами. Простейшим проявлением этого может быть закономерность распределения числа событий АЭ по энергиям, аналогичная известному в сейсмологии графику повторяемости землетрясений.

В оригинальных работах [5-7], положивших начало направлению “разрядки избыточных напряжений в геосреде для снижения вероятности сильного землетрясения”, обращено внимание на наличие сейсмических вариаций другого рода, инициированных вибрациями. Для них характерно противофазное изменение активности сильных и слабых событий, в результате чего может существенно увеличиться доля энергии высвобождаемой в малоамплитудных событиях. При моделировании эффектов физических полей в экспериментах на образцах естественно ожидать, что изменение спектров АЭ обнаружится, прежде всего, в подобных изменениях режима АЭ (откликах активности на энерговоздействия, ЭВ). Заметим, что и при самосогласованной реакции геосреды на энерговоздействия сохраняется определенная возможность управления процессом деструкции среды и выделения сейсмической энергии, но сценарий усложняется и не может быть сведен к “энергетическому размену сильных событий на большее число слабых”, [5]. В этом случае желательный эффект может реализоваться за счет изменения соотношения между притоком энергии в выделенный объем геосреды вследствие тектонических сил и ее диссипацией, которая, предположительно, может быть ускорена импульсными физическими полями (как естественной природы, так и техногенными). Задачей данной работы является также развитие методики обработки данных АЭ для последующего моделирования в экспериментах на образцах альтернативных сценариев воздействий физических полей.

Результаты

Для анализа использованы результаты проведенных в ИС РАН экспериментов по нагружению образцов геоматериалов с дополнительным воздействием физических полей. Образцы гранитов, гранодиоритов, габбро, и т.д. испытывались на ползучесть при постоянном сжатии при помощи пружинной реологической установки УДИ с максимальным усилием сжатия 100 тонн. Дополнительные воздействия физических полей осуществлялись во время измерительных сеансов при постоянном уровне сжимающей нагрузки. Для вибровоздействия использовался прикрепленный к боковой поверхности образца малогабаритный вибратор мембранного типа (буззер) и подключенный к генератору синусоидального напряжения ГЗ-33. Воздействие электрическими импульсами проводилось при помощи генератора прямоугольных импульсов Г5-54, нагруженного на

графитовые электроды, контактирующие с боковой поверхностью образца. Сигналы АЭ регистрировались пьезодатчиками в частотном диапазоне от 80 кГц до 3 МГц. Аппаратура работала в ждущем режиме, запуск осуществлялся по превышению сигнала на выходе измерительного канала АЭ заданного порогового значения. Сигналы оцифровывались быстродействующими АЦП, работающими в стандарте КАМАК, и записывались на жесткий диск персонального компьютера в автоматическом режиме. Более подробное описание постановки эксперимента и методики широкополосных измерений АЭ приведено в [3, 9].

Выше отмечалось, что воздействие внешнего электромагнитного поля на нагруженные гетерогенные среды (образцы геоматериалов) инициирует прирост числа сигналов АЭ, свидетельствующем о возбуждении дополнительных источников – микротрещин. В качестве исходных данных для анализа спектров сигналов АЭ и распределений АЭ по амплитуде и длительности огибающей (несущих детальную информацию об этих дефектах) принимались временные зависимости, “осциллограммы” АЭ, которые зарегистрированы в сеансах с подачей электромагнитных импульсов. Для исследования вопроса о пределах самоподобия в процессе деструкции в образцах нагруженных геоматериалов при дополнительном воздействии на них электромагнитных полей проводился расчет по данным об активации АЭ образцов различных горных пород (гранодиорит, габбро, гранит [3, 4]).

Для потока акустоэмиссионных сигналов определялись амплитуды и длительности одиночных сигналов. После этого проводилась сортировка слабых и сильных событий с помощью программы амплитудной дискриминации, причем порог выбирался с учетом особенностей эксперимента (общего количества событий, реального значения порога дискриминатора в автоматике эксперимента и т.п.) В результате получались временные распределения сигналов АЭ в определенных полосах, по которым вновь строились графики активности относительно слабых и сильных событий. Полученные зависимости активностей АЭ с сепарацией по амплитудам выявили особенности откликов на внешние воздействия, неразличимые на ранее анализированных суммарных графиках активности. Эти новые черты в откликах АЭ оказались общими для всех исследованных материалов. В качестве примера на рис.1 приведен график активности АЭ образца гранодиорита в одном из сеансов с воздействием ЭМ поля. Основные результаты этого эксперимента изложены в [4]. Подача импульсов генератора Г5-54 происходила в течение часа, на графике этот период отмечен черной полосой. На верхнем графике на рис.1 показана кривая активности АЭ, которая построена по общему потоку сигналов АЭ. На втором же графике показаны две зависимости: синяя линия демонстрирует активность сильных сигналов, а красная – слабых сигналов. При минимальной амплитуде сигнала, приведенной ко входу измерительного канала, 0,02 мВ для слабых сигналов порог дискриминатора был установлен в пять раз больше этого значения (0,1 мВ). При расчете событие относилось **к сильным**, если его амплитуда превышала порог 0,1 мВ. При указанном выборе порога количество событий в полосе слабых и сильных соизмеримо, и усредненные активности не должны отличаться друг от друга активности слабых более чем на 50%.

Как видно на графиках в области (а) почти сразу же после включения Г5-54 увеличивается активность слабых событий и несколько снижается уровень активности сильных. Отметим, что отклик АЭ, проявившийся в общей активности, наступает позже. Рост активности слабых событий начинается через 50 секунд и дисбаланс по отношению к сильным событиям сохраняется практически всё время задержки активации (1400с). Затем происходит одновременный рост активности всех событий, однако область (б), в которой происходит максимальный прирост активности, также характеризуется приростом активности слабых событий и уменьшением сильных, причём это явление в этом

временном интервале не более выражено, чем в (а). Результаты анализа амплитудных распределений, в целом, показывают, что закон повторяемости соблюдается, при этом при воздействии электромагнитного поля имеются и отклонения. Отметим, что это первые результаты и, безусловно, они требуют статистического подтверждения. Результаты анализа параметров сигналов АЭ, сопровождающих отклик на внешнее воздействие показывают на тенденции в структурных изменениях, сопровождающих отклик АЭ. Структура сигналов меняется, что, безусловно, имеет непосредственное отношение к их генезису, и в этом аспекте спектральный анализ их состава может дать дополнительную информацию об их происхождении.

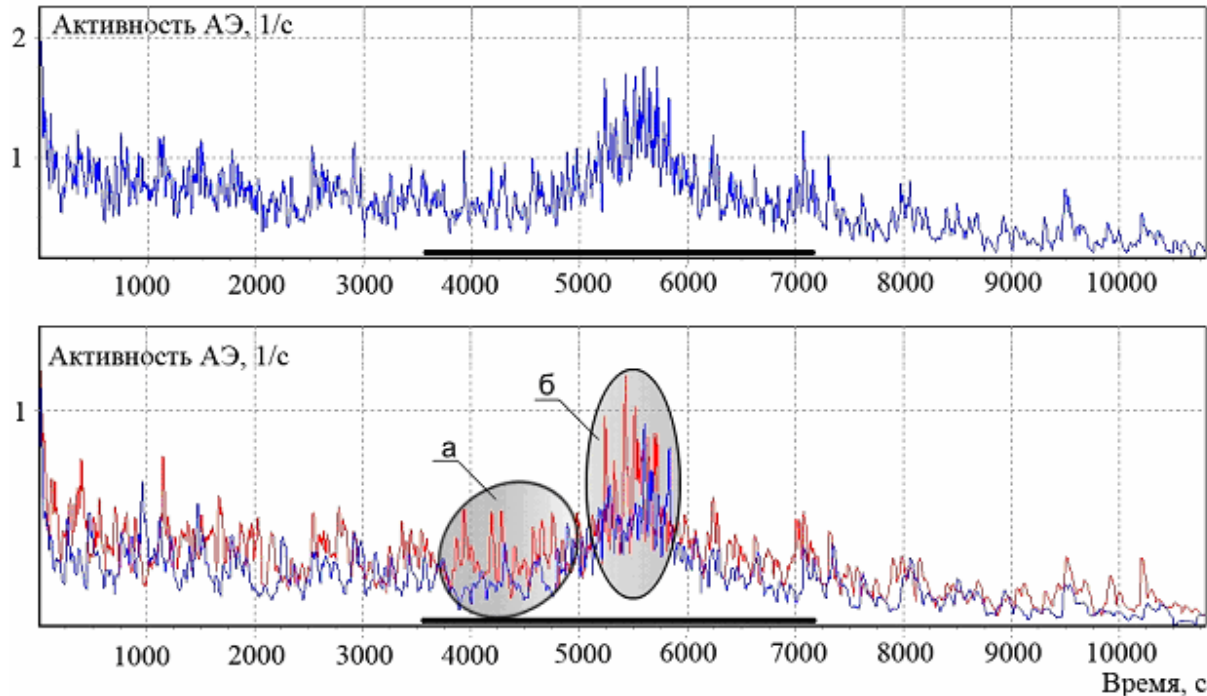


Рис.1. Активность АЭ образца гранодиорита (первый график), активность АЭ того же образца для слабых – красная линия, и сильных событий – синяя линия (второй график). Сжимающее усилие - 91% от разрушающей нагрузки.

Для расчетов были использованы материалы эксперимента (рис.2), удовлетворяющие следующим условиям: записи волновых форм (“осциллограмм”) подходят для проведения спектрального анализа; в одной из измерительных сессий ($k > 0,7$) перед откликом АЭ отмечена спонтанная активация АЭ (за полчаса или более). Анализ проводился по данным эксперимента с образцом габбро. В этом эксперименте в качестве источника ЭВ применялся конденсаторный разрядник. В сессии выделяются следующие промежутки: а) спонтанный всплеск АЭ; б) фоновый уровень АЭ перед началом ЭВ; в) период задержки инициированного всплеска АЭ; г) период максимального прироста АЭ после ЭВ.

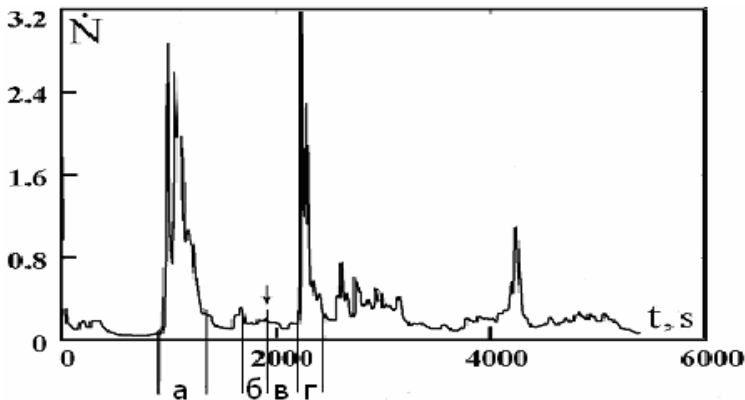


Рис.2. График активности АЭ образца габбро.

В каждом промежутке из потока АЭ производилась выборка событий амплитудой от 90 до 120 мкВ (события средней и большой амплитуды). Затем для каждого сигнала проводилось построение амплитудного спектра методом быстрого преобразования Фурье. После обработки результатов фильтром Хемминга строились графики спектральной плотности.

Получены следующие результаты. Спектры большинства событий АЭ (99%), зарегистрированных в ходе спонтанной активизации АЭ, имеют схожие распределения, соответствующие формам, показанным на графике 3 а. По рисунку видно, что тональной частотой, на которой отмечен спектральный максимум, является частота 300кГц (проверено, что полудлина волны не соответствует размерам образца). На частотах в диапазоне 150–450 кГц, также отмечены несколько максимумов, однако они много меньше основного. Интересно, что ситуация совершенно аналогична для спектров сигналов АЭ в течение периода б), где, как показано на рис 2 видна фоновая активность перед ЭВ, но уже после затухания спонтанного всплеска. Пример спектра АЭ в этот период приведен на рис.3 б. В период задержки (уже при наличии ЭВ) те же 5-10% имеют несколько максимумов на низших частотах (пример на рис.3 в). Спектральные максимумы для этого типа сигналов отмечены на 400, 300, 200, 170 кГц.

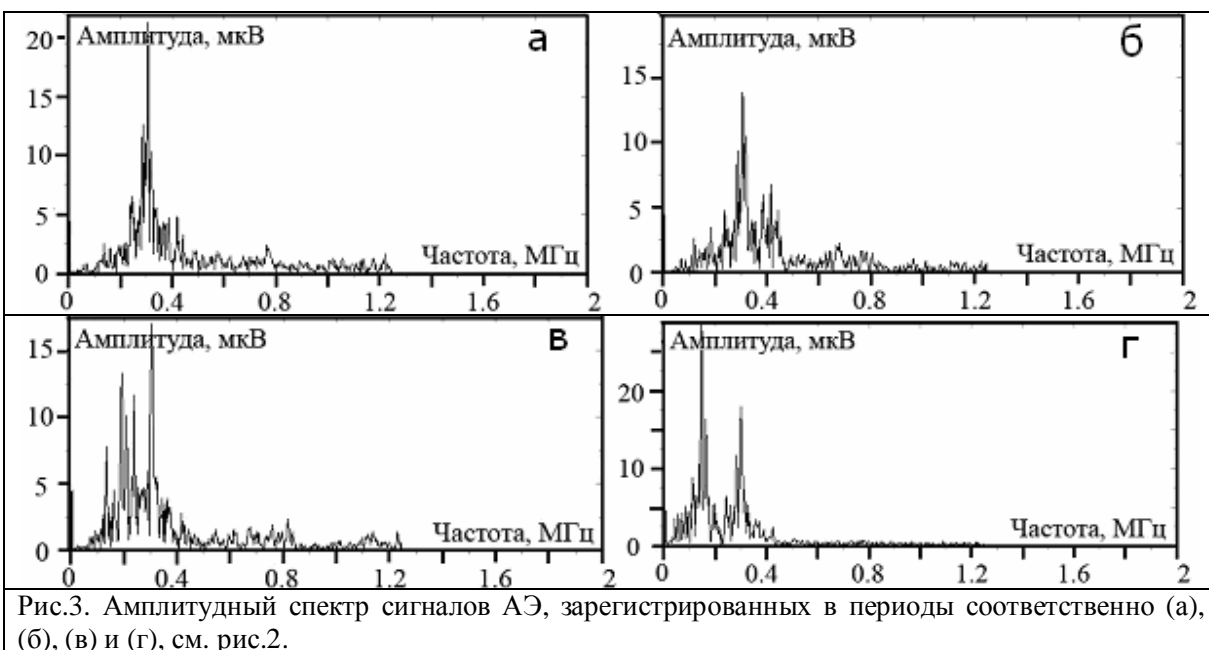


Рис.3. Амплитудный спектр сигналов АЭ, зарегистрированных в периоды соответственно (а), (б), (в) и (г), см. рис.2.

Анализ спектров АЭ в период активации г) дал следующий результат: только у 65% сигналов волновая форма соответствует графикам спектральной плотности типа рис. 3 а,б.

Для остальных 35% пример спектра показан на рис.3 г. Необходимо отметить, что в меньшей подвыборке также содержатся сигналы с полосовым спектром (рис 4), аналогичные примеру спектров АЭ в период (в). АЭ с таким спектром зарегистрированы в той фазе сеанса, когда имеет место отклонение от самосогласованного прироста активности, показанное на рис.1 врезкой (б).

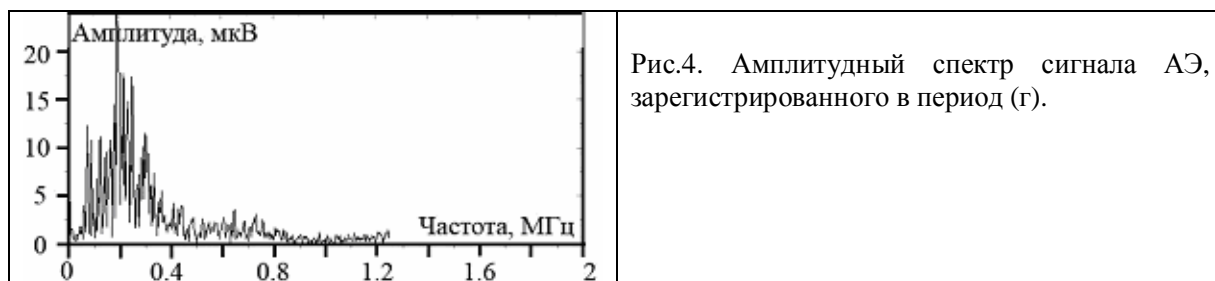


Рис.4. Амплитудный спектр сигнала АЭ, зарегистрированного в период (г).

При сопоставлении графиков на рис.3 а-г, 4 можно заметить, что в периоды в) и г) появляются спектральные максимумы на более низких частотах. К примеру, на рис. 3 г ранее упомянутый максимум на частоте 300 кГц присутствует (как и во всех случаях), но его значение уже меньше, чем у максимумов на частотах 100-200 кГц. Поскольку такие спектры встречаются лишь во время воздействия электроимпульсов, можно предположить, что смещение спектральных максимумов связано с особенностью развития дефектов при релаксации упругого поля, созданного энерговоздействиями.

Резюме

В работе показано, что распределение событий АЭ по амплитуде сигнала в целом подчиняется закону повторяемости, однако при приближении уровня постоянной нагрузки к разрушению отмечено увеличение количества слабых сигналов при одновременном уменьшении сильных, происходящее как раз в период внешнего воздействия ЭМ поля (особенно в начальный момент воздействия и в момент максимального прироста инициируемых АЭ). Спектральный анализ указал на отличие потока сигналов АЭ при спонтанных всплесках активности от сигналов, составляющих отклики АЭ на внешнее воздействие. Продемонстрировано, что при активации, стимулированной внешним полем, в потоке сигналов АЭ появляется подвыборка сигналов, у которых спектральный максимум смещен в сторону низких частот на 50 -100 кГц.

Настоящее исследование осуществлено частично благодаря гранту № 07-05-00687а Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) и проекту по Программе № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН «Разработка фундаментальных основ создания научной распределенной информационно - вычислительной среды на основе технологий GRID»

Список литературы

1. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Пономарев А.В., Соболев Г.А., Некоторые вопросы изменения состояния геологической среды при электромагнитном воздействии импульсами МГД-генератора // Научные труды ИТЭС ОИВТ РАН. Ред. Фортов В.Е. и Лихачев А.П. – М. : ОИВТ РАН. 2000. Вып. 3. С.217-224.
2. Гольдин С.В. Физика живой Земли. Проблемы геофизики XXI века. Кн.1. Ред. Николаев А.В. М.: Наука. 2003. С. 17-36.
3. Закупин А.С., Аладьев А.В., Богомолов Л.М., Боровский Б.В. и др. Влияние внешнего электромагнитного поля на активность акустической эмиссии нагруженных геоматериалов // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Ред. Леонов Ю.Г. и Гольдин С.В. – Москва- Бишкек : 2003. С. 304-324.

4. Закупин А.С., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величина сжимающего напряжения // Физика Земли. 2006. № 10. С. 43-50.
5. Капустян Н.К. Техногенные механические вибрации: параметры воздействий и наведенные процессы в земной коре// Вестник ОГГГН РАН. 2001. №4 (http://www.scgis.ru/russian/cp125/h_dgggms/4-2001/kapustian.htm#begin)
6. Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х. Влияние механических вибраций на выделение сейсмической энергии // Прогноз землетрясений. 1983. № 4. – Душанбе-Москва : Дониш. С. 365-372.
7. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. – М.: Наука 1987. 101 с
8. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
9. Bogomolov L.M., P'ichev P.V., Zakupin A.S., et.al. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismic- electric effect manifestation // Annals of Geophysics. 2004. V.47, N 1. P.65-72.
10. Sobolev G., Spetzler H., Koltsov A., Chelidze T. An experimental study of triggered stick-slip // Pageoph. 1993. V. 140, №1. P. 80-94.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИЗЕМНОГО ВЕТРА И ХАРАКТЕРИСТИК ИОНОСФЕРНОЙ ТОКОВОЙ СИСТЕМЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

RELATIONSHIP OF NEAR GROUND WIND AND CHARACTERISTICS OF IONOSPHERIC CURRENT SYSTEM IN THE NORTH-EAST OF RUSSIA

А.В. Веницкий, В.В. Казанцева

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

On the basis of cosmophysical data of “Magadan” observatory and aerological data of Kolymsky Hydrometeocenter the relationships between changes of monthly mean values of zonal, meridional ground level wind components and characteristics of ionospheric current system were considered. Zonal and meridional wind components were calculated using lower level (120 m) aerological atmospheric sounding data about wind velocity and direction obtained in Magadan during the period from 1980 to 1997. To characterize the ionospheric current system the changes of geomagnetic field elements and the time of their extreme values during the day were used. The analysis of the data has shown that wind components have annual variation corresponding to the seasonal wind change at the boundary of two atmospheric center couples acting in the region in summer and winter. At the same time significant (as compared with annual) year to year variations were found. In these variations the superposition of solar and geomagnetic activity occurs. The wind components changes are associated with annual and inter-annual variations of time of geomagnetic field declination minimum value during the day. The later characterizes the time location of current and corresponding wind stream from the north at the lower thermospheric heights in the morning.

Исследованию проблемы связи поведения нижней атмосферы с состоянием ближнего космоса, с солнечной активностью в последние годы уделяется большое внимание. Однако пока не получено универсальных зависимостей атмосферных параметров на различных высотах в разных регионах от космофизических факторов. Обзор основных результатов отечественных и зарубежных исследований [1] позволил сделать вывод, что корреляционные связи между изменениями параметров тропосферы, стратосферы и индексами солнечной, геомагнитной активности для различных областей

земного шара могут отсутствовать, или быть статистически значимыми, но различными по знаку. Даже в одном месте связи могут менять знак в зависимости от фазы квазидвухлетних вариаций. Многообразие установленных связей, их зависимость от региональных условий делает актуальным продолжение таких исследований.

Нами в [2] представлены результаты исследования связи поведения нижней атмосферы, ионосферы, элементов геомагнитного поля с солнечной и геомагнитной активностью в условиях Северо-Востока России в течение 20, 21-го циклов солнечной активности. Получены устойчивые взаимосвязи изменений параметров нижней и верхней атмосферы, их зависимости от солнечной и геомагнитной активности. Это связано со специфическими условиями данного региона, обеспечившими высокую чувствительность состояния нижней атмосферы к внешним воздействиям. В приземном слое атмосферы её поведение формируется под влиянием двух пар мощных центров действия: азиатского антициклона и алеутской барической депрессии зимой, азиатской барической депрессии и северотихоокеанского антициклона летом. Регион находится, как правило, на границе этих образований. В нижней стратосфере в зимний период над данным регионом начинают формироваться и достигают максимального развития области стратосферных потеплений.

В настоящей работе на основе данных космофизических наблюдений обсерватории «Магадан» и данных аэрологического зондирования Колымского УГМС исследована взаимосвязь изменений среднемесячных значений зональной и меридиональной компонент приземного ветра и динамического режима на высотах нижней термосферы. Зональная и меридиональная компоненты ветра рассчитывались по данным о его скорости и направлении на нижнем уровне аэрологического зондирования (120 м) в Магадане за период с 1980 по 1997 год. В дальнейшем изложении положительные значения компонент скорости соответствуют переносу с юга и запада. Для характеристики изменений динамического режима на высотах ионосферной токовой системы использовались данные об изменении элементов геомагнитного поля и времени достижения ими экстремальных значений в суточном ходе.

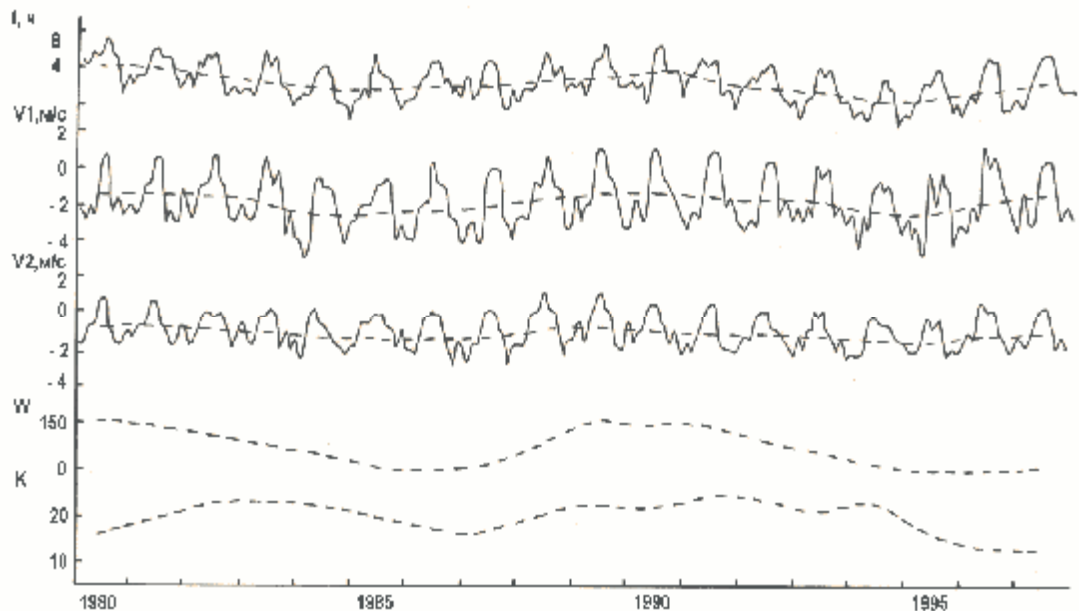


Рис.1. Временные изменения t , $V1$, $V2$, W , K . — — среднемесячные значения, ----- — среднегодовые значения.

На рис.1 представлены изменения среднемесячных значений зональной (V_1) и меридиональной (V_2) компонент приземного ветра, времени достижения максимума склонения в суточном ходе (t), среднегодовых значений K - индекса геомагнитной активности по наблюдениям обсерватории «Магадан», среднегодовых значений чисел Вольфа (W) [3]. Согласно данным о W солнечная активность была наибольшей в 1980 г. в 21 цикле и в 1989 г. в 22-м одиннадцатилетних циклах. Наименьшая солнечная активность наблюдалась в 1986 и 1996 г.г. 22 цикл был немного мощнее 21- го. Значение W в максимуме оценивалось в 157,6 и 155,4 соответственно. Более мощному циклу соответствовала характерная картина изменений геомагнитной активности. Анализ изменений K - индекса показал, что в 21 цикле наблюдалось, как обычно, два максимума геомагнитной активности, один на фазе роста W , второй - на фазе спада. Первый, сравнительно небольшой, в 1978 г. и более выраженный в 1982 г. В более мощном 22 цикле после минимума 1987 г. в среднем происходит рост геомагнитной активности без чётко выраженного минимума в районе максимума W . Наблюдались сравнительно небольшие колебания с уменьшениями K - индекса в 1990 и в 1993 г.г. Устойчивое понижение геомагнитной активности происходило при уменьшении солнечной активности к 1987 и 1996 г.г.

Время максимума в суточном ходе склонения геомагнитного поля характеризует время наблюдения максимального тока, направленного с севера в утреннем секторе на субавроральных широтах. Из рисунка видно, что этот ток испытывает сильное смещение в сутках в зависимости от времени года. Летом он смещается на более поздние утренние часы местного времени, зимой наблюдается в окологлоуночном секторе. В зимнее время часто наблюдается нерегулярная структура изменчивости t . Ток может смещаться на окологлоуночные часы, как в начале зимы, так и в периоды близкие к весеннему равноденствию. Нерегулярная структура изменчивости t в летнее время сопровождается наибольшим смещением тока к полудню в различные месяцы летнего периода. Вместе с этим наблюдается систематическое изменение t от года к году. Северная токовая струя смещается на 6 – 8 ч местного времени летом в периоды близкие к максимумам 11-летнего цикла солнечной активности и на ранние утренние часы зимой. В периоды близкие к минимумам солнечной активности северная струя летом наблюдается в более ранние утренние часы и смещается на предглоуночные часы в зимнее время. Эти длиннопериодные изменения хорошо проявляются в среднегодовых значениях t . Однако минимумы кривой среднегодовых значений t не совпадают с минимумами W . Для t они приходятся на 1984 и 1994 г.г.

Следует отметить, что похожие вариации наблюдаются в компонентах скорости приземного ветра. В некоторых случаях V_1 и V_2 повторяют детали изменчивости t , форму годового хода, особенности нерегулярной структуры в зимнее и летнее время. Расчёт коэффициента корреляции среднегодовых значений t и V_1 дал величину 0,93. Компоненты скорости ветра испытывают устойчивые сезонные вариации. В зимнее время перенос в среднем осуществляется с северо-востока, в летнее время наблюдаются сравнительно слабые юго-западные ветра. Следует отметить, что зональная компонента ветра в ~2 раза превышает меридиональную. Указанная смена переноса соответствует сезонной смене ветра на границе указанных ранее центров действия атмосферы, доминирующих над регионом в зимнее и летнее время. Также видно существование нерегулярной структуры изменений в зимний и летний периоды, когда максимум северо-восточного переноса может смещаться в разные годы с начала зимы до весеннего равноденствия, а наибольший юго-западный ветер может приходиться на различные летние месяцы. Существуют значительные длиннопериодные вариации V_1 и V_2 . В периоды близкие к максимумам 11-летних циклов солнечной активности усиливается перенос с юго-запада в летнее время и

ослабевают северо-восточный ветер в зимнее время. В периоды близкие к минимумам солнечной активности в летнее время наблюдается слабый перенос с северо-востока, а в зимнее время он существенно усиливается. Эту тенденцию хорошо иллюстрирует кривая, показывающая изменения среднегодовых значений V_1 и V_2 . Вместе с этим можно заметить, что абсолютные минимумы кривой изменений среднегодовых значений V_1 и V_2 на рис.1 смещены относительно минимумов 11 – летних циклов солнечной активности. Экстремумы отрицательных значений V_1 и V_2 наблюдаются в 1984 и 1994 г.г., в то время как W показывают минимумы солнечной активности в 1986 и 1996 г.г. Однако из рисунка видно, что экстремумы V_1 и V_2 наблюдаются вблизи максимумов геомагнитной активности. Представленные данные дают основание предположить, что в изменениях времени максимума D , зональной и меридиональной компонент приземной скорости ветра на Северо-Востоке проявляется совокупное влияние солнечной и геомагнитной активности. Многофакторный регрессивный анализ большей по величине зональной компоненты ветра показал, что 63% дисперсии среднегодовых значений V_1 может быть связано с изменением солнечной активности и 26 % с изменением геомагнитной активности.

Список литературы

1. Авдюшин С.И., Данилов А.Д. Солнце, погода и климат: сегодняшний взгляд на проблему (обзор) // Геомагнетизм и аэрономия. 2000. Т.40, №5. С.3 – 14.
2. Виноцкий А.В., Казанцева В.В. Взаимосвязь изменений параметров нижней атмосферы, характеристик ионосферы и геомагнитного поля на Северо-Востоке России // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14, №10. С. 970 – 974.
3. Космические данные. ИЗМИРАН. – М.: Наука, 1980 – 1997.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ В СПОКОЙНЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ УСЛОВИЯХ

PECULIAR FEATURES OF CHANGE OF GEOMAGNETIC FIELD ELEMENTS IN THE NORTH-EAST OF RUSSIA UNDER LOW GEOMAGNETIC CONDITIONS

А.В. Виноцкий, В.В. Казанцева

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

On the basis of geomagnetic data of “Magadan” observatory the peculiarity of relationship of the geomagnetic field characteristic changes for different time scales under low geomagnetic activity was examined. Steady relationship of variation of declination and geomagnetic field horizontal component was obtained. It allowed to study interannual, annual, interdiurnal changes of Sq_1 , Sq_2 – whirlwinds of the ionospheric current system and to show their independent existence. The comparison of H and D variations with the simultaneous measurements of these parameters at the “Leningrad” observatory was made. The latter observatory is located at the same latitudes but longitudinally displaced on $\sim 120^\circ$. It was shown that such data allow to conclude about simultaneous intensification of circulation at the eastern and western boundary of Sq_1 , Sq_2 – whirlwinds. The considerable longitudinal effect of their forming was obtained. The near midday current stream is united in the circulation system of Sq_1 – whirlwind when it is located at the longitudes of “Magadan” observatory and in the circulation system of Sq_2 whirlwind when it is located at the longitudes of “Leningrad” observatory. This effect can be caused by lower thermospheric circulation system composed of the thin space-inclined wind layers

В настоящее время выявлена основная роль волнового и корпускулярного излучений Солнца в целом ряде закономерностей поведения элементов геомагнитного

поля на средних широтах [1, 5]. Спокойные солнечно-суточные изменения поля в значительной степени связаны с притоком волновой радиации на дневную сторону Земли, с изменениями системы нейтральных ветров в нижней термосфере, проводимости ионосферы и как результат – с Sq – токовой системой, расположенной на высотах ~100 км. Эта система токов наиболее интенсивна на дневной стороне Земли и определяет наблюдаемое изменение элементов геомагнитного поля. С корпускулярным излучением Солнца связаны изменения геомагнитного поля на средних широтах в период геомагнитных бурь. Основной характерной чертой геомагнитной бури является сильное уменьшение горизонтальной составляющей геомагнитного поля в главную фазу, существование которой обусловлено развитием частично-кольцевого тока, текущего с ночной стороны Земли на дневную на расстоянии 2 – 3 R_з.

Исследование сезонных и циклических вариаций элементов геомагнитного поля показало наличие годовых, полугодовых вариаций H, Z – компонент, полного вектора F, склонения D, их изменение в связи с вариациями относительного числа солнечных пятен и геомагнитной активности [6, 3]. Установлено, что сезонный ход почти всех элементов геомагнитного поля имеет вид двойной волны с экстремумами в равноденствия и солнцестояния. В частности, у H – компоненты главный максимум наблюдается в июне, более слабый в декабре, минимумы – в марте и октябре – сентябре. Интересно, что в годы повышенной магнитной и солнечной активности увеличивается амплитуда суточных вариаций H – компоненты, выведенная по спокойным дням [6].

В настоящее время считается, что основным механизмом генерации электрического поля и токов в среднеширотной ионосфере, ответственных за спокойные геомагнитные вариации, является динамодействие ионосферных ветров приливного происхождения, однако не исключено, что подобную роль могут играть ветры, имеющие источником магнитосферную конвекцию, или распространение в средние широты электрического поля из полярной области [7]. В большинстве работ при исследовании сезонных вариаций использовались данные, усреднённые за суточный период, а при изучении суточного хода – среднемесячные значения.

В настоящей работе рассмотрен вопрос о циклических, сезонных и межсуточных вариациях элементов геомагнитного поля отдельно для полуденного и полуночного секторов Земли.

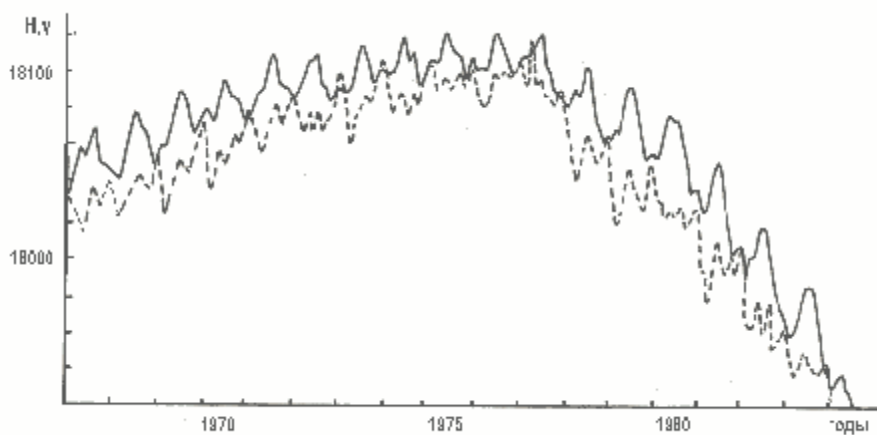


Рис.1. Изменение среднемесячных значений горизонтально составляющей.
 — — — — околополуночные значения, - - - - околополуденные значения.

На рис.1 представлены данные о поведении H – компоненты геомагнитного поля по наблюдениям обсерватории «Магадан» в течение 20 и 21 циклов солнечной активности, усреднённые в интервалах 10-14 и 22-02 ч местного времени. Вековой ход горизонтальной составляющей проявляется как в дневных, так и в ночных значениях. H – компонента наибольшая в 1978 – 1977 г.г. и уменьшается к 1966 и 1986 г.г., причём к 1986 г. понижение более быстрое. Амплитуда суточных вариаций по этим данным составляет в среднем $\sim 20 \gamma$ и не зависит от векового хода. Как правило, ночные значения горизонтальной составляющей превышают дневные. При этом суточные вариации летом наибольшие, а зимой наименьшие. Эти выводы полностью согласуются со средними данными о суточных вариациях H – компоненты на других обсерваториях [6].

Рассмотрим формирование суточного хода горизонтальной составляющей более детально, исходя из закономерностей сезонных вариаций её значений на дневной и ночной сторонах Земли. Из рис.1 следует, что околополуденные и околополуночные значения характеризуются устойчивым изменением в течение года. Околополуденная H – компонента достигает минимума в апреле, к лету её значения повышаются, в период осеннего равноденствия наблюдается сравнительно небольшой минимум и к зиме она быстро возрастает, достигая максимума. Значения же околополуночной H – компоненты максимальны летом и уменьшаются к зиме. В некоторые годы, например, в 1974 – 1975 г.г., околополуночная H – компонента имеет небольшой дополнительный зимний максимум и два околоравноденственных минимума. Кривые околополуденных и околополуночных значений (см. рис.1) расходятся максимально вблизи 1970 и 1980 г.г. и сходятся в 1974-1975 и 1983-1986 г.г. Причём, если кривые сближаются, околополуденные зимние значения становятся равными или превышают околополуночные. Это приводит к перевороту суточного хода, обычно наблюдаемого в годы высокой и средней солнечной активности. В этом случае характер кривой сезонного хода околополуденных значений близок кривой околополуночных. 1970 и 1980 г.г. отвечают условиям максимумов, а периоды 1974-1976 и 1984-1986 г.г. – условиям минимумов 11 – летних циклов солнечной активности. В результате происходит увеличение амплитуды суточных вариаций H – компоненты при переходе от минимума к максимуму солнечной активности. Следовательно, во-первых, горизонтальная составляющая геомагнитного поля испытывает систематические изменения в связи с 11 – летним циклом солнечной активности, в котором её околополуночные и околополуденные значения имеют различный сезонный ход, во-вторых, характер сезонных, суточных вариаций также закономерно изменяется в течение этого цикла. Для более детального анализа сезонных и циклических изменений характеристик геомагнитного поля и возможности сопоставления вариаций различных компонент в дальнейшем мы исключили из них вековые изменения путём скользящего сглаживания за годовой период наблюдений. В дальнейшем будем рассматривать отклонения околополуденных и околополуночных значений характеристик от векового хода. Анализ среднемесячных околополуденных отклонений H – компоненты показал, что сезонные изменения, их вариации от года к году хорошо связаны (с коэффициентом корреляции – 0,75) с изменениями K – индекса геомагнитной активности. Амплитуда устойчивого годового хода с максимумом летом и минимумом зимой околополуночных отклонений H – компоненты характеризуется чёткой 11 – летней вариацией. Таким образом, оказалось, что хотя энергия корпускулярного излучения в основном выделяется в средней атмосфере на ночной стороне Земли, наиболее сильно она сказывается в изменениях среднемесячных характеристик геомагнитного поля на субавроральных широтах дневного сектора. Волновая энергия, поступающая на дневную сторону, существенно влияет на элементы геомагнитного поля на ночной стороне.

Сопоставление соответствующих вариаций горизонтальной составляющей и склонения показало, что сезонные и циклические изменения околополуденных значений H – компоненты тесно связаны с изменениями D в максимуме суточного хода (в ~ 14 ч местного времени). Околополуночные значения горизонтальной составляющей изменяются согласованно с вариациями D в минимуме суточного хода (в ~ 6 ч). Таким образом, оказалось, что всегда происходит усиление тока с юго-востока или с северо-запада. Анализ взаимосвязи межсуточных изменений H и D в спокойных условиях показал, что отмеченная закономерность их совместных изменений проявляется и по часовым данным, причём отклонения D всегда запаздывают на ~ 1 час. Для выяснения универсальности полученной связи нами были сопоставлены данные синхронных изменений H и D в спокойных геомагнитных условиях по наблюдениям обсерваторий «Ленинград» ($\varphi = 59^{\circ}57' N$, $\lambda = 30^{\circ}42' E$) [4] и «Магадан» ($\varphi = 60^{\circ} 07' N$, $\lambda = 151^{\circ}01' E$), смещённых в сутках на ~ 8 ч. На рис. 2 представлена типичная картина взаимосвязи вариации отклонений горизонтальной составляющей и склонения в указанных двух пунктах наблюдения на примере 19 – 25 июня 1971 г. Для удобства сопоставления данных вертикальный масштаб для D в Магадане перевёрнут на 180° . Летний период характеризуется наиболее выраженными суточными вариациями всех элементов геомагнитного поля и, по-видимому, ветров на высотах мезосферы - нижней термосферы, формирующих ионосферную токовую систему. Период с 19 по 24 июня был спокойным (суточный K – индекс не превышал 20) перед началом геомагнитного возмущения 25 июня. Возмущение началось между 9 и 12 ч UT (трёхчасовые значения K – индекса оценивались как 2 2 3 4 3 4 3 5). Вместе с этим из рисунка видно, что 21 – 24 июня происходило увеличение амплитуды вариаций H – компоненты и D в обоих пунктах. Сопоставление кривых H и D в Ленинграде показывает, что в сутках сначала наблюдается усиленная струя тока с севера, затем усиленный ток с востока, потом более интенсивный ток с юга, а после него более интенсивный ток с запада. Амплитуда этих колебаний в среднем усиливалась до 9 – 12 ч UT 25 июня, когда на обсерваториях зафиксировали геомагнитное возмущение. В Магадане же наблюдается другая картина. Сначала в сутках фиксируется усиленный ток с востока, затем усиленный ток с юга, затем более интенсивный ток с запада, а после него более интенсивный ток с севера. Эта картина хорошо согласуется с описанным выше характером взаимосвязи H и D , полученным по

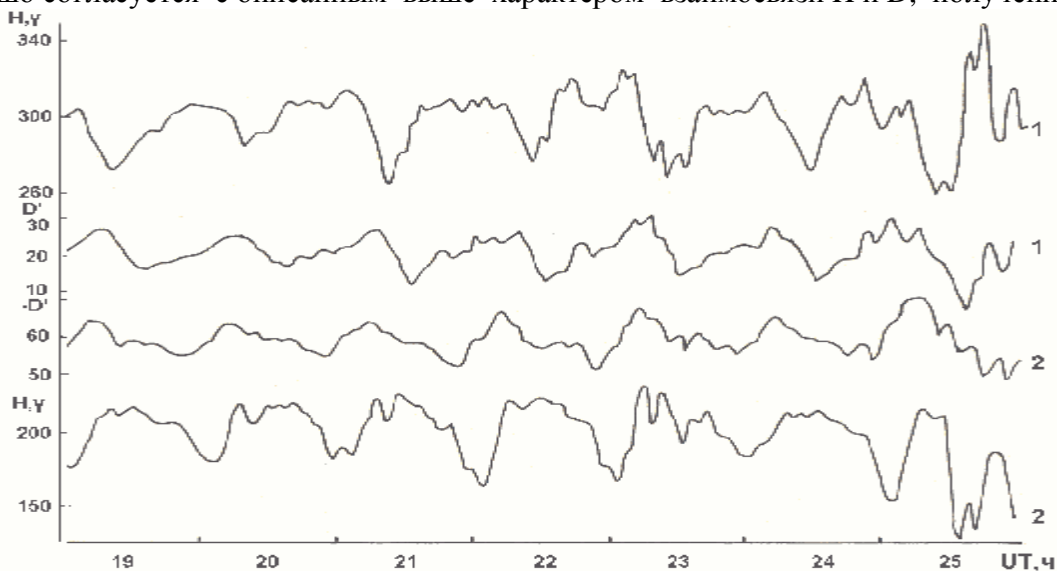


Рис.2 Изменение отклонений от базисных H и D в июне 1971 г. по наблюдениям обсерваторий «Ленинград» (1) и «Магадан» (2).

среднемесячным данным. Из рисунка видно, что межсуточные изменения D и H в обоих пунктах наблюдения взаимосвязаны. При усилении струи тока с юга в Магадане пропорционально увеличивается ток с северо-востока в Ленинграде, в случае увеличения D в предполуночном и утреннем экстремумах – увеличиваются токи с юго-запада. На основании вышеизложенного можно предположить, что южный ветер, ответственный за формирование околополуденного меридионального тока в Магадане, в основном замыкается в системе $Sq1$ – вихря ионосферной токовой системы, а аналогичные факторы действующие на долготе Ленинграда замыкаются в основном в системе $Sq2$ – вихря. Такое различие в формировании ионосферной токовой системы на разных долготах может быть связано с существованием на средних широтах проявления вихревых ветровых структур на высотах мезосферы – нижней термосферы в виде пространственно-наклонных тонких (~10 км) чередующихся по высоте ветровых слоёв [2].

Список литературы

1. Акасофу С.И., Чепмен С. Солнечно-земная физика. – М.: Мир, 1975. – 510 с.
2. Будко А.С., Голубев Е.Н., Иванова И.Н. и др. Особенности суточных и полусуточных колебаний температуры и ветра над пунктом Волгоград / Суточные и широтные вариации параметров атмосферы и корпускулярные излучения. – Л.: Гидрометеоздат, 1976. с. 86 – 104.
3. Мишин В.М. Спокойные геомагнитные вариации и токи в магнитосфере. – Новосибирск: Наука, 1976. – 207 с.
4. Результаты геомагнитных наблюдений обсерватории «Ленинград». – М.: Наука, 1979. – 229 с.
5. Ришбет Г., Гарриот О.К. Введение в физику ионосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1975. – 304 с.
6. Справочник по переменному полю. Л.: Гидрометеоздат, 1954. – 267 с.
7. Фадеев Б.В., Мишин В.М. Ветры в среднеширотной ионосфере и генерация ими Sq -подобного электрического поля и токов: Исследования по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца. – М.: Наука, 1985. вып. 74, с. 162 -170.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В БАЗЕ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОК»

REPRESENTATION OF GEOPHYSICAL FIELDS IN “BOROK” GEOPHYSICAL OBSERVATORY DATA BASE

Э.М. Дмитриев, С.В. Анисимов

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ им. О.Ю.Шмидта РАН

Geophysical observations are the major experimental background of researches of geophysical fields and their interactions. During last decades in these researches the information technologies and geophysical databases began to play a key role. In the report the modern information technologies used in Borok Geophysical Observatory IPE RAS for logging, processing, storage and access providing to the data of geophysical measurements, presented in the middle-latitude Borok Geophysical Observatory database, are considered. Borok Geophysical Observatory carries out the classical geomagnetic and air electric measurements as well as registration of a wide spectrum of various geophysical fields (ULF geomagnetic field pulsations, an atmosphere electric current, telluric currents, meteorological parameters). Complex character of the data, presented in the database, a low level of anthropogenous pollutions and registration of observable geophysical fields with high sampling rate allow using them for studying the fine geophysical phenomena and fast processes.

Введение

Важнейшей экспериментальной основой исследований геофизических полей и их взаимодействий служат обсерваторские геофизические наблюдения. На протяжении последних десятилетий ключевую роль в этих исследованиях стала играть информационно-вычислительная техника, информационно-сетевые технологии, электронные базы данных геофизических наблюдений [1-7]. В данной работе рассмотрены современные информационные технологии, применяемые в Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН (<http://www.brk.adm.yar.ru>) для сбора, обработки, хранения и обеспечения доступа к данным обсерваторских измерений геофизических полей, представленных в базе данных среднеширотной Геофизической обсерватории «Борок» (<http://geobrk.adm.yar.ru:1352>).

Измерительный комплекс

Геофизическая обсерватория «Борок», основанная в декабре 1955 г., формировалась как научно-исследовательская структура Института физики Земли Академии наук СССР. Круг проблем, связанных с натурными геофизическими наблюдениями, включал исследования ультранизкочастотных (ULF) пульсаций магнитного поля Земли и теллурических токов, что было связано, прежде всего, с программами Международного Геофизического Года, и предопределялось, в свою очередь, задачами солнечно-земной физики, развитием методов теллурического зондирования и диагностики состояния околоземных газо-плазменных оболочек. К настоящему времени обсерваторские наблюдения существенно дополнены измерениями главного магнитного поля, электричества атмосферы, атмосферного давления, риометрического поглощения, Допплеровского смещения радиочастоты, метеопараметров. Таким образом, формируемая в результате измерений база данных позволяет решать широкий круг задач геоэлектродинамики, глобальной электрической цепи и солнечно-земных связей.

Обсерваторский измерительный комплекс состоит из набора соответствующих наблюдаемым полям датчиков, усилителей, аналоговых фильтров, системы энергопитания и синхронизации. Данные наблюдений регистрируются цифровыми системами сбора данных и через локальную сеть сбора данных непрерывно поступают в базу данных среднеширотной Геофизической обсерватории «Борок». В непрерывном обсерваторском режиме регистрируются следующие геофизические поля:

- три компоненты геомагнитного поля и полный вектор геомагнитного поля (регистрируются автоматической магнитной станцией Международной программы сети магнитных обсерваторий INTERMAGNET);
- вариации геомагнитного поля (регистрируются цифровым магнитометром Международной сети субавроральных магнитометров SAMNET);
- ULF пульсации геомагнитного поля (измеряются индукционными магнитометрами);
- три компоненты теллурических токов; доплеровский сдвиг при отражении от ионосферы радиоволны фиксированной частоты (4.625 МГц);
- атмосферное электрическое поле (измеряется электростатическим флюксометром);
- вертикальный электрический ток атмосферы (измеряется антенной «токовый коллектор»);
- вариации атмосферного давления (измеряются высокочувствительным жидкостным микробарографом);

- метеорологические параметры, включая температуру воздуха, атмосферное давление, влажность, осадки, направление и скорость ветра (регистрируются цифровой радио-метеостанцией WS-2500).

Сбор данных

Локальная сеть сбора данных обеспечивает непрерывное поступление и обработку геофизических данных, наполнение базы данных в режиме реального времени. Все компьютеры, входящие в локальную сеть сбора данных, работают под управлением ОС LINUX, связь между ними осуществляется через коммутатор, функционирующий независимо от локальной сети и сервера Геофизической обсерватории «Борок». Схема сети сбора данных представлена на рис. 1.

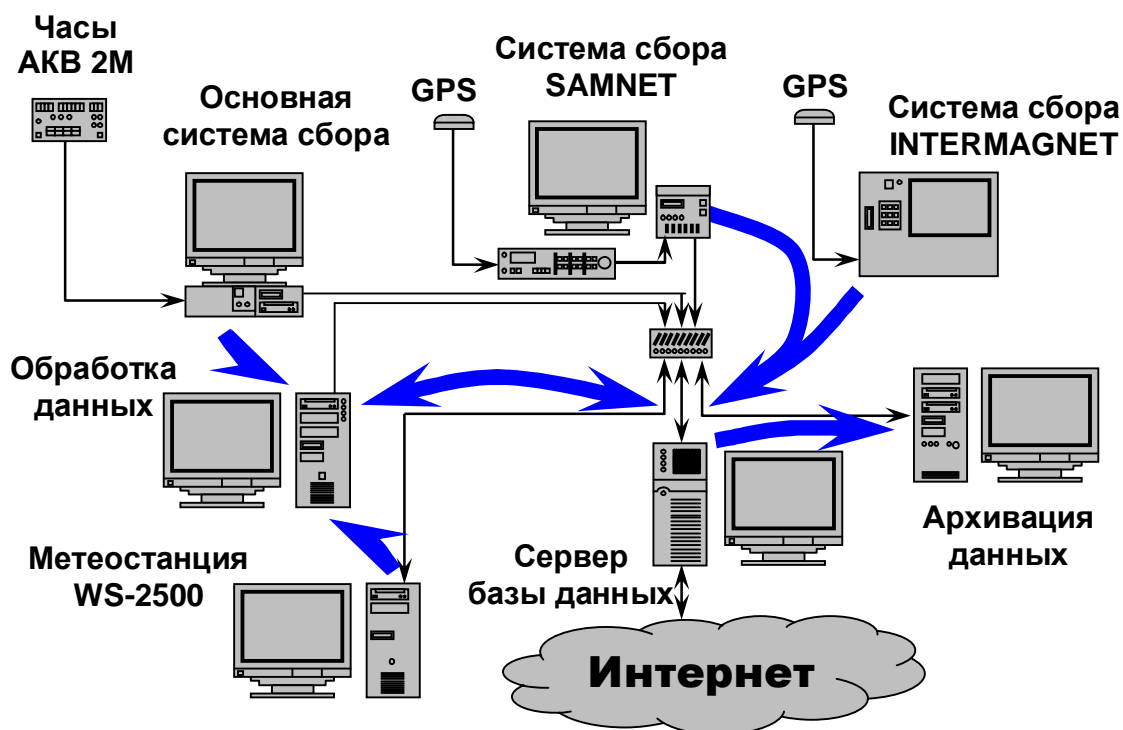


Рис.1. Схема локальной сети сбора данных.

Непрерывное наполнение базы данных в реальном времени результатами регулярных обсерваторских наблюдений среднеширотных геофизических полей обеспечивается *основной системой сбора*. Данные на основную систему сбора поступают с датчиков геофизических полей. Высокоточные *кварцевые часы АКВ 2М* обеспечивают привязку данных к единому времени (UT). Преобразование данных в цифровой вид, их первичное накопление и передача на компьютер обработки данных осуществляются на компьютере сбора данных, с встроенной платой аналого-цифрового преобразователя и сетевой картой. Тактовая частота системы сбора составляет 10Гц. Данные сохраняются в буферной директории на жестком диске системы сбора в часовых файлах во внутреннем представлении.

В базу данных через локальную сеть сбора данных поступают также данные с магнитометрической станции, входящей в международную сеть SAMNET (<http://www.dcs.lancs.ac.uk/iono/samnet>) и включающей в себя наряду с трехкомпонентным Fluxgate-магнитометром, систему GPS для привязки данных к единому времени и *систему сбора данных SAMNET*. Тактовая частота сбора данных системы

SAMNET составляет 1Гц. Данные сохраняются в буферной директории системы сбора в часовых файлах в текстовом виде.

Автоматическая магнитная обсерватория международной сети INTERMAGNET (<http://www.intermagnet.org>) включает в себя наряду с измерительной аппаратурой систему *GPS* для привязки данных к абсолютному времени *систему сбора данных INTERMAGNET*. Интервал сбора данных системы сбора INTERMAGNET составляет 1 мин. Данные сохраняются в часовых файлах в текстовом виде на сменной дискете и переносятся на компьютер обработки данных оператором.

Метеостанция WS-2500 подключена к выделенному для работы с ней персональному компьютеру, включенному в локальную сеть сбора данных. Интервал сбора данных метеонаблюдений составляет 15 мин. Программное обеспечение, поставляемое с метеостанцией, работает под управлением ОС Windows, опрашивая входящие в состав метеостанции датчики и отображая текущую информацию на экране. При этом данные метеорологических наблюдений сохраняются на жестком диске во внутреннем формате.

Обработка первичных данных, поступающих с компьютеров сбора данных, включая их форматирование, усреднение, перевод в физическую величину, осуществляется на *компьютере обработки данных*. Одновременно на компьютере обработки данных формируются gif-файлы с графическим представлением данных, которые затем переносятся на сервер базы данных.

Сервер базы данных обеспечивает хранение собственно базы данных и Интернет-доступ к данным через локальную сеть Геофизической обсерватории «Борок». На сервере базы данных располагается web-сайт базы данных, содержащий файлы с описанием базы данных, графическим представлением данных, интерфейсные формы для запроса данных пользователями базы данных.

Ежемесячно первичные данные, полученные за истекший месяц, переносятся на диски CD ROM, являющиеся основным архивным носителем цифровой информации базы данных. Изготовление CD ROM производится на *компьютере архивации данных*.

Обработка данных

Обработка данных, производимая на компьютере обработки данных, осуществляется специальными программами отдельно по каждому из измеряемых полей. Данные с основной системы сбора считываются из буферной директории компьютера сбора данных и переписываются в директорию хранения данных, расположенную на сервере базы данных. Каждый файл данных содержит данные по одному каналу, полученные за один час. Имена часовых файлов имеют вид: YYYY_MM_DD_HH.CC, где YYYY – год (начиная с 1997), MM – месяц (01–12), DD – день (01–31), HH – час (00–23), CC – номер канала (00–15). Файл состоит из последовательности двухбайтовых записей, каждая из которых содержит данные, полученные за один опрос соответствующего канала АЦП. При формировании часовых файлов данных программа обработки контролирует по маркам времени правильность привязки данных ко времени, обнаруживает и маркирует пропуски в данных.

Программа обработки данных, поступающих с магнитометрической станции SAMNET, запускается раз в сутки. Программа преобразует данные из формата стандарта SAMNET в вышеописанный формат. Для данных с магнитометрической станции SAMNET в базе данных зарезервированы номера каналов 16, 17 и 18. Временной интервал между записями в часовых файлах, соответствующих этим каналам, составляет не 0,1сек, а 1сек, что соответствует частоте опроса в системе сбора магнитометрической станции SAMNET.

Программа обработки данных метеонаблюдений переводит их из внутреннего формата метеостанции в текстовый формат и переносит полученные суточные файлы данных на сервер базы данных. Суточные файлы данных метеонаблюдений содержат отсчеты времени и результаты наблюдений всех метеорологических полей в физических величинах в виде колонок чисел.

Вслед за программами обработки запускаются программы преобразования данных в физические величины. Программы преобразуют данные из сформированных часовых файлов по одному или группе каналов в физические величины, проводя одновременно усреднение и децимацию данных, и сохраняют их в виде текстовых файлов в директориях сервера базы данных, к которым обеспечивается доступ через Интернет. Далее по данным, полученным на предыдущем этапе, программами визуализации строятся амплитудно-временные графики (для аэроэлектрического поля, вариаций геомагнитного поля, метеорологических параметров) и спектрально-временные диаграммы (для ULF пульсаций геомагнитного поля). Графики и спектрально-временные диаграммы сохраняются в виде gif-файлов на сервере базы данных в пространстве web-сайта базы данных. Идентификаторы файлов имеют формат YYYY_MM_DD_HH_CC.gif, где YYYY – год, MM – месяц, DD – день, HH – час, CC – канал.

Представление данных в Интернет

Представление данных в Интернет обеспечивается специализированным сервером базы данных, доступ к которому осуществляется через сервер Геофизической обсерватории "Борок". Предоставляемая для свободного доступа через Интернет часть базы данных размещается в отдельной директории на сервере базы данных. Пользователям Интернет предоставляется свободный доступ к данным наблюдений следующих геофизических параметров:

- трех компонент вариаций геомагнитного поля;
- трех компонент ULF пульсаций геомагнитного поля;
- вертикальной компоненты атмосферного электрического поля;
- метеорологических параметров.

Информация по каждому из четырех типов полей, предоставленная для свободного доступа через Интернет, размещается в отдельных поддиректориях (поддиректории Magnet, Geopuls, Electric, Weather). В отдельных файлах корневой директории и поддиректорий данных размещаются общая информация о представляемых данных (файлы index.html), описание измерительного комплекса и используемых датчиков (файлы sensors.html), руководства по пользованию базой (файлы help.html), а также формы запросов данных (файлы request.html). Графическая информация (пиктограммы, логотипы, графики данных и спектрально-временные диаграммы) хранится в директориях img корневой директории и соответствующих поддиректорий.

Обработанные данные в физических величинах размещаются в директории, закрытой для свободного доступа. В ее отдельных поддиректориях размещаются данные наблюдений по каждому типу геофизических полей. Доступ к ним осуществляется только через ftp-сервер Геофизической обсерватории «Борок». Взаимодействие пользователя с web-сайтом базы данных, размещенном на сервере базы данных, осуществляется через стандартный http-протокол. Язык сайта – английский. Вся текстовая информация представлена в файлах формата HTML. Графическая информация – в файлах gif и jpeg.

На начальной странице сайта (<http://geobrk.adm.yar.ru:1352/index.html>). На ней даны ссылки на сайты поддерживающих базу данных организаций: Российскую Академию Наук (<http://www.ras.ru>), Российский Фонд Фундаментальных Исследований

(<http://www.rfbr.ru>), Институт физики Земли (<http://www.scgis.ru>), Геофизическую обсерваторию "Борок" (<http://www.brk.adm.yar.ru>), Лабораторию Геоэлектромагнитного мониторинга (<http://www.brk.adm.yar.ru/gemm>).

С начальной страницы посетитель сайта может перейти к просмотру руководства по пользованию базой, правил пользования базой и к разделам базы данных, посвященным отдельным видам наблюдений (вариаций геомагнитного поля Земли, ULF геомагнитных пульсаций, электрического поля атмосферы, метеорологических данных). Вид страницы с картой web-сайта представлена на рис. 2. Все страницы сайта имеют меню со ссылками на подразделы текущего уровня и логотип Геофизической обсерватории «Борок», со ссылкой на начальную страницу сайта.

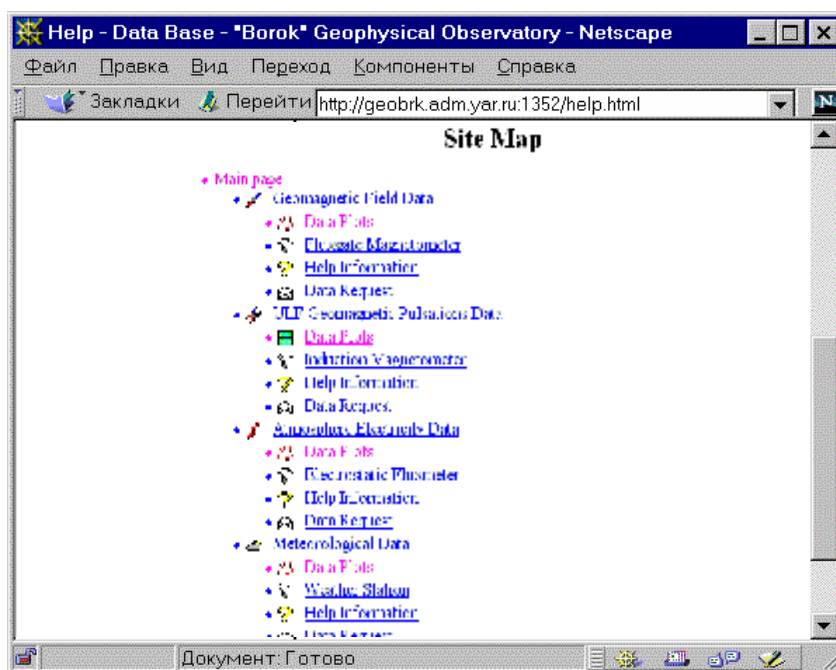


Рис.2. Страница с картой web-сайта базы данных ГО «Борок» ИФЗ РАН.

Особым образом организованы ссылки в меню на просмотр данных (View Data). Эти ссылки указывают на программу генерации файлов просмотра данных. При первом обращении к программе (без параметров), она генерирует «на лету» html-файл, отображающий изменение выбранного геофизического параметра за последние сутки. При этом используются графические файлы, сгенерированные программами сбора и обработки данных.

При последующих обращениях к программе в качестве параметров задаются год, месяц и день выборки данных подлежащих визуализации. Программа генерации файлов просмотра данных генерирует html-файлы, отображающие изменение выбранного геофизического параметра для заданной даты. При этом процесс генерации страниц просмотра данных скрыт от пользователя, который переходит от одной даты к другой привычным способом, пользуясь ссылками на сгенерированных html-страницах.

Запрос данных пользователем осуществляется путем заполнения формы. Формы для запроса различных типов данных несколько отличаются. Однако общий вид формы и алгоритм обработки запросов один для данных по любому из регистрируемых геофизических полей. Обязательными для заполнения являются поля формы Time Interval (Интервал Времени) (указываются год, месяц, день и час); First Name (Имя); Surname (Фамилия); E-mail (Адрес электронной почты). После обработки запроса пользователь

получает подтверждение о выполнении запроса. Запрошенные данные отправляются пользователю по электронной почте. Одновременно по электронной почте уведомление администратору базы данных о полученном запросе и информация о запросе вносится в специальный файл регистрации запросов на сервере базы данных. Таким образом, обеспечивается контроль запросов данных администратором базы данных и учет всех выполненных запросов.

Заключение

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН проводит наряду с классическими геомагнитными и аэроэлектрическими наблюдениями регистрацию широкого спектра различных геофизических полей (ULF пульсаций геомагнитного поля, аэроэлектрического тока, теллурических токов, метеопараметров). Комплексный характер представленных в базе данных обсерваторских наблюдений, низкий уровень антропогенных помех и регистрация наблюдаемых геофизических полей с высокой тактовой частотой позволяют использовать их для изучения тонких геофизических явлений и быстрых процессов. Внедрение современных информационных технологий в Геофизической обсерватории «Борок», создание базы данных наблюдений, предоставление доступа к данным через Интернет позволяет существенно расширить круг пользователей данных и решаемых на их основе научных и практических задач.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-07-90262).

Список литературы

1. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Анисимова Е.Б., Сычев А.Н. База данных Геофизической обсерватории «Борок», Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГН РАН», М.: ОИФЗ РАН, 2001. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-2001/anisimov.htm,
2. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Анисимова Е.Б., Бакастов С.С. Информационные технологии в системе геоэлектромагнитного мониторинга Геофизической обсерватории «Борок» РАН, Материалы Всероссийской конференции «Геофизика на рубеже веков», Москва, 71–72, 2002.
3. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М. Информационно-измерительный комплекс и база данных Геофизической обсерватории «Борок» РАН, – М.: ОИФЗ РАН, 2003. – 44с.
4. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М. Развитие информационных технологий в системе мониторинга геофизических полей Геофизической обсерватории «Борок», Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОНЗ РАН», М.:ОИФЗ РАН, 2005. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2005/inform-1.pdf
5. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Сычев А.Н. Информатизация обсерваторских геофизических наблюдений, Сборник научных трудов «Геофизические исследования», 2007 (в печати).
6. S.V.Anisimov, E.M.Dmitriev, Aeroelectrical constituent in the database of Borok Geophysical Observatory, Proc. of 12th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Versailles, France, 693–696, 2003.
7. S.V.Anisimov, E.M.Dmitriev, The telematic applications in measuring complex and Database of Borok Geophysical Observatory, Abs. of the WISTCIS Outlook Conference «Information Society Priorities: New Prospects for European CIS Countries», 12–13, 2003.

**ЛУННО-СОЛНЕЧНЫЕ ПРИЛИВЫ В ВАРИАЦИЯХ
СЕЙСМОАКУСТОЭМИССИОННЫХ ПРОЦЕССОВ: СОПОСТАВЛЕНИЕ
РЕЗУЛЬТАТОВ РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И ЛАБОРАТОРНОГО
МОДЕЛИРОВАНИЯ**

**LUNA - SOLAR TIDES IN SEISMIC AND ACOUSTIC EMISSION: COMPARISON OF
THE OPERATION OBSERVATIONS RESULTS WITH LABORATORY MODELING**

Ю.А. Кугаенко, В.А. Салтыков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН

Earth tides are a unique natural process: they act upon the whole Earth and have stable time parameters. This stability permits to use them as natural calibrator for study of geophysical fields anomalies connected with variations of medium stress state. Results of seismic noise monitoring are presented in the given report. Controlling of noise envelope component with period of O_1 tidal wave is the base of monitoring. By experimental data obtained in Kamchatka stable synchronization of the HFSN with tides before large local earthquakes was revealed. The same effects were detected in laboratory experiments during the pre-fracturing and destruction processes modeling under constant strain rate and weak vibrations. The review of published results of laboratory tidal modeling is presented. Some examples of field experiments with vibrators, when tidal effects were detected, are shown in the presentation. Phenomenological model for seismic noise synchronization with gravity potential before earthquakes is demonstrated.

Введение

Гравитационное воздействие Луны и Солнца рассматривается как природный эталон деформирующих сил, имеющий точное математическое описание, идеально прогнозируемый во времени и пространстве и действующий в глобальном масштабе. Изучение явлений, связанных с деформацией земной коры под влиянием лунно-солнечных приливов, составляет одну из фундаментальных задач геофизики. Среда подвергается их мощному детерминированному периодическому воздействию, в результате чего также периодически изменяются ее параметры (электропроводность, упругость, вязкость, флюидонасыщенность, активность сейсмической и акустической эмиссии и пр.). Вариации этих параметров отражают динамику геофизических полей в верхних слоях коры, и, следовательно, могут содержать информацию о структуре и состоянии земных недр.

В докладе представлены результаты мониторинга сейсмических шумов на Камчатке на основе контроля приливной компоненты уровня шумов с периодом волны O_1 . Перед сильными землетрясениями зафиксирована синхронизация приливных компонент сейсмических шумов с гравитационным потенциалом. Аналогичные эффекты наблюдались в ходе ряда лабораторных экспериментов при моделировании процессов разрушения и предразрушения при возрастающей нагрузке с наложением слабых вибраций. Приведены примеры лабораторного моделирования приливного воздействия и выявления приливных эффектов в контролируемых полевых экспериментах с вибрационными источниками.

Приливные эффекты в параметрах сейсмического шума

Высокочастотный сейсмический шум (ВСШ), под которым понимаются сейсмические осцилляции с амплитудой $10^{-9} \dots 10^{-12}$ м в частотном диапазоне первых десятков Гц, продолжает оставаться нетрадиционным объектом геофизических исследований, хотя идея о том, что поле сейсмических шумов несет информацию о состоянии среды, привлекает все большее внимание ученых.

В 1983 г. Л.Н. Рыкуновым с соавторами было зафиксировано научное открытие о модуляции сейсмических шумов в диапазоне 10-60 Гц естественными деформирующими процессами: собственными колебаниями Земли, земными приливами и пр. [24]. Оно имело принципиальное значение, так как обнаруженная модуляция микросейсмического излучения деформационными процессами подтверждала наличие в сейсмических шумах эндогенных составляющих, что выводило их из разряда помех и позволяло рассматривать как самостоятельное информативное явление.

С конца 80-х годов на Камчатке ведутся исследования сейсмических шумов в рамках задач, связанных с изучением возможности контроля напряженного состояния среды по изменению параметров геофизических полей. Одной из основных целей этих работ является изучение характеристик ВСШ, его подверженности внешним воздействиям и установление связи ВСШ с длиннопериодными деформационными процессами. За это время организована непрерывная регистрация ВСШ в двух пунктах на Камчатке (станции «Начики», 1992 г., и «Карымшина», 2001 г.); в 2003 г. установлена новая регистрирующая станция на о. Шикотан Малой Курильской гряды; получены данные о структуре ВСШ и факторах, оказывающих влияние на исследуемое поле [11, 23, 26-28].

Наиболее интересным и важным из этих факторов земные приливы. Длительное время вопрос модуляции ВСШ приливами оставался дискуссионным в основном из-за короткой продолжительности анализируемых рядов наблюдений. Долговременные наблюдения ВСШ на Камчатке позволили выявить статистически значимые приливные эффекты в сейсмическом шуме [11, 26]: методом Бюй-Балло [29] получены значимые отклонения в средних значениях ВСШ для различных фаз прилива и выделены периодические составляющие ВСШ с периодами основных приливных волн: O1 (T = 25.82 ч.), K1 (T = 23.93 ч.), P1 (T = 24.07 ч.), Q1 (T = 26.87 ч.), M2 (T = 12.42 ч.), S2 (T = 12.00 ч.), N2 (T = 12.66 ч.). Этим подтверждены существование эндогенной компоненты ВСШ и возможность его модуляции длиннопериодными деформационными процессами.

Основные результаты исследований связи сейсмических шумов с приливами, полученные на Камчатке:

1. Обнаружено важное свойство отклика ВСШ на приливное воздействие: эффект не является стабильным во времени [26-28]. Участки существования приливной компоненты сменяются участками ее отсутствия, меняются амплитудно-фазовые соотношения между волнами прилива и компонентами ВСШ. Этим также объясняется сложность выявления приливных гармоник при анализе данных наблюдений.

2. Выявлена синхронизация выделенной из ВСШ приливной компоненты с гравитационным приливным потенциалом (далее – синхронизация). Этот эффект наблюдался от нескольких недель до 2 месяцев перед сильными сейсмическими событиями на эпицентральной дистанции до 400 км и проявлялся как стабилизация фазового сдвига $\Delta\phi$ между приливной компонентой ВСШ и приливной волной на определенном уровне. На этих интервалах времени отклик ВСШ на приливное воздействие может рассматриваться как устойчивый процесс. Обнаруженный эффект синхронизации процессов лег в основу метода контроля напряженного состояния земной коры для прогноза сильных землетрясений по изменению характера отклика ВСШ на приливное воздействие [21]. Магнитуда ожидаемого землетрясения M связана с эпицентральной дистанцией Δ до точки наблюдения эмпирической зависимостью:

$$M \geq 4.0 + 0.008 \cdot \Delta, \quad \Delta < 400 \text{ км}$$

3. Результаты мониторинга ВСШ показывают устойчивые положительные результаты при выявлении предвестников сильных региональных землетрясений с $M \geq 6.0$: из 21 землетрясений, которые произошли в радиусе до 400 км от станций наблюдения в

1992-2006 г.г., предвестник не был выявлен только в одном случае – для землетрясения 8 марта 1999 г. $M=6,9$. Перед 14 землетрясениями с $M \geq 6,0$, которые произошли в 1994-2006 гг. в 8 случаях предвестник выявлен в режиме реального времени и прогностические заключения своевременно были направлены в соответствующие инстанции. Методика используется при комплексной оценке сейсмической опасности для Камчатки [10].

Интерес к этой проблематике сохраняется. Например, в [4] обсуждаются результаты выявления корреляции фонового уровня сейсмоакустической эмиссии с солнечной компонентой приливной деформации по результатам долговременной регистрации в глубокой скважине. В [13] показано влияние лунно-солнечных приливов на изменение открытой трещиноватости горных пород и уровень акустической эмиссии по данным площадной сейсмической группы.

Физическое обоснование выявленных эффектов

Сейсмический шум является низшим энергетическим уровнем единого сейсмического процесса и, как и землетрясения, связан с разрушением среды и образованием разрывных нарушений, но на микро- и мезоуровнях. Спонтанно возникающие отдельные акты микроразрушения, часто следуя один за другим, сливаются в непрерывный процесс, интенсивность которого зависит от общего напряженного состояния среды, пространственных и временных градиентов напряжений и раздробленности структуры. Каждое такое событие ведет к локальному сбросу напряжений, а весь процесс в целом иллюстрирует тонкую структуру релаксации горных пород и сейсмического течения горных масс на уровне отдельных актов крипа. Сейсмическая эмиссия проявляется особенно сильно в объемах среды, характеризующихся развитыми дефектами структуры и динамической неустойчивостью, вызванной геодинамическими процессами и изменениями напряженного состояния.

По существующим представлениям [17] радиус сбора микросейсмической информации станцией ВСШ на частоте 30 Гц оценивается в 8 км. Станции регистрации ВСШ «Начики» и «Карымшина» удалены от сейсмофокальной зоны более чем на 100 км. Следовательно, зафиксированный нами эффект синхронизации не относится непосредственно к очаговым зонам готовящихся сильных землетрясений, а связан с изменением состояния среды в областях, прилежащих к станции, и имеющих линейные размеры до нескольких километров.

Природа такого значительного дальнего действия при появлении предвестников на расстояниях в несколько сотен километров от очага землетрясения - вопрос дискуссионный и все еще не решенный до конца.

Одним из возможных объяснений изменения тензочувствительности ВСШ в период подготовки сильных землетрясений на большом расстоянии от их очагов может стать гипотеза, разработанная на базе кинетической теории разрушения [12] и подхода [2], в котором рассматриваются процессы развития системы микротрещин и формирования протяженных приповерхностных зон дилатансии и микротрещиноватости. В результате взаимодействия региональных и локальных тектонических сил в сейсмоактивных зонах могут возникать области высокой концентрации тектонических напряжений. Предполагается, что изменение физических и реологических свойств горных пород и аномалии геофизических полей различной природы охватывают области земной коры с линейными размерами десятки и сотни километров, не всегда совпадая с областью готовящегося очага, что было показано авторами работы [2] с помощью математического моделирования. Энергетической средой, в которой осуществляется связь очаговой и приповерхностной зон дилатансии, является единое поле напряжений, создаваемое силами в источнике готовящегося землетрясения. Эмиссионная компонента шумов может

рассматриваться как интегральный отклик на все одновременно воздействующие на регион деформации.

При математическом моделировании эффекта модуляции ВСШ приливным воздействием необходимо отдельно рассмотреть:

- приливные эффекты, обусловленные нелинейностью свойств гетерогенных сред в процессе распространения через них микросейсмического излучения [6];

- действие приливов непосредственно на активность источников сейсмической эмиссии. Совпадение частот инициирующего приливного воздействия и ведомого процесса микросейсмического излучения и установление между ними стабильного фазового соотношения может рассматриваться как захват фаз и частот внешней силой [22]. По существующим представлениям сейсмический шум (сейсмическая эмиссия) является одним из свойств активной энергонасыщенной геофизической среды, модель которой предложена М.А. Садовским [25]. В соответствии с этой моделью, литосфера рассматривается как открытая, неравновесная, нелинейная, диссипативная динамическая система взаимодействующих между собой отдельных, имеющих различную физико-химическую природу. Система открыта для энергообмена с окружающей средой. Это свойство отражает возможности перераспределять и диссипировать запасенную в ней и вновь поступающую энергию. Следовательно, обнаруженный эффект может рассматриваться как проявление эффекта синхронизации излучения, генерируемого ансамблем микротрещин в некоторой ограниченной области, контролируемой станцией ВСШ, с внешним периодическим воздействием – гравитационным потенциалом.

Можно отметить, что для лабораторных образцов прогнозирование состояния предразрушения практически решено [15]: хорошо известны не только кинетика накопления микротрещин, но и особенности их образования, в частности, триггерный эффект при слабых вибрационных воздействиях [16]. Что касается очагов землетрясений, то имеются определенные трудности, связанные со сложностью объектов и отсутствием данных об истории развития процесса разрушения.

Лабораторное моделирование приливного воздействия

Проявления приливных геодинамических процессов вызывают определенный интерес исследователей и смоделированы в контролируемых лабораторных условиях. Аналогом приливов служили слабые вибрации с малыми амплитудами, много меньше среднего уровня квазистационарного напряжения [1, 7, 8, 18, 19, 30-36]. В ходе экспериментов установлено, что вибрационные воздействия влияют и на кинетику микротрещин в гетерогенных средах, что отмечается как изменение активности акустической эмиссии под действием вибрационных полей. Результаты экспериментов целесообразно учитывать при разработке физического обоснования обнаруженного эффекта синхронизации выделенной из ВСШ приливной компоненты с гравитационным приливным потенциалом.

Ниже приведен ряд экспериментальных результатов, наиболее важных для понимания физических механизмов формирования отклика сейсмической эмиссии на приливное воздействие.

1. Установлено, что степень воздействия вибраций на нагруженные образцы горных пород [7, 8, 30, 31] зависит от величины изначально приложенного напряжения. Нагрузки, при которых удалось наблюдать АЭ при слабых вибрациях, соответствуют дилатансионной стадии деформации.

2. Показано, что энергия, затрачиваемая на генерацию единичного акустического импульса, по мере увеличения нагрузки (до разрушения образца) уменьшается примерно на три порядка [1].

3. Синхронизирующий эффект вибраций доказан в экспериментах при внешнем периодическом слабом нагружении, имитирующем приливы [18, 32, 35, 36].

4. Были обнаружены нелинейные эффекты вибрационного влияния: временная задержка эмиссионной реакции среды и последствие [7, 30]. Время задержки реакции на действие вибраций может сильно различаться для различных материалов и условий нагружения. Они малы для пластических материалов и довольно высоки для горных пород, где велика роль трещинообразования.

Как теоретические представления о возможном развитии дилатансионных зон, так и результаты лабораторного моделирования акустоэмиссионных процессов согласуются с экспериментально полученными данными об особенностях сейсмоэмиссионного отклика на приливы в интервалах времени, предшествовавших сильным землетрясениям.

Эксперименты с вибраторами

Эксперименты с вибрационными источниками можно рассматривать как промежуточный класс работ между лабораторным моделированием и исследованиями сейсмических сигналов в естественных условиях. Речь идет об использовании контролируемого источника сигнала, имеющего фиксированные характеристики и регулируемое время воздействия на естественную среду.

Колебания влияют на физико-механические свойства горных пород и способствует переходу от хрупкого разрушения к пластической деформации через релаксационные процессы, в частности, через микросейсмическое излучение. Инициирование микросейсмического излучения вибровоздействием в естественных условиях рассмотрено, например, в работах [3, 5, 20]. Эти и другие эксперименты подтвердили, что среда обладает виброчувствительностью, что проявляется в возбуждении микросейсмической активности вибросигналом.

Колебательный во времени характер макроструктуры открытой трещиноватости (интенсивности сейсмической эмиссии) под действием лунно-солнечных приливов по данным рассеянных волн был показан при применении технологии «Сейсмолокация бокового обзора – СЛБО» [14]. Метод предусматривает использование вибрационного источника.

Приливные эффекты, связанные с изменением характеристик среды в процессе распространения через нее сейсмических волн, были выявлены в экспериментах, представленных ниже.

Результаты вибрационного мониторинга, целью которого было выявление малых вариаций пространственно-временных характеристик волнового сейсмического поля и установление их связи с приливыми деформационными процессами, приведены в [9]. Регистрация сигналов проводилась на значительном расстоянии от источника (высокостабильного вибратора) – 430 и 356 км. Обнаруженные вариации параметров с периодами 12 и 24 часа свидетельствуют о периодическом изменении свойств среды (в частности, скоростей сейсмических волн) под действием геодеформационных процессов, вызванных приливами.

Амплитудно-фазовая модуляция сейсмоакустической волны под действием лунно-солнечного прилива исследована при скважинных экспериментах с применением заглубленного пьезокерамического излучателя [6]. Эффекты фазовой и амплитудной модуляции упругой волны связываются с реактивной (упругой) и диссипативной (неупругой) нелинейностью горных пород, приводящей, соответственно, к модуляции скорости (или фазы) и коэффициента затухания (или амплитуды) сейсмоакустической волны, распространяющейся в массиве горной породы, подверженной квазистатической деформации.

Заключение

Как результаты ведущихся на Камчатке долговременных наблюдений ВСШ, так и результаты лабораторных экспериментов хорошо согласуются между собой. Разрабатываемые на этой экспериментальной базе модельные представления о механизме модуляции ВСШ земными приливами является важной частью научно-методических основ мониторинга ВСШ. Они выводит используемую для прогноза методику из ряда чисто эмпирических зависимостей и повышает обоснованность прогнозирования.

Работы по экспериментальным исследованиям ВСШ на Камчатке и моделированию приливного отклика ВСШ поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (грант 07-05-00225).

Список литературы

1. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Ключкин В.Н. О структуре акустической эмиссии модельных образцов при внешнем энергвоздействии // Физика Земли. 2006. №10. с. 36-42.
2. Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е. О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. Вычислительная сейсмология. Вып.32. М.:ГЕОС. 2001. С.81-97.
3. Беляков А.С., Гамбурцев А.Г., Лавров В.С., Николаев А.В., Приваловский Н.К. Иницирующие вибровоздействия и сейсмическая эмиссия горных пород. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1996. № 2. С.68-74.
4. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Худзинский Л.Л. О синхронизации сейсмоакустической эмиссии с деформацией верхней части земной коры // ДАН. 2006. Т.406. №5. с. 687.
5. Берестнев И.А., Николаев А.В. Изучение прохождения длительных вибросигналов через геофизическую среду // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 1. С.86-89.
6. Боголюбов Б.Н., Лобанов В.Н., Назаров В.Е., Рылов В.И., Стромков А.А., Таланов В.И. Амплитудно-фазовая модуляция сейсмоакустической волны под действием лунно-солнечного прилива // Геология и геофизика. 2004. Т.45. №8. с. 1045-1049.
7. Богомоллов Л.М., Манжиков Б.Ц., Сычев В.Н., Трапезников Ю.А., Щелочков Г.Г. Виброупругость, акустопластика и акустическая эмиссия нагруженных горных пород // Геология и геофизика. 2001. Т.42. №10. С.1678-1689.
8. Богомоллов Л.М., Сычев В.Н., Ильичев П.В. Феноменологическая модель потока возбужденных эмиссионных сигналов геосреды // Физика Земли. 2006. №9. С.71-80.
9. Глинский Б.М., Ковалевский В.В., Хайретдинов М.С. Вибросейсмический мониторинг сейсмоопасных зон // Вулканология и сейсмология. 1999. №6. С. 60-64.
10. Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Предвестники камчатских землетрясений (по материалам Камчатского отделения Федерального центра прогнозирования землетрясений, 1998-2004 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2006. №4. С. 3-13.
11. Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. К вопросу о связи высокочастотного сейсмического шума с лунно-солнечными приливами // Докл. РАН. 1995. Т. 340. №3. С.386-388.
12. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел. // Вестник АН СССР. 1968. №3. С.46-52
13. Кузнецов О.Л., Чиркин И.А., Жуков А.С., Волков А.В. Влияние лунно-солнечных приливов на изменение открытой трещиноватости нефтегазовых резервуаров и прикладное значение этого эффекта // Геоинформатика. 2006. №10.
1. Кузнецов О.Л., Чиркин И.А., Курьянов А.Ю., Рогоцкий Г.В., Дыбленко В.П. Сейсмоакустика пористых и трещиноватых геологических сред. Экспериментальные исследования. М.: ВНИИгеосистем, 2004. – 362 с.
2. Куксенко В.С. Диагностика и прогнозирование разрушения крупномасштабных объектов // Физика твердого тела. 2005. Т.47. №5. С.788-792.

3. Куксенко В.С., Манжиков Б.Ц., Тилегенов К., Шатемиров Ж.К., Эмильбеков Б.Э. Триггерный эффект слабых вибраций в твердых телах // *Физика твердого тела*. 2003. Т.45. №12. С.2182-2186.
4. Лутиков А.И. Оценка эффективного радиуса влияния источников эндогенного микросейсмического шума // *Вулканология и сейсмология*. 1992. № 4. С.111-115.
5. Манжиков Б.Ц. Синхронизация акустической эмиссии при деформировании горных пород в поле низкочастотных вибраций // *Физические основы прогнозирования разрушения горных пород. Материалы 1-ой Международной школы-семинара. Красноярск, 9-15 сентября 2001. Красноярск. 2002. С.42-47.*
6. Мирзоев К.А., Виноградов С.Д., Рузибаев З. Влияние микросейсм и вибраций на акустическую эмиссию // *Физика Земли*. 1991. №12. С.69-72.
7. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности. // *Наведенная сейсмичность*. М.: Наука. 1994. С.5-15.
8. Пат. 2105332 Российская Федерация. Способ контроля напряженного состояния земной коры для прогноза сильных землетрясений / Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. № 94042027/25 Заявл. 23.11.94. Опубл. 20.02.98. Бюл. № 5.
9. Пиковский А., Розенблум М., Куртс Ю. Синхронизация. Фундаментальное нелинейное явление. М.: Техносфера, 2003. 496 с.
10. Рыкунов Л.Н., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Характерные параметры высокочастотного сейсмического шума перед сильными камчатскими землетрясениями 1996 г. // *Докл. РАН*. 1998. Том 361. №3. С.402-404.
11. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли // «Открытия в СССР в 1983 г.» . М. 1984. ВНИИПИ. С.46.
12. Садовский М.А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва. – М.: Наука, 2004. – 440 с.
13. Салтыков В.А. Особенности связи высокочастотного сейсмического шума и лунно-солнечных приливов // *Докл. РАН*. 1995. Т.341. №3. С.406-407
14. Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Вариации приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума в результате изменений напряженного состояния среды // *Вулканология и сейсмология*. 1997. №4. С.73-83.
15. Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Изучение высокочастотного сейсмического шума по данным режимных наблюдений на Камчатке // *Известия РАН. Физика Земли*. 1997. №3. С.39-47.
16. Серебrenников М.Г., Первозванский А.А. Выявление скрытых периодичностей. – М.: Наука. 1965. –244 с.
17. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука. 2003. – 270 с.
18. Трапезников Ю.А., Манжиков Б.Ц., Богомолов Л.М. Влияние слабых вибраций на деформирование горных пород при постоянной нагрузке // *Вулканология и сейсмология*. 2000. №1. С.66-71.
19. Beeler N. M. and Lockner D. A. Why earthquakes correlate weakly with the solid Earth tides: Effects of periodic stress on the rate and probability of earthquake occurrence // *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*. 2006. V.108. N B8. doi: 10.1029/2001JB001518
20. Byerlee J. Friction of rocks // *Pure App. Geophysics*. 1978. V 166. pp. 615-625.
21. Marone C. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1998. V. 26. pp. 643-696.
22. Lockner D. A. and Beeler N. M. Premonitory slip and tidal triggering of earthquakes. // *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*. 1999. V.104. N B9. doi: 10.1029/1999JB900205.
23. Ponomarev A.V., Smirnov V. B., Stroganova S. Synchronization of acoustic flow by external force in laboratory experiment // *11th International Symposium on Natural and Human Induced Hazards & 2nd Workshop on Earthquake Prediction, June 22-25, 2006, Patras, Greece. Abstract volume*. P. 94.

ЭФФЕКТЫ СВЕРХИЗЛУЧЕНИЯ И САМООРГАНИЗОВАННОЙ КРИТИЧНОСТИ В АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

SUPER-RADIATION AND SELF-ORGANIZED CRITICALITY EFFECTS IN ACOUSTIC EMISSION

В.В. Кузнецов¹, И.В. Кузнецов²

¹*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

²*Институт гидродинамики им. Лаврентьева СО РАН*

In numerous laboratory experiments on granite failure and in microtremor observations of lithosphere, including IKIR observations, the transient Acoustic Emission (AE) during microcrack opening was observed. It is well known that, under stationary loading, the AE count rate spontaneously starts to grow and keeps increasing until the critical value is reached. Then the system of microcracks reaches the equilibrium and the AE count rate is equal or less than initial one.

This phenomenon still remains unexplained, but is similar to well-known super-radiance effect in optics and is likely be a microcrack system with self-organizing criticality property.

Two problems are treated simultaneously: the wave-crack-wave interaction (wave amplification on opening crack) problem and the wave attenuation problem. The proposed system of partial differential equations is similar to Focker-Plank equations. The numerical calculations are compared with experimental results.

Введение

В многочисленных лабораторных экспериментах, а так же при полевых, натуральных наблюдениях, проводимых, в частности, и в ИКИРе, неоднократно регистрировался нестационарный характер акустической эмиссии раскрывающихся микротрещин. Суть явления состоит в том, что во время сжатия образца горной породы на прессе, или изменения тензора напряжений в литосфере, поток звуковых импульсов, образующихся в момент раскрытия трещин, резко изменяет свою интенсивность и возрастает на порядок. После этого поток так же резко уменьшается до величины, равной, или даже меньшей, чем в начале наблюдений. Это хорошо известное явление так и не получило адекватного объяснения.

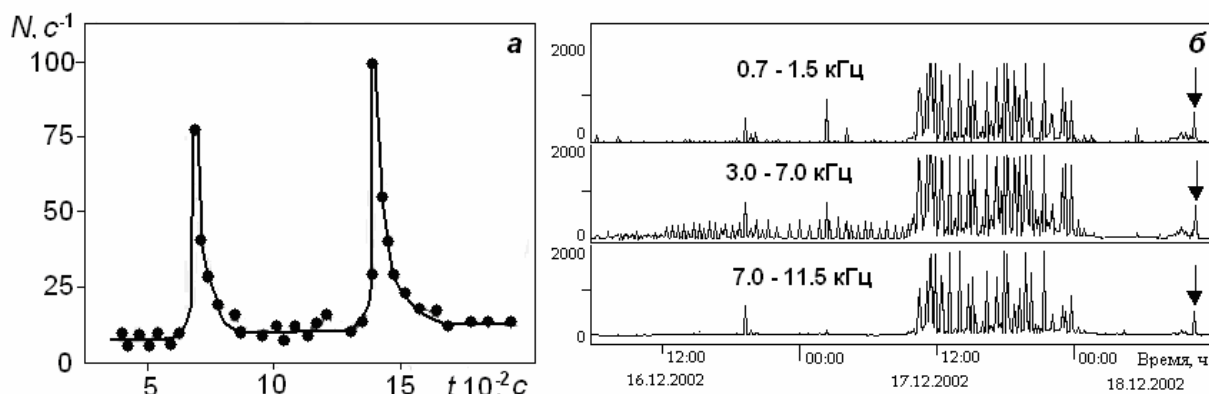


Рис.1. *а)* Скорость образования трещин в диабазе при действии на образец постоянного одноосного сжимающего напряжения [2]. *б)* Геоакустические сигналы, зарегистрированные перед землетрясением 18.12.2002 ($K = 12.1$). Время события отмечено стрелкой [6].

Результаты лабораторных экспериментов [2] (рис. 1-а) и натуральных наблюдений [6] (рис.1-б) показывают, что на фоне постоянного акустического фона (количества импульсов акустической эмиссии в единицу времени - dN/dt), излучаемого нагруженным образцом горной породы, возникает взрывоподобное нарастание (типа цепной реакции) количества раскрывающихся трещин N (акустических импульсов) в единицу времени t :

$$dN/dt = S + (f - g) N,$$

здесь S – скорость спонтанного зарождения трещин; $j = f - g$ – разность между факторами, определяющими разветвление и обрыва цепей, причем, если $j > 0$, $dN/dt \sim N$, – происходит лавинообразное нарастание количества трещин N . В некоторых случаях интенсивность звуковых волн (акустических импульсов) становится пропорциональной: $I \sim N^2$ (см. рис. 1-а). То же самое относится и к горной породе, находящейся в сейсмоактивном регионе (рис. 1-б).

Модель

Интенсивность звуковой волны I , иначе, вектор плотности потока энергии (U – вектор Умова) определяется следующим образом:

$$I = |U| = 1/T \int p v dt,$$

где p – давление на фронте волны, v – скорость её распространения.

Аналогичным образом запишем I_λ – интенсивность λ -ой звуковой волны (звукового импульса), излучаемой μ -ой трещиной:

$$I_\lambda = 1/\tau_\lambda \times \int \sigma_\lambda v_\lambda dt,$$

где σ_λ – напряжение в волне, v_λ – скорость ее распространения, τ – длительность звукового импульса.

Если раскрывается N трещин, суммарная интенсивность звуковой волны: $I = N I_\lambda$, или: $I \sim N/T$, T – время процесса. В стационарном состоянии, при неизменной нагрузке на геологическую среду, $dN/dt = S$, (S – скорость спонтанного зарождения и раскрытия трещин), величина постоянная. Трещины раскрываются из микротрещин – своеобразных «зародышей». В нашей задаче характерные размеры трещины ≈ 100 мкм, а микротрещины ≈ 1 мкм [4], концентрация микротрещин $n \gg N$.

Дилатансия

Образование N трещин в объеме V приводит к некоторому расширению образца массой m . Предположим, трещины толщиной d и длиной l раскрываются в объеме V , что приводит к уменьшению удельного веса среды $\rho_0 = m/V$: $\rho = m/(V + N d^2 l) < \rho_0$. Это явление – дилатансия D : $D = 1 - \rho/\rho_0$. Экспериментально зарегистрировать изменение величины D меньше 1 % – в лабораторном образце или в природе – маловероятно. Однако, если, к примеру, допустить возможность регистрации такой величины, то это условие позволяет оценить концентрацию трещин (размером $d = 10^{-4}$, $l = 10^{-2}$ см) N , которые при одновременном раскрытии могли бы обеспечить эффект дилатансии порядка 1 %. Концентрация трещин оказывается равной: $N \approx 10^8 \text{ см}^{-3}$, что, по-видимому, не очень реально, т.к. расстояние между трещинами должно было бы быть $\approx (N)^{1/3}$, что больше l .

Сверхизлучение

Эффект лавинообразного нарастания количества трещин N , приводящий к тому, что интенсивность акустических импульсов становится пропорциональной: $I \sim N^2$, по-видимому, идентична по физике известному в оптике, открытому Дикке в 1954 г. ещё до изобретения лазеров [12], явлению сверхизлучения. Дике предсказал, что система, состоящая из двух энергетических уровней, аналогичная лазеру, может спонтанно когерентно перейти в основное состояние за время, обратно пропорциональное числу возбужденных излучателей N : $\tau \sim N^{-1}$. Тогда полная энергия системы $I \sim N h \omega_0 / t \sim N^2$.

В нашей модели зависимость $I \sim N^2$ может быть получена следующим образом. Представим себе, что каждая из N трещин при раскрытии излучила акустическую волну, которая, при дифракции на микротрещинах, способствовала их раскрытию. На длине L акустически активной среды одновременно раскрывалось N трещин длиной l : $L = Nl$. Время раскрытия трещины определяется её длиной и скоростью раскрытия: $t_0 = l/u$, тогда, полагая: $T = t_0$, подставляя l , получаем: $T \sim 1/N$. Отсюда следует: $I \sim N/T$, или: $I \sim N^2$ – акустическое сверхизлучение. Возможно, именно это явление представлено на рис. 1.

Рассмотрим ситуацию, когда в образце породы имеется много микротрещин, а спонтанно раскрывается под нагрузкой только малая их часть. На рисунке 2 показано, что при наличии одной трещины (стрелка) длиной l в образце горной породы толщиной L время распространения акустического сигнала T складывается из времени раскрытия одной трещины t_0 и времени прохождения через образец акустической волны ($T - t_0$). Если в образце имеется несколько микротрещин (стрелки вдоль координаты x), способных раскрыться при приходе спусковой волны, то время акустического «ответа» образца оказывается равным t_0 , которое значительно меньше времени T .

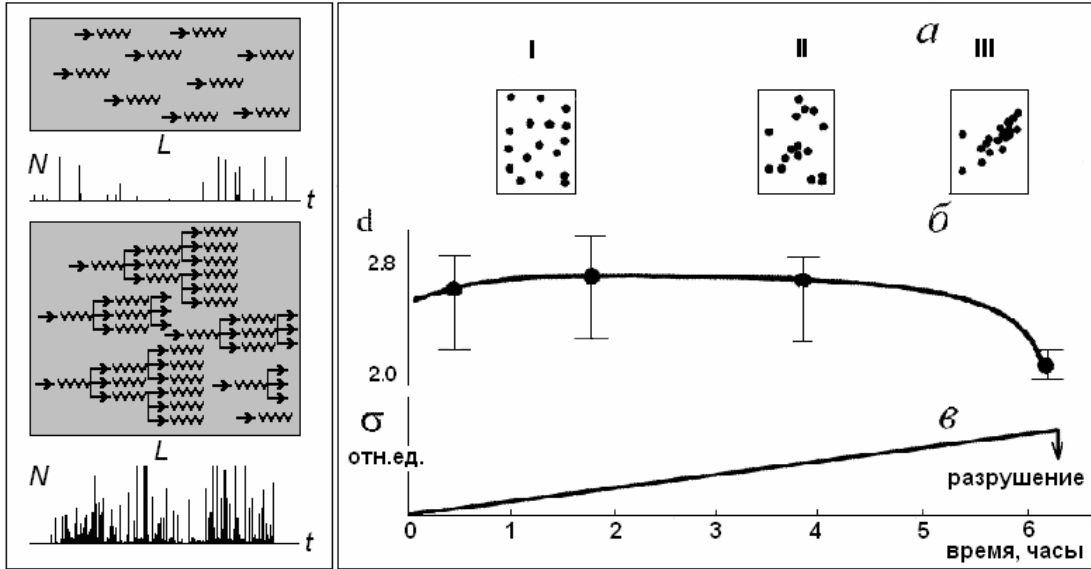


Рис.2. (слева). Акустическая эмиссия: спонтанное излучение (трещина – волна в образце) вверху, внизу - акустическое сверхизлучение. Рис.3. (справа) Очаги акустической эмиссии в образце (а), фрактальная размерность АЭ - d (б), увеличение нагрузки σ (в) [13].

Рассмотрим более подробно физику явлений, происходящих в акустически активной среде, и приводящих, в конечном счете, к эффекту сверхизлучения (в акустике). Воспользуемся известным критерием Гриффитса, согласно которому:

$$u = dl/dt = B (E/\rho)^{1/2} \times [1 - (\Delta\gamma/\Delta w)]^{1/2},$$

здесь B - константа, E - модуль Юнга, ρ - плотность среды, $\Delta\gamma$ - увеличение поверхностной энергии среды при росте трещины, Δw - энергия увеличения ее длины. Из экспериментов, скорость раскрытия трещин при литостатических нагрузках находится в пределах $10^4 - 10^5$ см/с. При размере трещины порядка 100 мкм, «частота» излучения акустической волны ~ 1 МГц, длина пробега волны в среде при такой частоте ≈ 1 см [8].

Акустическая волна оказывает влияние на раскрытие трещины. Волна, распространяясь по среде, в которой находятся микротрещины, рассеивается на одной из них и «передает» ей часть энергии $d\sigma/dt$, которая способствует ее раскрытию и дальнейшему росту [7]:

$$d\sigma/dt = 2\mu_0 u / (2\pi x)^{1/2} \times (w/v_s)^{1/2} \times \sin\theta_\lambda / 2 \times \exp[-i(\omega t + \pi/4)],$$

где μ_0 - модуль сдвига, $v_s = (\mu_0/\rho)^{1/2}$, θ_λ - угол падения волны на трещину.

Одно из необходимых условий возникновения акустической среды состоит в выполнении требования на размер трещины для её дальнейшего роста и уровнем энергии, приводящей к росту трещины. Рассмотрим трещину диаметром d в безграничном линейно-упругом напряженном теле. Обозначим σ напряжение, приводящее к раскрытию трещины. При раскрытии трещины, на единицу приращения её площади выделяется энергия $e = \sigma^2 d / E$, где E - модуль упругости. Если размер трещины d недостаточно велик, выделяющаяся энергия окажется меньше требуемой и, следовательно, трещина расти не будет. В такой ситуации добавление в систему небольшой части энергии, например, переносимой акустической волной, может привести к началу раскрытия трещины и, в дальнейшем, она будет раскрываться самостоятельно, под действием внешней нагрузки.

Акустическая волна в системе микротрещин может возникнуть при раскрытии одной из трещин. Она может запустить не одну из микротрещин, а сразу несколько. Они при этом генерируют ещё несколько акустических волн, которые так же приводят к раскрытию микротрещин и т.д. Процесс генерации волн и раскрытия трещин становится лавинообразным. Возникает акустически активная среда, величина dN/dt резко возрастает. После того, как все микротрещины будут активированы и раскроются, величина dN/dt будет уменьшаться, и может быть даже меньше, чем в начале процесса – до начала лавинного образования.

Запишем уравнение эволюции концентрации раскрывающихся трещин и возникающих при этом акустических импульсов аналогично тому, как это сделано для концентрации дефектов при разрушении металлов [1]:

$$\partial N/\partial t = \Phi(N, d\sigma/dt, \sigma, t) [dN/dt + \partial/\partial r \{D \partial N/\partial r - KN\}],$$

где $\Phi(N, d\sigma/dt, \sigma, t) = \partial \varepsilon/\partial t$ – связь деформации ε с внешним воздействием и параметрами материала, σ – напряжение, как и деформация – тензор, \mathbf{r} – пространственная координата, D – коэффициент диффузии акустического излучения ($D \approx \lambda c$, λ – длина пробега акустической волны в среде, c – скорость звука), K – параметр дрейфа, имеет смысл скорости распространения (раскрытия) трещины u .

Приведенное выше уравнение по смыслу и форме, это уравнение Фоккера-Планка, т.е. уравнение, описывающее процесс самоорганизации акустически активной среды [11].

Оценим характерное время накачки акустически активной среды t_n . Для этого привлечём кинетическую теорию прочности [9]. Положим, что это время есть ни что иное, как долговечность образца при его разрушении τ :

$$t_n = \tau = \tau^* \times \exp[(U_n - \gamma\sigma)/kT],$$

здесь τ^* – период тепловых флуктуационных колебаний атома в конденсированном теле (τ^* порядка 10^{-13} с), U_n – предел прочности среды (численно равен теплоте испарения ее вещества), $\gamma\sigma$ – работа внешних сил при разрушении, kT – тепловая энергия.

Если это время: $t < t_n$, где t_n – характерное время “накачки” (по аналогии с оптикой) образца упругой энергией, то реализуется режим сверхизлучения. Если имеет место обратное неравенство: $t > t_n$, то происходит сверхлюминесценция. В случае примерного равенства: $t \approx t_n$, генерируются волны в виде отдельных коротких импульсов. (Заметим, что практическая сейсмология «располагает» почти полным набором этих вариантов).

Обсуждение

Принципиальным моментом механизма взаимодействия между трещинами является то, насколько эффективно рассеиваются сейсмические волны на трещине и микротрещине. Приведем несколько очевидных соображений, касающихся особенностей рассеяния волны на микротрещине [3], которые будем использовать в дальнейшем.

1. Рассеянные волны образуются в результате взаимодействия между первичными волнами и неоднородностями среды – трещинами и микротрещинами.

2. Первичная Р-волна в направлении своего распространения не создает поля рассеянных S-волн дальней зоны.

3. В направлении распространения S-волны рассеянные Р-волны не излучаются.

4. Мощность, уносимая рассеянными волнами, определяется тремя основными параметрами: линейным размером объема неоднородной области X , характерным размером неоднородности a (размером трещины или микротрещины) и длиной волны сейсмической волны l .

5. Отношение первой зоны Френеля к характерному размеру неоднородности определяется волновым параметром $4X/ka^2$.

6. Рассеяние становится пренебрежимо малым, когда размер неоднородности оказывается много меньше длины волны.

7. Применимость различных методов анализа рассеяния определяется соотношением ka и kX ;

Модель Слепяна

Изложенные выше соображения базируются на континуальной теории разрушения. Развитие аналитической теории можно строить на модели Слепяна, в которой рассматриваются решетки единичных масс, каждая из которых взаимодействует с соседними массами при помощи безынерционных линейно-упругих связей единичной длины и единичной жесткости. Для антиплоской задачи о распространении трещины (mode III) используются решетки с квадратными ячейками (см. рис. 4), а в задачах растяжения и сдвига (mode I, II) используются решетки с треугольными ячейками (см. рис. 5).

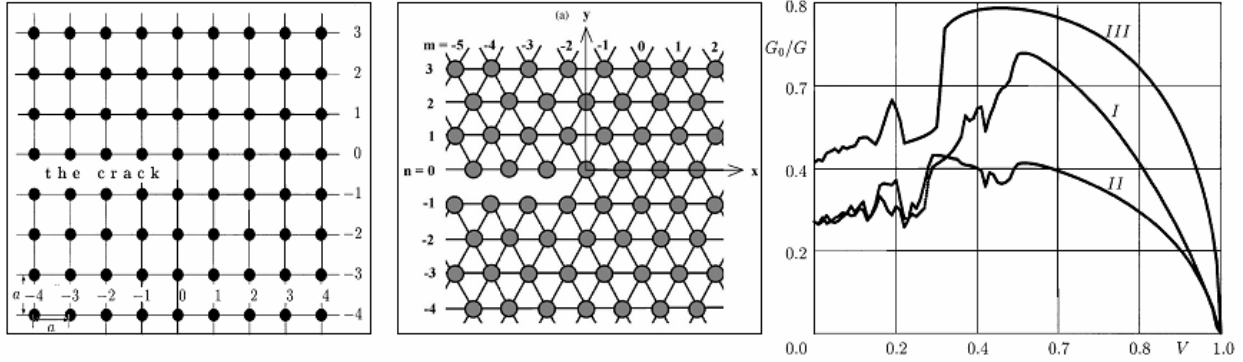


Рис.4. Решетка с квадратными ячейками. Рис. 5. Решетка с треугольными ячейками. Рис 6. Аналитическая зависимость G_0/G от V и от типа разрушения G_0/G .

Пусть V – скорость раскрытия трещины, G поток энергии к краю трещины, энергия G_0 тратится на разрушение связей, пересекаемых трещиной, энергия $G-G_0$ оттекает от края трещины при излучении осциллирующих волн - колебаний решетки (рис. 6).

Уравнение Фоккера - Планка

Стационарное решение уравнения Фоккера - Планка:

$$\partial f(q, t)/\partial t = - \partial j/\partial q, \quad j = d(\gamma q f)/dq + 1/2 Q d^2(f)/dq^2,$$

где $K = \eta q$ - коэффициент дрейфа; Q - коэффициент диффузии; η - скорость затухания волнового пакета в системе, для одномерного случая имеет вид [11]:

$$f(q) = P \exp(-2V(q)/Q),$$

где $V(q) = - \int K(q) dq$ - потенциал, P - нормировочный множитель.

Функция плотности вероятности имеет экспоненциальный вид, причем в показателе степени имеется “силовой” параметр, характеризующий потенциал, энергию и т.п. Физический смысл решения уравнения Фоккера - Планка можно представить как зависимость вероятности появления функции с определенным потенциалом от величины этого потенциала. Чем выше потенциал, тем меньше вероятность появления этого решения.

В одномерном виде решение нестационарного (зависящего от времени) уравнения Фоккера - Планка записывается следующим образом:

$$f(q, t) = (\pi a(t))^{-1/2} \exp\{-(q - b(t))^2/a(t)\},$$

где $a(t) = Q/\alpha(1 - \exp(-2\alpha t)) + a_0 \exp(-2\alpha t)$; $b(t) = b_0 \exp(-\alpha t)$. При $a \rightarrow 0$ ($a_0 = 0$), решение сводится к δ -функции. Из решения следует, что при выполнении определенных условий в диссипативной самоорганизующейся системе может возникнуть нестационарное решение, например (при соответствующей интерпретации входящих в уравнение Фоккера-Планка параметров), в виде уединенной волны. Решение (в виде волны или δ -функции), как показано в [11], при перемещении во времени и пространстве может постепенно расплываться и ослабевать, или, наоборот, усиливаться и сжиматься. Полученное решение дает объяснение внезапного усиления АЭ при неизменной нагрузке на образец горной породы.

Из решения линеаризованного уравнения Фоккера – Планка следует:

$$dq/dt = -\alpha q + \eta \Delta q + F.$$

Здесь α - внешний параметр (имеет физический смысл плотности потока).

Корреляционная функция $\langle q(x', t') q(x, t) \rangle$ для одномерного случая при $t' = t$ имеет вид

$$\langle q(x', t) q(x, t) \rangle = Q/(\alpha\eta)^{1/2} \times \exp(-(\alpha/\eta)^{1/2} |x' - x|).$$

Множитель при $|x' - x|$ в показателе экспоненты имеет размерность, обратную размерности длины. Обозначим через $l_k = (\alpha/\eta)^{-1/2}$ длину корреляции. Очевидно, что $l_k \rightarrow \infty$ при $\alpha \rightarrow 0$ и, наоборот, при увеличении плотности потока длина корреляции уменьшается.

Параметр $d = (\alpha/\eta)^{1/2} l_k$ - представляет собой размерность фрактала (кластера). В [14] d меняется от 2,8 до 2,2 (см. рисунок 3).

Как можно оценить из экспериментальных данных [13], $l_k \approx 1$ см. Плотность потока импульсов акустической эмиссии $\alpha \approx 10 - 100 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, следовательно, $\eta \approx 1-10 \text{ с}^{-1}$. На основе имеющихся экспериментальных данных параметр η , который характеризует затухание акустической волны, оценить невозможно, поэтому трудно сказать, насколько полученная выше оценка соответствует реальной величине.

Полученное решение уравнения Фоккера - Планка указывает на возможность образования фрактальной структуры излучающих трещин. Заметим, что в эксперименте [13] обнаружено явление пространственной кластеризации трещин, которые “стягивались” из всего объема образца в некоторую плоскость, расположенную под углом примерно 45° к оси нагрузки на образец.

Заключение

Самоорганизация в диссипативных (неконсервативных) многопараметрических структурах - весьма распространенный процесс. Он проявляется в степенной зависимости вероятности возникновения того или иного события от его параметра. Для таких явлений как землетрясения, вспышки на Солнце, космические лучи, этим параметром может быть энергия. Таким параметром является частота образования трещин. Когерентное сложение трещин в пространстве может привести к резкому локальному разрыву сплошности среды и возникновению ударной волны, выход которой на поверхность Земли – собственно и является землетрясением [3].

Список литературы

1. Градов О.М., Попов Е.А. Структурная устойчивость и иерархия квазистационарных состояний при разрушении // Сб. «Синергетика и усталостное разрушение металлов». – М.: Наука, 1989. С.138-152.
2. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел // Физические процессы в очагах землетрясений. – М.: Наука, 1980.
3. Кузнецов В.В. Физика земных катастрофических явлений. – Новосибирск: Наука, 1992; Ударно-волновая модель очага землетрясения // Науки о Земле. М.: Вузовская книга. 2001. С.47-62. Физика Земли. Разработка и обоснование модели горячей Земли. – М.: Наука, 2007.
4. Кузнецов В.В. Модель самоорганизации ансамбля излучающих звук трещин // ПМТФ. 2001. Т. 42, № 4. С. 184-189.
5. Кулахметова Ш. А., Сарайкин В. А., Слепян Л. И. Плоская задача о трещине в решетке // Изв. АН СССР. МТТ. 1984. № 3. С. 112-118
6. Купцов А.В. Особенности высокочастотной геоакустической эмиссии на заключительной стадии подготовки землетрясения. Кандидатская диссертация. ИКИР. 2006
7. Либовиц Г. Математическая теория хрупкого разрушения // Разрушение. Сб. науч. тр. под ред. Либовиц Г. –М.: Мир, 1975. Выпуск 2. С. 83-203.
8. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ. 1997. – 302 с.
9. Регель В.Р., Слуцкер А.И. Кинетическая теория прочности // Физика сегодня и завтра. – Л.: Наука. 1973. С. 90-175.

10. Слепьян Л. И. Динамика трещины в решетке // Докл. АН СССР. 1981. Т. 253, №3. С. 561-564.
11. Хакен Г. Синергетика. М.: Мир. 1980. – 404 с. Информация и самоорганизация. Макроскопический подход к сложным системам. – М.: URSS. 2005. – 245 с.
12. Dicke R.H. Coherence in spontaneous radiation processes // Phys. Rev. 1954. V. 93, № 1. P. 99-110.
13. Lei X., Nishizawa O., Kuzunose K., Satoh T. J. Fractal structure of the hypocenter distributions and focal mechanism solutions of acoustic emission in two granites of different grain sizes // J. Phys. Earth. 1992. V. 40. P. 617-634.
14. Slepyan L.I. Feeding and dissipative waves in fracture and phase transition I. Some 1D structures and a square-cell lattice // J. Mech. Phys. Solids. 2001. V. 49. P. 469-511.
15. Slepyan L.I. Feeding and dissipative waves in fracture and phase transition. III. Triangular-cell lattice // J. Mech. Phys. Solids. 2001. V. 49. P. 2839 – 2875.

**ИССЛЕДОВАНИЯ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕТИ МАГНИТНЫХ ОБСЕРВАТОРИЙ ИКИР ДВО РАН**

**THE INVESTIGATIONS OF THE GEOMAGNETIC VARIATIONS USING THE
MAGNETIC OBSERVATORY NETWORK OF THE IKIR FEB RAS**

В.В. Кузнецов¹, С.Ю. Хомутов²

*¹Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
²Геофизическая обсерватория "Ключи" АСФ ГС СО РАН*

The magnetic field monitoring is performed by magnetic observatory (MO) of IKIR FEB RAS: "Paratunka", "Cape Schmidt", "Magadan", "Khabarovsk" and "Yuzhno-Sakhalinsk". These observatories cover the wide region of Russian Far East and North and display the wide range of magnetic field values (see Figure). Simultaneous use and processing of the MO data allows to solve various applied and scientific problems, such as the on-line control of the local magnetospheric disturbance motion, the investigation of the long-period magnetic variations (similar to magnetic pole drift or jerks), the estimation of the potentiality of the Earth's magnetic field and its spatial-temporal variations. Practical steps towards of realization of this project are (i) the full check of the old data of these MO and the creation of the convenient data base, (ii) the installation of modern digital magnetometers and the maintenance the real-time data exchange between MO and (iii) the simulation of the spatial configuration of IKIR magnetic observatories network and its technical possibilities.

1. Введение

Любая стационарная магнитная обсерватория (МО), работающая в соответствии с принятыми международными стандартами, предоставляет уникальную информацию о вариациях магнитного поля Земли на различных временных масштабах. Но на порядок более ценные данные могут быть получены распределенной сетью МО, выполняющих измерения по согласованной программе. Примером глобальной сети является мировая сеть МО, работающая по стандартам IAGA, или сеть следующего поколения – INTERMAGNET.

Прекрасным примером эффективности измерений сетью МО может служить проект университета Кюсю (Япония) "210° Magnetic Meridian Network Project", начатый в рамках программы STEP в 1990 г. [7]. В проекте был задействован ряд российских обсерваторий, включая две МО ИКИР: "Паратунка" и "Магадан". Основной задачей проекта было исследование процессов в магнитосфере, в т.ч. разделение пространственных и временных вариаций, изучение распространения магнитосферных возмущений от высоких широт к экватору, понимание глобальных механизмов генерации солнечно-земных явлений, используя магнитные измерения (с разрешением в 1 секунду). В 1996 г. этот проект был расширен за счет включения в единую сеть ряда МО,

расположенных вдоль магнитного экватора и в некоторых других регионах. Проект известен как "The Circum-pac Pacific Magnetometer Network". Дальнейшее развитие эта сеть МО получила в проекте "MAGDAS" (2005-2008 г.г.; от России участвуют ИКИР, ИКФИА и ТОИ), в рамках которого на МО планируется выполнить обновление магнитометров, системы сбора и передачи данных. Научные задачи включают изучение быстрых процессов и динамики геокосмической плазмы во время магнитных бурь и авроральных суббурь, трехмерное моделирование глобальных токовых систем и др. [8].

Для изучения авроральных электроджетов и перемещающихся токовых систем в Фенноскандии развернута сеть IMAGE – "International Monitor for Auroral Geomagnetic Effects", включающая 29 равномерно распределенных магнитных станций, обеспечивающая измерения вариаций магнитного поля с периодичностью 10-20 с [6] и работающая совместно с другими геофизическими приборами (широкоугольными камерами, риометрами, радарными). Другие примеры - проекты MAGIC - "Magnetometer Array on the Greenland Ice Cap" (4 автоматические магнитные станции в Гренландии для изучения быстрых мелкомасштабных ионосферных явлений, поддерживаемые университетом Мичигана, США) и SAMNET – "The UK Sub-Auroral Magnetometer Network" (5 магнитных станций установлены на севере Европы, обеспечивают измерения вариаций магнитного поля с частотой 1 Гц для изучения ионосферных процессов; поддерживаются университетом в Ланкастере, Великобритания).

Важная научная и практическая задача, которая не может быть решена без использования оптимально распределенной сети МО, – это измерения параметров геомагнитного поля на пунктах векового хода (ПВХ). Программа АН СССР периодических (раз в 5 лет) измерений полного вектора напряженности магнитного поля на выделенных и зафиксированных пунктах была прекращена после 1990 г. Однако в мире эти работы ведутся очень интенсивно. Более того, возобновляются наблюдения на ПВХ в странах Восточной Европы и некоторых странах СНГ (Украина, Эстония, Литва, Латвия) [4]. И, согласно методике измерений на ПВХ, данные ближайших магнитных обсерваторий являются неотъемлемой и очень важной составляющей, используемой для корректного учета геомагнитных вариаций [2].

Существует также ряд практических задач, для решения которых необходимы результаты высокоточных наблюдений на сети МО. Одной из таких задач является точная ориентация горизонтальных скважин при бурении, в основном при нефтегазовых разработках на морском шельфе. Система ориентации бура использует данные о полном векторе магнитной напряженности (D,I,F) в районе бурения, включая оперативную информацию о геомагнитных вариациях. Примером может служить on-line передача минутных данных четырех магнитных обсерваторий Британской геологической службы (BGS) нефтяным компаниям, ведущих добычу в Северном море [5]. Необходимо отметить, что для обеспечения нефтяных компаний оперативной и достоверной геомагнитной информацией BGS была организована новая МО "Sable Island" (SBL) вблизи западного побережья Канады и возобновлена деятельность МО "Jim Carrigan" (JCO) на северном побережье Аляски.

Еще одна практическая задача, в которой используются оперативные данные сети магнитных обсерваторий – это мониторинг индуцированных токов (ИТ) в протяженных высоковольтных линиях электропередач, возникающих во время геомагнитных возмущений и которые могут приводить к сбоям функционирования подстанций [1]. Примером может служить система оперативного оповещения энергетических компаний на севере Великобритании о ненормально высоких значениях ИТ, оцениваемых по данным трех МО BGS [3].

Приведенный выше краткий обзор возможностей региональных сетей магнитных обсерваторий, объединенных единой программой наблюдений, однотипным оборудованием и оперативным доступом к данным, подтверждает высокий потенциал сети МО ИКИР, особенности которой рассматриваются в этом докладе.

2. Сеть магнитных обсерваторий ИКИР ДВО РАН

Сеть МО ИКИР включает пять обсерваторий, информация о которых представлена в табл.1. Элементы магнитного поля, вычисленные для эпохи 2005.5 по модели IGRF10 (2000) даны в табл. 2. Положение МО вместе с изолиниями D и H-составляющих магнитного поля (модель WMM 2005) показано на рис.1. Как видно по представленным данным, МО ИКИР расположены на обширной территории Дальнего Востока и Севера, перекрывая почти 30-градусную область магнитных долгот и широт. Необходимо также отметить, что к западу от сети находится Восточно-Сибирская магнитная аномалия, а с востока – сейсмически активное западное побережье Тихого океана. Обе эти особенности создают предпосылки для организации специальных наблюдательных программ и проектов.

Таблица 1. Координаты магнитных обсерваторий ИКИР

МО	Начало набл.	Код IAGA	Географические координаты, град.		Геомагнитные координаты, град. ⁽¹⁾	
			Широта (N)	Долгота (E)	Широта (N)	Долгота (E)
"Мыс Шмидта"	1967	CPS(?)	68.9	180.6	64.0	231.5
"Магадан"	1965	MGD	60.1	150.7	52.0	213.1
"Паратунка"	1968	PET	53.0	158.3	45.8	221.5
"Хабаровск"	1968	KHB	47.7	134.7	38.4	202.5
"Южно-Сахалинск"	1932	YSS	47.1	142.6	38.4	209.4

Примечание: (1) – геомагнитные координаты вычислены с помощью калькулятора на сайте МЦД по геомагнетизму в Киото, Япония "Transformation of Coordinate (Geographic <-> Geomagnetic)", <http://swdwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/gggm/>

Таблица 2. Элементы магнитного поля, вычисленные по модели IGRF10 для эпохи 2005.5

Код МО	D	I	H, нТл	X, нТл	Y, нТл	Z, нТл	F, нТл
CPS	+05°44с	77°32с	12210.5	12149.3	+1220.9	55203.0	56537.3
MGD	-11°11с	71°35с	17639.9	17305.2	-3419.8	52978.5	55838.1
PET	-06°21с	64°41с	21983.5	21848.9	-2428.9	46473.3	51410.5
KHB	-11°23с	63°14с	24365.9	23886.4	-4810.2	48290.7	54089.6
YSS	-10°17с	61°13с	24906.7	24506.3	-4448.1	45340.9	51731.4

3. Научные и прикладные задачи, решаемые сетью МО ИКИР

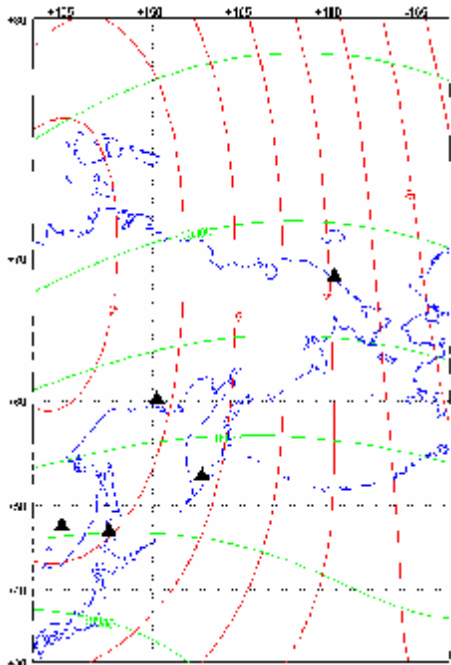


Рис.1. Расположение МО ИКИР. Изолиниями показано распределение D- и H-составляющих главного магнитного поля Земли (модель WMM 2005).

Расположение, конфигурация и продолжительность функционирования сети обсерваторий ИКИР создают приемлемые условия для решения многих научных и прикладных задач.

Длительный период функционирования МО (около 40 лет) и наличие рядов стандартизованных данных (часовой формат IAGA) дает основу для изучения медленных вариаций магнитного поля Земли, включая исследования региональных особенностей вековых вариаций главного магнитного поля и джерков. В качестве примера на рис.2 представлены среднегодовые D, H, Z для трех МО ИКИР, из которых вычтены значения поля, вычисленные по модели IGRF10, а из результирующих разностей для наглядности исключены средние уровни. Данные реальных измерений взяты в МЦД по геомагнетизму (Эдинбург). Представленные графики показывают, что (i) модельное представление главного магнитного поля и его медленных изменений в значительной степени не соответствует реальной картине в регионе и (ii) данные обсерваторий ИКИР

в общедоступных базах неполные, могут иметь ошибки и требуют тщательной ревизии.

Исследование быстрых процессов регионального масштаба в магнитосфере и ионосфере, находящих отражение в вариациях магнитного поля на поверхности, безусловно, является важнейшей задачей сети МО ИКИР. В качестве примера на рис.3 показаны квазипериодические геомагнитные возмущения в склонении по данным МО ИКИР 1 февраля 2007 г. В настоящее время происходит модернизация измерительной базы МО, результатом которой ожидается переход на проведение регулярного магнитного мониторинга в соответствии со стандартами INTERMAGNET (периодичность измерений 1 мин., чувствительность по вариациям не хуже 0.1 нТл, абсолютная точность не хуже 5 нТл). Сеть МО ИКИР также модернизируется в части систем связи и передачи информации, вследствие чего все полученные данные будут доступны в режиме on-line.

Обновление сети МО ИКИР позволит ставить вопрос и о практическом применении ее данных. Несмотря на то, что регион, в котором расположены МО ИКИР, индустриально не очень развит, он занимает обширную территорию в средних и высоких широтах. Поэтому здесь имеется протяженная сеть ЛЭП: ОАО "Дальневосточная распределительная сетевая компания" – более 50 тыс. км, ОАО Камчатскэнерго – более 1800 км, активно развивается сеть ОАО "Магаданэнерго", имеющая в качестве источников электроэнергии Колымскую ГЭС, Аркагалинскую ГРЭС и уникальную полярную Билибинскую АЭС. Эта сеть ЛЭП во время геомагнитных возмущений подвергается влиянию индуцированных токов. Минутные магнитные данные МО ИКИР могут составить базу для (i) оценки ожидаемых геомагнитных эффектов в ЛЭП в регионе и (ii) в будущем передаваться в оперативном режиме энергетическим компаниям. Определенную перспективу имеют и задачи обеспечения оперативными геомагнитными данными нефте- и газоразработок на шельфе Охотского моря, где по оценкам находится около 15% всех российских шельфовых запасов нефти и газа.

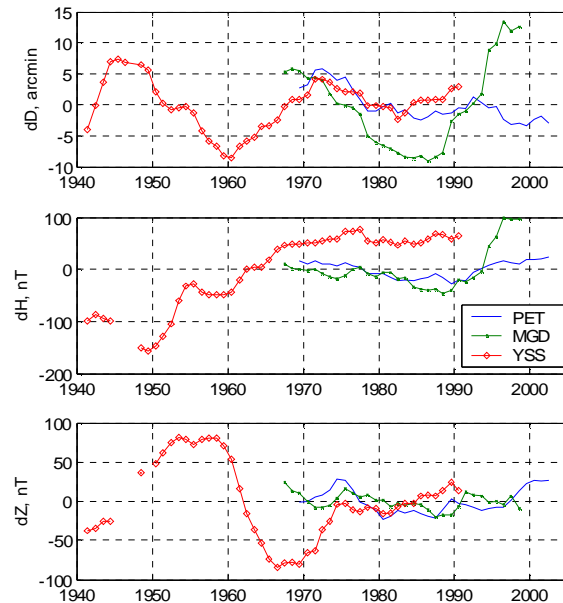


Рис.2. Отклонение медленных вариаций магнитного поля трех МО ИКИР от модели IGRF10.

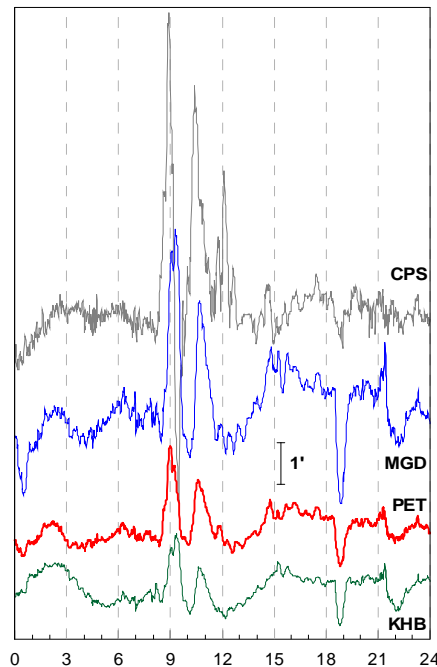


Рис.3. Вариации магнитного склонения D 1 февраля 2007 г. по данным МО ИКИР. Для наглядности $dD(CSP)$ уменьшены в 10 раз. Время UT.

Выводы

Сеть из пяти магнитных обсерваторий ИКИР ДВО РАН является важным элементом наблюдательной и экспериментальной базы ИКИР. Имеющиеся длительные ряды наблюдений составляют базу исследований медленных региональных вариаций магнитного поля. Завершение проводящейся в настоящее время на МО модернизации аппаратуры позволит получать и передавать данные в реальном времени и существенно расширить спектр изучаемых процессов, в том числе в магнитосфере и ионосфере. Сюда же можно отнести и возможность перевода аналоговых магнитограмм в цифровой вид с разрешением по времени 1 мин., что сделает их доступным для исследовательских целей. Данные, получаемые сетью МО ИКИР в режиме "on-line", могут представлять интерес и для практических задач – для нужд энергетических и нефтедобывающих компаний.

Сеть МО ИКИР является важной частью сети магнитных обсерваторий России и частью мировой сети, будучи интегрирована в нее своим участием в ряде проектов. Кроме того, МО ИКИР включены в комплекс других геофизических наблюдений (ионосферных, сейсмологических, за электрическим полем и др.).

Однако имеется целый ряд проблем, которые необходимо решать. Среди них – тщательная ревизия уже имеющихся данных и приведение их к общепринятому стандарту, перевод цифровых магнитных измерений к стандартам сети INTERMAGNET, обновление инфраструктуры обсерваторий (прежде всего – капитальный ремонт магнитных павильонов или строительство новых), проведение смены поколений магнитологов.

Список литературы

1. Водяников В.В., Гордиенко Г.И., Нечаев С.А., Соколова О.И., Хомутов С.Ю., Яковец А.Ф. Изучение наведенных токов по данным вариаций магнитного поля Земли // *Геомагнетизм и аэрономия*. 2006. Т.46, №6. С.853-858.
2. Ладынин А.В., Павлов А.Ф., Попова А.А., Семаков Н.Н., Хомутов С.Ю. Методика изучения вековых вариаций геомагнитного поля по измерениям на обсерваториях и пунктах векового хода с использованием феррозондовых теодолитов // *Геол. и геофизика*. 2006. Т.47, №6. С.800-811.
3. Beamish D., Clark T.D.G., Clarke E., Thomson A.W.P. Geomagnetically induced currents in the UK: geomagnetic variations and surface electric fields // *J. Atmos. and Solar-Terr. Physics*. – 2002. Vol.64. P.1779– 1792.
4. European geomagnetic station network. Workshop on European Geomagnetic Repeat stations Adolf Schmidt Observatory for Geomagnetism, Niemegek, Germany on February 20-21, 2003. – 2003.
5. Reay S.J., Allen W., Baillie O., Bowe J., Clarke E., Lesur V., Macmillan S. Space weather effects on drilling accuracy in the North Sea // *Ann. Geophys.* 2005. Vol.23. P.3081-3088.
6. Viljanen A., Kauristie K., Pajunpää K. On induction effects at EISCAT and IMAGE magnetometer stations // *Geophys. J. Int.* 1995. V.121. P.893-906.
7. Yumoto K. et al. The STEP 210° magnetic meridian network project // *J. Geomag. Geoelectr.* 1996. V.48. P.1297-1309
8. Yumoto, K. et al. MAGDAS project and its application for space weather. In *Solar Influence on the Heliosphere and Earth's Environment: Recent Progress and Prospects*, Edited by N. Gopalswamy and A. Bhattacharyya, ISBN-81-87099-40-2, 2006. P. 399-405.

**ВЛИЯНИЕ КОСМИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ И ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА КЛИМАТ И ЭВОЛЮЦИЮ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ**
**COSMIC RAYS AND SECULAR VARIATIONS OF THE GEOMAGNETIC FIELD
EFFECT ON THE EARTH CLIMATE AND LIFE EVOLUTION.**

В.В. Кузнецов, Н.Д. Кузнецова

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Global ecocatastrophe appearing as climate shift and genetic damages of biota is discussed to arise in the foreseeable future. This ecocatastrophe arises from the transition of polarity (reversal or excursion) which the geomagnetic field (GMF) can reveal and there is a likelihood that the field might now be in the early stages of reversal. Losing the geomagnetic shielding from hard energetic cosmic rays implies increases of the radiation level, climate shifts and their evolutionary effects are marked by genetic mutations revealed to coincide with reversals and excursions. The fact evident from the theory of the hot Earth that the Earth was expanding during excursions of Brunhes chron and it was compressing in between implies volcanism impact. The likelihood that the field might now be in the early stages of reversal meets with support from both the fact of the modern GMF module secular decreasing and the modern acceleration of drift of the North magnetic pole which since 1860 is coursing just like during past reversals and excursions of GMF. Paleomagnetic, paleoclimatic, paleontological and archaeological data are considered from the idea suggested above. A model coordinating secular variations of GMF, changes in intensity of cosmic rays, volcanism, climate and life evolution and is proposed. Its consequences are applied to nowadays.

Введение

Роль космического излучения в формировании климата обсуждается: авторы многих работ показывают, что увеличение интенсивности потока галактических космических лучей (ГКЛ), периодически наблюдаемое в наше время, приводит к увеличению облачности, образующейся на высоте 3 – 5 км, что, в свою очередь, вызывает некоторое похолодание поверхности Земли. Это явление хорошо изучено, разработана правдоподобная модель похолодания, как результат воздействия ГКЛ на нижнюю атмосферу. Известны попытки использования этой модели и при интерпретации данных палеоклимата. Суть их базируется на сопоставлении временных вариаций температуры поверхности Земли и интенсивности ГКЛ, связанной с изменениями ГМП.

Изменения ГМП и обусловленная этими изменениями вариация интенсивности ГКЛ оказывают влияние не только на климат, но и на жизнь на Земле. Жизнь на Земле могла бы быть совершенно иной, если бы отсутствовало геомагнитное поле, т.е. отсутствовало его влияние, экранирующее Землю от радиации космоса. В моменты инверсий и экскурсов, когда напряженность геомагнитного поля близка к нулю, отклоняющее влияние его на космические лучи в течение периода этих вариаций, - существенно меньше. Приводятся данные, что увеличение потока космических лучей приводит к росту уровня мутаций.

Палеоклимат

В течение последних 400 тыс. лет на Земле произошли четыре глобальных похолодания с периодичностью, примерно, в 100 тыс. лет. Последнее похолодание (ледниковый период) сменилось резким потеплением около 12 тыс. лет тому назад, что привело к быстрому таянию льда и увеличению уровня океана на 50 - 100 м. Это событие, возможно, было отражено в истории как «Библейский Великий Потоп», Оно совпадает по времени с экскурсом Гетеборг. Резкое и сильное потепление, случившееся, примерно 115 – 130 тыс. лет тому назад, так же совпадает по времени с экскурсом Блейк. Двум другим резким потеплениям, произошедшим в течение последних 400 тыс. лет, так же предшествовали экскурсы Ямайка и Бива II (рис. 1, верхняя панель). Общность этих событий такова, что после резкого потепления всегда наступало похолодание. Кроме

обсуждаемых нами четырех интенсивных потеплений, можно отметить и другие, не такие резкие и сильные. Но и они, как правило, совпадают по времени с экскурсами геомагнитного поля Лашамп, Моно Лайк, и др.

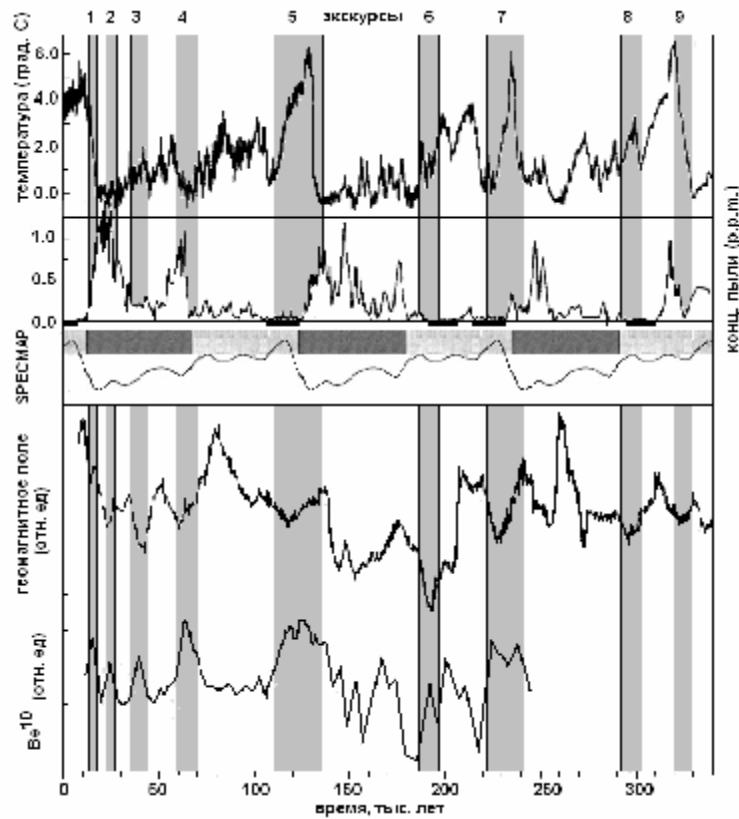


Рис.1. Изменение температуры поверхности Земли (верхняя панель) и относительной концентрации пыли во льду (вторая панель). Третья панель - SPECMAP- океаническая изотопная кислородная кривая. Четвертая панель - интенсивность геомагнитного поля. Пятая панель – концентрация изотопа Be^{10} в осадках. Вертикальные полосы – понижение геомагнитного поля в периоды экскурсов (слева направо): Gothenburg (1); Mono Lake (2); Laschamp (3); Kargopolovo (Event Gaotai, 4); Blake (5); Biwa – I (6); Jamaica (7); Biwa – II (9). Понижение поля 300 тыс. лет (8) с экскурсом не идентифицировано.

При анализе кернов льда, полученных при бурении ледника Антарктиды в районе станции Восток, было обнаружено, что резкое уменьшение концентрации пылевых частиц во льду совпадало по времени и с потеплениями, и с экскурсами. На рис. 1 (вторая панель) черными полосками под кривой временного изменения содержания пыли в слоях льда выделены периоды времени, предшествующие началу появления пыли, что, по-видимому, связано с началом активного вулканизма, и тогда пыль, вмороженная в лед, это осевший стратосферный аэрозоль (СА), образующихся в результате взрывных извержений вулканов. Продолжительность выделенных интервалов времени составляет около 10 тыс. лет. Как видно из рисунка 1 (вторая панель), в течение последних, примерно 10 тыс. лет, в стратосфере Земли пыли практически нет, тогда как, в течение предшествующих 60 тыс. лет, концентрация пыли во льду достигала одного и более р.р.м. (10^{-6}).

На третьей панели рис. 1, для сравнения, приведена океаническая изотопная кислородная кривая SPECMAP. Эта кривая неплохо описывает ход температуры в течение 135 тыс. лет, но совершенно не соответствует третьему и т.д. 100 тыс. летнему циклу. Кривая SPECMAP, по смыслу, должна была продемонстрировать справедливость астрономической гипотезы климата Миланковича, хотя, как следует из рис. 1, очевидно её несоответствие данным по температуре поверхности Земли. Теория Миланковича разработана для чистой атмосферы. По-видимому, она оказывается недействующей в периоды, когда в стратосфере присутствовала пыль.

Рис. 1 показывает одновременность потеплений и резких уменьшений концентрации пыли во льду с экскурсами геомагнитного поля (темные полосы на рис. 1), сопровождающихся уменьшением магнитного момента и возрастаниями концентрации изотопа Be-10, как маркера интенсивности галактических космических лучей, достигнувших атмосферы Земли в периоды экскурсов.

Вулканизм как причина похолодания

Роль стратосферных аэрозолей вулканического происхождения (вулканической пыли) в изменении климата, в частности – похолодании известна и хорошо изучена. Это явление получило название «вулканическая зима». В ряде работ оценена концентрация пыли в стратосфере после сильных эксплозивных извержений современных вулканов, измерена величина понижения температуры поверхности Земли. Одно из самых сильных вулканических извержений, произошедших на Земле, это извержение вулкана Тоба (VEI = 8), которое произошло 74 тыс. лет тому назад (VEI - Volcanic Explosivity Index, индекс взрывного вулканизма, его максимальное значение равно 8). При этом в стратосферу было выброшено, по разным оценкам, от 500 до 5000 млн. тонн аэрозолей (см. рис. 2). Судя по рис 1, концентрация пыли, вмороженной в лед, достигала в этот период времени 1 р.р.м. После этого извержения наличие пыли в стратосфере отмечалось практически непрерывно в течение 60 тыс. лет, возрастая после очередного сильного извержения и уменьшаясь в промежутках между ними (см. рис. 1).

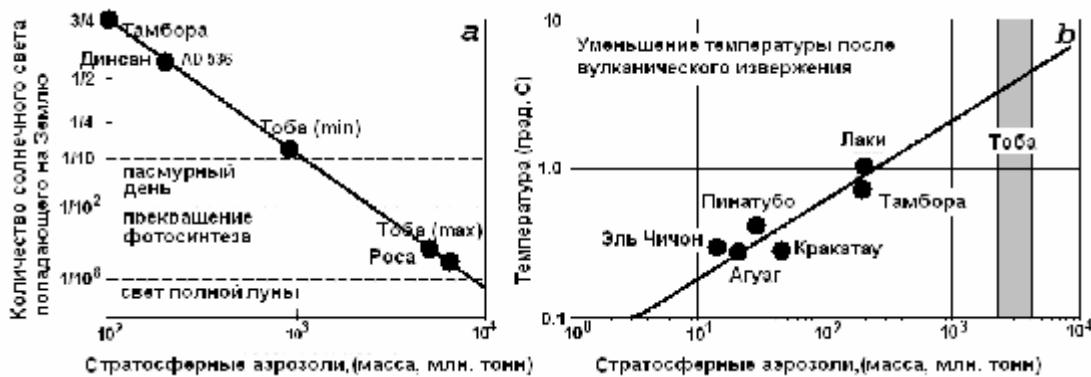


Рис.2. Связь между интенсивностью вулканизма, объемом вулканической пыли в стратосфере и понижением температуры.

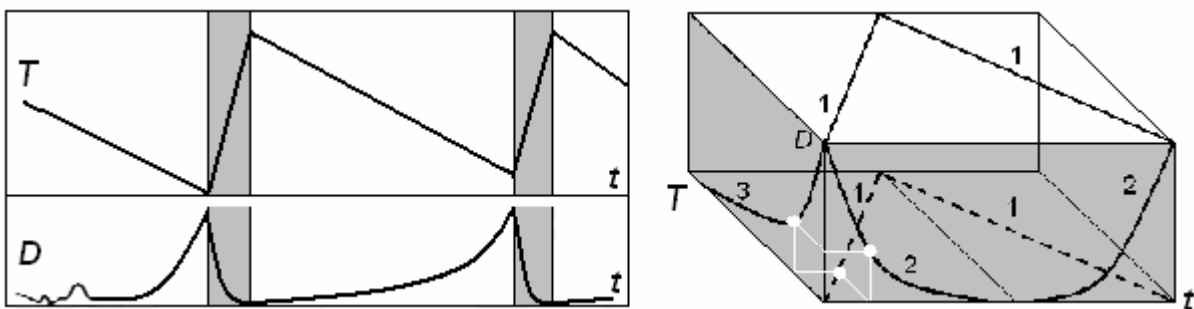


Рис.3. Вариации палео температуры Земли T и палео концентрации пыли в стратосфере D . Модель, связывающая $T(t)$, $D(t)$ и $T(D)$.

Рассмотрим модель, в которой температура Земли T однозначно связывается с концентрацией пыли D . Для этого на рис. 3 (слева) изобразим эти графики, используя данные рис. 1. Предположим, что T подчиняется самой простой и очевидной связи: $T \sim 1/D$. График этой зависимости (3 на рис. 3) отображен на боковой поверхности прямоугольной фигуры – плоскости TOD . На плоскости TOt (1 на рис. 3) показано пилообразное изменение T от t , а на плоскости $D0t$ - показана зависимость концентрации пыли от времени – $D0t$. Белые точки показывают соответствие величин T и D при

заданном времени t . Обратим внимание на то, что величина D после уменьшения, вызвавшего рост T , уже стала возрастать, в то время как T ещё продолжает увеличиваться.

Существует ли связь между вулканизмом и экскурсами ГМП?

Известно, что интенсивность вулканизма на Земле неравномерна во времени. На рис. 4 (верхняя панель) показаны периоды усиления вулканической деятельности Земли за последние 500 тыс. лет (серые полосы), ниже, черные полосы соответствуют экскурсам ГМП. На нижней панели – интенсивность вулканизма для трех регионов и шкала экскурсов.

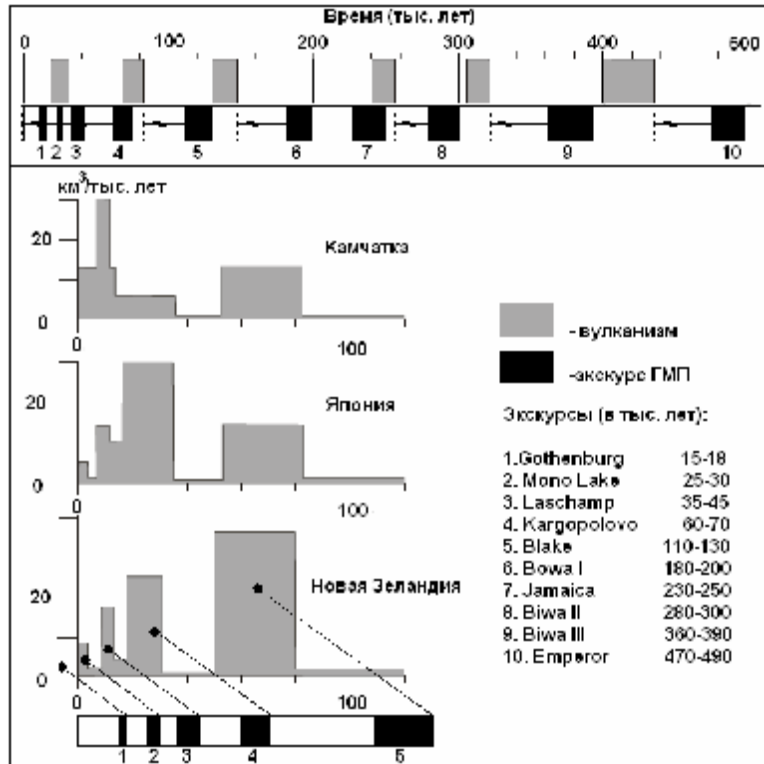


Рис.4. Связь между интенсивностью вулканизма и экскурсами ГМП.

Рис. 4 показывает, что повышенная интенсивность вулканизма следует за экскурсом с задержкой во времени, равной, примерно, 30 тыс. лет. Оценим характерное время вязкоупругой релаксации вещества мантии на воздействие геодинимического импульса вызванного кратковременным циклом расширения Земли: $t = \mu/G$, где μ – «вязкость» среды, а G – модуль упругости. По различным оценкам, μ варьирует в диапазоне $10^{21} - 10^{22}$ Па с, модуль упругости изменяется в интервале: $G \approx 10^9 - 10^{10}$ Па. Отсюда характерное время: $t \approx 10^{12}$ с = 30 000 лет, что неплохо совпадает с характерной задержкой начала усиления вулканизма после экскурса, или, как следует из модели горячей Земли, - импульса её расширения и последующего сжатия.

Связь этапов эволюции человека с экскурсами и инверсиями ГМП

По данным ряда авторов интенсивные протонные события приводят к значительному, до нескольких порядков, повышению уровню радиации, в результате чего радикальным образом меняются свойства живых объектов за счет инициирования в них процессов реорганизации генетического материала, что может иметь отношение к механизмам эволюции. Приведенная ниже таблица показывает хорошее совпадение по времени между событиями в эволюции человека и периодами смены полярности ГМП, когда на Земле резко возрастал радиационный фон.

ЭВОЛЮЦИЯ ЧЕЛОВЕКА		ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ШКАЛА	
Дата, млн. л.	Событие	Дата, млн. лет	Инверсии и экскурсы
0.030	Исчезновение Неандертальцев	0.025-0.030	Моно Лэйк (экс.)
0.050	Мутация гена FOXP2	0.035-0.045	Лашамп (экс.)
0.06	Разделение предковой популяции человека на три группы, давшие начало трем расам: африканской, монголоидной и европиоидной	0.06-0.07	Каргаполово (экс.)
0.1	Возникновение современного человека по данным У-хромосомы	0.11-0.13	Блэйк (экс.)
0.23	Возникновение современного человека по данным мтДНК	0.23 - 0.25	Ямайка (экс.)
0.5	Разделение линий Неандертальца ведущей к современному человеку	0.47 - 0.55	Имперор (экс.) Биг Лост(экс.)
0.78	Возникновение гена бета-глобина	0.8	Матуйама-Брюнес инверсия
2.1-2.2	Появление первого представителя линии Номо, <i>Homo erectus</i>	2.11- 2.27	Рейнион (экс.)
2.4 -2.8	Мутации, обеспечившие появление вида Номо	2.5	Гаусс-Матуйама инверсия
3.5	Разделение линии гоминид на грацильную и массивную	3.5	Гильберт-Гаусс инверсия
~ 5	Разделение линий шимпанзе и ведущей к человеку	5.3	Эпоха 5-Гильберт инверсия
7.2	Разделение линий гориллы и ведущей к человеку	7.3	инверсия

Началась ли инверсия (экскурс) геомагнитного поля?



Рис.5. Слева – склонение и наклонение, измеренное в обсерваториях Лондона и Бостона. Справа – траектории дрейфа магнитных полюсов (МП) в периоды инверсий. 1 – 4 глобальные магнитные аномалии. Стрелки – прогноз современного дрейфа МП.

На рис. 5 (слева) показано изменение наклонения и склонения магнитного полюса, измеренное в Лондоне, где измерения были начаты в 1540, и Бостоне. Этот рисунок показывает, как дрейфовал северный магнитный полюс (СМП) и дважды изменял направление дрейфа: в 1580 и 1860 г. В эти годы скорость дрейфа была, естественно, нулевой. Максимальной скорости дрейфа СМП достигал в 1700 и 2000 г. После 2000 г., казалось бы, скорость дрейфа должна была бы начать уменьшаться, если следовать логике рисунка, таким образом, чтобы замкнуть цикл в 2140 году. Однако скорость дрейфа СМП не стала уменьшаться, а, наоборот, ещё больше выросла. Этот факт может означать, что цикл не замкнется, а СМП устремится в направлении, указанном стрелкой на правом рисунке. Это может означать, что на Земле началась инверсия ГМП, или, возможно, экскурс. Темные полосы на правом рисунке показывают направления дрейфа магнитных полюсов в моменты инверсий. Т.о. в настоящее время нет четкого представления о характере дрейфа СМП в ближайшем будущем, и не исключено, что начнется (или уже

началась в 1860 г) инверсия-экскурс со всеми вытекающими последствиями: возрастанием радиационного фона, похолоданием и пр.

Модель

Связь вековых вариаций ГМП, изменений интенсивности потока космических лучей, вулканизм с климатом и эволюцией жизни является следствием модели «горячей» Земли. Суть модели горячей Земли базируется на одном, единственном постулате: Земля, планеты и их спутники образовались в едином процессе рождения звезды – Солнца. При этом температура звезды, планеты или спутника определяется величиной его массы. Все остальные особенности той или иной планеты являются следствием её начальной температуры. Планета изначально «горячая» и охлаждается в ходе собственной эволюции.

Начнется ли похолодание?

И, наконец, что же происходит в настоящее время на Земле: нагревается она или остывает? По данным американских спутников “Tropical Rainfall Measuring Mission” и “Earth Observing System Terra” предназначенных для изучения баланса поглощаемой и излучаемой Землей энергии, показано, что за период 1985-2000 гг. тепловое излучение Земли возросло более чем на 5 Вт/м^2 , в то время как количество отраженной энергии солнечной радиации упало на 2 Вт/м^2 . (Поток солнечной энергии, падающий на Землю составляет 1360 Вт/м^2). Эти данные показывают, что Земля скорее охлаждается, чем нагревается. Авторы полагают, что причина дисбаланса потоков тепла состоит в усилении циркуляции в тропической атмосфере, и приходят к выводу о том, что с полной уверенностью обозначить механизм климатических перемен ещё невозможно.

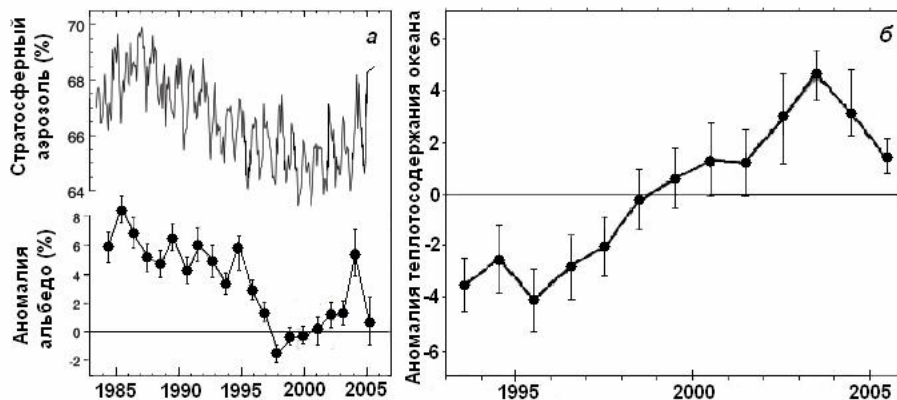


Рис.6. Вариации концентрации стратосферного аэрозоля, альbedo Земли (а) [Eos, V.87, N 4, 2006] и аномалии теплосодержания океана (б).

Этот результат был подкреплён исследованиями, проведенными в течение последних пяти лет (рис. 6). Выяснилось, что Земля все интенсивнее отражает солнечные лучи. Каким образом происходит непрерывное потепление, если количество солнечного излучения, достигающего поверхности Земли, сокращается? Обратимся к рисунку 3, где видно, что концентрация пыли D уже достигла минимума и стала увеличиваться (альbedo возрастает), а температура T продолжала расти. Не происходит ли подобная ситуация в настоящее время? Если это так, то **Землю ожидает начало резкого похолодания**.

Работа выполнялась при поддержке гранта Президиума РАН № 16. Часть 3. Проект 19.2 и гранта ДВО РАН по разделу P1.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ
НА КАМЧАТСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «ПАРАТУНКА» И В РАЙОНЕ
МУТНОВСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СТАНЦИИ**

**RESULTS ON RESEARCH OF THE ATMOSPHERIC ELECTRIC FIELD AT THE
KAMCHATKA OBSERVATORY "PARATUNKA" AND IN THE REGION OF THE
ACTIVE MUTNOV POWER PLANT**

Н.В. Чернева, И.Ю. Бабаханов, В.В. Кузнецов

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Ten-year (from 1997 to 2006) results on research of the Atmospheric Electric Field (AEF) intensity E_z in the bottom layer at Kamchatka observatory "Paratunka" are presented. Examined in Fair-Weather Conditions (FWC) AEF records revealed strong evening-morning asymmetry of E_z diurnal variations whose magnitude and features were season dependent. It is equinox to have its greatest impact after unitary variation on the sunrise superposition induced by observatory location. In FWC a sharp drop of AEF intensity is obtained to coincide with Forbush decrease of galactic cosmic rays. Like at other world observatories the average annual magnitude of E_z measured at the Paratunka observatory is obtained to reduce steadily. The results on experiments of the effect of a steam jet out of a deep geothermal well on the AEF are presented.

Введение

Атмосферное электрическое поле изучается в различных обсерваториях мира в течение многих лет, но единой теории АЭП нет до сего времени. Важнейшее значение в исследованиях АЭП имеет постоянный мониторинг его на обсерваториях. Обсерватория «Паратунка» на Камчатке работает сравнительно недавно, но, тем не менее, здесь получены данные, имеющие своеобразную специфику. Во-первых, это географическое положение обсерватории, состоящее в том, что время утреннего терминатора (граница ночь-день) приходится примерно на время унитарной вариации. Во-вторых, в непосредственной близости от обсерватории проходят циклоны, оказывающие огромное влияние на АЭП [2] и зарождающиеся в Тихом океане и, наконец, в третьем, – недалеко от обсерватории расположено Мутновское месторождение термальных вод, выброс которых при открытии скважины так же приводит к изменениям АЭП [1]. Полученные в результате мониторинга и специальных экспериментов данные интерпретируются в контексте новой модели АЭП.

Новая модель АЭП

В основу новой модели, разрабатываемой одним из авторов (В.В.К.), положены два предположения: 1) ионизация атмосферы галактическими космическими лучами и 2) разделение зарядов в атмосфере хорошей погоды за счет различия размера положительных и отрицательных микрокапель по механизму, предложенному Френкелем для грозового облака. Согласно модели, наличие положительных частиц в свободной атмосфере должно приводить к увеличению АЭП в точке измерения, отрицательных – к его уменьшению.

Форбуш понижение АЭП

Первому исследованию за длительный временной период этого явления посвящена работа венгерской обсерватории Nagycenk [4], в которой в течение 1962-1994 г.г. регистрировалось поведение АЭП в моменты Форбуш понижений (ФП) галактических космических лучей (ГКЛ). Оказалось, что в моменты сильных Форбуш понижений, электрическое поле уменьшалось на ~ 5-10 %, а затем восстанавливалось до прежнего уровня в течение 5 – 10 дней. Полученные в Венгрии результаты отличались от всех предшествующих, согласно которым, как это и следует из общепринятой грозовой модели АЭП, в такие моменты АЭП должно было бы возрасти. Автор этой работы приходит к

выводу, что в рамках существующих представлений о глобальном атмосферном электрическом контуре, объяснить поведение E_z не удастся: «маловероятно, что изменения проводимости и потока солнечных частиц одни могут объяснить глобальные изменения электрического поля». Кроме этого, автор приходит к выводу: «электрическое поле может одновременно находиться под влиянием других факторов, которые более эффективны в другом месте в атмосфере, и действуют посредством изменения параметров контура. Таким образом, реакция АЭП к солнечно-земным событиям не всегда однозначна».

Совместный анализ данных по ФП ГКЛ и данных по мониторингу АЭП на Камчатке позволил выявить достаточно большое количество событий ФП в АЭП, одно из которых представлено на рис. 1. В отличие от данных предшествующей работы, на Камчатке время понижения АЭП и ГКЛ совпадают очень точно, а восстановление АЭП происходит быстрее, чем восстановление ГКЛ. Обнаружена четкая зависимость: если ГКЛ понижаются на 1 %, то понижение величины АЭП примерно в 10 раз выше (10 %).

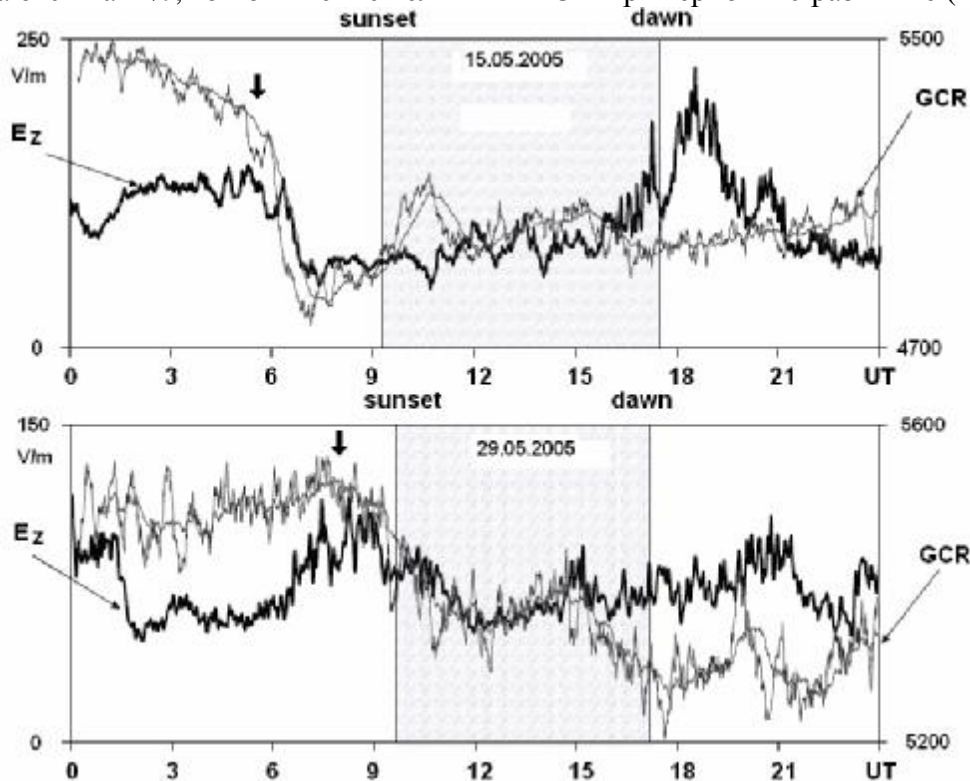


Рис.1. Изменение атмосферного электрического поля E в момент Форбуш понижения и восстановления величины E в последующие дни.

Обсудим полученный результат по ФП АЭП в контексте новой модели. Суть модели состоит в том, что в атмосфере «хорошей погоды» происходят одновременно два процесса: Один из них – это образование электрического заряда за счет ионизации атмосферы ГКЛ. Второй процесс, – это конденсация паров воды в атмосфере и образование микрокапель. Конденсация паров связана с температурой поверхности Земли, и чем она выше, тем меньше образуется капель, хуже разделение зарядов и меньше величина АЭП. В такой ситуации, если процесс конденсации и разделения зарядов происходит очень быстро, то и ФП в АЭП должно практически повторять ФП ГКЛ, что и наблюдается в большинстве из рассмотренных нами примеров [3].

Вечерне-утренняя асимметрия АЭП

Особенность расположения Камчатки состоит в том, что УТ-вариация АЭП приходится на время утреннего терминатора. Для того чтобы выявить и разделить эти эффекты, были выбраны (в течение 1998–2006) спокойные дни, когда отсутствовали резкие колебания градиента поля. Общее число выбранных дней - 203 дня, в том числе:

суммарное число за март 48, за апрель - 46, за май - 35, в июне было 42 спокойных дня, а в июле - 32. Точкой отсчета для статистической обработки было выбрано время восхода Солнца (по данным Камчатского Гидрометцентра). На рис. 2 одно деление по вертикальной оси равно 10%. Все данные нормированы на максимальное значение, т.е. приведены к 100% с тем, чтобы можно было просчитать % вклад после момента восхода. Все графики приведены к единому формату и могут быть сопоставимы. При изучении данных АЭП Камчатки оказалось, что вклад эффекта восхода в E_z в марте равен 40%, в апреле – 20%, в мае – 15%, в июне и июле мы видим понижение поля, а затем незначительное повышение в 10 и 5% соответственно. В марте виден один явно выраженный максимум, начиная с апреля – появляется второй максимум, он сохраняется с апреля по июль. Рис. 2 показывает, что если на Камчатке и можно выделить УТ-вариацию АЭП, то эффект восхода, в любом случае, значительно сильнее, чем УТ-эффект.

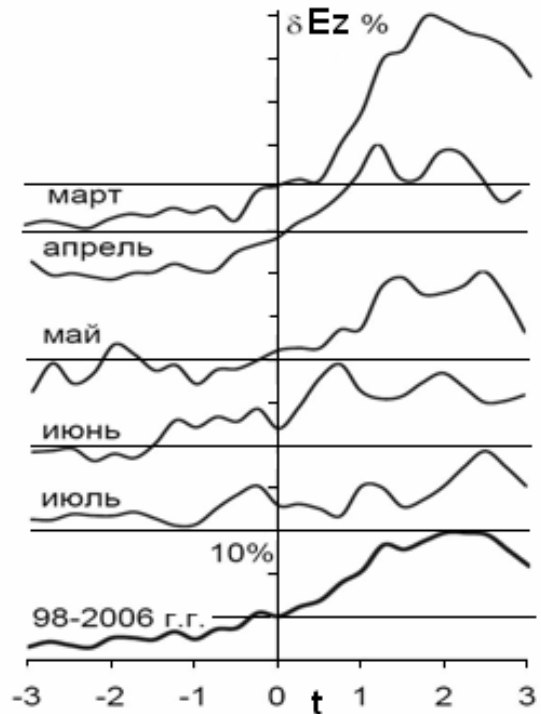


Рис.2. Эффект восхода Солнца ($t = 0$, в часах) в АЭП на обсерватории Паратунка.

Вековое уменьшение величины АЭП

По наблюдениям АЭП, проведенным в Венгрии, Шотландии и других странах [5], было обнаружено, что АЭП, в период с 1920 по настоящее время, регулярно понижалось (рис. 3). Авторы пытаются связать уменьшение величины АЭП с якобы наблюдаемым уменьшением интенсивности ГКЛ, подчеркивая, тем не менее, существование отрицательной корреляции с глобальной температурой. Анализ этих данные, показывает, что они противоречат идее грозового источника АЭП, т.к. чем выше температура планеты, тем выше частота гроз и – выше АЭП. Представлял определенный интерес выяснить, изменялось ли АЭП Камчатки. Как следует из рис. 3, на Камчатке АЭП уменьшалось примерно в том же темпе, что и на других обсерваториях.

Температура поверхности Земли в течение 100 последних лет возрастает. В этой связи, величина АЭП, согласно нашей модели, должна – уменьшаться. Рассмотрим, в контексте нашей модели, почему и каким образом, АЭП понижается с ростом температуры поверхности Земли. Согласно нашей модели величина E_z пропорциональна массе водного конденсата облака, размеру частиц – капель воды, которые участвуют в разделении зарядов. Причем, чем больше размер частиц и больше их концентрация, тем эффективнее происходит разделение зарядов. Очевидна так же и высказанная выше идея относительно того, что чем скорость конденсации больше скорости испарения, тем больше размер частиц, капель, аэрозолей, т.е. тех частиц, которые переносят отрицательный заряд Земле. Сейчас нашей задачей будет оценить, почему АЭП уменьшается именно настолько, как это следует из данных наблюдений, приведенных на рис. 3. Из этого рисунка следует, что, начиная с 1920 г. До настоящего времени (в течение 80 лет; $dt = 80$), величина E_z уменьшилась примерно вдвое: $dE_z/dt (E_z') \approx 2$ (со скоростью $\approx 1 \text{ В/м} \approx 1\% \text{ в год}$), в то время как температура поверхности Земли в этот же период времени выросла на $0.7 - 0.8$ градуса ($0.01^\circ \text{ год}^{-1}$), что составляет, примерно, $dT/dt (T') =$

0.06, или 6 %. (где среднегодовая температура Земли $T = 15 \text{ }^\circ\text{C}$). Отношение скоростей изменения параметров $T'/E' = 0.03$

Для подтверждения модели нам следует получить теоретическую зависимость E_Z

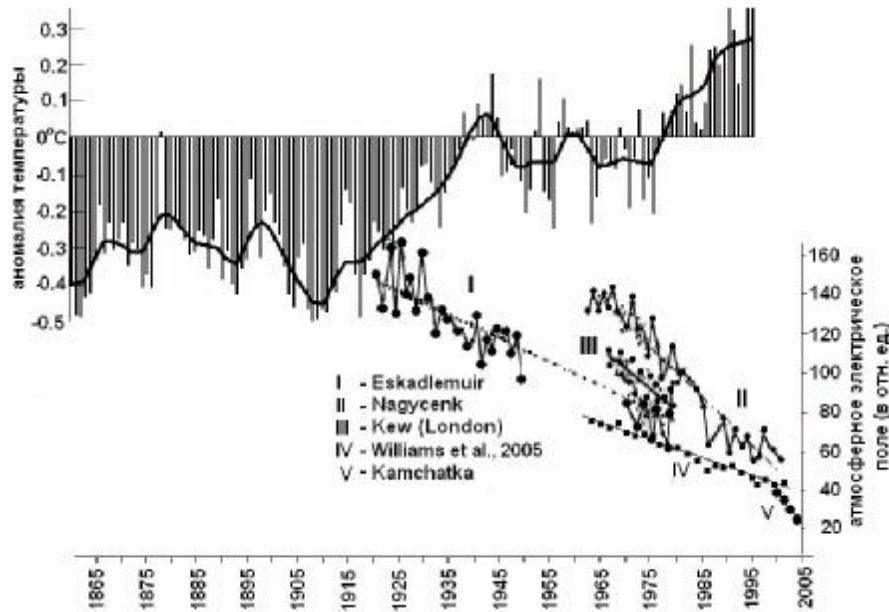


Рис.3. Изменение глобальной температуры Земли. Уменьшение величины E_Z на обсерваториях Венгрии, Великобритании и Камчатки

от температуры T , типа: $E_Z \sim \exp(-T)$, или: $M \sim \exp(-T)$, т.к. $E_Z \sim M$. Водность атмосферы, иначе, интегральная масса образующихся в атмосфере капель, M определяется скоростью нуклеации, т.е. скоростью роста капли. Для оценки скорости нуклеации воспользуемся формулой Зельдовича: $M \sim nZ(4\pi rPK)/(2\pi m kT)^{1/2}$, здесь: n – концентрация, r – радиус, m – масса ядер конденсации, т.е. «зародышей» капель, Z – фактор Зельдовича, P – давление, K – скорость конденсации $K \sim \exp(-T)$, k – постоянная Больцмана. Учитывая зависимость E_Z только от температуры, получаем: $M \sim T^{1/2} \exp(-T)$, или, иначе: $E_Z \sim T^{1/2} \exp(-T)$.

Температура поверхности Земли возростала в течение времени наблюдения t более или менее линейно со временем: $T = at$, тогда $T' = dT/dt = a$. Подставим это выражение в формулу для E_Z' и получим: $E_Z' \approx [\exp(-at)(1 + 2at)/a] \times (at)^{3/2}$, а отношение $T'/E' \approx 2a^{3/2}$, полагая $t = 1$. Как отмечалось, величина a , из наблюдений: $a = 0.06$, получаем отношение: $T'/E' = 0.03$, что можно рассматривать как подтверждение справедливости нашей модели.

Предположим, что глобальное потепление будет продолжаться с той же скоростью, что и сейчас, т.е. $\sim 1^\circ/100$ лет, тогда Земля, «нагреваясь», может достичь критической температуры $T = 26,5^\circ \text{C}$ примерно за 1000 лет. В этом случае поле E_Z уменьшится, примерно в 10 раз, так что его можно считать практически равным нулю ($\approx 10 - 15 \text{ В}$), что ниже величины флуктуаций E_Z . Рассмотрим альтернативную модель, в которой уменьшение величины АЭП может быть, например, связано с вековым уменьшением интенсивности потока ГКЛ. Как мы показали, при Форбуш понижениях, уменьшение E_Z происходит примерно в 10 раз больше (10 %), чем ГКЛ (1 %). Однако в этом случае понижение величины E_Z связано с уменьшением количества частиц самой низкоэнергетической части общего потока ГКЛ, не принимающих участия в ионизации атмосферы. Принято считать, что максимум ионизации атмосферы приходится на область высот порядка 5 км, где наблюдается максимум ионизации атмосферы потоком ГКЛ, его вариации в процентах примерно соответствуют вариациям E_Z , что составляет $\approx 1 \%$. С другой стороны, 11-летние солнечные вариации ГКЛ составляют примерно 1 - 2 % в год. Наблюдения ГКЛ на нейтронных мониторах ведется около 50 лет, т.е. имеются данные по 5 циклам солнечной активности. Этих данных недостаточно для того, чтобы утвердительно ответить на вопрос существует ли тенденция векового уменьшения интенсивности потока ГКЛ. В такой ситуации нет возможности ни принять альтернативную модель, ни её опровергнуть.

от температуры T , типа: $E_Z \sim \exp(-T)$, или: $M \sim \exp(-T)$, т.к. $E_Z \sim M$. Водность атмосферы, иначе, интегральная масса образующихся в атмосфере капель, M определяется скоростью нуклеации, т.е. скоростью роста капли. Для оценки скорости нуклеации воспользуемся формулой Зельдовича: $M \sim nZ(4\pi rPK)/(2\pi m kT)^{1/2}$, здесь: n – концентрация, r – радиус, m – масса ядер конденсации, т.е. «зародышей» капель, Z – фактор Зельдовича, P – давление, K – скорость

Активные эксперименты с АЭП

Эксперименты проводились в районе действующей Мутновской электростанции на двух скважинах теплоэнергетических вод – парогидротерм. Измерения вертикальной компоненты АЭП E_z проводились с помощью трех электрических флюксометров «Градиент МЗ», датчика электрической проводимости воздуха «Электропроводность-2», системы оцифровки и записи сигнала на цифровой носитель.

Один из датчиков АЭП «Градиент МЗ» устанавливался в непосредственной близости от сопла скважины на верхней площадке металлического кожуха, другие располагались на расстоянии 20 и 40 метров от скважины. Прибор «Электропроводность-2», система оцифровки данных и компьютер размещались в 20 метрах от скважины. Между первой и второй скважинами имелось существенное различие, состоящее в том, что расход пароводяной смеси на первой скважине 115 кг/сек с 22% содержанием пара, а расход во второй скважине - 14-15 кг/сек чистого пара (100%). В момент открытия первой скважины процентное отношение пара в ходе эксперимента повышалось, затем скважина резко вышла на основные свои характеристики, и расход и, соответственно, водность струи пара увеличилась до 90 кг/сек. Струя пара во второй скважине была практически сухой. Это даёт возможность сравнить результаты воздействия на АЭП как сухого, так и влажного водяного пара.

Во время экспериментов измерялся потенциал на верхнем срезе металлической обсадной трубы скважин. В обоих случаях начальный потенциал, до открытия скважины составлял примерно – 300 мВ. После открытия скважин потенциал уменьшался в среднем на 100 мВ. Это означает, что на срезе скважины во время её работы возникал дополнительный, положительный электрический заряд. Надо сказать, что иногда в течение времени работы скважины, потенциал начинал резко изменять величину и даже менять знак. По-видимому, в это время изменялись параметры струи пара, например, изменялась концентрация воды и т.п. Оценка плотности дополнительного электрического заряда в образующемся облаке, сделанная нами ранее по изменению величины АЭП, показала, что плотность заряда находится в интервале $10^{-9} - 10^{-10}$ Кл/м³. Полагая объем облака $10^3 - 10^4$ м³, разброс генерируемого электрического заряда составлял $10^{-7} - 10^{-5}$ Кл. Так как характерное время нарастания (убывания) величины E в момент открытия (закрытия) скважины равно примерно 5 минут, электрический ток скважины варьирует в интервале $10^{-7} - 10^{-9}$ А.

На рис. 4 представлено изменение во времени: величины АЭП на расстояниях 20 и 40 метров и данные измерения электропроводности на расстоянии 20 м. от скважины. На рис. 4 выделены четыре стадии первого эксперимента: 0 – поведение параметров АЭП до открытия скважины, калибровка датчиков; I – уменьшение E , возрастание λ_+ и уменьшение λ_- , II – начало возрастания E , λ_+ и λ_- , III – продолжение увеличения E и уменьшение λ_- и λ_+ . В этот момент эксперимент из-за внезапного выброса воды, залившей аппаратуру, был прекращен. В правой части рис. 4 приведены данные, полученные на второй, «сухой» скважине. Как будет показано ниже, их можно рассматривать как заключительную стадию эксперимента, начатого с первой скважиной, поэтому они обозначены как IV стадия эксперимента, в которой АЭП продолжает возрастать при понижении λ_- и практически постоянной величине λ_+ (см. рис. 4).

Анализ результатов показывает, что изменения электропроводности λ_+ и λ_- всегда совпадают по времени с вариациями поля E . По всей видимости, это обязано тем обстоятельствам, что параметры АЭП измерялись в непосредственной близости от грунта, т.е., иначе, датчики располагались на земле, за исключением датчиков поля, установленных на высоте 7 метров на хорошо проводящем защитном кожухе. Однако эти датчики дополнительной информации не несли, т.к. после открытия скважины довольно быстро заливались водой. Заметим, что в эксперименте 2004 исследовались только две первых стадии (I и II), после чего наблюдения прекращались. В этих экспериментах поле E уменьшалось почти до нуля, но знак поля не менялся.

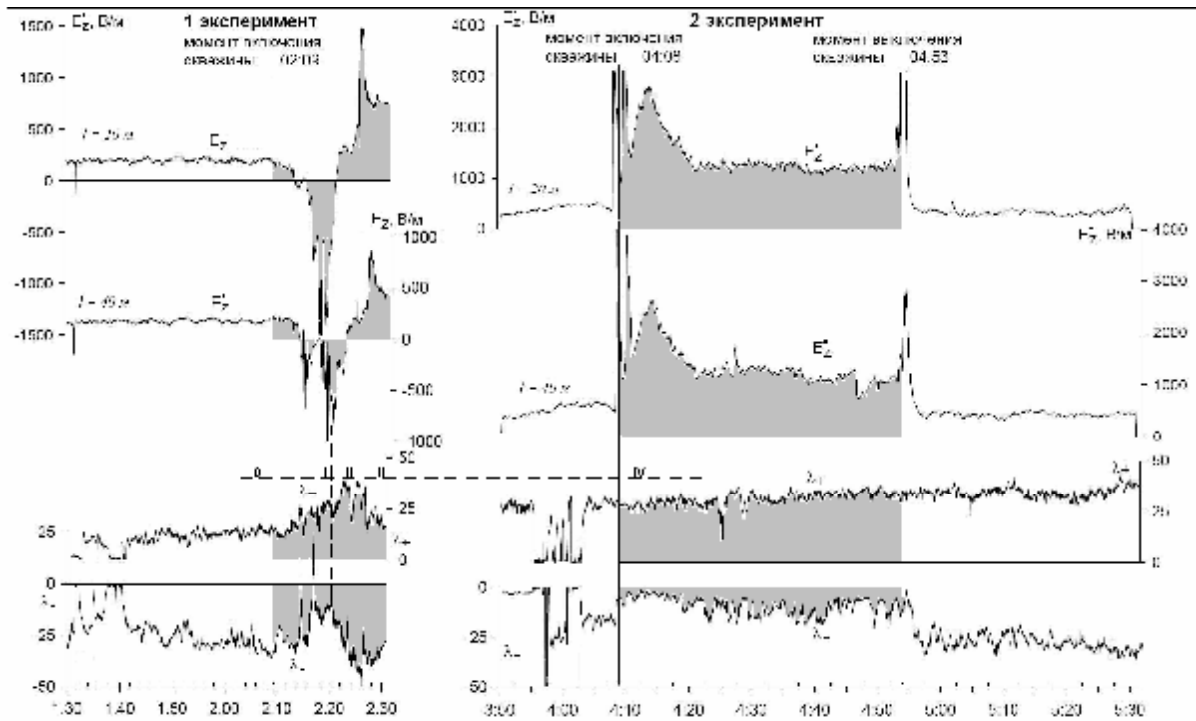


Рис.4. Результаты измерений E_z , λ_+ и λ_- на двух термальных скважинах.

Таким образом, появление в атмосфере дополнительного положительного заряда от струи с сухим паром приводит к увеличению АЭП и, наоборот, выброс влажного пара – АЭП уменьшает. Отсюда следует, что АЭП формируется за счет возникновения и разделения зарядов непосредственно в самой атмосфере, что подтверждает основную идею принципиально новой модели АЭП.

Заключение

В заключение отметим, что наблюдения и активные эксперименты с АЭП на Камчатке показали, что: 1) имеется прямая связь: ГКЛ-АЭП; 2) существует прямое влияние Солнца на АЭП; 3) вековое уменьшение АЭП обязано глобальному потеплению; 4) струя сухого водяного пара, выброшенного в атмосферу, - приводит к возрастанию величины поля E_z . Выброс воды в атмосферу и последующее дробление воды, приносит отрицательный заряд, что приводит к изменению полярности поля E_z . Полученные результаты не противоречат новой модели АЭП, скорее её подтверждают.

Работа выполнялась при поддержке гранта по программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 16. Часть 3. Проект 19.2 и гранта ДВО РАН, по разделу С07.

Список литературы

1. Кузнецов В.В., Чернева Н.В. Исследование влияния искусственного облака на атмосферное электрическое поле. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007, том 43, №2, с. 266–271
2. Кузнецов В.В., Чернева Н.В., Дружин Г.И. О влиянии циклонов на атмосферное электрическое поле Камчатки. // Доклады АН, 2007, том. 412, №4, с. 547–551.
3. Чернева Н.В., Кузнецов В.В. Форбуш понижения и эффекты терминатора в атмосферном электричестве Камчатки // Труды VIII конференции молодых ученых БШФФ «Астрофизика и физика околоземного космического пространства». Иркутск. 2005, с.37–40.
4. März F. Short-term changes in atmospheric electricity associated with Forbush decreases. J. Atm. Solar-Terr. Physics. 1997. V. 59. N. 9. P. 975-982.
5. März F., Harrison R. G. Long-term changes in atmospheric electrical parameters observed at Nagycenk (Hungary) and the UK observatories at Eskdalemuir and Kew. J. Annales Geophysicae. 2003. V. 21: P. 2193–2200.

О СВЯЗИ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

ON THE CONNECTION OF GEOACOUSTIC EMISSION WITH DEFORMATION PROCESSES IN SEDIMENTARY ROCKS

*Г.И. Долгих¹, А.В. Купцов², И.А. Ларионов², Ю.В. Марапулец², В.А. Швец¹,
Б.М. Шевцов², В.А. Чупин¹, С.В. Яковенко¹*

¹*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

In the present paper we consider the connection of increase of geoacoustic emission intensity with growth of local strain in surface sedimentary rock, which occurs at considerable distance from epicenters of preparing earthquakes.

A receiving system, which consists of four joint piezoelectric directed hydrophones, was used to register acoustic signals at the observation site of IKIR FEB RAS near the Karymshina river.

A laser unequal-arm deformograph, developed by TOI FEB RAS, was installed according to Michelson interferometer. It is set at the distance of 50 m from the acoustic system on casing pipes of two dry 5-metre wells. Sampling rate of the registration system is 800 Hz, and the sensitivity of the deformograph was not less than 10^{-11} .

In the course of joint measurements 7 seismic events of the energetic class $K > 10$ were registered within 2 month. Increase of geoacoustic emission and rapid growth of deformations were noted 2 days before the seismic events on February, 16-18 2006.

Based on the data presented we concluded the increase of geoacoustic emission is the result of growth of deformation processes in surface sedimentary rock, thus the increase of deformation-acoustic activity may be considered as one of the seismic event precursors.

Для исследования аномалий геоакустической эмиссии, предшествующих сейсмическим событиям [1, 3, 4] в пункте комплексных геофизических наблюдений на р. Карымшина (52.49°N 158.07°E) выполняются непосредственные измерения деформационных процессов в приосадочных породах одновременно с геоакустическими наблюдениями в период активизации сейсмических процессов.

Измерения геоакустической эмиссии выполняются системой разнонаправленных гидрофонов (рис. 1), ориентированных по сторонам света, с шириной диаграммы направленности 60° , средняя чувствительность с предусилителями в килогерцовом диапазоне равняется сотням мВ/Па. В пункте наблюдений толщина осадочных пород, наиболее препятствующих распространению высокочастотных сигналов, составляет примерно 40 и 50 м, соответственно. Измерения коэффициента поглощения звука этими породами в килогерцовом диапазоне дали величину около 200 дБ/км. Регистрация акустических сигнала со всех направлений осуществлялась непрерывно с помощью звуковых карт компьютера на внешний цифровой накопитель емкостью, позволяющей накапливать непрерывные данные за последние 7 суток. Параллельно через цифровые полосовые фильтры в диапазонах частот: 0.1–10, 30–60, 70–200, 200–600, 600–1500, 2500–6500, 7000–11000 Гц, после четырехсекундного накопления, производилась запись интегрального уровня сигнала. Контролируемые метеоусловия (ветер и дождь) оказывали заметное влияние на регистрируемый сигнал в низкочастотном диапазоне, но не мешали наблюдениям высокочастотной геоакустической эмиссии.

Для регистрации деформаций земной поверхности используется лазерный деформограф неравноплечного типа, установленный по схеме интерферометра



Рис.1. Приемная система направленных гидрофонов

Майкельсона, разработанный в ТОИ ДВО РАН (рис.2) [2], расположенный в 70 метрах от геоакустической системы.

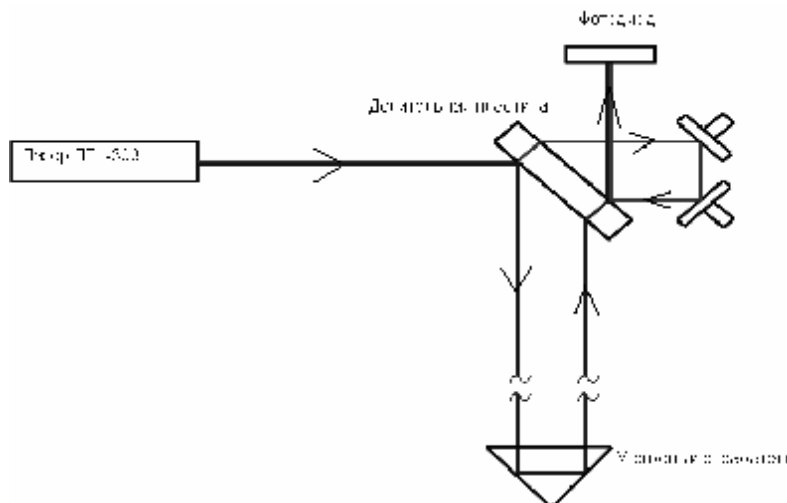


Рис.2. Схема лазерного деформографа

На одной из скважин размещен укрытый боксом интерференционный узел с частотно-стабилизированным гелий-неоновым лазером ЛГН-303, а на другой – защищенный контейнером уголкового отражателя. Лазерный луч интерферометра проходил между боксом и контейнером по световоду, собранному из стальных труб, обмотанных утеплителем для уменьшения внешнего термического воздействия.

Измерительное плечо интерферометра было ориентировано на юго-восток, перпендикулярно разлому в зоне субдукции (рис. 3). Лазер и регистрирующая аппаратура

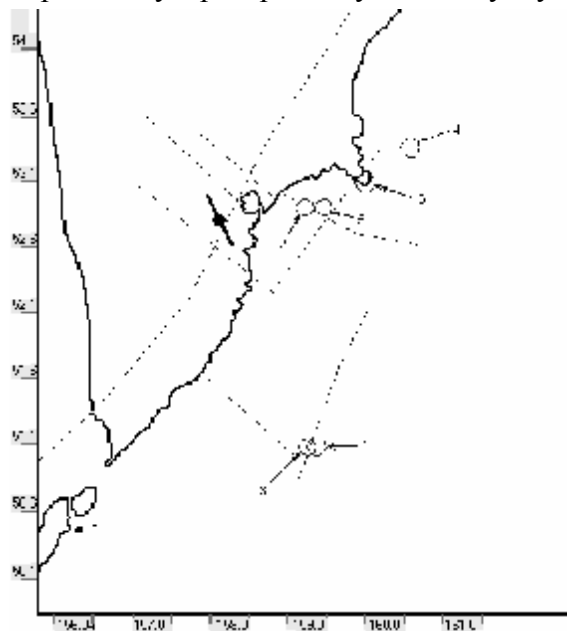


Рис.3. Карта расположения эпицентров землетрясений 16-18 февраля 2006 г.

работали от аккумуляторов, подзаряжаемых с помощью дизель-генератора или солнечных батарей. Частота отчетов системы регистрации равнялась 800 Гц, а чувствительность деформографа была не хуже 10^{-11} . Метеоусловия оказывали влияние (атмосферное давление и скорость ветра), но легко учитывались при интерпретации данных.

Совместная работа двух систем измерений проводилась в январе – феврале 2006 г. и в декабре – мае 2007 г. За это время было зарегистрировано множество сейсмических событий разного класса, но явных аномалий, приуроченных к землетрясениям, было зафиксировано в двух случаях, что, возможно, объясняется огромной разрядкой напряжений, произошедшей после катастрофического землетрясения в КАО 20.04.2006 г.

В феврале 2006 за трое суток произошло 6 землетрясений более 10 класса (рис. 3).

Кружки обозначают место расположения эпицентров событий, отмеченных стрелками:

1. Событие 16 февраля 2006г. произошло 18:41:20 на глубине 15 км, класс 11,5. Координаты 51.12N, 159.4E, азимут 155, расстояние 209 км.
2. Событие 16 февраля 2006г. произошло 23:31:14 на глубине 86 км, класс 10,6. Координаты 52.92N, 159.25E, азимут 82, расстояние 75 км.
3. Событие 17 февраля 2006г. произошло 03:00:01 на глубине 15 км, класс 10,8. Координаты 51.11N, 159.29E, азимут 157, расстояние 206 км.

4. Событие 18 февраля 2006г. произошло 01:30:57 на глубине 57 км, класс 11,3. Координаты 53.37N, 160.61E, азимут 70, расстояние 175 км.
5. Событие 18 февраля 2006г. произошло 10:34:29 на глубине 68 км, класс 10,1. Координаты 52.92N, 159.5E, азимут 83, расстояние 92 км.
6. Событие 18 февраля 2006г. произошло 17:21:46 на глубине 50 км, класс 11,0. Координаты 53.10N, 160.02E, азимут 76, расстояние 129 км

Все события зарегистрированы обеими системами регистрации, как показано на рисунке 4.

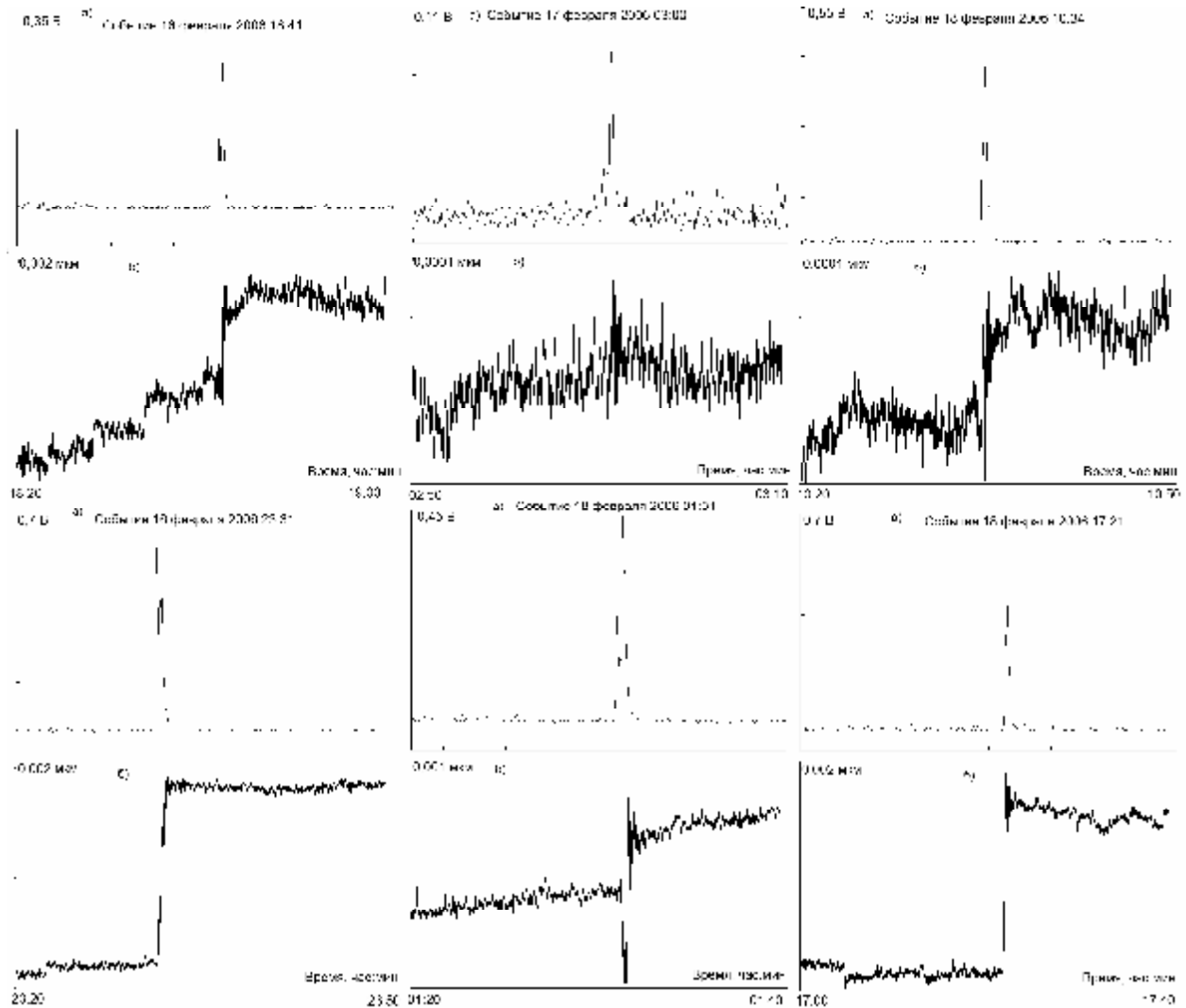


Рис.4. Зарегистрированные землетрясения 16-18 февраля 2006 г.: а) Интегральный акустический сигнал. б) Реакция деформографа.

За двое суток до первого 14 февраля 2006 г. землетрясения была замечена акустическая аномалия в интегральном сигнале в 5 и 10 кГц частотном диапазоне, но наибольшее отношение между амплитудой сигнала и фонового уровня наблюдается на частоте 10 кГц. В связи с этим, аномалия, зарегистрированная деформографом, не имеет ярко выраженного характера и наблюдается только на графике производной от роста деформаций (рис.5)

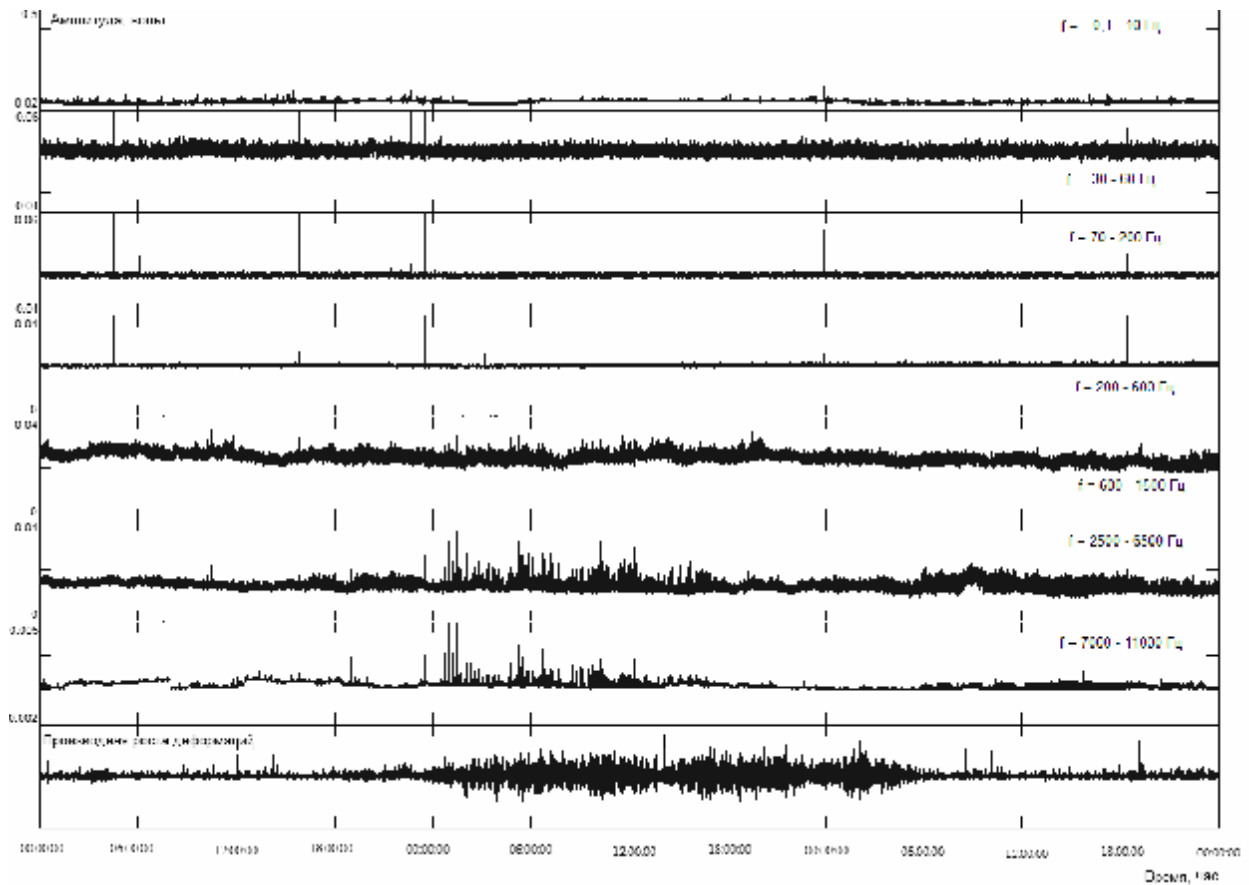


Рис.5. Интегральный геоакустический сигнал, расфильтрованный по частотным диапазонам за 13-15 февраля 2006 г., и производная роста деформаций. а) интегральный акустический сигнал, б) реакция деформографа.

Из приведенного рисунка видно, что интенсивный рост амплитуды в геоакустическом сигнале начинается одновременно с ростом деформаций. Но после того, как деформограф зафиксировал резкий скачок деформации, амплитуда геоакустического сигнала упала до фонового уровня и в последующем не увеличивалась, хотя график производной показывает дальнейший рост деформаций.

За 5 месяцев последующих наблюдений не было зарегистрировано повышения амплитуды геоакустической эмиссии в преддверии сейсмических событий. Анализируя показания деформографа, можно сказать, что за этот период происходили немногочисленные, достаточно плавные деформации, скорее всего влияющие на фоновый уровень геоакустической эмиссии.

Для полного понимания связи геоакустической эмиссии и деформационных процессов, было решено поместить гидрофон на опору, на которой расположен уголкового отражателя деформографа. Произошедшее сейсмическое событие 29 апреля 2007 года было зарегистрировано, как показано на рисунке 6, всеми системами регистрации. Из рисунка видно, что гидрофон, расположенный около отражателя деформографа, одновременно с ним зафиксировал данное событие, а система направленных гидрофонов с опережением на 16 сек. Следовательно, можно сделать вывод, что геоакустическая система регистрирует акустический отклик на сейсмическую волну, распространяющуюся не из гипоцентра землетрясения, а из зоны субдукции, располагающейся в районе измерений.

Далее, 1 мая 2007 г. было зафиксировано аномальное, с точки зрения ежедневного спокойного суточного хода, поведение деформационного процесса – резкие колебания, которые имели большую амплитуду, около 0,1 мкм (рис.7).

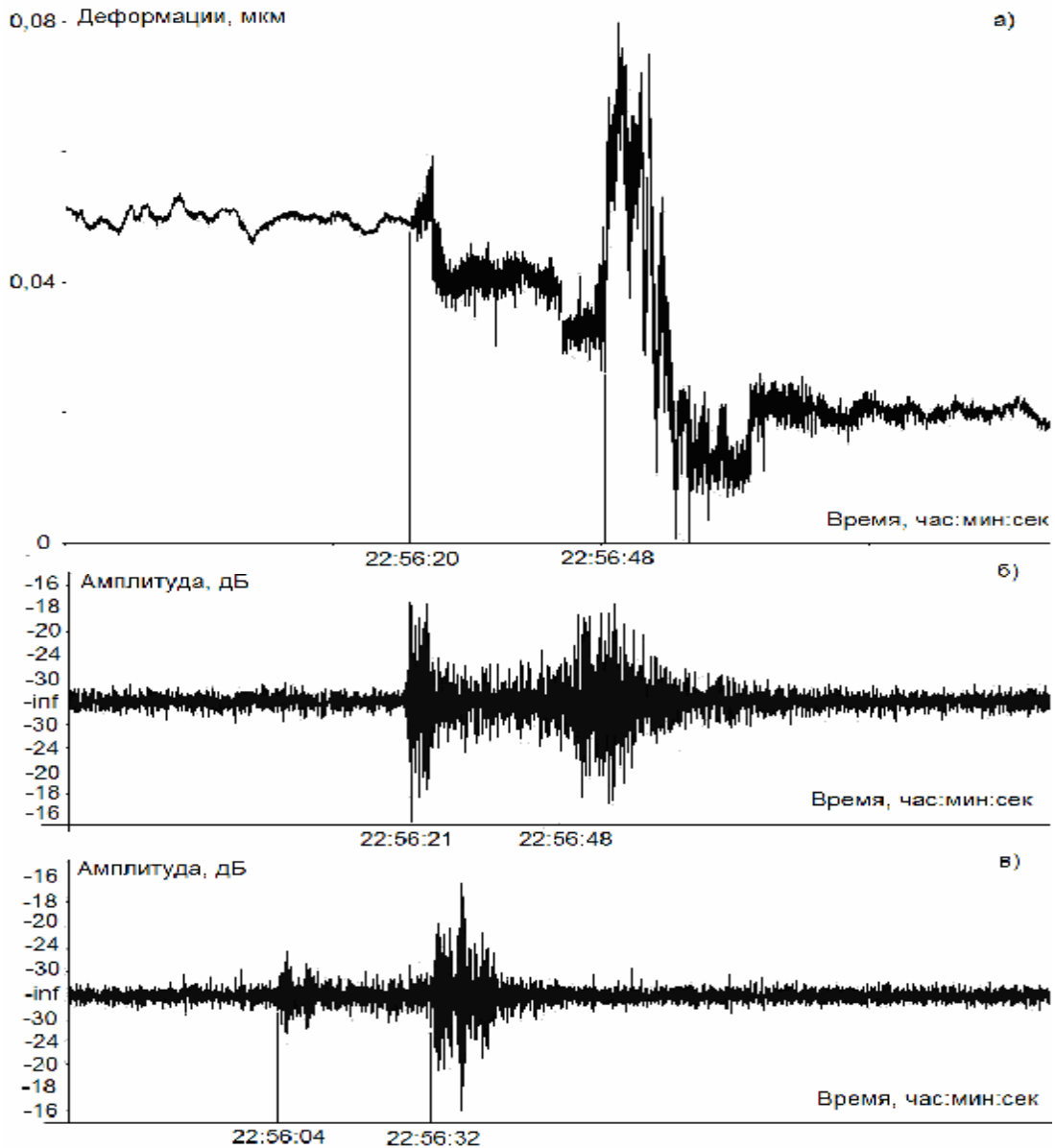


Рис.6. Землетрясение 29 апреля 2007, 22:55:46; $\kappa = 11,2$; $50,72^{\circ}$ N, $157,82^{\circ}$ E. Расстояние до станции 197 км. Азимут 185° а) сигнал, зарегистрированный деформографом, б) реальный акустический сигнал с гидрофона, расположенного на опоре деформографа, в) реальный акустический сигнал с системы направленных гидрофонов.

Длительность этого явления составила около 8 часов и произошло в преддверии сильного сейсмического события, за 25 часов до него. Анализ геоакустической эмиссии за тот же период времени выявил резкое повышение амплитуды сигнала, причем с гидрофона, расположенного на опоре деформографа; рассматриваемое повышение полностью совпадает с данными деформографа, а у системы направленных гидрофонов аномальное повышение амплитуды соответствует области максимальных деформаций.

Из приведенных данных можно сделать выводы, что при землетрясениях на значительных расстояниях геоакустическая система направленных гидрофонов регистрирует акустический отклик на сейсмическую волну из зоны субдукции, которая располагается вблизи района измерений. Возникновение резкого увеличения амплитуды высокочастотной геоакустической эмиссии в период подготовки сейсмического события является следствием возрастания деформационных процессов в этот же период времени.

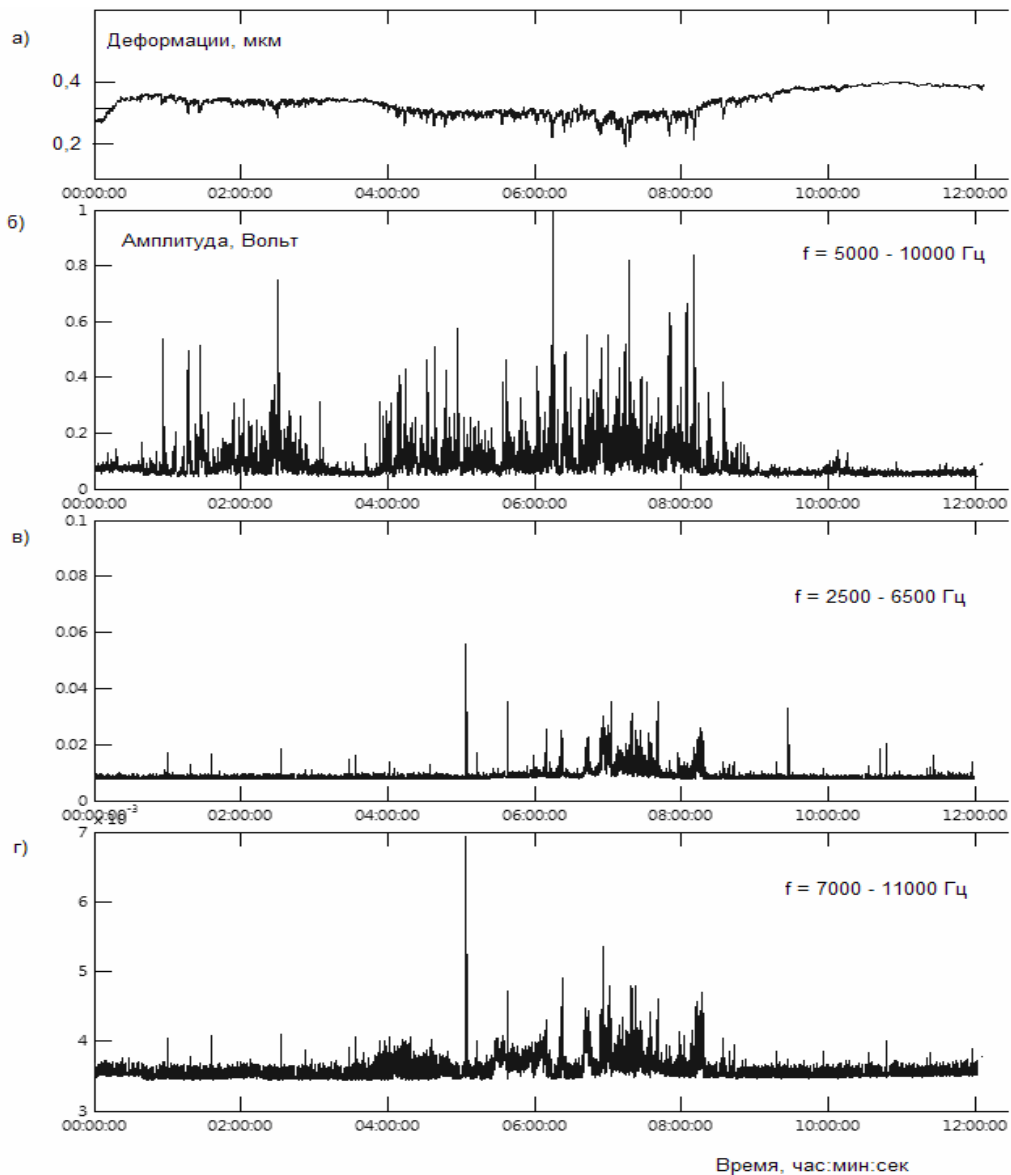


Рис.7. Данные деформографа и соответствующие ему геоакустические аномалии 1 мая 2007 г. а) сигнал с деформографа, б) интегральный акустический сигнал с гидрофона, расположенного на опоре деформографа, в) интегральный акустический сигнал с системы направленных гидрофонов.

Список литературы

1. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Рутенко А.Н., Шевцов Б.М. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // Доклады АН. 2006. Т. 407. С. 669 – 672.
2. Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А., Овчаренко В.В., Марапулец Ю.В., Швецов В.А., Шевцов Б.М., Широков О.Н., Чупин В.А., Яковенко С.В. Деформационные и акустические предвестники землетрясений// Доклады АН. 2007. Т.413, №1. С. 96-100.
3. Купцов А. В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке. // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.
4. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 4. С. 45-59.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АНИЗОТРОПИИ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ НА ОЗЕРЕ МИКИЖА ВЕКТОРНО-ФАЗОВЫМИ МЕТОДАМИ

RESULTS OF STUDY OF GEOACOUSTIC SIGNAL ANISOTROPY OF THE MIKIZHA LAKE BY VECTOR-PHASE METHODS

В.А. Гордиенко¹, Т.В. Гордиенко¹, Ю.В. Марапулец², А.О. Щербина²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Research of anisotropy was carried out by a vector-phase combined hydroacoustic receiver, placed in a natural pond (the Mikizha Lake) in Kamchatka. Geoacoustic signal is a sequence of shock pulses in the frequency range 0,1 Hz - 10 KHz with the average duration 200 ms and the amplitude 0.1-1 Pa. Registered impulse frequency was used as a quantitative characteristics to evaluate signal anisotropy. It was discovered that there is a local area in the pond in the angle range 0 – 50 degrees relatively the location of the receiver; this area generates the main quantity of geoacoustic signal.

Для детального исследования анизотропии геоакустического излучения на различных стадиях сейсмической активности на Камчатке на озере Микижа на глубине около 5 метров установлена приемная система, реализующая векторно-фазовые методы определения направления прихода сигнала. В качестве приемного устройства использован векторно-фазовый комбинированный приемник (ВФП), разработанный в ЗАО «Геоакустика» при ФГУП ВНИИФТРИ, который позволяет одновременно регистрировать три взаимно ортогональных проекции колебательной скорости и акустическое давление в диапазоне частот 0-10 кГц [1]. Внешний вид приемника и его характеристики направленности представлены на рис.1.

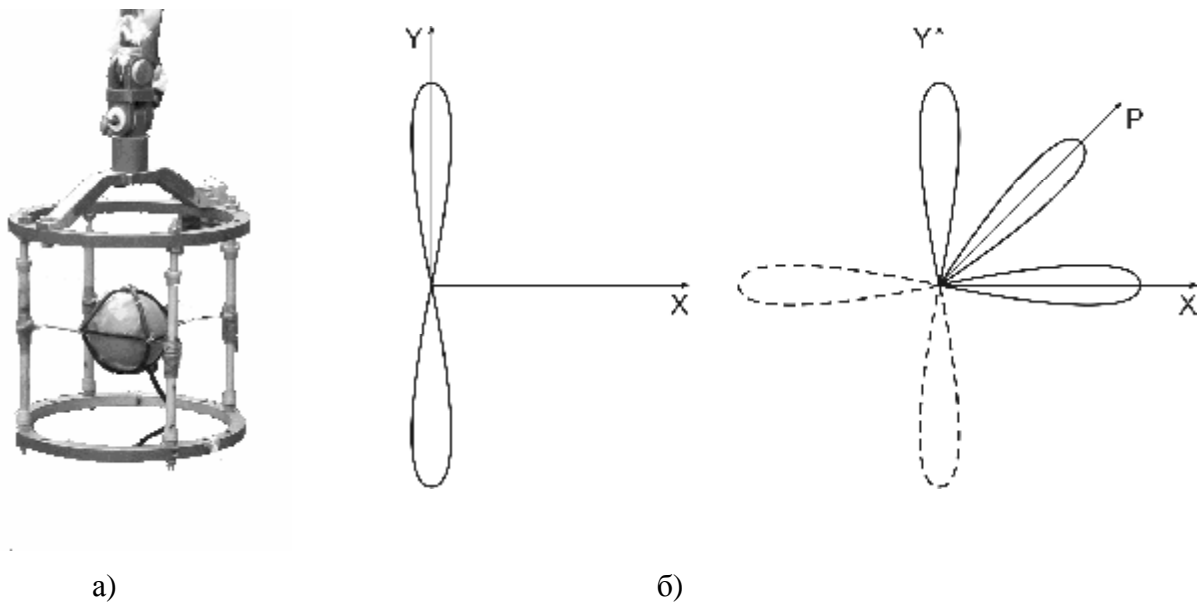


Рис.1. Внешний вид (а) и характеристики направленности (б, слева – одиночный приемник колебательной скорости; б, справа – характеристика в горизонтальной плоскости) векторно-фазового комбинированного приемника.

Для изучения геоакустических сигналов разработан специализированный программно-аппаратный комплекс. Техническая часть состоит из ВФП, усилителя электрических сигналов и IBM совместимого компьютера с 2 звуковыми картами, обеспечивающими синхронность передачи данных по каналам. Программная часть – это специально разработанные программы для регистрации в режиме реального времени и детального анализа записанного сигнала в условиях лаборатории.

Анализ геоакустических данных показал, что широкополосный сигнал с гидрофона представляет собой череду ударных импульсов с амплитудой 0.1-1 Па [1, 2]. Установлено,

что частота следования импульсов зависит от относительных деформаций и меняется в широких пределах – от одиночных щелчков на временном интервале несколько секунд в фоновый период до десятков и даже сотен щелчков в секунду. Для примера на рис. 2 вверху приведен 3-х минутный фрагмент записи акустического сигнала, а внизу – одиночный импульс из этого фрагмента.

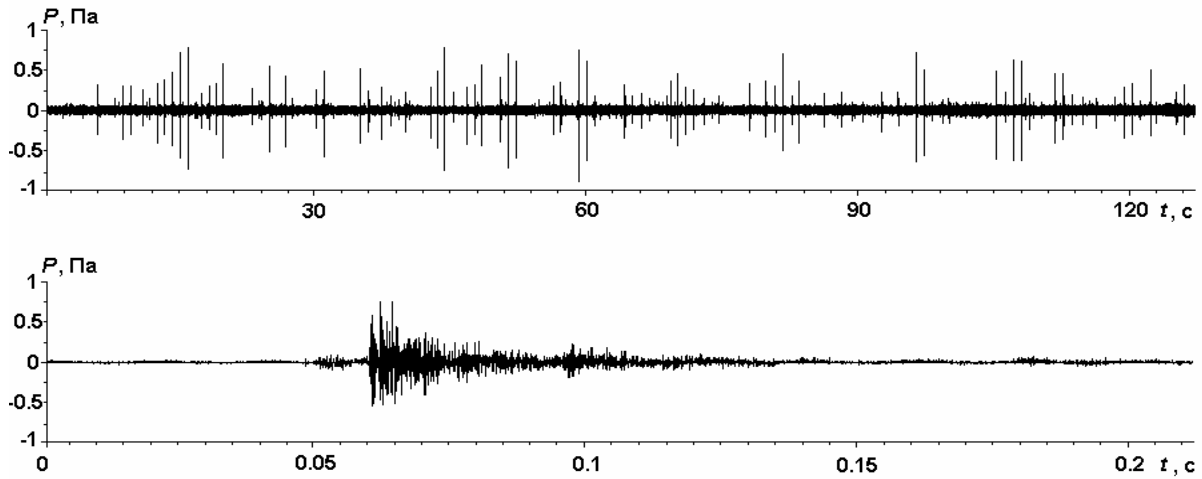


Рис.2. Фрагмент записи сигнала в диапазоне частот (вверху) и одиночного импульса из этого фрагмента (внизу) при возмущении акустической эмиссии, P - давление.

Для анализа акустического сигнала с ВФП используется его представление в полярных координатах (рис.3), что, в частности, позволяет определить направленность на источник импульса.

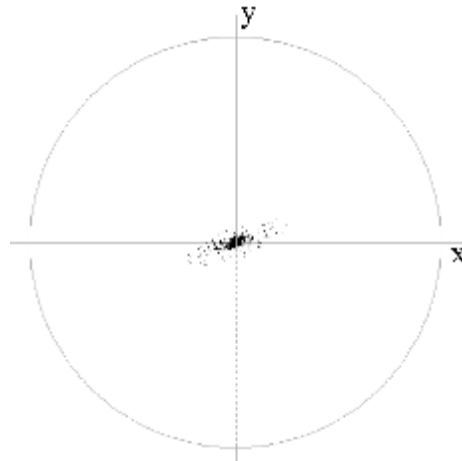


Рис.3. Представление импульса в полярных координатах.

Программа обработки позволяет автоматически найти и зарегистрировать импульсы в записанных данных. При этом в результате создается файл-перечень всех найденных импульсов с описанием основных характеристик - времени регистрации и угла прихода с дискретностью 5 градусов. Далее определяется зависимость количества импульсов $N'(a)$, зарегистрированных в единицу времени (1 секунда) с каждого направления (геоакустическая активность) и строится ее сглаженный график.

$$N'(a) = \frac{dN(a)}{dt},$$

где $N(a)$ - количество импульсов, зарегистрированных с данного направления,

$$a = 0^\circ, 5^\circ, 10^\circ, \dots, 355^\circ.$$

Для анализа анизотропии геоакустических сигналов на Камчатском полигоне в период осень – весна 2004 – 2005 года ВФП был установлен на озере Микижа, далее он был снят и установлен заново в октябре 2006 года. Место 2 установки отдалено на 10 метров на юго-восток относительно первого периода. Оценка пространственных характеристик геоакустической активности в спокойный (фоновый) период производилась в дни с отсутствием ярко-выраженных продолжительных высокочастотных акустических аномалий, обусловленных повышением активности деформационного процесса или погодными условиями (ветер, дождь). Для примера на рис.4 представлен график поведения акустического сигнала за 15.11.2004 года. Анализируемой величиной выбрано суммарное за 4 с акустическое давление P_s в наиболее информативном частотном диапазоне 2 – 6.5 кГц [2]. Штриховой линией на графике указана геоакустическая активность $N' = \frac{dN}{dt}$, количественные значения которой представлены на правой оси ординат. В сигнале присутствуют лишь случайные акустические выбросы со значительными спокойными периодами между ними.

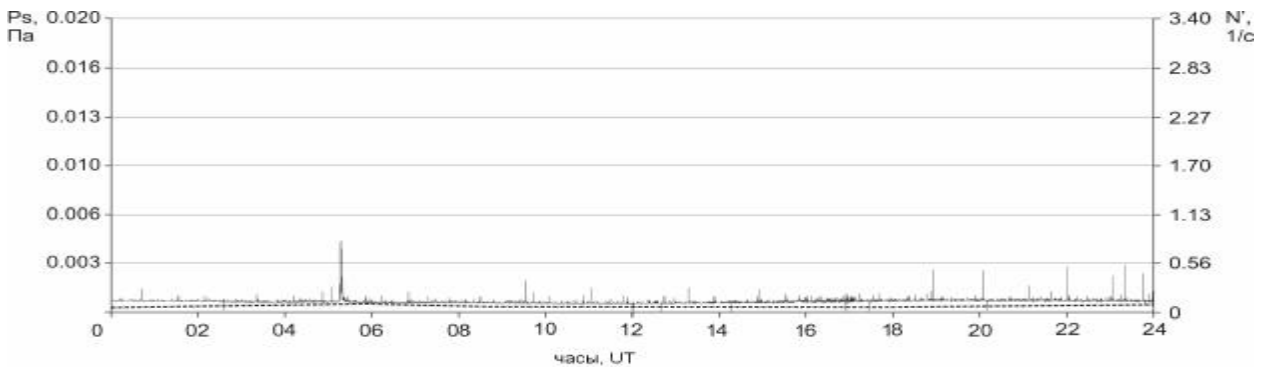


Рис.4. Акустическая эмиссия с озера Микижа за 15.11.2004 года.

В результате обработки фоновых данных построены усредненные графики геоакустической активности за исследуемые периоды: осень - весна 2004-2005 года (рис.5, а) и осень – весна 2006-2007 годов (рис.5, б).

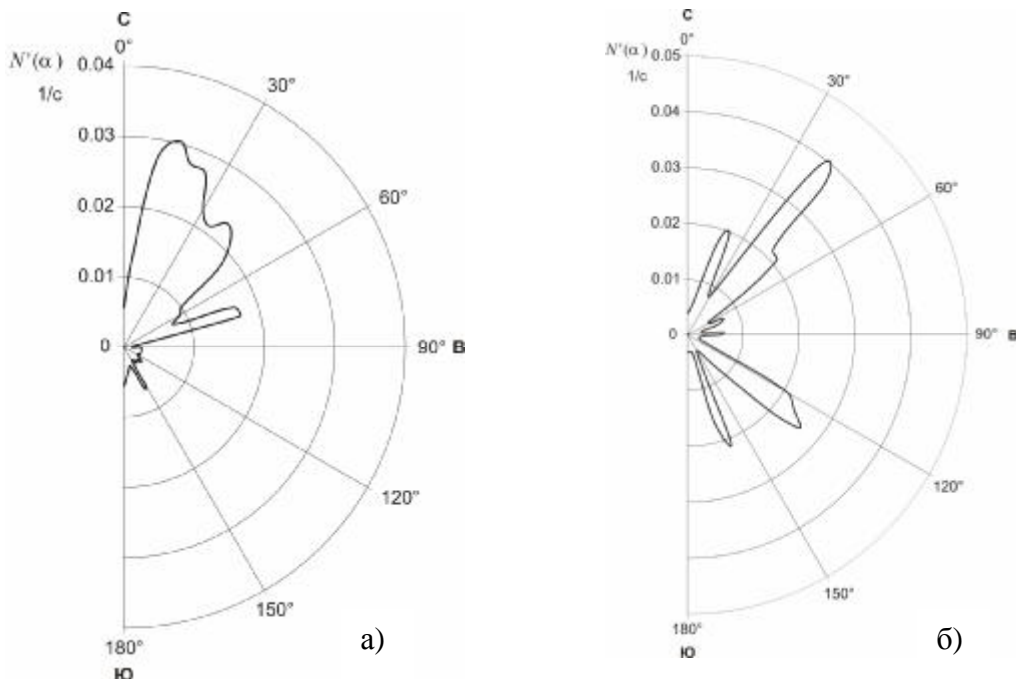


Рис.5. Усредненный график геоакустической активности $N'(a)$ за периоды: а – осень-весна 2004-2005 года; б – осень-весна 2006-2007 годов.

Из полученной диаграммы за 2004-2005 г.г. видно, что в месте измерения имеется активная область, расположенная на 10° – 75° относительно северного направления, наиболее интенсивно излучающая акустические импульсы. Данная область достаточно неоднородна, наиболее активные части расположены на 15° - 25° и 60° , в которых интенсивность следования импульсов доходит до 0.02 в секунду. Кроме этого имеются небольшие активные области на 120° и 150° относительно северного направления, которые могут быть отражениями от берегов. В диаграмме за 2006-2007 г.г. имеются некоторые изменения, которые вероятно обусловлены достаточно большим периодом, прошедшим со времени первой установки и сдвигом ВФП на 10 метров в юго-восточном направлении. В данном случае имеются активные области по направлению 25° , 40° , 130° и 160° относительно северного направления. Первые две области, по всей видимости, являются результатом изменения области 10° – 75° с 2004-2005 года, а 2 последние – области 120° и 150° с 2004-2005 года с большей активностью. Разница в 10 градусов в этом случае обусловлена изменением места установки ВФП.

Таким образом, формирование диаграмм активности импульсов фоновый период обусловлено акустическими сигналами, сгенерированными локальными неоднородностями, расположенными в непосредственной близости от места установки ВФП. Основным фактором, обуславливающим наличие таких областей, является особенности в геологической структуре прилегающей к озеру территории. Анализ геологического строения местности показывает [3], что на расстоянии около 500 – 600 метров на северо-востоке от озера Микижа проходит «новейший рельефообразующий, возможно сейсмоактивный разлом, скрытый под вышележащими рыхлыми образованиями», который, по всей видимости, и оказывает значительное влияние на фоновый уровень активности геоакустической эмиссии.

В периоды установки ВФП наблюдались аномальные возмущения в поведении АЭ, обусловленные влиянием сеймотектонического процесса. Данное явление наблюдалось в условиях отсутствия сильного ветра и осадков и не может быть обусловлено влиянием метеорологических факторов. Ранее подобные явления неоднократно наблюдались на системе, построенной на приемниках акустического давления и установленной на озере Микижа с 2001 года [2].

Например, 10.11.2004 в 21:47 UT на расстоянии 15 км по направлению 107° относительно измерительной системы произошло землетрясение класса 9.1. Несмотря на достаточно низкий класс события, в период с 04 до 11 часов наблюдалось значительное увеличение усредненного акустического сигнала и, одновременно с этим, увеличение частоты следования импульсов (рис.6). По осям ординат данного графика отложены те же параметры, что и на рис.3. Такая реакция АЭ вероятно обусловлена близким расстоянием до эпицентра землетрясения и тем фактом, что землетрясение произошло в непосредственной близости от разлома, рассмотренного ранее (рис.7). На рисунке разлом показан сначала непрерывной, а в продолжение – штриховой линией.

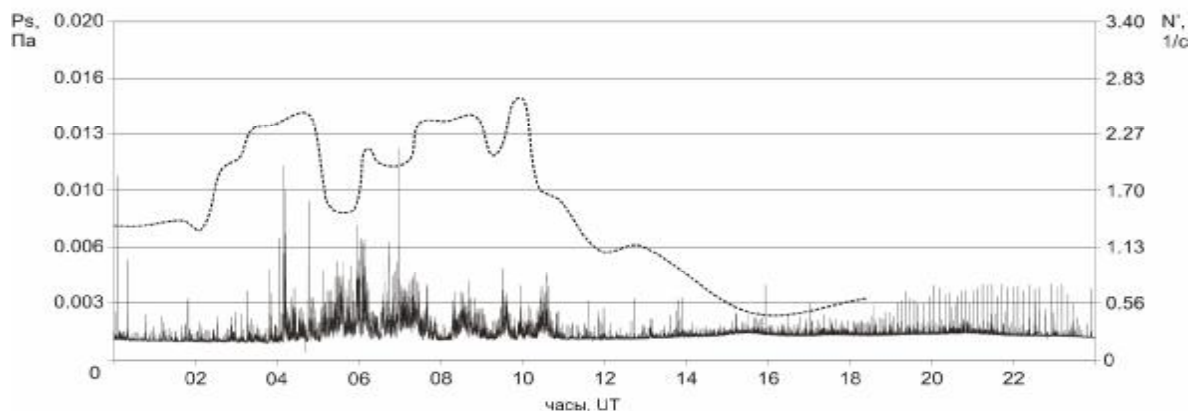


Рис.6. Акустическая эмиссия с озера Микижа за 10.11.2004 года

Из рисунка явно просматривается взаимосвязь акустического сигнала в диапазоне 2 – 6.5 кГц с активностью геоакустических импульсов. При этом их одновременный рост наблюдается только в целом, имеются и различия в процессах. Например, около 6 часов UT наблюдается повышение уровня акустической эмиссии и одновременное небольшое снижение активности импульсов. Это обусловлено сложной природой регистрируемого сигнала, состоящего не только из импульсной составляющей, но из более сложных по форме сигналов, которые не выявляет автоматическая система распознавания импульсов.

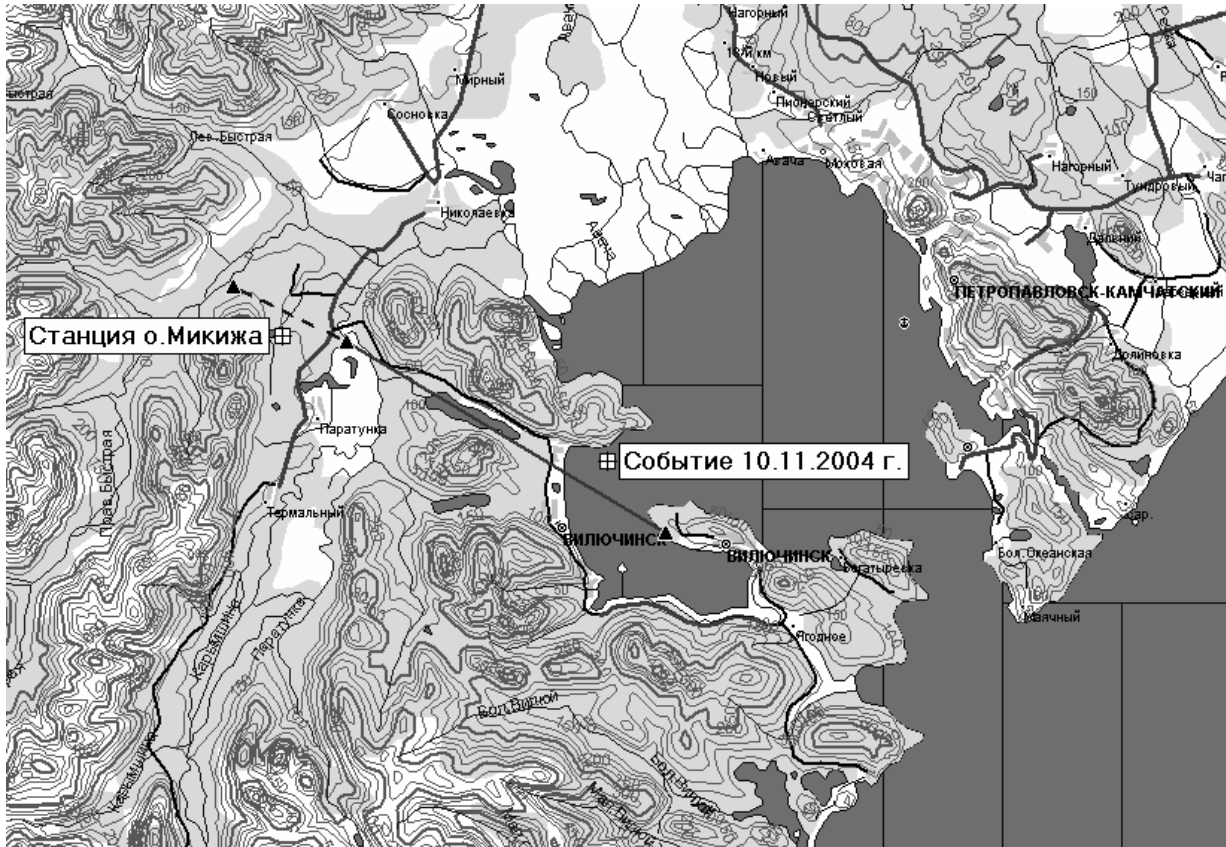


Рис.7. Карта с землетрясением 10.11.2004 года.

На рис.8 представлены графики геоакустической эмиссии в различные временные периоды развития аномалии (в правом нижнем углу каждого графика в увеличенном масштабе показан диапазон до 0.1 $N'(a)$, более жирным цветом показан усредненный фоновый уровень 2004-2005 г.). Из графика видно, что в первую половину активного периода наблюдается значительное увеличение количества импульсов (до 25 раз), регистрируемых из области, расположенной на 25° относительно северного направления. Эта область ранее была указана как самая активная в фоновый период 2004-2005 г.г. (рис.4). При этом геоакустическая активность с остальных направлений несоизмеримо мала. Далее начиная с 8 часов UT на фоне снижения уровня активности с основного направления, наблюдается увеличение геоакустической активности с других направлений, в том числе совпадающих с общим направлением на готовящееся сейсмическое событие. В целом период спада общей активности характеризуется нестабильной диаграммой направленности, выраженной в частой смене вторичных активных направлений (рис.8 г-е).

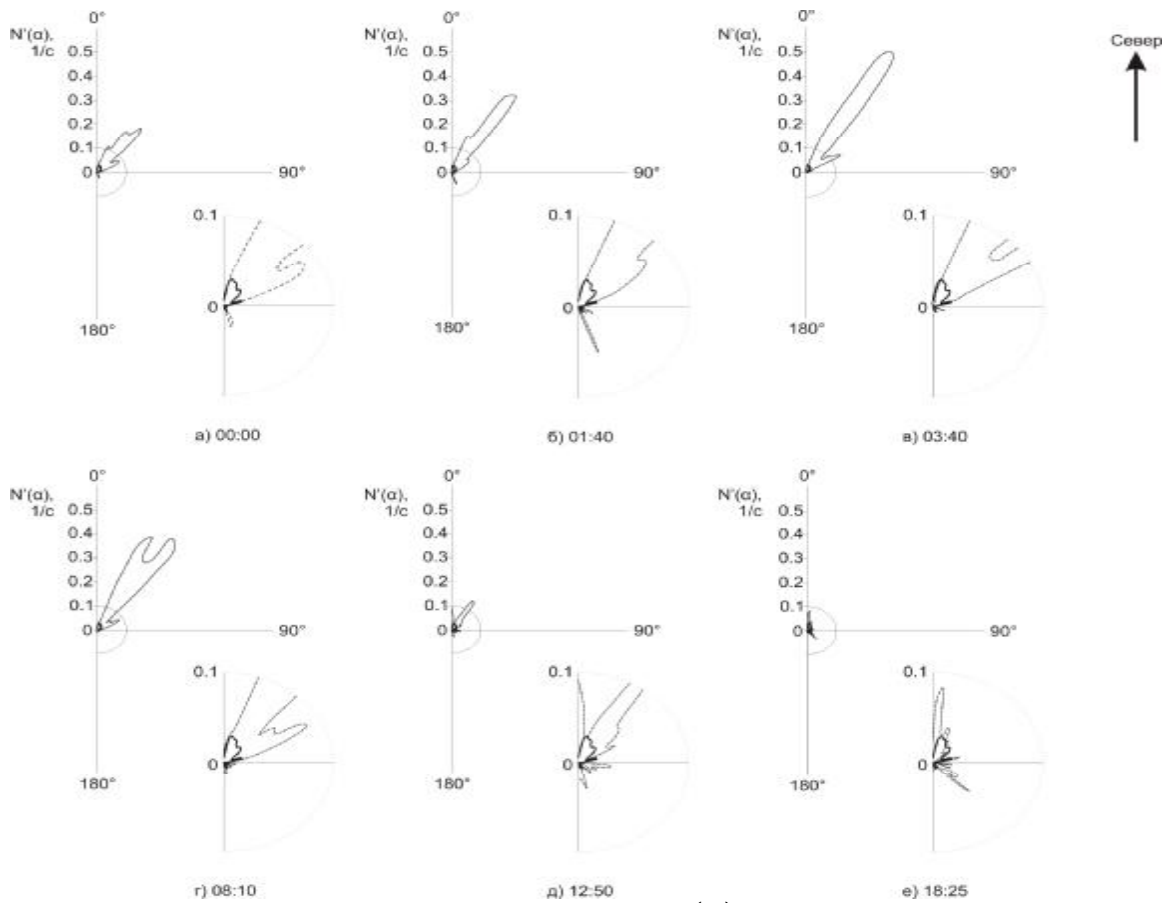


Рис.8. График геоакустической активности $N'(a)$ за 10.11.2004 года.

2 мая 2007 года в 12:00 UT на расстоянии 153 км по направлению 113° относительно измерительной системы произошло землетрясение класса 12.1. В период с 00 до 17 часов UT 1 мая наблюдалось значительное увеличение усредненного акустического сигнала и, одновременно с этим, геоакустической активности (рис.9). Анализ взаимосвязей акустического сигнала в диапазоне 2 – 6.5 кГц с активностью геоакустических импульсов показывает, что повторяются закономерности, выявленные ранее по событию 10.11.2004.

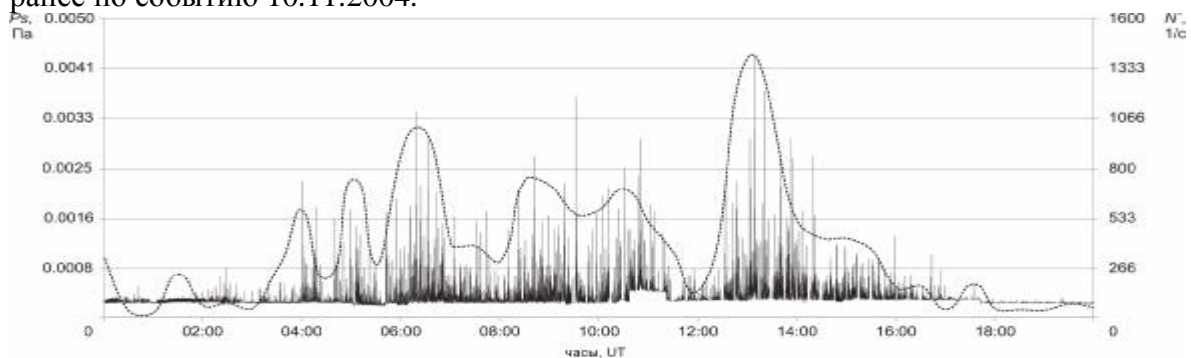


Рис.9. Акустическая эмиссия с озера Микижа за 1.05.2007 года.

На рис.10 представлены графики геоакустической эмиссии в различные временные периоды развития аномалии. Из графика видно, что, как и 10.11.2004 г. в первую половину активного периода наблюдается значительное увеличение количества импульсов, регистрируемых из области, расположенной на 25° относительно северного направления. При этом геоакустическая активность с остальных направлений несоизмеримо мала. Далее, начиная с 5 часов UT, наблюдается увеличение геоакустической активности с других направлений, в первую очередь с направления 170° - 180° . К концу суток величина активности приближается к фоновому значению.

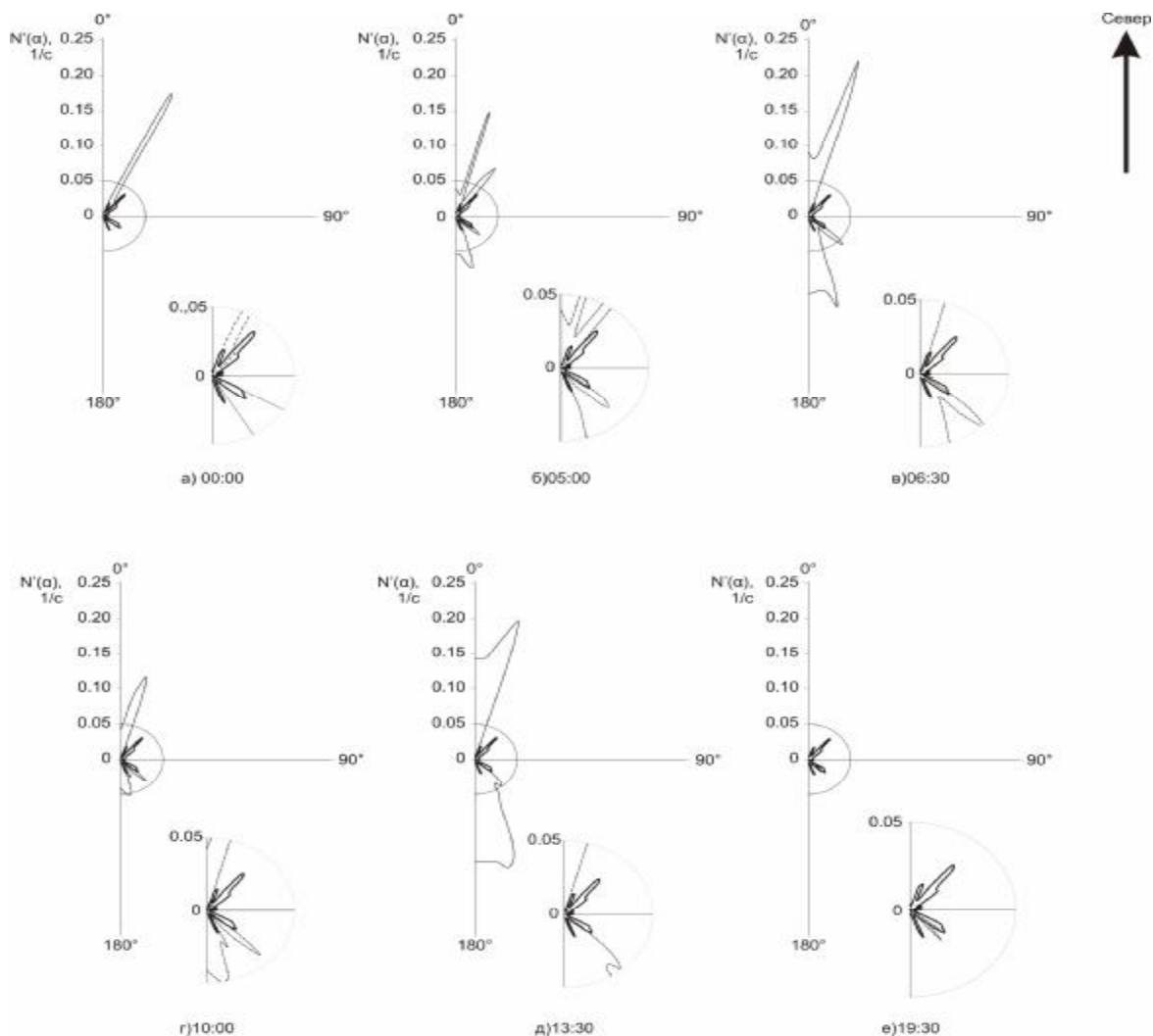


Рис. 10. График геоакустической активности $N'(a)$ за 1.05.2007 года.

В результате проведенной работы изучены фоновые характеристики геоакустической эмиссии озера Микижа, определены наиболее активные локальные излучающие области. Введено понятие геоакустической активности, определены ее значения в фоновый и активный период. Установлено, что при подготовке сейсмических событий в плоскости разлома, расположенного в непосредственной близости к озеру Микижа (диапазон улов 100° - 120°) в суточном временном интервале до землетрясения возникают аномальные увеличения геоакустической активности по направлениям, соответствующим активным областям фонового периода. Основным направлением в этом случае является направление 25° , которое соответствует направлению на кратчайшее расстояние до разлома.

Список литературы

1. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Рутенко А.Н., Шевцов Б.М. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // Доклады АН. 2006. Т. 407, № 5. С. 669-672.
2. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений. // Вулканология и сейсмология. 2005. № 4. С. 45-59.
3. Отчет о результатах гидрогеологического доизучения с инженерно-геологическими и геоэкологическими исследованиями и картографированием масштаба 1:200 000 проведенного на территории листа N-57-XXVII в 1991-1996 г.г. Отв. исп. ведущий гидрогеолог, к.г.-м.н. А.И. Сережников/ Камчатнедра, 2000.

СИНХРОННЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ПОРОД И ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ ВОЗДУХЕ НА ПУНКТЕ "МИКИЖА"

SYNCHRONOUS DISTURBANCES OF ROCK ACOUSTIC EMISSION AND OF ELECTRIC FIELD IN THE NEAR GROUND AIR AT "MIKIZHA" SITE

Ю.В. Марапулец¹, О.П. Руленко², М.А. Мищенко¹

¹*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

By the developed complex of synchronous measurements of rock acoustic emission at the frequencies 0.1 – 10000 Hz and of the electric field vertical potential gradient in the near ground air, their simultaneous disturbances were discovered for the first time. They may be observed in seismically calm periods and at the final stage of earthquake preparation; they indicate one more form of lithosphere influence on the near ground atmosphere. Some characteristics of this disturbances and possible mechanisms of their generation are discussed.

Взаимные влияния процессов, протекающих в твердой и газообразной геосферных оболочках, проявляются особенно интенсивно на границе земля-атмосфера, где значительны потоки массы и энергии [1, 13]. Взаимодействие геосфер усиливается при протекании в литосфере нестационарных процессов на заключительной стадии подготовки землетрясений [4]. В это время регистрируются, в частности, аномальные возмущения высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных пород [2, 7, 8] и электрического поля в приземном воздухе [12]. Одновременное исследование данных явлений, происходящих в разных геосферных оболочках у границы раздела, актуально для понимания литосферно-атмосферного взаимодействия вообще и воздействия литосферы на атмосферу при подготовке землетрясений в частности.

В период 23 августа – 11 октября 2005 г. и 27 июня - 16 октября 2006 года на Камчатке в 28 км запад юго-западнее г. Петропавловска-Камчатского одновременно измерялись акустическая эмиссия пород (АЭ), вертикальный градиент потенциала V' электрического поля в приземном воздухе, атмосферное давление, осадки и скорость ветра. Для измерения АЭ использовались четыре ориентированных по сторонам света гидрофона, установленные на дне озера Микижа глубиной 4 м. С выходов гидрофонов сигналы в диапазоне частот 0.1-10000 Гц усиливались, фильтровались по частотам 0.1-10, 10-50, 50-200, 200-700, 700-1500, 1500-6000, 6000-10000 Гц, подавались на амплитудные детекторы, накапливались за 4 с, оцифровывались и регистрировались в компьютере. Анализируемой величиной было суммарное за 4 с акустическое давление P_s по каждому частотному каналу. Для более детального исследования АЭ одновременно в реальном времени регистрировались сигналы в диапазоне частот 0.1-10000 Гц. Измерения V' осуществлялись электростатическим флюксометром [3], установленным вблизи озера на поверхности земли в 130 м от гидрофонов. Для совместного анализа данных использовался гидрофон восточного направления, ориентированный на флюксометр. Частота измерений P_s и V' была 0.25 Гц. Атмосферное давление, осадки и скорость ветра регистрировались метеостанцией Conrad WS-2300 один раз в минуту.

Результаты 2005 года. Анализ данных показал, что между возмущениями АЭ и V' имеется связь, которая проявляется как в сейсмически спокойные периоды, так и на заключительной стадии подготовки землетрясения [10]. В сейсмически спокойные периоды она выражается в отсутствии возмущений V' при спокойном и слабовозмущенном поведении АЭ (рис. 1) и наличии их во время значительных, как правило, с резким началом аномалий АЭ в килогерцовом диапазоне частот (рис. 2). Связь проявляется в условиях принятой нами нормальной погоды (слабоменяющееся атмосферное давление, отсутствие осадков и ветра больше 6 м/с), когда нет влияния

метеорологических факторов на поведение АЭ и V' . Такая погода, оцененная с точностью до одного часа, была в течение 90.7% от всего времени наблюдений.

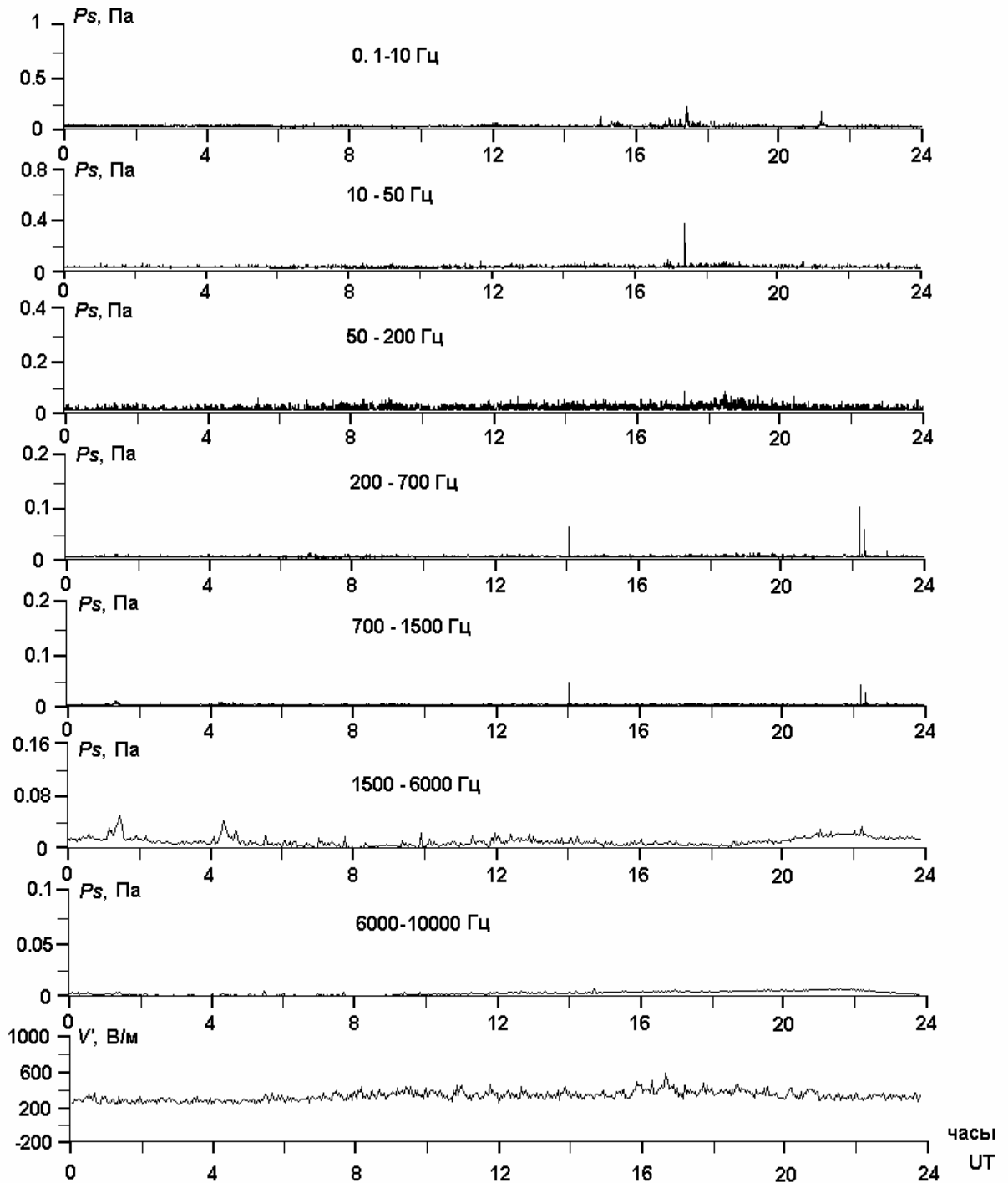


Рис.1. Пример спокойного поведения акустического давления P_s и градиента потенциала V' электрического поля 26 августа 2005 г.

Одновременные возмущения АЭ и V' в эксперименте 2005 года наблюдались при нормальной погоде 10 раз (в скобках указана длительность в часах): 24 августа (1.3), 2 сентября (7), 8-9 сентября (13.5), 10-11 сентября (4), 17 сентября (2), 26 сентября (2), 28 сентября (1.9), 2-3 октября (5.8), 4-5 октября (17.9), 8-9 октября (23.8).

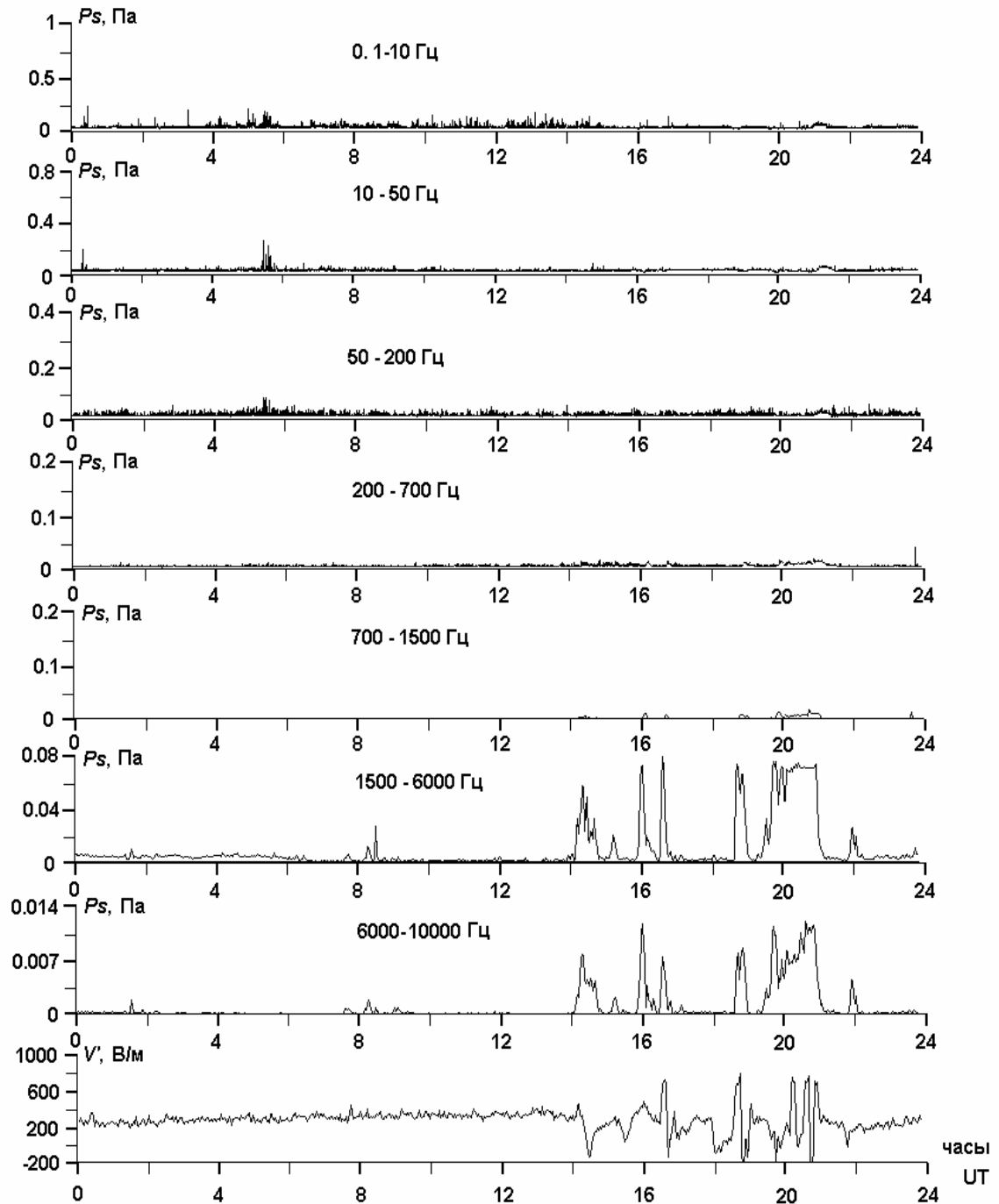


Рис.2. Пример одновременного возмущения акустического давления P_s в килогерцовом диапазоне частот и градиента потенциала V' электрического поля 2 сентября 2005 г.

На рис. 3 вверху приведен 3-х минутный фрагмент записи акустического сигнала в диапазоне частот 0.1-10000 Гц при его возмущенном поведении, внизу - одиночный импульс из этого фрагмента. Как видно из рис. 3, аномальный сигнал представляет последовательность импульсов, похожих по форме на микроземлетрясения, описанные ранее в [9].

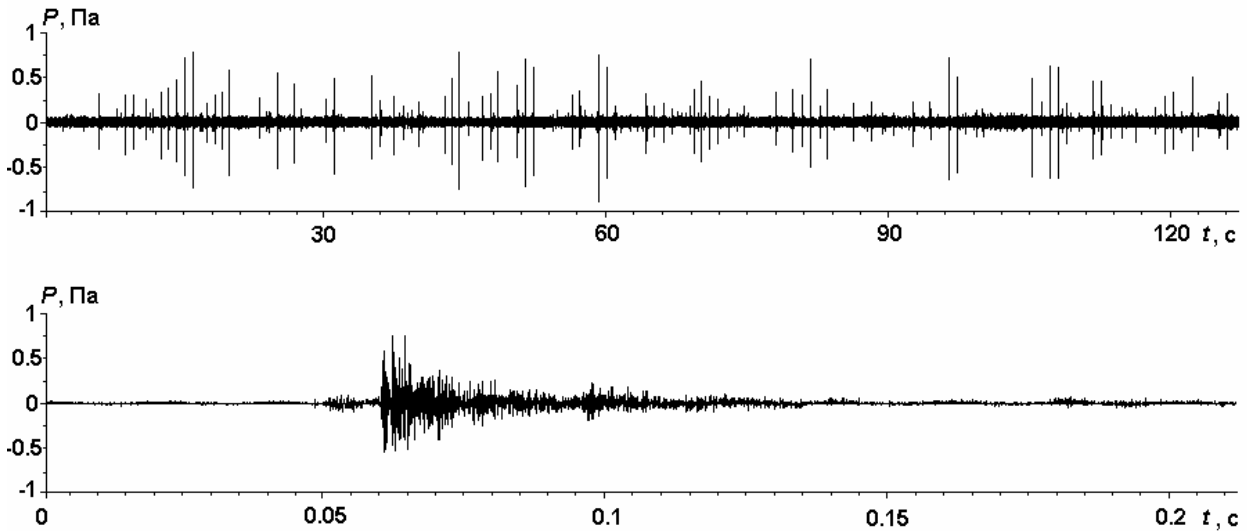


Рис.3. Фрагмент записи сигнала в диапазоне частот 0.1-10000 Гц (вверху) и одиночного импульса из этого фрагмента (внизу) при возмущении акустической эмиссии, P - давление.

Результаты 2006 года. Для исследования особенностей поведения электрического поля на разных высотах и сопоставления их с возмущениями АЭ проводились синхронные измерения градиента потенциала V' двумя электростатическими флюксометрами. Первый флюксометр был установлен на поверхности земли в том месте, где и в 2005 году, а второй – на удалении 2.7 м от него на высоте 1.3 м от земли. При такой установке второго флюксометра вносимые им искажения практически не влияют на измерения электрического поля первым флюксометром. Число случаев возмущенного поведения АЭ и V' в условиях принятой выше нормальной погоды было меньше, чем в 2005 году. В результате проведенных измерений подтвердилось наличие связи между высокочастотными возмущениями АЭ и градиентом потенциала V' .

Измерения V' на разных высотах позволили использовать новый параметр – разность стандартизированных за данные сутки значений V' между верхним и нижним уровнями. Хорошо выраженные одновременные возмущения АЭ и V' наблюдались 6 раз (в скобках указана длительность в часах): 21 (1.0), 22 (0.8) и 23 (2.3) августа, 11 (8.4), 23 (1.0) и 27 (3.4) сентября. Возмущения АЭ и V' 21-23 августа предшествовали землетрясению 24 августа с локальной магнитудой 6.2, произошедшему в 21:50 UT на эпицентральной расстоянии 220 км. Координаты гипоцентра: 51.190°N, 158.060°E, глубина 5 км (оперативные данные Камчатского филиала ГС РАН). За период наблюдений это землетрясение было самым сильным у Южной Камчатки. Возмущения АЭ и V' 11 сентября наблюдались перед землетрясением 12 сентября с локальной магнитудой 5.3, произошедшим в 10:59 UT на эпицентральной расстоянии 195 км. Координаты гипоцентра: 51.540°N, 159.860°E, глубина 34 км.

На рис. 4 показаны зарегистрированные 11 сентября возмущения АЭ и V' на нижнем уровне. На рис. 5 представлена разность стандартизированных за эти сутки значений V' между верхним и нижним уровнями. Из рис. 4, 5 видно, что в поведении этой разности хорошо отражаются возмущения АЭ в килогерцовом диапазоне и данная разность более чувствительна к возмущениям АЭ, чем градиент потенциала V' .

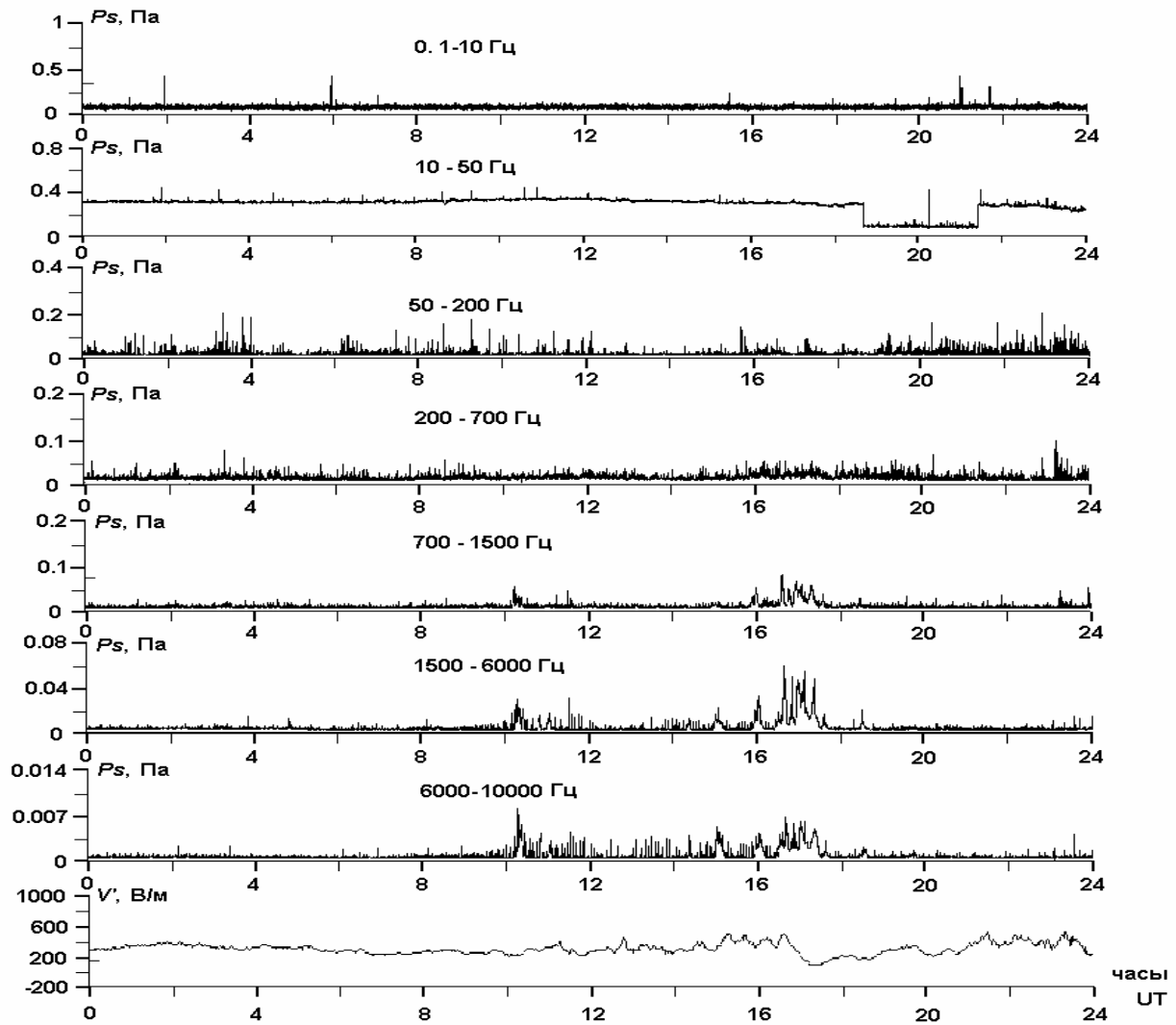


Рис.4. Возмущения акустического давления P_s в килогерцовом диапазоне частот и градиента потенциала V' на нижнем уровне 11 сентября 2006 г.

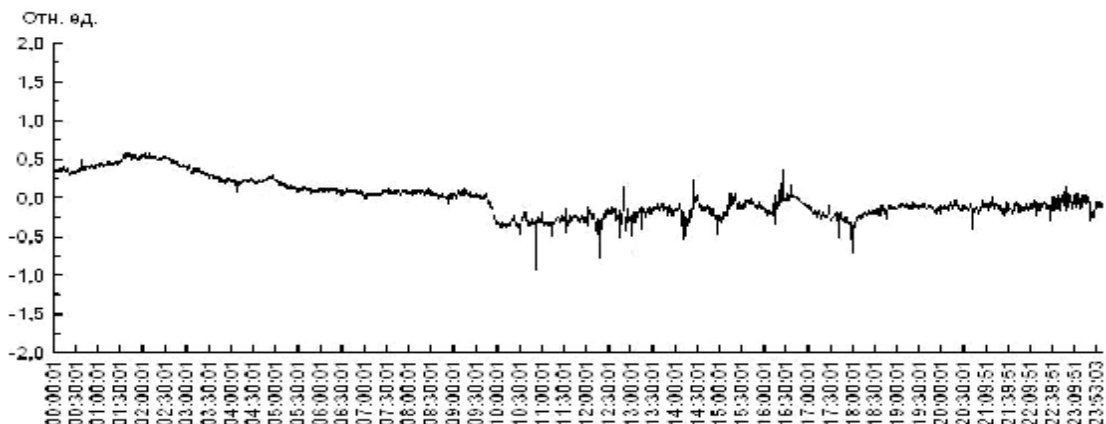


Рис.5. Разность стандартизованных значений градиента потенциала V' между верхним и нижним уровнями 11 сентября 2006 г.

Следует отметить, что аномальные возмущения высокочастотной акустической эмиссии пород и электрического поля в приземном воздухе с таким временем упреждения землетрясений зарегистрированы ранее при проведении независимых наблюдений [7, 8, 12]. В настоящей работе они впервые зарегистрированы одновременно.

Из-за сильного затухания в земле акустические сигналы килогерцового диапазона частот не могут распространяться на большие расстояния, а генерируются вблизи пункта измерений на удалении десятков метров от него [2, 8]. Причиной генерации должно быть

усиление деформирования объемов приповерхностных пород при перестройке поля сейсмоструктурных напряжений, которая происходит в отсутствие и при подготовке землетрясений. При этом реальны различные механоэлектрические преобразования энергии, которые могут привести во время подвижек к появлению упорядоченного ансамбля локальных электрических диполей и выходу в воздух результирующего электрического поля [5, 11, 12, 14]. Перераспределения механических напряжений в породах будут определять динамику возмущений $AЭ$ и V' .

Заключение

Впервые обнаружены одновременные возмущения высокочастотной геоакустической эмиссии и электрического поля в приземном воздухе, возникающие как в сейсмически спокойные периоды, так и на заключительной стадии подготовки землетрясения. Генерация акустических сигналов происходит в результате деформационных подвижек [6], приводящих к чередующимся сжатиям и разуплотнениям приповерхностных осадочных пород и вариациям их электрических свойств, которые сопровождаются возмущениями электрического поля.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 16, гос. контракт № 10104-34/П-16/041-404/310506-014 и проект ДВО РАН № 06-I-П16-070.

Список литературы

1. Адушкин В.В., Спивак А.А. Роль тектонических нарушений в межгеосферных взаимодействиях на границе земная кора-атмосфера // ДАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 92-97.
2. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В. и др. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // ДАН. 2006. Т. 407, № 5. С. 669-672.
3. Гордюк В.П. Исследование принципов построения приборов для измерения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы // Тр. ГГО. 1981. Вып. 442. С. 96-102.
4. Гохберг М.Б. Взаимодействие процессов в литосфере и у земной поверхности с внешними оболочками Земли // Геофизика на рубеже веков: Изб. тр. ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН. 1999. С. 163-169.
5. Дмитриевский А.Н., Володин И.А. Формирование и динамика энергоактивных зон в геологической среде // Доклады АН. 2006. Т. 411, № 3. С. 395-399.
6. Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А., Овчаренко В.В., Марапулец Ю.В., Швец В.А., Шевцов Б.М., Широков О.Н., Чупин В.А., Яковенко С.В. Деформационные и акустические предвестники землетрясений // ДАН. 2007. Т.413, №1. С. 96-100.
7. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 45-59.
8. Купцов А.В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.
9. Купцов А.В., Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М. Анализ изменений геоакустической эмиссии в процессе подготовки сильных землетрясений на Камчатке // Исследовано в России. 2004. 262. С. 2809-2818. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2004/262.pdf>
10. Купцов А.В., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А., Руленко О.П., Шевцов Б.М., Щербина А.О. О связи высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных пород с электрическим полем в приземном слое атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4. С. 1-6.
11. Мальцев С.А., Моргунов В.А. К физической модели возмущений электростатического поля литосферой природы в атмосфере и ЭМИ // Физика Земли. 2005. № 9. С. 65-73.
12. Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.
13. Спивак А.А., Кожухов С.А., Локтев Д.Н. и др. Система комплексных наблюдений за межгеосферными взаимодействиями на границе земная кора - приземная атмосфера. // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. М.: ИДГ РАН. 2003. С. 323-333.
14. Тарасов Б.Г., Дырдин В.В., Иванов В.В. Геотектонические процессы и аномалии квазистационарного электрического поля в земной коре // ДАН СССР. 1990. Т. 312, № 5. С. 1092-1095.

**НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СИНХРОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ
АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ
НА ПУНКТЕ "МИКИЖА" И ОБСЕРВАТОРИИ "ПАРАТУНКА"**

**SOME RESULTS OF SYNCHRONOUS MEASUREMENTS OF ELECTRIC FIELD AT
"MIKIZHA" SITE AND "PARATUNKA" OBSERVATORY**

О.П. Руленко¹, Ю.В. Марапулец², С.Э. Смирнов², М.А. Мищенко²

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,*

²*Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

The results of synchronous measurements of atmospheric electrical field at two points, the distance between which is 2.9 km, are considered. The measurements of potential gradient V' were carried out from June 27 till October 16, 2006. In the behavior of the relation of a variation factor of hourly average meanings V' between the points the anomalies of meteorological and, probably, seismotectonic origin were found out. During the days with "fair weather conditions" in July - September the unitary daily variation V' was observed only in September, when the intensity of local "convective generator" of electrical charges decreased at the points.

Регистрируемые у поверхности земли вариации градиента потенциала атмосферного электрического поля V' вызваны совокупным действием глобальных и локальных генераторов электрических зарядов [10]. Для выявления их действия и его изучения используется исследование пространственной структуры вариаций V' путем синхронных измерений на двух и более пунктах. Разное расстояние между пунктами позволяет исследовать структуры вариаций, имеющие различные характерные масштабы и физическую природу. Для пунктов, удаленных на 1-10 км друг от друга, пространственные вариации V' обусловлены разным действием локальных генераторов, которое вызвано неодинаковой изменчивостью приземной атмосферы [1, 3]. В сейсмоактивных областях в этих вариациях V' находит, вероятно, отражение и сейсмотектонический процесс [9, 11].

В настоящей работе представлены результаты синхронных измерений V' на пункте "Микижа" и пункте (обсерватории) "Паратунка", расстояние между которыми 2.9 км. Измерения проводились с 27 июня по 16 октября 2006 г. Использовались датчики электрического поля "Поле-2" [5]. На пункте "Микижа" измерительная пластина первичного преобразователя датчика была на высоте 7 см от поверхности земли. На пункте "Паратунка" первичный преобразователь был установлен на высоте 3.4 м от земли в центре горизонтальной выравнивающей металлической сетки, имеющей форму круга диаметром 4.4 м. Выходные напряжения датчиков оцифровывались с частотой 0.5 Гц и записывались на жесткий диск персонального компьютера. Атмосферные осадки регистрировались метеостанцией Conrad WS-2300 один раз в минуту.

Использовались данные, полученные в условиях любой погоды. Вычислялись и анализировались среднечасовые значения \tilde{V}'_m , \tilde{V}'_n и их стандартные отклонения σ_m , σ_n , соответственно, на пункте "Микижа" и "Паратунка". Рассматривались часовые интервалы, которые содержали только все мгновенные значения V' .

Степень изменчивости электрического поля на пунктах оценивалась с учетом изменчивости стандартного отклонения среднечасовых значений V' и относительной изменчивости самих среднечасовых значений. Вычислялся коэффициент вариации среднечасовых значений градиента потенциала поля на пункте "Микижа" $K_m = \sigma_m / |\tilde{V}'_m|$ и пункте "Паратунка" $K_n = \sigma_n / |\tilde{V}'_n|$. Кроме учета изменчивости стандартного отклонения и среднего значения, коэффициент вариации является безразмерной величиной, что позволяет сравнивать рассеяния выборок случайных величин, имеющих различную размерность [4]. Его рекомендуется использовать для сравнения степени изменчивости выборок двух и более случайных величин [8]. Все это актуально для анализа данных в

нашем случае, когда измерения V' проводятся в разных местах и на разных высотах, то есть при разном действии локальных факторов и, прежде всего, электродного эффекта.

Для выяснения пространственной изменчивости электрического поля рассматривалось отношение коэффициента вариации среднечасового значения V' на пункте "Микижа" к значению его за тот же час на пункте "Паратунка" K_M/K_{II} . Поведение K_M , K_{II} и K_M/K_{II} приведено на рис. 1.

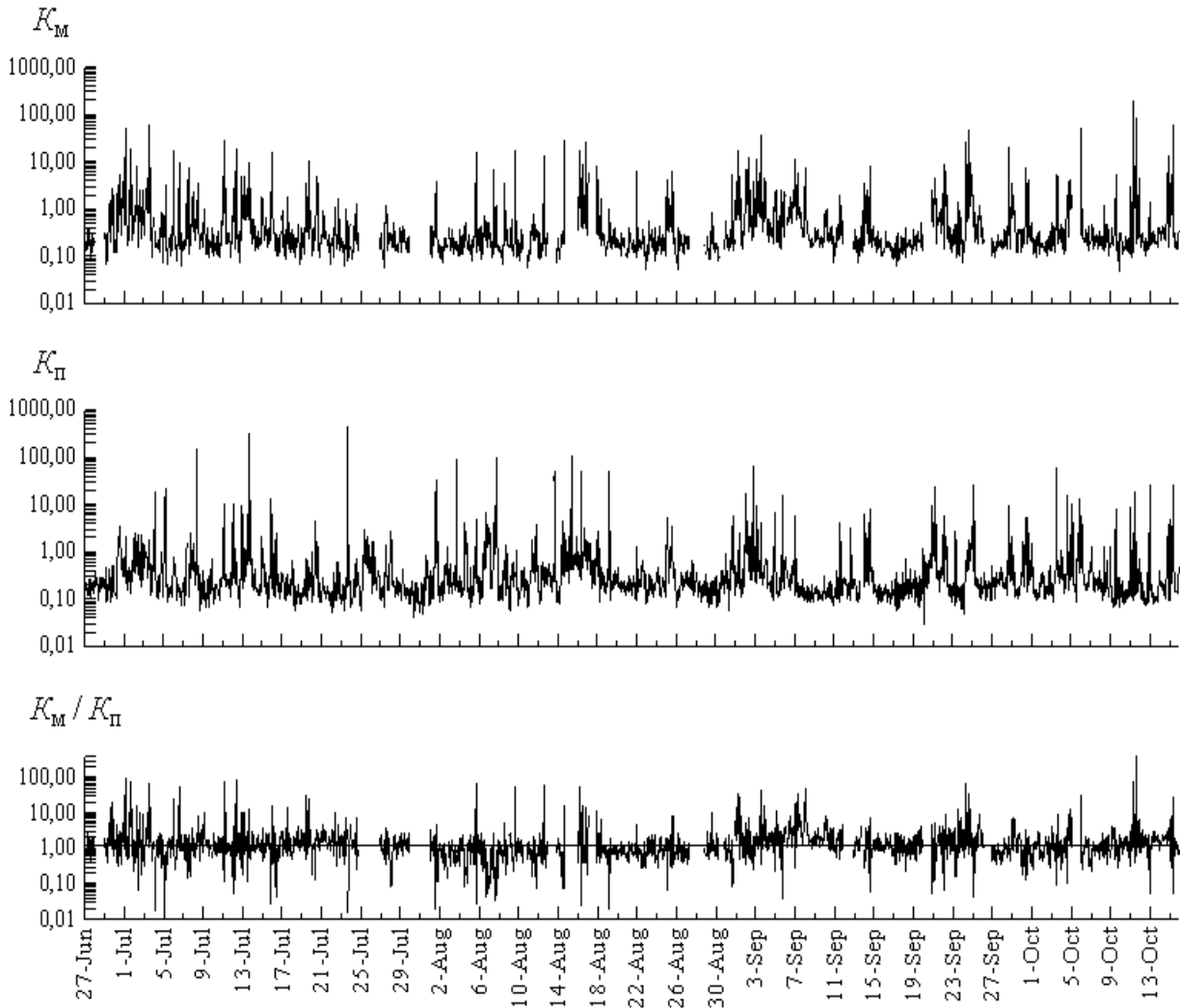


Рис.1. Поведение коэффициента вариации среднечасовых значений градиента потенциала электрического на пункте "Микижа" K_M , пункте "Паратунка" K_{II} и отношения K_M/K_{II} .

Как видно из рис. 1, значения K_M и K_{II} варьируют в широком диапазоне. Распределение K_M/K_{II} близко к логнормальному со средним геометрическим значением 1.16, которое отмечено на рисунке сплошной линией. Поскольку это значение близко к 1, степень изменчивости электрического поля на пунктах по всей совокупности данных примерно одинакова. Однако наблюдаются длиннопериодные вариации K_M/K_{II} относительно среднего, которые свидетельствуют о разной степени изменчивости V' в разное время на пунктах. Для выделения этих вариаций проводилось центрированное сглаживание значений K_M/K_{II} методом скользящего среднего во временном окне 72 часа. Такое окно выбрано для исключения возмущений K_M/K_{II} , вызванных кратковременными (менее 3 суток) ухудшениями погоды. Эти ухудшения могли проявляться на пунктах по-разному, в то время как ухудшения погоды длительностью более 3 суток проявлялись в целом одинаково. Кроме того, учет кратковременных ухудшений погоды, особенно по визуальным данным, был в условиях эксперимента более трудным, чем длительных.

На рис. 2 представлены сглаженные значения K_M/K_P . По оперативным данным Камчатского филиала ГС РАН (<http://kbg.s.kscnet.ru>) стрелками на рисунке указаны все землетрясения с энергетическим классом больше 12,0, произошедшие на эпицентральной расстоянии до 250 км от пункта "Микижа". Буквами M_1 - M_4 отмечены возмущения метеорологического происхождения, так как в это время была плохая, с частыми осадками погода длительностью до 6 суток.

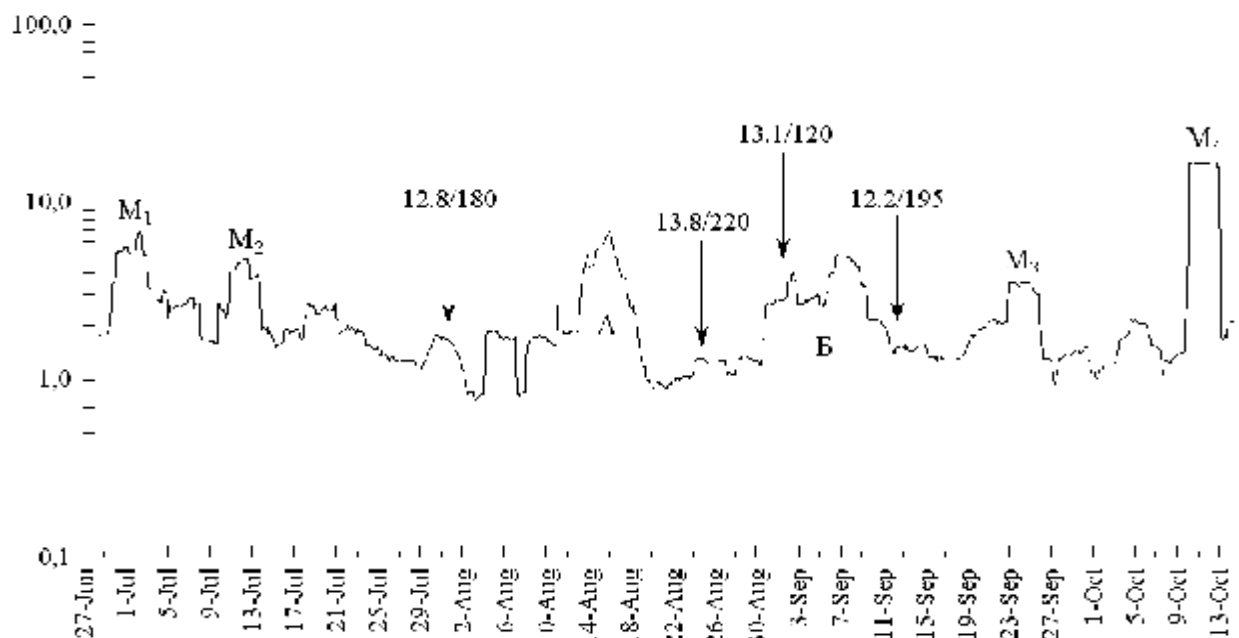


Рис.2. Сглаженные значения K_M/K_P . M_1 - M_4 - возмущения метеорологического происхождения, А и Б - вызванные, вероятно, сейсмотектоническим процессом. Стрелками указаны землетрясения с энергетическим классом больше 12,0. Первое число над стрелкой - энергетический класс, второе - эпицентральное расстояние до пункта "Микижа" в км.

При рассмотрении рис. 2 обращают внимание аномалии А и Б, во время которых не было длительных ухудшений погоды. Так с 17 июля по 28 августа на пункте "Микижа" осадки выпадали только 27 июля и 14 августа, а с 29 августа по 19 сентября они отмечались лишь эпизодически в отдельные дни: 29 и 31 августа, 5, 11 и 14 сентября. Эти дни не отражаются в поведении аномалий А и Б, поскольку проведенное выше сглаживание K_M/K_P устраняет влияние возмущений погоды длительностью 1 сутки.

Все это позволяет допустить, что аномалии А и Б вызваны сейсмотектоническим процессом. Они отличаются от аномалий M_1 - M_4 большей длительностью, а также более медленным увеличением и уменьшением. Аномалия А могла быть вызвана влиянием на электричество приземной атмосферы процесса подготовки самого сильного землетрясения 24 августа с энергетическим классом 13,8 (локальная магнитуда 6,2). Аномалия Б приурочена во времени к землетрясениям 1 и 12 сентября, которые произошли, соответственно, на севере (южнее мыса Шипунский) и юге (восточнее мыса Лопатка) района Южной Камчатки. Она, вероятно, связана с активизацией сейсмотектонического процесса в этой тектонической зоне.

Формирование аномалий А и Б могло происходить следующим образом. При подготовке землетрясения на атмосферу воздействует крайне неоднородная и иерархично расчлененная особенно вблизи поверхности земная кора. Воздействие протекает наиболее интенсивно на границе земля-атмосфера, где значительны потоки массы и энергии [2, 6]. Поэтому отклик электрического поля в приземном воздухе должен быть в разных местах разный, что приведет в нашем случае к появлению при невозмущенной погоде аномалии K_M/K_P .

Рис. 3 иллюстрирует спектры коэффициента вариации на пункте "Микижа" и "Паратунка". При расчете спектральной плотности S из последовательностей значений K_M

и K_{Π} исключались среднее значение и линейный тренд, а пропущенные данные интерполировались по ближайшим точкам. Согласно рис. 3, спектры K_M и K_{Π} отличаются друг от друга. На пункте "Мижижа" спектральная плотность уменьшается на периодах $T < 3$ суток, испытывая при этом значительные флуктуации. При $T > 3$ суток она несколько выше, чем на пункте "Паратунка", где средний уровень спектральной плотности и ее разброс примерно одинаковы на всех периодах.

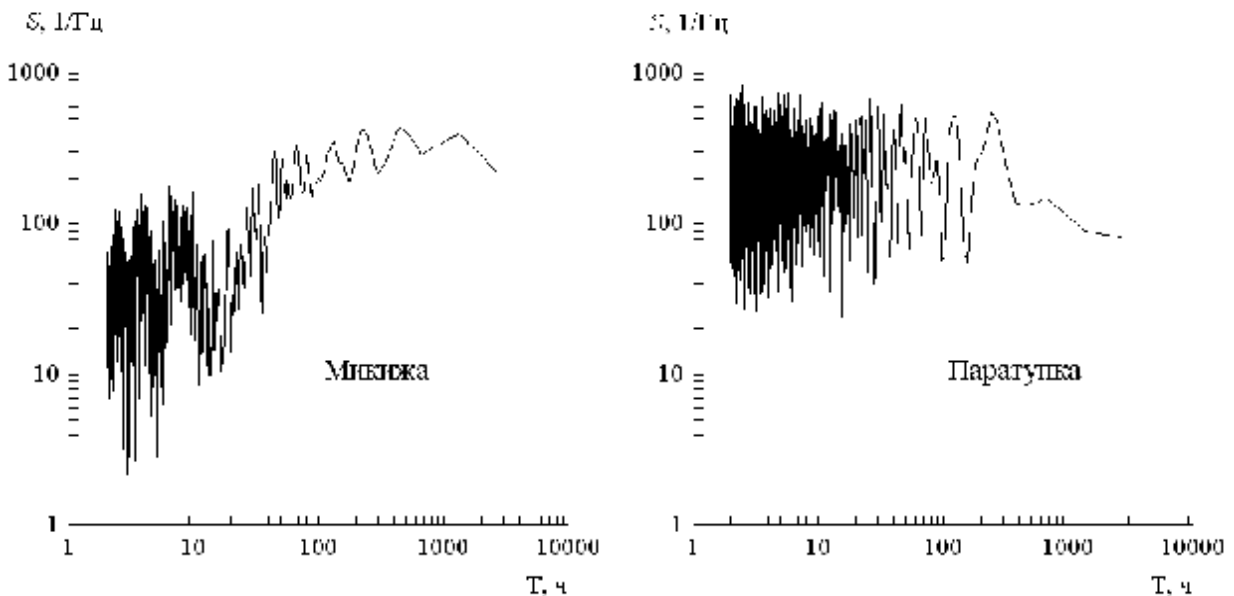


Рис.3. Спектральная плотность S коэффициента вариации среднечасовых значений градиента потенциала электрического поля на пункте "Мижижа" и "Паратунка".

Отличие спектров K_M и K_{Π} можно объяснить следующим образом. При установке датчика непосредственно у земли на изменчивость атмосферного электрического поля сильно влияет ионизация воздуха, обусловленная радиоактивными эманациями с поверхности земли. Она может сопровождаться появлением отрицательного объемного заряда, который уменьшает электрическое поле и даже изменяет знак [7, 13]. В случае более интенсивного деформирования близповерхностных пород на пункте "Мижижа" это должно привести при длительных наблюдениях к уменьшению и флуктуациям спектральной плотности K_M в области малых периодов.

На рис. 4 представлены суточные вариации градиента потенциала V' для дней с "хорошей погодой" на пунктах в июле, августе и сентябре. Вертикальными отрезками с надежностью 0.95 показаны доверительные интервалы для среднечасовых значений V' , оцененные с использованием распределения Стьюдента [4]. С целью корректного сопоставления данных значения V' на пункте "Паратунка" приведены к абсолютным значениям. В июле, августе глубина и форма суточных вариаций, а также ширина доверительных интервалов в одни и те же часы свидетельствуют о большей интенсивности локальных генераторов на пункте "Мижижа", чем "Паратунка". Это, в первую очередь, связано с разным способом установки датчиков и разной орографией местности и на пунктах.

Унитарная суточная вариация V' , имеющая минимум около 4 ч и максимум около 19 ч UT [10], не проявляется на пунктах в июле, августе. Она наблюдается только в сентябре, особенно на пункте "Паратунка". Данный факт можно объяснить интенсивным действием в эти месяцы локальных электрических генераторов и, прежде всего, "конвективного генератора" (austauschgenerator) [12]. В июле-августе утром и днем происходит сильное прогревание приземного воздуха, которое обуславливает конвекцию и генерацию электрических зарядов. Прогревание воздуха и конвекция ослабевают значительно в сентябре, что позволяет проявиться унитарной суточной вариации.

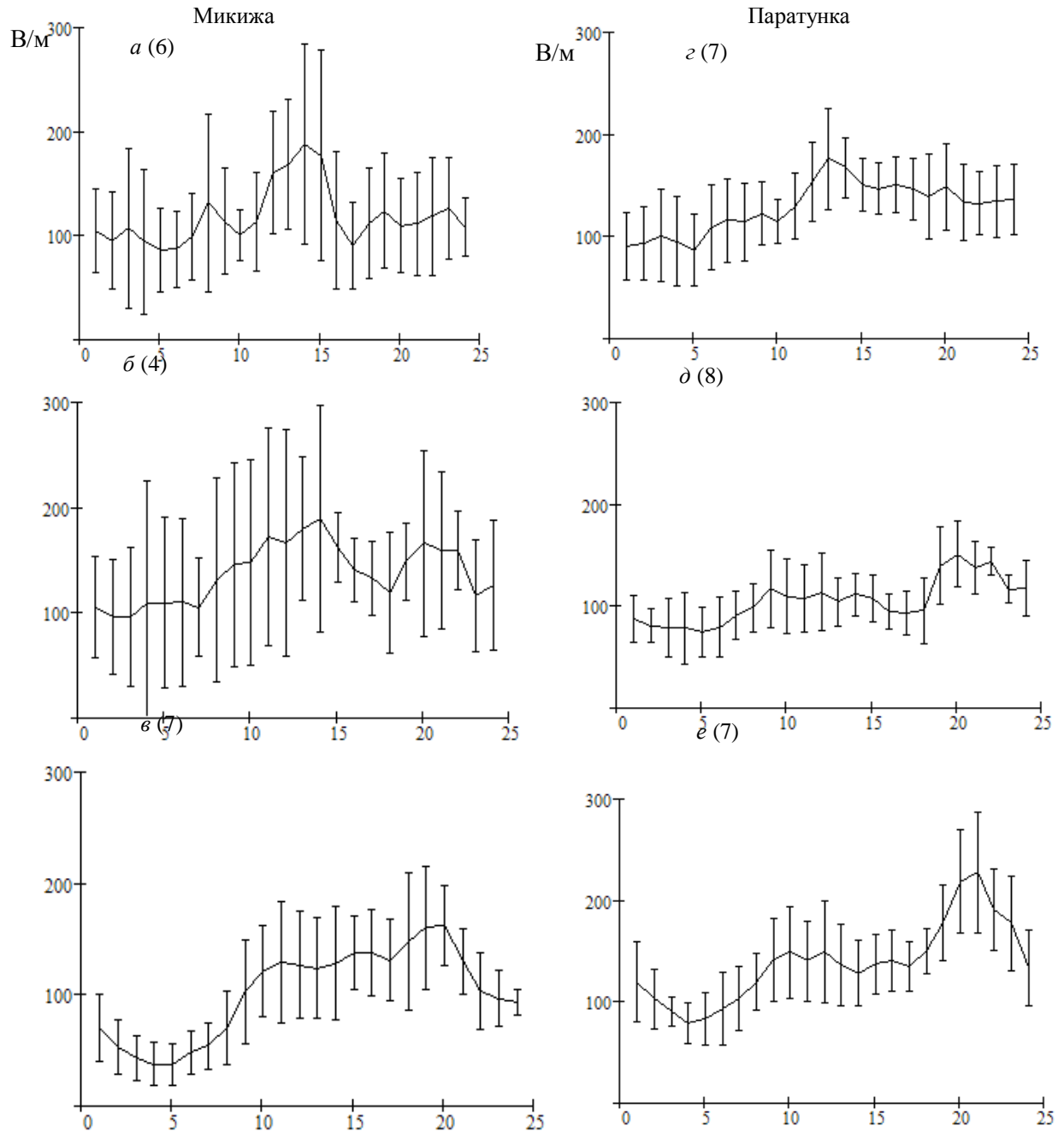


Рис.4. Суточные вариации градиента потенциала электрического поля на пункте "Микижа" и "Паратунка" по месяцам: *a, z* - июль; *б, д* - август; *в, е* - сентябрь. В скобках указано число дней с "хорошей погодой".

Работа выполнена при поддержке проекта ДВО РАН №06-И-П16-070.

Список литературы

1. Аджиев А.Х., Куповых Г.В. Атмосферно-электрические явления на Северном Кавказе. – Таганрог: Изд-во ТРТУ, 2004. – 137 с.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А. Роль тектонических нарушений в межгеосферных взаимодействиях на границе земная кора-атмосфера // Докл. АН. 2005. Т. 402. № 1. С. 92-97.
3. Бандилет О.И., Канониди Х.Д., Шефтель В.М., Ярошенко А.Н. Пространственно-временная структура вариаций E_z в высокоширотной зоне // Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 33-36.

4. Гмурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика. – М.: Высшая школа, 1998. – 479 с.
5. Гордюк В.П. Исследование принципов построения приборов для измерения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы // Труды ГГО. 1981. Вып. 442. С. 96-102.
6. Гохберг М.Б. Взаимодействие процессов в литосфере и у земной поверхности с внешними оболочками Земли // Геофизика на рубеже веков. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 163-169.
7. Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М. Теория электродного эффекта в атмосфере. – Таганрог: Изд-во ТРТУ, 1998. – 123 с.
8. Леонтьев Н.Л. Статистическая обработка результатов наблюдений. – М.-Л.: Гослесбумиздат, 1952. –104 с.
9. Моргунов В.А., Матвеев И.В., Статиев А.В. Электричество атмосферы в зоне тектонического разлома // Магнитосферные исследования № 15. – М.: ВИНТИ, 1990. С. 65-68.
10. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 421 с.
11. Bufe C., Nanevicz J. Atmospheric electric field observations, animal behavior, and earthquakes // Pros. EHRP Conf. I. 23-24 Sept. 1976. California. P. 95-106.
12. Kasemir H.W. Zur Strömungstheorie des Luftelektrischen Feldes III: Der Austauschgenerator // Arch. Met. Geophys. Bioklim., (A), 1956. V. 9. P. 357-370.
13. Kulkarni M., Kamra A.K. Vertical profiles of atmospheric electric parameters close to ground // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 28209-28221.

ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗИМНИХ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ НАД ЯКУТСКОМ В 2005-2007 Г.Г.

LIDAR OBSERVATIONS OF WINTER STRATOSPHERIC WARMINGS OVER YAKUTSK IN 2005-2007

В.Н. Маричев¹, С.В. Николашкин², С.В. Титов²

¹*Институт оптики атмосферы СО РАН*

²*Институт космических исследований и аэронавтики СО РАН*

In this paper, we present and discuss the results of lidar measurements of the vertical temperature distribution in the stratosphere over Yakutsk, aimed to thoroughly investigate winter stratospheric warmings. The observations were started in November, 2004, and are still in progress. They are performed with the lidar having a 60 cm mirror of the receiving telescope and the transmitter based on a solid-state Nd:YAG- laser radiating at 532 nm. Spatial resolution of the signal received in the photon counting mode is 150 m. Accumulation time needed to obtain a single temperature profile is 20 min.

Temperature profiles are reconstructed from the signals of elastic molecular (Rayleigh) scattering by the equation derived in compliance with the ideal gas state law and thermodynamic balance.

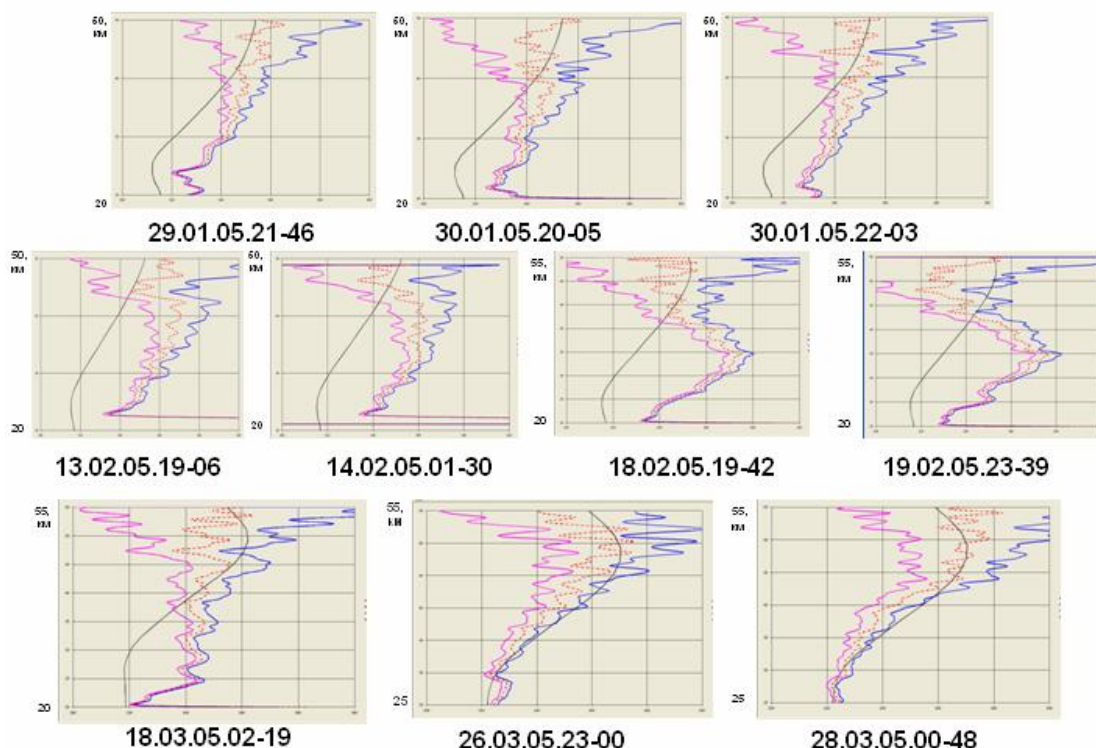
From the analysis of lidar observations we determined the basic characteristics of manifestation of stratospheric warmings over Yakutsk.

В докладе приводятся и обсуждаются результаты лидарных измерений вертикального распределения температуры в стратосфере над Якутском, направленных на исследование зимних стратосферных потеплений. Наблюдения были начаты в ноябре 2004 г. и выполняются по настоящее время на лидаре с приемным зеркалом телескопа диаметром 60 см и передатчиком на основе твердотельного Nd-Yag- лазера с длиной волны излучения 532 нм. Пространственное разрешение по сигналу, принимаемого в режиме счета фотонов, составляло 150м, время накопления для получения единичного профиля температуры – 20 мин.

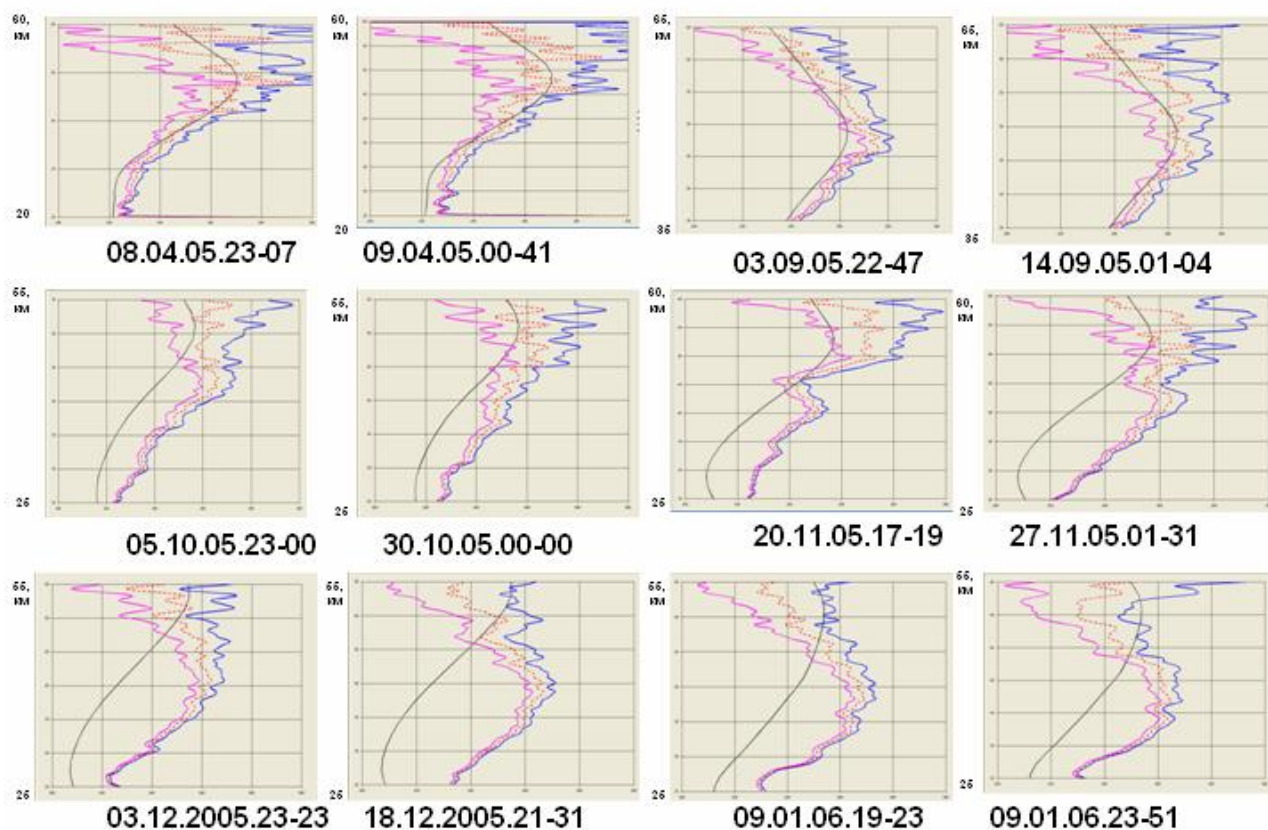
Расчет профилей температуры проводился по величине сигналов упругого молекулярного (релеевского) рассеяния света по формуле, полученной при условиях выполнения закона состояния идеального газа и термодинамического равновесия.

Ниже на графиках рис.1 приведены результаты обработки лидарных сигналов на восстановление вертикального распределения температуры в стратосфере за осенние, летние и весенние сезоны 2005-2007 г.г.

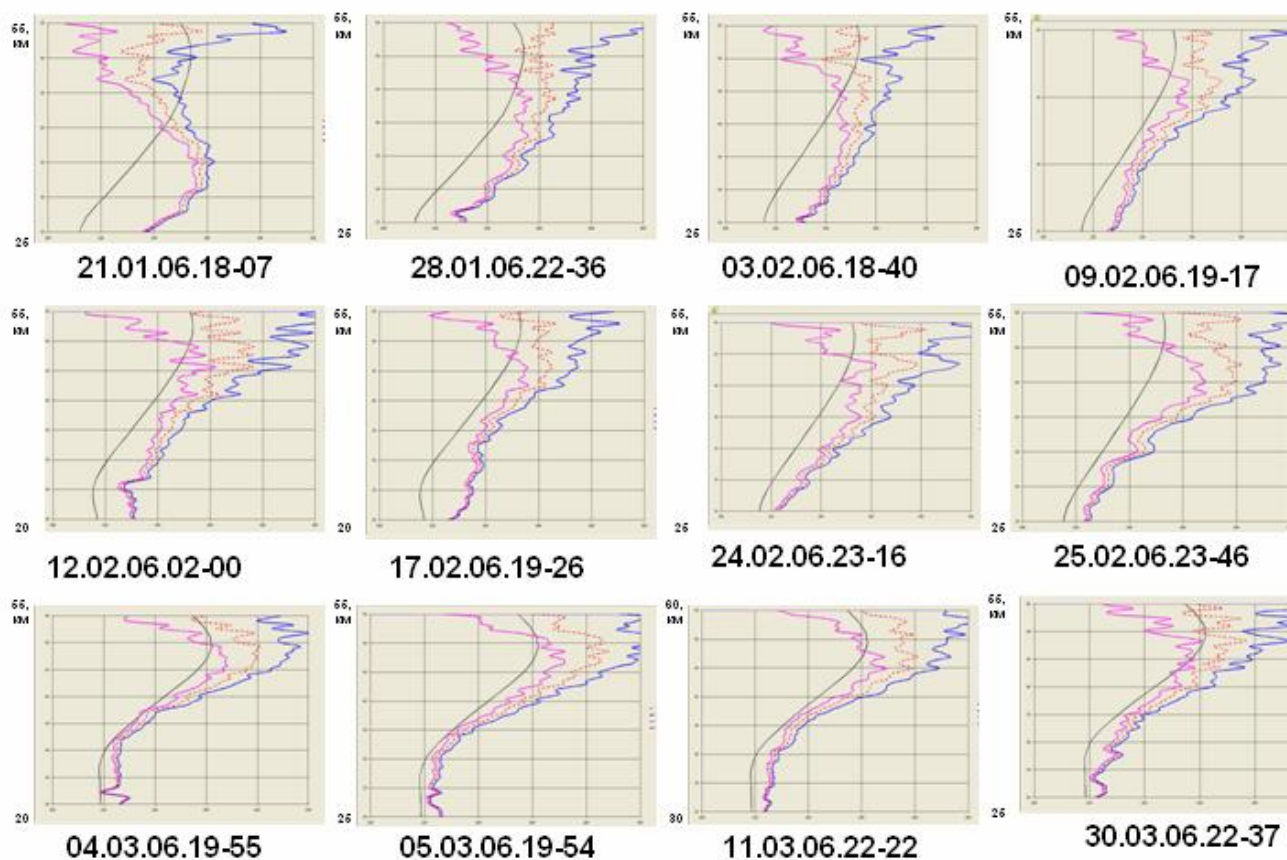
Январь-март 2005г.



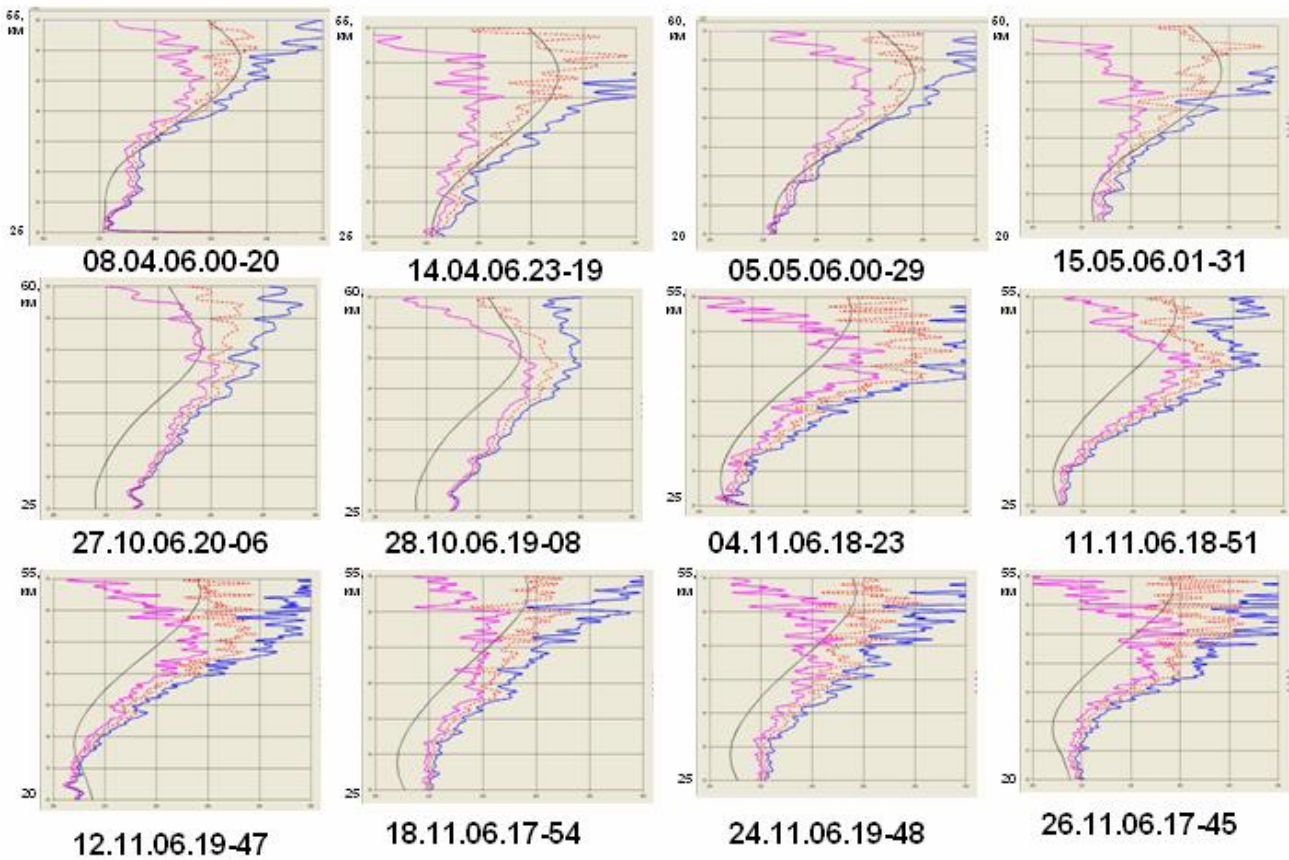
Апрель, 2005 – январь, 2006 г.



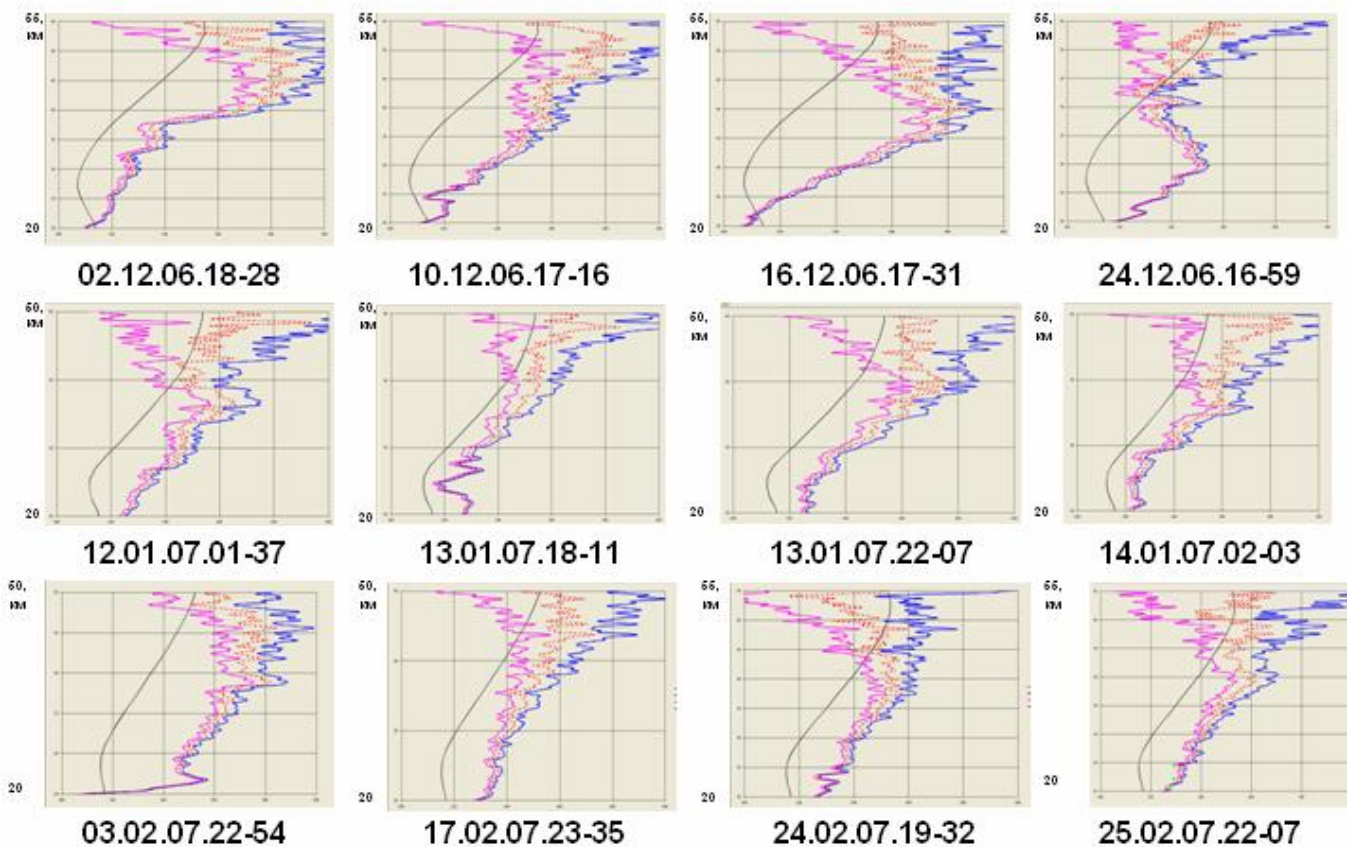
Январь - март, 2006 г.



Апрель - ноябрь, 2006 г.



Декабрь, 2006 г. - февраль, 2007 г.



Март - май 2007 г.

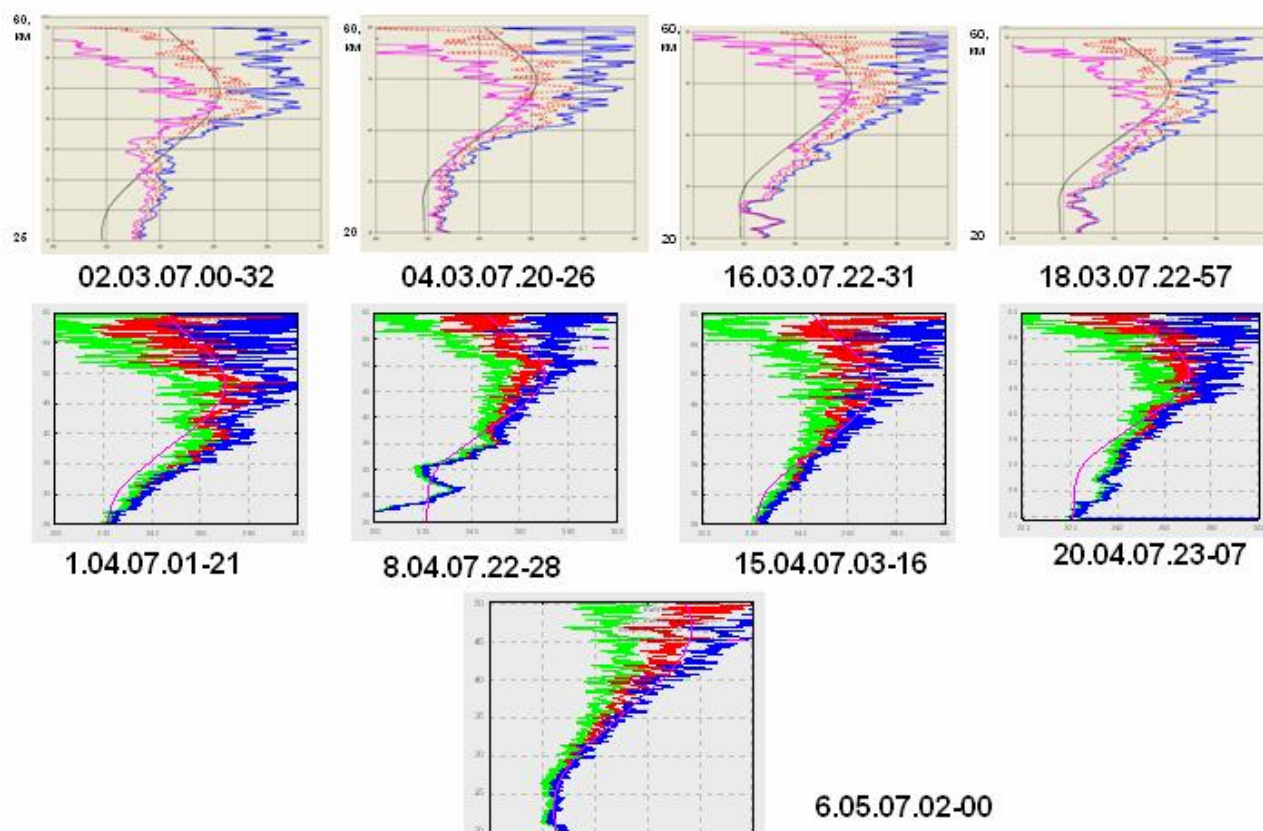


Рис.1. Вертикальные профили температуры и стандартные отклонения измерений в стратосфере над Якутском, полученные из лидарных наблюдений. На всех графиках по оси абсцисс приводится температура в градусах Кельвина, по оси ординат – высота, км.

Из анализа лидарных данных и проведенного обобщения выявлены следующие основные особенности проявления стратосферных потеплений над Якутском:

1. Положительное отклонение измеренных профилей температуры от среднемесячных значений начинается с октября и заканчивается в марте. В этот период происходят стратосферные потепления.

2. Экстремальные температурные аномалии проявляются зимой в январе и феврале и достигают 50К.

3. Как следствие стратосферных потеплений, стратопауза в зимние месяцы испытывала заметные изменения, как по форме, так и по высоте локализации. Наряду с выраженным температурным максимумом типичными являлись ситуации с размытием стратопазы. Высота стратопазы находилась ниже модельной и могла опускаться до 35км.

4. Наибольшая динамика в вертикальном распределении температуры проявляется в ноябре и феврале, что обуславливается перестройкой стратосферной циркуляции, происходящей в эти периоды.

5. Весной и в сентябре наблюдаемые профили температуры по значению и положению стратопазы близки к модели.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 07-05-00734а.

**ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРАТИФИКАЦИИ
АЭРОЗОЛЯ В ВЕРХНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ
НАД ЯКУТСКОМ В 2005-2007 г.г.**

**LIDAR INVESTIGATIONS OF VERTICAL AEROSOL STRATIFICATION IN THE
UPPER TROPOSPHERE AND STRATOSPHERE OVER YAKUTSK IN 2005-2007**

В.Н. Маричев¹, С.В. Николашкин²

¹*Институт оптики атмосферы СО РА,*

²*Институт космофизических исследований и аэронауки СО РАН*

In 2006-2007 at the polygon of the Institute for Cosmophysical Research and Aeronomy (ICRA) SB RAS near Yakutsk the lidar observations of the vertical aerosol stratifications in the upper troposphere and stratosphere are being continued. The interest to the analogous investigations is related to the peculiarities of the polar atmosphere due to the effect of circumpolar vortex and anomalous effect in the vertical structure of the stratosphere in the form of polar stratospheric clouds and stratospheric warmings.

The measurements were performed using the developed and created at the Institute of Atmospheric Optics SB RAS stationary lidar with the receiving mirror of diameter 0.6m and transmitter based on Nd-YAG-laser at a wavelength of 532nm, the pulse energy of 180mJ and the frequency of flashes 20Hz. The spatial resolution was 75m or 150m (depending on distance), the time of the single series of measurements is from 3km to 60km. The analysis a large number of data has revealed interesting characteristics of the vertical aerosol structure, which are discussed in the paper.

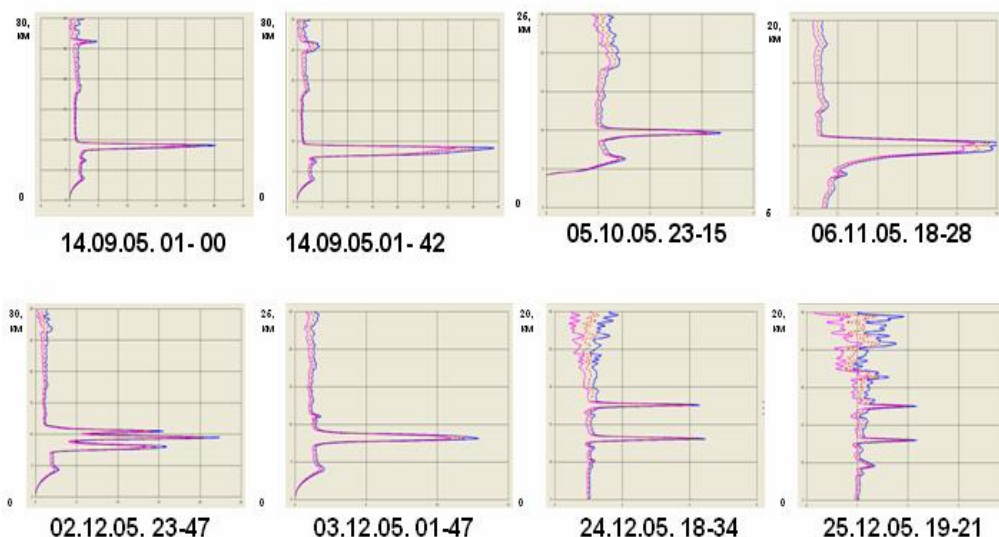
В 2006-2007 г.г. на полигоне ШАЛ (широкие атмосферные ливни) ИКФИА СО РАН вблизи г.Якутска продолжались лидарные наблюдения за вертикальной стратификацией аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере.

Интерес к подобным исследованиям связан с особенностями полярной атмосферы, обусловленными влиянием циркумполярного вихря и аномальными проявлениями в вертикальной структуре стратосферы в виде полярных стратосферных облаков и стратосферных потеплений.

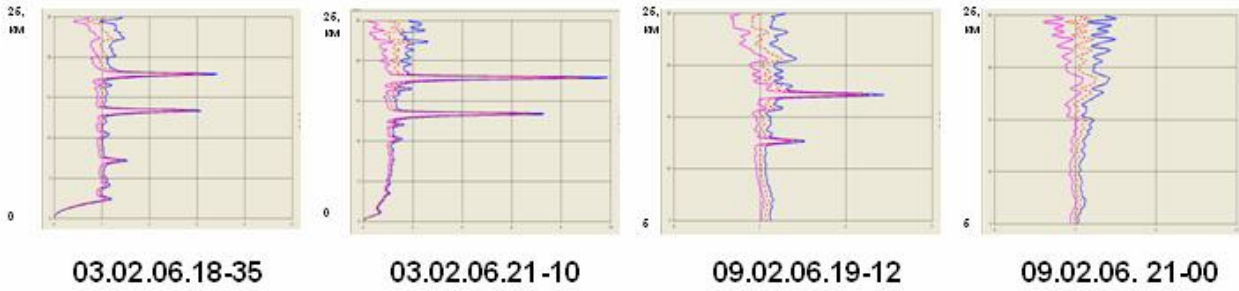
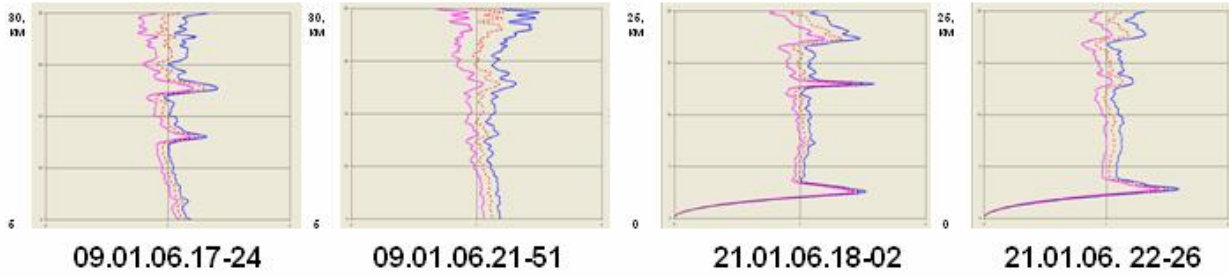
Измерения проводились на разработанном и созданном в ИОА СО РАН стационарном лидаре с приемным зеркалом диаметром 0.6м и передатчиком на основе Nd-Yag-лазере с длиной волны 532 нм, энергией импульса 180мДж и частотой вспышек 20Гц. Пространственное разрешение составляло 75 или 150м (в зависимости от дальности), время единичной серии измерений – от 2 до 10мин, диапазон высот – от 3 до 60км.

Ниже по результатам обработки лидарных данных на рис.1.приводится иллюстрационный графический материал по вертикальной стратификации аэрозоля за разные месяцы, за исключением летних, периода 2005-2007 г.г.

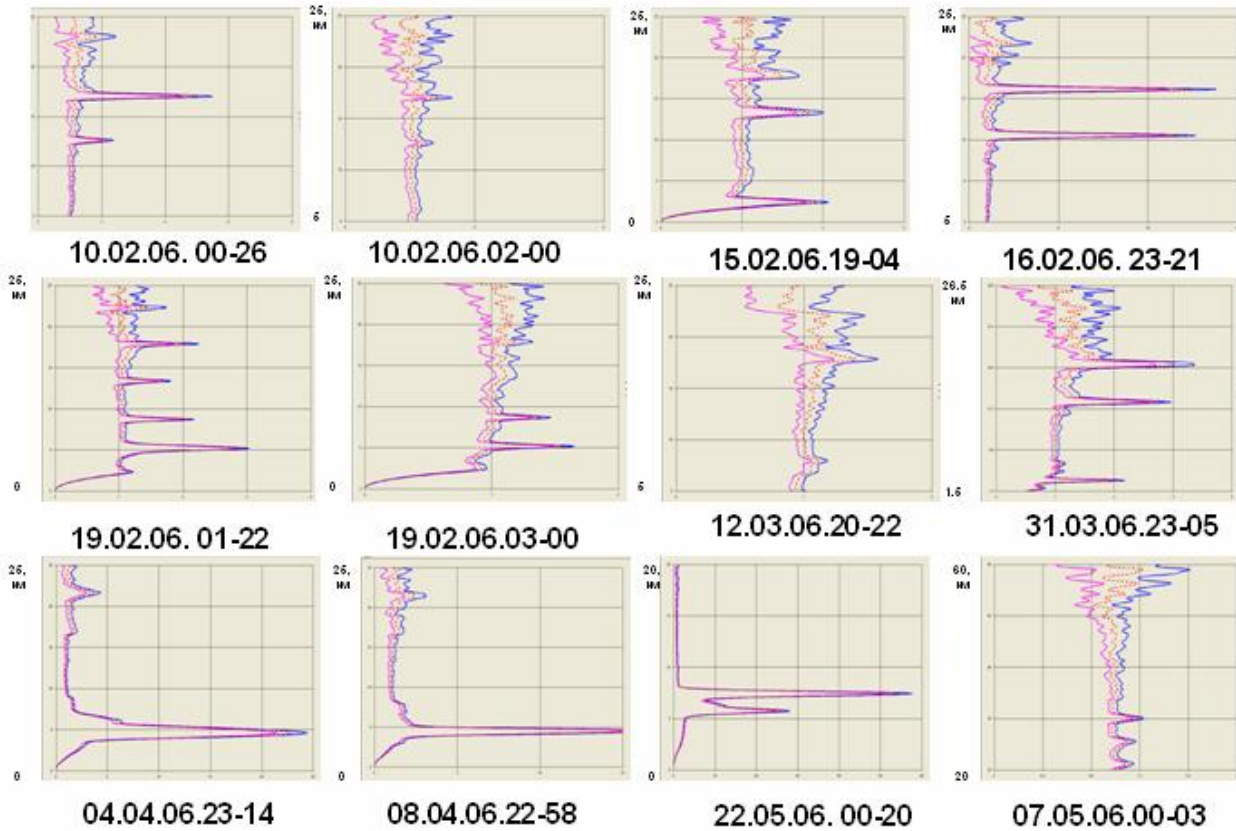
Сентябрь-декабрь, 2005 г.



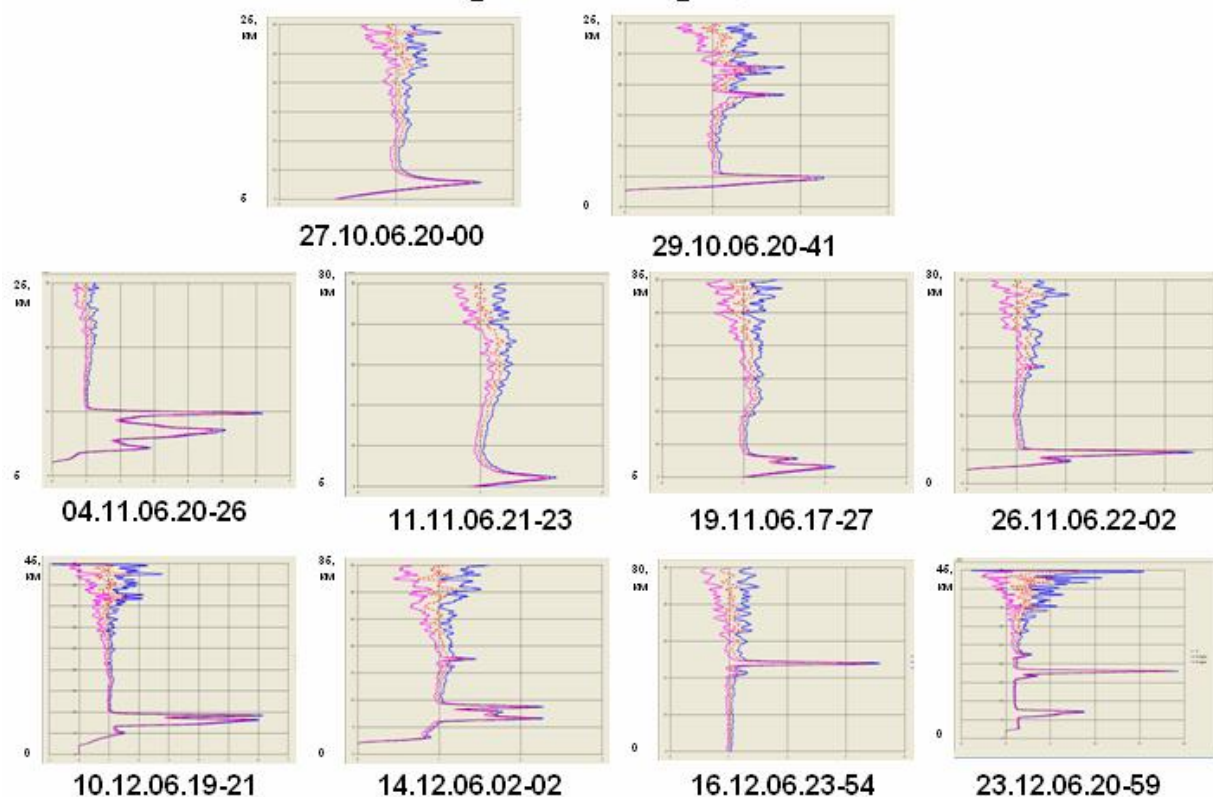
Январь – февраль, 2006 г.



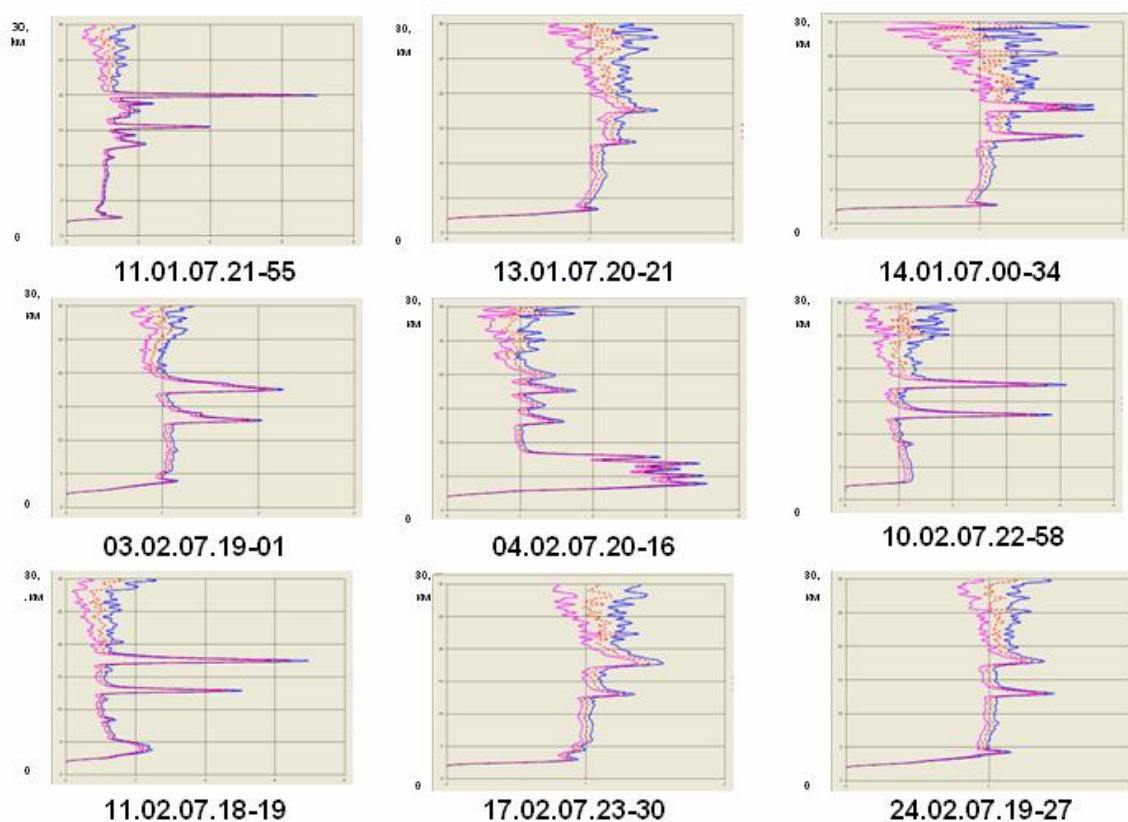
Февраль – май, 2006 г.



Октябрь-декабрь, 2006 г.



Январь – февраль, 2007г.



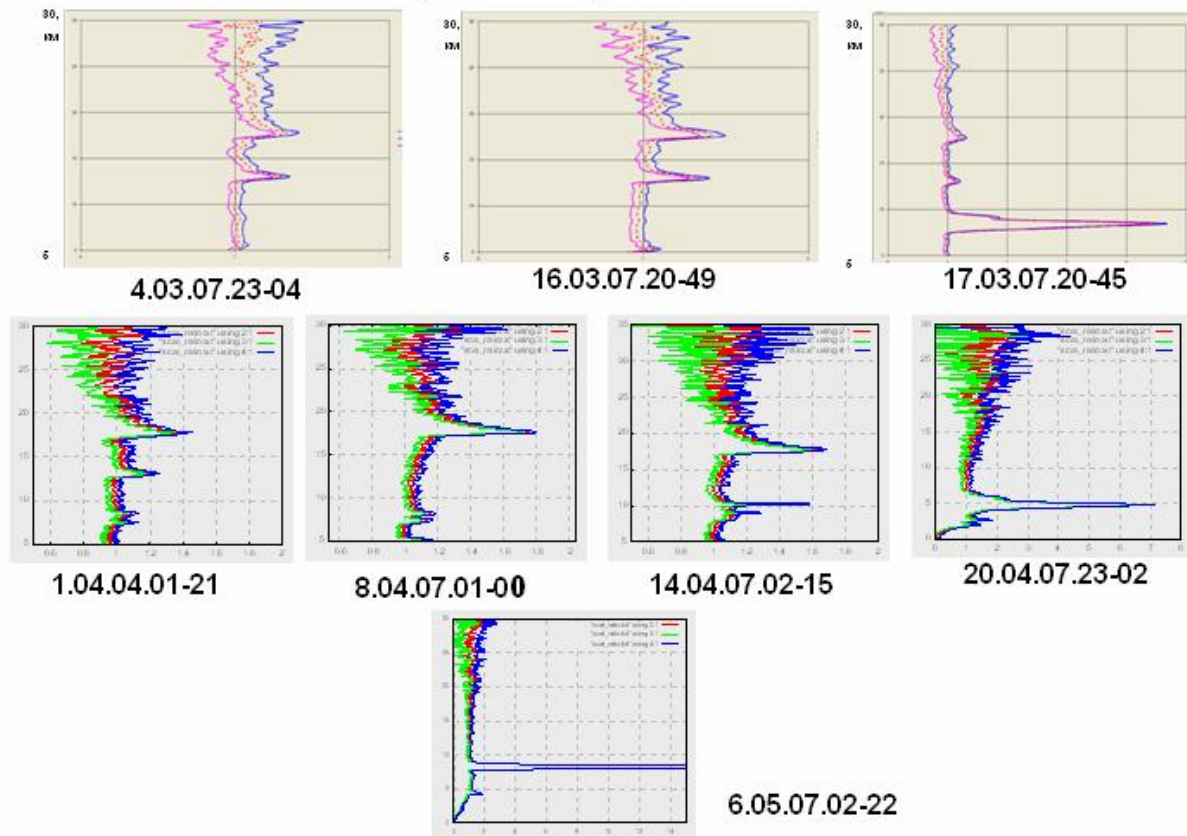
Март – апрель, 2007г.

Рис.1. Вертикальная стратификация аэрозоля из наблюдений на полигоне ШАЛ.

По оси ординат отложена высота, км, по оси абсцисс – аэрозольное отношение рассеяния и его стандартное отклонение.

Анализ большого количества накопленных данных выявил интересные особенности вертикальной структуры аэрозоля, обобщение которых приводится в нижеследующем выводе.

По результатам лидарных наблюдений вертикальной стратификации аэрозоля в стратосфере над Якутском можно выделить следующие ее особенности:

- Слоистая аэрозольная структура начинает появляться в сентябре, с определенной изменчивостью присутствует в ноябре-феврале и начинает разрушаться в марте.
- Аэрозольные слои наблюдаются только в нижней стратосфере до высот 25 км. Наиболее частое появление слоев происходит на высотах 12-13 и 17-18 км, более редкое – на 22-23 и 25 км.
- Проявляется большая динамика в изменчивости слоев. Более динамичны два нижних слоя – на 12-13 и 17-18 км. Их интенсивность в единицах отношения рассеяния может достигать величин $R=25-30$. Более часто обнаруживаются очень узкие плотные слои с шириной 100-200 м, природа которых связывается с полярными стратосферными облаками. Также наблюдаются слабые слои с шириной до 1-2 км.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ 07-05-00734а, восток-а 06-05-96154 и интеграционного проекта СО РАН «Исследование влияния космических лучей на аэрозоль и облакообразование».

ДИНАМИКА ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ ВО ВРЕМЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

THUNDERSTORM ACTIVITY DYNAMICS DURING HURRICANES

Ю.М. Михайлов¹, Г.И. Дружин², Г.А. Михайлова¹, О.В. Капустина¹

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН

²Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Results of study of thunderstorm activity dynamics during the Pacific cyclones in August and October 2001, using broadband recording of the time forms of atmospheric on Kamchatka, have been presented. The number of atmospheric per minute at simultaneously determined azimuths of their sources was used as an example of thunderstorm activity. An analysis of data processing results indicated (a) in the absence of cyclones, the maximal atmospheric flux level (10 ± 4 pulse/min) was observed at night, and the daylight level was 3 ± 1 pulse/min; (b) thunderstorm activity increases at the stage of tropical depression regardless of depression development into cyclone; in this case the flux of atmospheric can increase to 250 pulse/min at night and can be widely variable (5-100 pulse/min) in daytime; (c) in the state of cyclone maturity, the thunderstorm activity level is not higher than the background level. It was indicated that IGWs in the Earth's atmosphere and the lower ionosphere are caused by lightning strokes accompanied by shock waves during expansion of the lightning channel. The results obtained are of interest in studying anomalous effects in the natural electromagnetic field in the VLF band during increased seismic activity in Kamchatka.

К настоящему времени накоплен большой объем данных наблюдений аномалий в естественном электромагнитном поле Земли перед землетрясениями в широком диапазоне частот от десятков Гц до десятков кГц [1]. Эти аномалии проявлялись как в усилении потоков импульсных сигналов, зарегистрированных на выходе широкополосных приемников в КНЧ - и ОНЧ – диапазонах, так и в усилении интенсивности излучений на выделенных частотах в режиме узкополосной регистрации. В этих работах в качестве основного признака рассматривалась интенсивность потока импульсов в час. Если допустить, что эти аномалии литосферной природы, то естественное электромагнитное излучение при тропических циклонах создает своего рода «паразитный эффект», маскирующий аномальное ОНЧ-излучение. Ниже представлены результаты изучения динамики грозовой активности во время тропических циклонов в Тихом океане в августе и октябре 2002 г. путем широкополосной регистрации временных форм атмосфериков на Камчатке. В

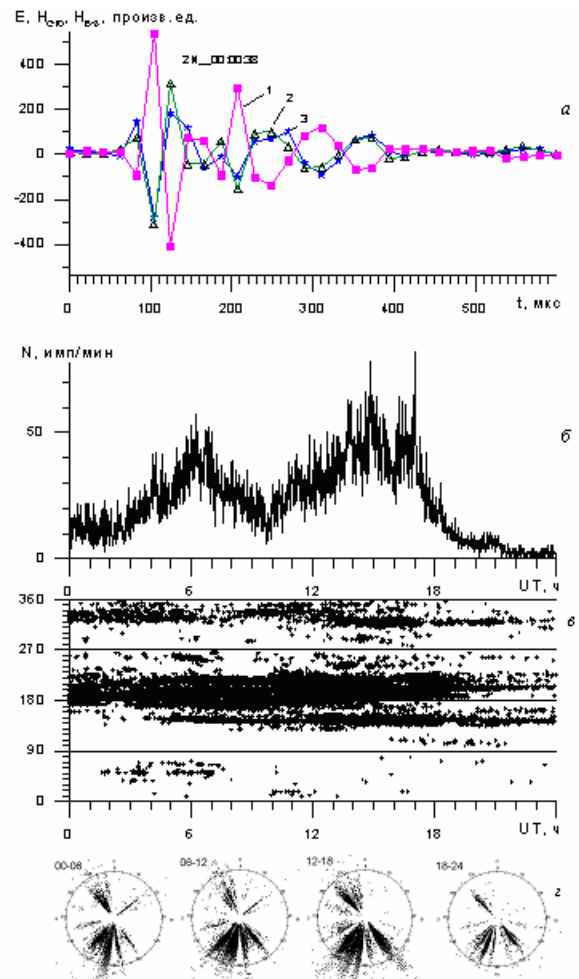


Рис.1. Примеры трех временных форм (1 – E_z , 2 – H_{B-3} , 3 – H_{C-10}) выделенного атмосферика (а); суточного хода потока сигналов в минуту (б); суточного распределения азимутов в градусах их источников в прямоугольных координатах (в), а также в полярных координатах через каждые шесть часов (г).

качестве параметра грозовой активности использовано число атмосфериков в минуту при одновременном определении азимутов их источника. Для регистрации потока импульсных сигналов в обл. «Паратунка» ($\varphi = 53,0^\circ\text{N}$, $\lambda = 158,3^\circ\text{E}$) использована установка «ОНЧ-пеленгатор», разработанная и изготовленная в Институте космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН [2], которая позволяет выделять отдельные направления азимутов в определенные интервалы времени в суточном распределении потоков атмосфериков. В качестве иллюстрации на рис.1а приведен пример временных форм трех компонент выделенного импульсного сигнала, совпадающих с традиционной временной формой атмосфериков от удаленных источников. На рис.1б показан суточный ход количества атмосфериков в минуту, на рис.1в – суточное распределение азимутов источников атмосфериков в прямоугольных координатах, а на нижнем фрагменте рисунка – то же распределение азимутов, но в полярных координатах для четырех периодов суток. В отсутствие тропических циклонов грозы над Тихим океаном наблюдаются крайне редко, особенно днем, и уровень атмосферных радишумов над океаном и на Камчатке определяется континентальными источниками [4].

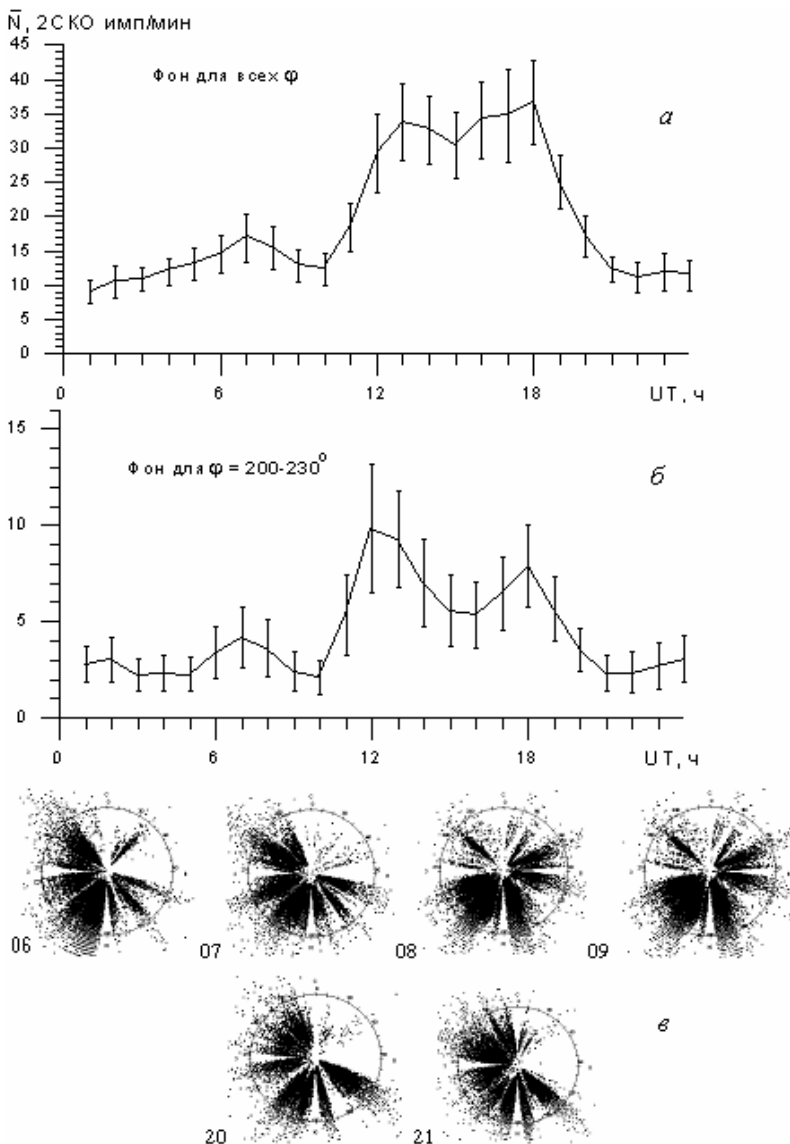


Рис.2. Средний фоновый уровень потока атмосфериков, пришедших в пункт регистрации со всех направлений (а), от источников с азимутами $\varphi = 200-230^\circ$ (б) и полярная диаграмма азимутов (в) в период 6-9, 20-21 августа. Вертикальные отрезки – СКО.

Таких спокойных дней в период наблюдений выпало немного: 6-9 и 20-21 августа, 5-6, 15, 21-22 и 31 октября. На рис.2а приведено среднесуточное распределение количества атмосфериков в минуту, пришедших в пункт наблюдения со всех направлений в августе месяце, а соответствующие им полярные диаграммы для каждого дня – на рис.2в. Полярные диаграммы показывают направления прихода атмосфериков в широком диапазоне азимутов: $\varphi \sim 40-300^\circ$, включая источники в северо-восточном и северо-западном направлениях с преимущественным направлением в створе углов $200-230^\circ$. Среднесуточное распределение количества атмосфериков в этом направлении приведено на рис.2б. Видно, что их максимальное количество наблюдается в местную полночь (12-13 UT) и составляет (10 ± 4) имп/мин, а минимальное – в местный полдень (00-01 UT) и составляет (3 ± 1) имп/мин. Это распределение принято

нами в качестве фонового уровня потока для дальнейшего исследования динамики грозовой активности при тропических циклонах. Данные о тропических циклонах получены по адресу: <http://www.npmoc.navy.mil/jtwc/atcr>). В этот период в 2002 г. в западной части Тихого океана произошло несколько сильных тропических циклонов и тропических репрессий: TS 16W Kammuri, 02-05 августа; TD 17W 05 августа; TS 18W, 10-13 августа; ST 19W Phanfone, 11-20 августа; T 21W Rusa, 22 августа – 01 сентября; T 22W Sinlaku, 28 августа – 08 сентября; T 26W Bavi, 09-14 октября; T 29W Maysak, 25-30 октября, а также TD 27W, 17-19 октября и TD 28W 18-19 октября. Динамика грозовой активности во время их существования детально исследована в работе. В качестве примера приведен результат обработки данных во время тайфуна Rusa 21W, 22 августа - 01 сентября.

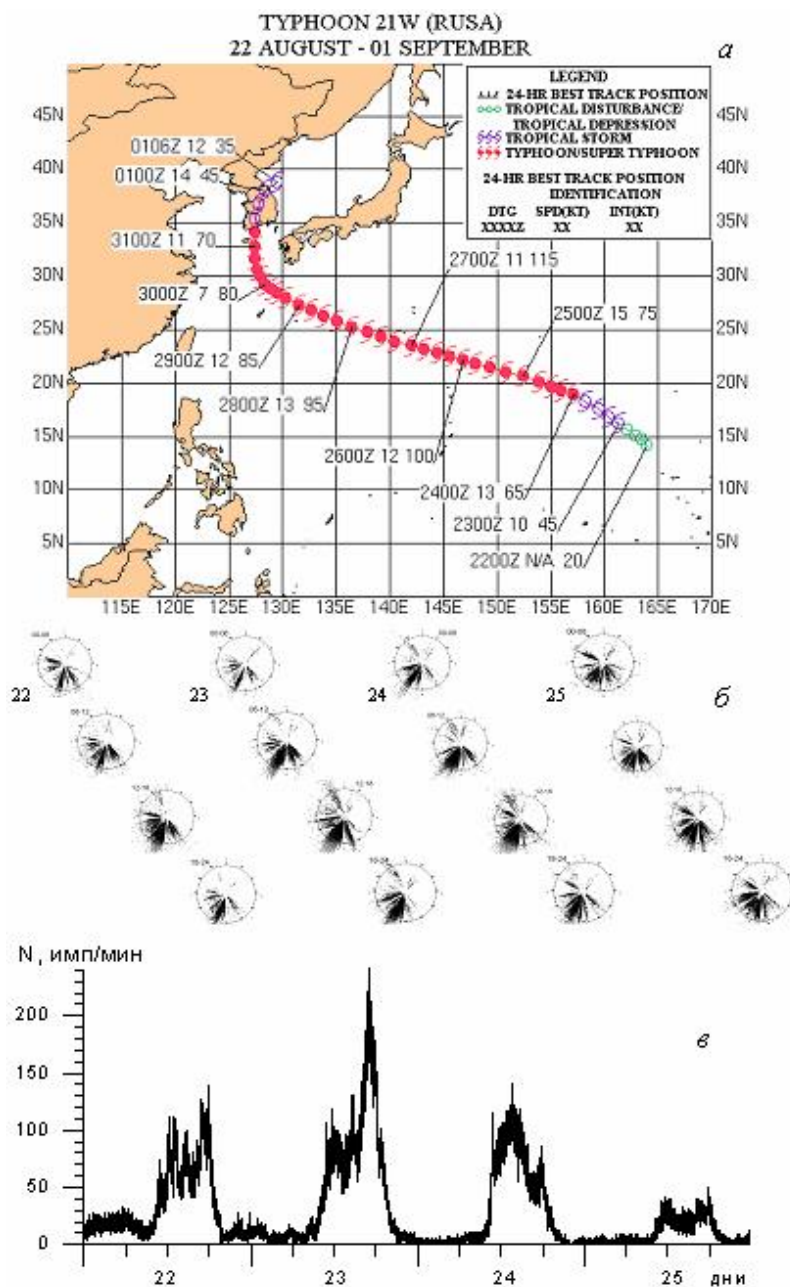


Рис.3. Траектория тропического шторма Rusa 21W в период 22-25 августа (а), азимутальные распределения направлений на источники сигналов (б) и суточное распределение потока атмосфериков в секторе $170-205^\circ$ в этот период (в). Четырехзначные цифры на траекториях вблизи стрелок указывают дату и время 00Z (00 UT), двух и трехзначные цифры, ближайшие к траектории, указывают скорость ветра в узлах (1 узел = 1,87 км/ч).

На рис.3 приведены траектория движения центра тайфуна (а), последовательность полярных диаграмм на источник сигналов через каждые 6 ч для первых четырех дней развития тайфуна (б) и суточная зависимость потока атмосфериков в выделенном интервале азимутов $170-205^\circ$ (в). Как видно из рис.3в, суточный ход $N(t)$ по форме близок к традиционному фоновому, но с более высоким уровнем N по сравнению с фоновым. Днем наблюдался повышенный уровень активности (до 20 имп/мин) только 22 августа, в остальные дни он был на фоновом уровне. А усиление в ночное время было зарегистрировано только 22-24 августа. В последующие дни, начиная с 25 августа, существенного усиления потока сигналов в течение этого тайфуна не наблюдалось, поэтому на рисунке эти данные отсутствуют. Согласно траектории развития тайфуна, период 22-24 августа совпадает со стадией депрессии при минимальной скорости ветра.

Ранее в работе [3] был выполнен временной и спектральный анализ суточных вариаций

атмосферных радишумов на частоте 4,65 кГц, наблюдаемых на Камчатке в августе и октябре 2002 г. во время тропических циклонов. В их спектрах мощности была выделена полоса колебаний $T = 0,5-3$ ч с максимумом $T = 2-3$ ч. Интенсивность этих спектральных компонент в 1,5-2 раза превышает уровень фона и заметно изменяется в процессе развития циклонов. В данной работе исследована динамика грозовой активности, сопровождающей эти же тропические циклоны. Выполнено сравнение суточных вариаций потока атмосфериков и атмосферных радишумов в процессе развития циклонов. Получено, что максимальная интенсивность спектральных компонент в полосе периодов $T = 0,5-3$ ч совпадает с максимумом суточного распределения потока атмосфериков. На рис.4 показаны соответствующие кривые для тайфуна Rusa (слева) 22 – 25 августа и тайфуна Sinlaku (справа) 28 августа – 01 сентября. В итоге можно сделать вывод, что источником усиления внутренних гравитационных волн в атмосфере и нижней ионосфере Земли являются мощные грозовые разряды в стадии депрессии и зарождения тропических циклонов, а не шквальные ветры, достигающие максимальной интенсивности в центре циклонов.

В отсутствие циклонов характер суточной кривой атмосферных радишумов над океаном совпадает с классическим ходом уровня от удаленных источников и

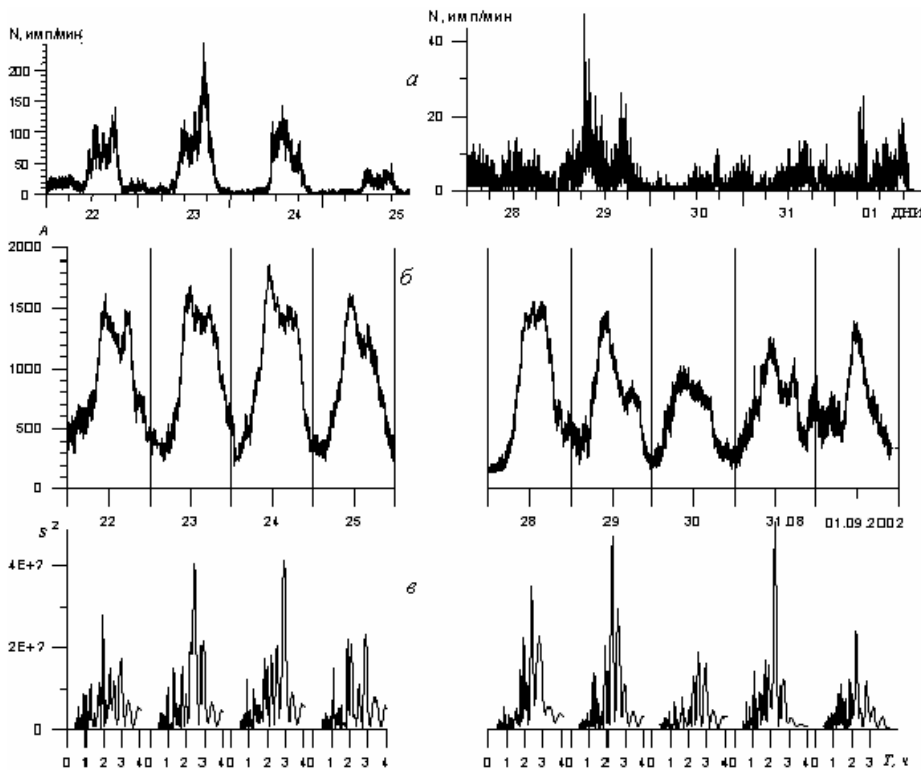


Рис.4. Суточные вариации потока атмосфериков N имп/мин (а), интенсивности атмосферных радишумов на частоте 4,65 кГц (б) и спектров мощности радиопомех в полосе периодов 0,5-3 ч (в) для тайфунов Rusa (слева) 22-25 августа и Sinlaku (справа) 28 августа – 01 сентября 2002 г.

разное время суток составляет часы (4, 7, 8), а интенсивность их при этом изменяется в очень широких пределах: днем от 5 до 70-100, ночью - от 20 до 250 имп/мин.

Анализ всей совокупности данных о потоках атмосфериков на Камчатке как меры грозовой активности во время тропических циклонов в западной части Тихого океана показал следующее:

- в отсутствие циклонов максимальный уровень потока атмосфериков над океаном наблюдался в ночное местное время (13 UT = 00 LT) и составлял в среднем (10 ± 4)

определяется условиями распространения ОНЧ – электромагнитных волн в волноводе Земля-ионосфера [4]. Во время тропических циклонов, как показано выше, этот суточный ход нарушается за счет появления anomalно больших потоков атмосфериков в дневное время. Представляло интерес оценить продолжительность (τ) и интенсивность (N имп/мин) anomalно повышения потоков атмосфериков над фоновым уровнем. Показано, что средняя длительность anomalных потоков в

имп/мин, а в освещенное время суток, исключая послеполуденный всплеск в (4 ± 2) имп/мин, средний поток составлял (3 ± 1) имп/мин;

- усиление грозовой активности происходило преимущественно на стадии тропической депрессии, независимо оттого, перерастала она в тропический шторм или нет;

- в состоянии зрелости тропического циклона, когда скорость ветра достигает максимальной величины, уровень грозовой активности практически не превышал фоновый;

- в ночное местное время во время тропических циклонов поток атмосфериков в среднем возрастал примерно в восемь раз, достигая в некоторых случаях величин порядка 250 имп/мин при фоновом значении 10 имп/мин. При этом продолжительность периода аномалии изменялась по-разному, становясь меньше или больше продолжительности фонового максимума;

- в освещенное время суток во время тропических циклонов аномальные всплески потоков атмосфериков проявлялись наиболее ярко. Средняя длительность этих всплесков составляла 7 ч, а их интенсивность изменялась в очень широких пределах (5-100 имп/мин) с резким вступлением и окончанием;

- сравнение суточного распределения потоков атмосфериков во время тропических штормов и спектров мощности суточного распределения атмосферных радишумов, измеренных одновременно во время тропических циклонов, показало, что максимальная интенсивность компонент в полосе 0,5-3 ч (периоды внутренних гравитационных волн в атмосфере) приходится на периоды высокой грозовой активности. Этот результат позволяет утверждать, что источником этих волн в атмосфере и нижней ионосфере Земли являются грозовые разряды, сопровождаемые ударными волнами при расширении молниевых каналов, а не шквальные ветры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 02-05-79066, 04-05-65100).

Список литературы

1. Каталог импульсных электромагнитных предвестников землетрясений. Под ред. Зубкова С.И. – М.: ИФЗ АН СССР. 1991. – 116с.
2. Дружин Г.И., Тарасенко Д.В., Пухов В.М., Злыгостев А.В. Аппаратный комплекс для определения азимутальных углов прихода импульсов ОНЧ – излучений // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений. Тез. докл. II Международного совещания 14-19 августа 2001. П.-Камчатский. 2001. С. 32 – 33.
2. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Дружин Г.И., Чернева Н.В. Возможные атмосферные эффекты в нижней ионосфере по наблюдениям атмосферных радишумов на Камчатке во время тропических циклонов // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. №6. 2005. С. 824-839.
3. Терина Г.И. Частотные спектры атмосфериков и атмосферных радиопомех над океаном // Геомагнетизм и аэрономия. 1965. Т.5, N4. С.721-727.

**РЕАЛИЗАЦИЯ МЕТОДА ЛОКАЛИЗАЦИИ МОЛНИЙ В ГЛОБАЛЬНОЙ СЕТИ
СТАНЦИЙ ПО ВРЕМЕНИ ПРИХОДА ВОЛНОВОГО ПАКЕТА В ОНЧ-
ДИАПАЗОНЕ (TOGA) В ПРИЕМНОМ ПУНКТЕ ИЗМИРАН**

**REALIZATION OF LIGHTNING METHOD LOCATION AT MULTIPLE SITES BY
TIME OF VLF GROUP ARRIVAL (TOGA) AT IZMIRAN SITE**

Г.А. Михайлова, Ю.М. Михайлов, А.И. Осин, О.В. Капустина

*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В.Пушкова РАН*

Lightning is located by using the Time of Group Arrival (TOGA) of the VLF (3-30 kHz) radiation from a lightning stroke. The dispersed waveform (“sferic”) of the lightning impulse is processed at each receiving site. The TOGA is determined relative to GPS at each site from the progression of phase versus frequency using the whole wave train. Unlike current VLF methods which require transmission of the whole wave train from each site to a central processing site, the TOGA method requires transmission of a single number (the TOGA) for lightning location calculation. The stable propagation and low attenuation of VLF waves in the Earth-Ionosphere WaveGuide (EIWG) allows a wide spacing of receiver sites of several thousand km so that a truly global location service could be provided using only ~10 receiver sites, even with adequate redundancy for site outages.

Мировая сеть локализации молний (World Wide Lightning Location Network, WWLLN), организованная по инициативе проф. Ричарда Даудена (LF*EM Research Ltd. Dunedin, New Zealand) [1], включает в себя более 25 приемных пунктов регистрации сигналов молниевых разрядов – атмосфериков (рисунок). Метод основан на измерении времени группового прихода волновых пакетов в ОНЧ-диапазоне частот: 3- 30 кГц. Отсюда название метода – TOGA – Time of Group Arrival). Один из приемных пунктов этой сети расположен в ИЗМИРАН. Это пока единственный пункт в Восточно-европейском и Северо-азиатском регионах.

Кратко идея метода и его реализация состоят в следующем. На расстоянии r от молниевых разряда в момент t электрическая компонента волнового поля может быть выражена как $E(r, t, \omega) = \Sigma A(\omega) \cos \Phi(\omega)$. Для любой компоненты на частоте ω фаза равна $\Phi = \omega t - rk(\omega) + \Phi_0$. Дифференцируя по частоте, получим

$d\Phi(\omega)/d\omega = t - r dk/d\omega = t - r/V_g(\omega) = t - t_g(\omega)$. Здесь t_g есть время распространения волнового пакета от источника к приемнику на расстоянии r . Отсюда следует, что если измерить производную по частоте в известный момент времени t_0 , то время $t_g(\omega) = t_0 - d\Phi/d\omega$. Здесь t_0 – это время, определенное по PPS импульсу системы GPS в пункте приема, а $d\Phi/d\omega$ – это изменение фазы по частоте в спектре волнового пакета, принятого в момент времени t_0 .

Для реализации метода в каждом приемном пункте глобальной сети размещена следующая аппаратура. В качестве приемной антенны атмосферика используется короткий вертикальный штырь длиной 1,5 м с ОНЧ - широкополосным предварительным усилителем, расположенным на крыше здания. Выходные аналоговые сигналы через кабели непрерывно поступают на один из стереоканалов звуковой карты ПК. Так как в системе WWLL локализация молний зависит от точности определения времени прихода атмосферика в приемный пункт и от точности местоположения самого приемного пункта, то для этих целей используются сигналы GPS. Один из них в коде NMEA передает в ПК универсальное время с точностью до ближайшей секунды, а также год, месяц, день, час, минута, секунда, географические широта и долгота места. Другой сигнал - PPS – импульс длительностью 10 мкс с передним фронтом 1 мкс и с частотой следования 1 Гц поступает на второй стереоканал звуковой карты. Чтобы иметь эти два сигнала в ПК, используется GPS-антенна со специальным блоком, в котором имеется генератор, формирующий PPS – сигналы. В звуковой карте оба сигнала (и атмосферик, и PPS-сигнал) оцифровываются с частотой 48 кГц, т.е. с шагом по времени 20 мкс, и далее обрабатываются в ПК в каждом

приемном пункте по одинаковым алгоритмам для определения группового времени прихода атмосферика относительно импульса PPS.

На первом этапе этой обработки во временном «окне» длительностью одна секунда при заданном пороговом уровне интенсивности атмосфериков определяется разность значений в 48003 точках отсчета $\Delta E = E(i) - E(i-1)$, берется модуль этих разностей и по ним определяется среднее значение $\langle |\Delta E| \rangle$. Если какое-либо значение модуля $|\Delta E|$ превысит это среднее значение, то начинается выделение этого сигнала в момент отсчета I_g . Длительность выделенного сигнала определяется в 1,3 мс, т.е. 64 отсчета, которая практически включает в себя всю энергию сигнала в полосе частот 6-23 кГц. Чтобы для каждого выделенного атмосферика точно определить момент времени t_0 , используется сигнал PPS. Далее для определения времени прихода атмосферика t_g рассчитывается амплитудный и фазовый спектры атмосферика и определяется производная фазы по частоте вблизи амплитудного максимума. Поскольку кроме импульса PPS в компьютер заведено время в NMEA коде для выделенного атмосферика получается своего рода паспорт, в котором время выделения указано с точностью в 1 мкс. Эти данные перед началом каждого часа в течение 10 мин поступают в центр обработки - Вашингтонский Университет. Для определения расстояния до источника по известному времени прихода атмосферика необходимо иметь значение групповой скорости на частоте вблизи максимума в спектре атмосферика. Из теории распространения ТМ – мода в волноводе Земля-ионосфера для первоначальной оценки расстояния принята величина $V_g = 0,9922 c$, где c – скорость света. Затем уточняется трасса распространения для выделенных атмосфериков на каждом из приемных пунктов и вносится поправка в групповую скорость с учетом особенностей трассы. Для такой коррекции в настоящее время используются более современные модели ОНЧ – распространения с учетом проводимостей Земли и ионосферы, а также ее высоты. Погрешность метода TOGA и определяется неточностью задания значения групповой скорости. В нормальных геофизических условиях погрешность в определении величины TOGA составляет 1 мкс, что дает ошибку в расстоянии в 3 км. При коррекции групповой скорости эта ошибка может быть уменьшена до 1-2 км. При солнечных вспышках ошибка – 7-8 км. Эти точности совпадают с точностями бывшей системы Omega, но в три раза ниже точности системы LPATS (Lightning Position and Tracking System), которая использует время прихода переднего фронта импульса (атмосферика) в полосе частот 0,3-3 МГц. Но при этом метод TOGA имеет преимущество в том, что он в 100-1000 раз требует меньшую пространственную плотность размещения приемных пунктов.

Список литературы

1. Dowden R.L., Brundell J.B., Rodger C.J. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites // J.Atmos.Solar-Terr.Phys. 2002. V.64, N7. P.817-879.

**АТМОСФЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЕ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ
АТМОСФЕРНЫХ РАДИОШУМОВ НА КАМЧАТКЕ ВО ВРЕМЯ ТРОПИЧЕСКИХ
ЦИКЛОНОВ**

**ATMOSPHERIC EFFECTS IN THE LOWER IONOSPHERE ACCORDING TO
ATMOSPHERIC RADIO NOISE OBSERVATIONS IN KAMCHATKA DURING
TROPICAL CYCLONES**

Ю.М. Михайлов¹, Г.А. Михайлова¹, О.В. Капустина¹, Г.И. Дружин², Н.В. Чернева²

*¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В.Пушкова РАН*

²Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

A temporal-spectral analysis of the diurnal variations in 4.65-kHz atmospheric radio noise, observed in Kamchatka in August and October, 2002 during strong tropical cyclones, has been performed. It has been indicated that tropical cyclones are powerful sources of internal gravity waves that can penetrate to altitudes of 60-90 km in the lower ionosphere. The maximums in the power spectra of atmospheric radio noise, the intensity of which is a factor of 1.5-2 as high as the background level and pronouncedly changes during the development of cyclones, fall on the periods $T = 2-3$ h. The fundamental harmonic with $T = 24$ h was distinguished in the spectral band with $T = 0.5-36$ h, whereas the second and third harmonics have strongly variable periods and intensities. The direction-finding of the sources of electromagnetic emissions in the band 3-60 kHz was performed. The performed work demonstrated the effectiveness of the indirect methods for studying meteorological effects in the lower ionosphere.

Тропические циклоны способны воздействовать на самые нижние слои атмосферы, возбуждая широкий спектр атмосферных волн в вариациях таких метеорологических параметров, как температура, давление и ветер [2, 4]: планетарные, солнечно-суточные тепловые приливные, акустико-гравитационные. Известно, что эти атмосферные волны, усиливаясь с высотой, проникают в ионосферу. Поскольку на высотах нижней ионосферы ($h = 60-90$ км) концентрация нейтральных частиц более чем на десять порядков превышает концентрацию заряженных частиц, сравнительно давно волновые движения в этой среде были уверенно обнаружены прямыми методами их измерения. Для исследований нижней ионосферы наряду с прямыми радиофизическими методами используются также косвенные методы, в качестве которых традиционно рассматриваются электромагнитные сигналы, генерируемые молниевыми разрядами, так называемые атмосферерики и атмосферные радиошумы. Свойства их распространения в волноводе Земля-ионосфера определяются параметрами нижней ионосферы ($h = 60-90$ км) [3]. Ниже для изучения реакции нижней ионосферы на сильные атмосферные возмущения нами были использованы суточные вариации атмосферных радиошумов (АРШ) на частоте 4,65 кГц, наблюдаемые на Камчатке в августе и октябре 2002 г. во время сильных тропических циклонов в Тихом океане. В качестве пункта наблюдений был выбран район Левая Авача ($\varphi=54^\circ\text{N}$, $\lambda=158^\circ\text{E}$). С применением ОНЧ-пеленгатора [1], разработанного и изготовленного в ИКИР ДВО РАН (Паратунка), осуществлялась регистрация импульсных ОНЧ-излучений, превышающих по интенсивности задаваемый уровень. Достоверность в определении пеленга проверялась по сигналам СДВ-радиостанций. При этом ошибка пеленга составляла $2-3^\circ$. Максимум в распределении частоты появления и интенсивности тропических циклонов в их сезонном распределении приходится на август-октябрь месяцы (<http://www.npmoc.navy.mil/jtwc/atcr>).

В это время в 2002 г. в западной части Тихого океана происходили такие тропические циклоны, как Phanfone (10.08-20.08), Rusa (22.08-01.09), Sinlaku (28.08-08.09), а в октябре – Bavi (07.10-14.10) и Maysak (25.10-30.10). Кроме того, были выделены дни со слабым циклоном (2-5 августа). Вместе с тем были и относительно спокойные дни: это 6-9

и 20-21 августа. Эти данные приняты нами как фоновые при анализе отклика нижней ионосферы на мощные атмосферные процессы.

На рис.1 в качестве примера приведена траектория циклона Rusa. Спектральная плотность мощности (ниже для краткости спектр мощности) суточных вариаций АРШ оценена методом периодограмм с прямоугольным временным «окном». Выполнена фильтрация исходного спектра для выделения полосы периодов 0,5-3 ч, совпадающей с периодами внутренних гравитационных волн (ВГВ), интенсивность которых, как показано ранее авторами [5], сильно изменяется в зависимости от различных геофизических параметров. Соответствующая этой спектральной полосе временная форма получена путем обратного преобразования Фурье. Во временной области ВГВ представляют собой короткопериодные нерегулярные колебания, наложенные на суточные вариации. Результаты детального спектрального анализа в полосе периодов 0,5-3ч показаны в динамике на рис.2 для циклонов Rusa и Sinlaku, совпадающих в период с 28 августа по 1 сентября (TY Sinlaku следует за TY Rusa почти по тому же маршруту с запаздыванием в шесть суток). На верхнем фрагменте показана последовательность суточных вариаций АРШ, на нижнем фрагменте –

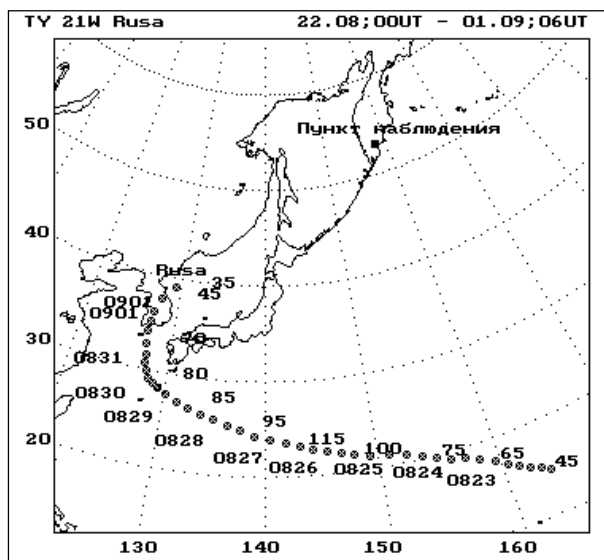


Рис.1. Траектория тайфуна Rusa в западной части Тихого океана в августе-сентябре 2002 г. Цифры вдоль трека: четырехзначные – дата (месяц, день), двух или трехзначные – значения скорости ветра в узлах (1 узел = 1,87 км/ч). В заголовках указаны дата и время начала и конца каждого циклона по версии **Naval Pacific Meteorology and Oceanography Center**.

Рис.2. Последовательность суточных вариаций интенсивности атмосферных радиозумов на $f = 4,65$ кГц (в UT) во время тропических циклонов Rusa и Sinlaku (вверху) и соответствующих спектров наложенных атмосферных шумов в полосе периодов $T=0,5-3$ ч (внизу).

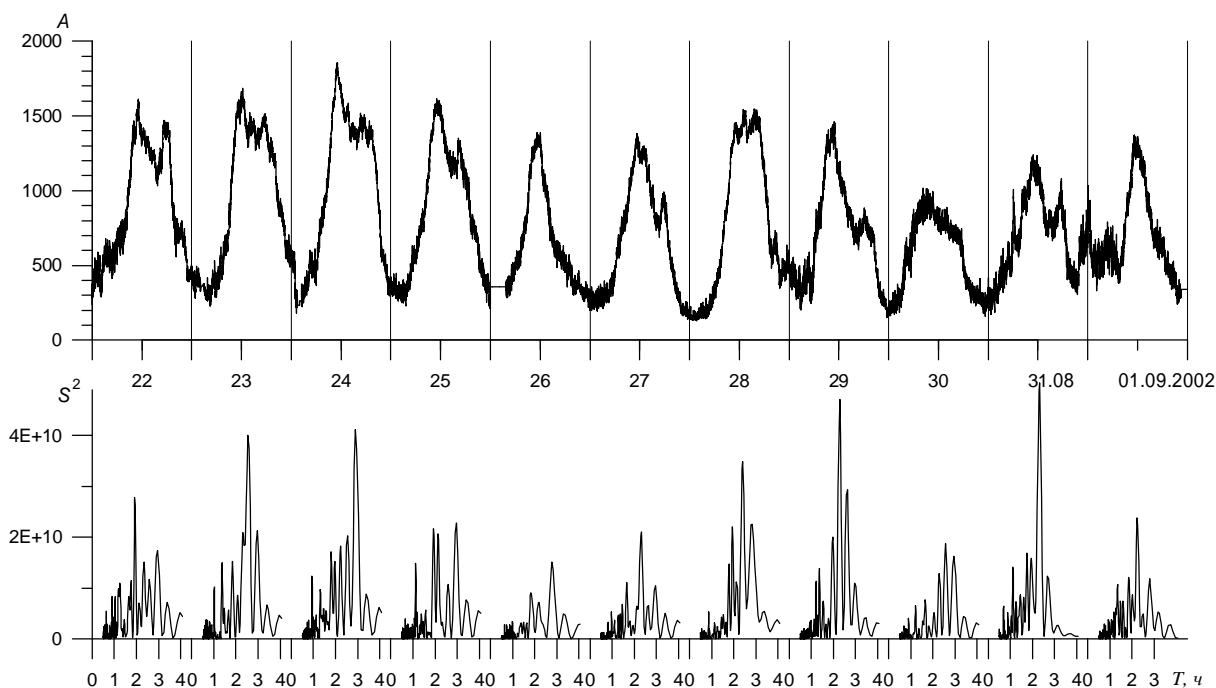


Рис.2. Последовательность суточных вариаций интенсивности атмосферных радиозумов на $f = 4,65$ кГц (в UT) во время тропических циклонов Rusa и Sinlaku (вверху) и соответствующих спектров наложенных атмосферных шумов в полосе периодов $T=0,5-3$ ч (внизу).

последовательность их спектров в полосе 0,5-3 ч. Видно, что интенсивность отдельных компонент спектра довольно случайным образом изменяется ото дня ко дню. Максимумы в спектрах приходятся на периоды $T = 2-3$ ч, интенсивность которых заметно возросла 29 и 31 августа при совпадении по времени двух циклонов. Аналогичная последовательность спектров получена для всего периода наблюдений в разных условиях: спокойная метеорологическая обстановка, наличие слабых и умеренных циклонов, период зарождения мощного тайфуна, а также во время магнитной бури. Одновременно с развитием циклонов определялся их азимут с помощью ОНЧ-пеленгатора. Представляло интерес выделить в суточных вариациях АРШ наличие солнечно-суточных приливных тепловых колебаний, которые, как уже было показано ранее [5], постоянно присутствуют в нижней ионосфере. В качестве иллюстрации на рис. 3 показана последовательность суточных вариаций радишумов в период 27 – 30 августа. Выбор интервала обработки длительностью четверо суток необходим для надежного выделения первой суточной гармоники в атмосфере Земли. Результаты спектральной обработки приведены на рисунке в полосе периодов 0-48 ч (2); 0-18 ч (3); 0,5-3 ч (4). Гармоника с $T = 24$ ч преобладает по интенсивности ($S^2 \sim 3 \cdot 10^9$) над субгармониками ($T \sim 15; 12; 10; 8$ ч) ($S^2 < 3 \cdot 10^8$) и на три порядка превышает компоненты, совпадающие с периодами ВГВ ($S^2 \sim 7 \cdot 10^6$). В последнем фрагменте (4) преобладают компоненты с $T = 2-3$ ч. Август месяц был выделен не только наличием трех сильных тропических циклонов, но и спокойными геомагнитными и сейсмическими условиями. Вариации спектров АРШ во время магнитной бури 24-26 октября показаны на рис.4.

Анализ всей совокупности полученных нами спектров мощности атмосферных радиопомех на частоте 4,65 кГц в широкой полосе периодов 0,5-36 ч показал следующее:

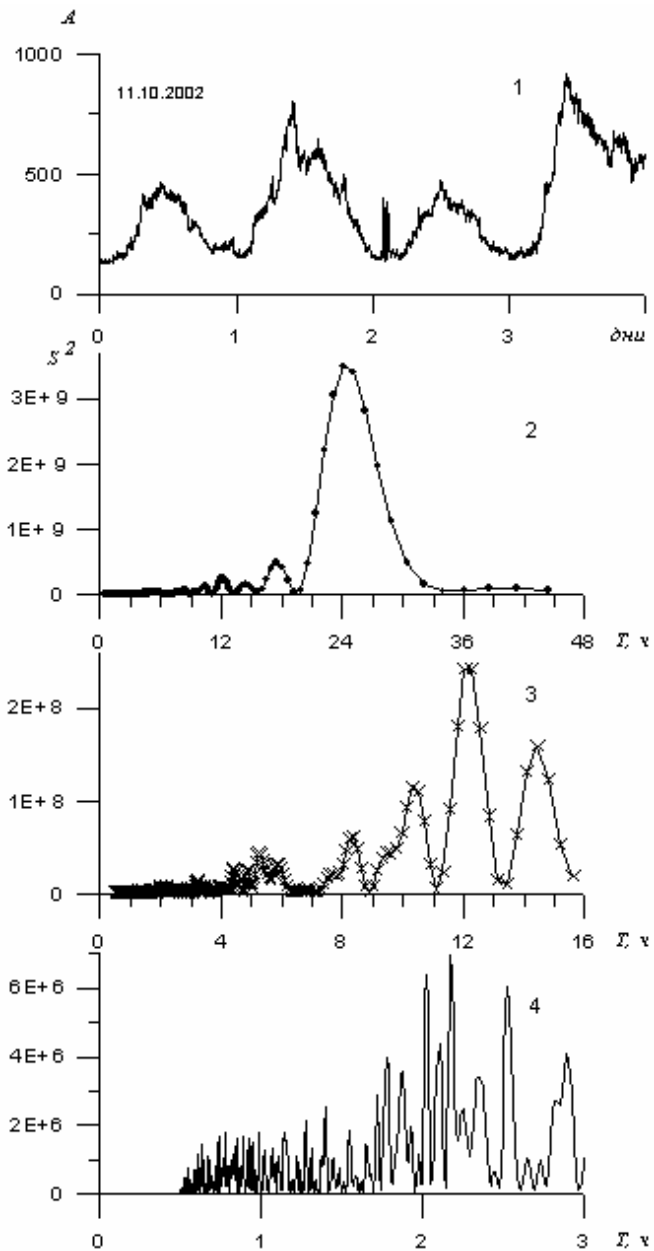


Рис.3. Спектры мощности атмосферных радишумов в полосе периодов 0-48 ч (2); 0-18 ч (3) и 0,5-3 ч(4) во время тропического циклона Bavi.

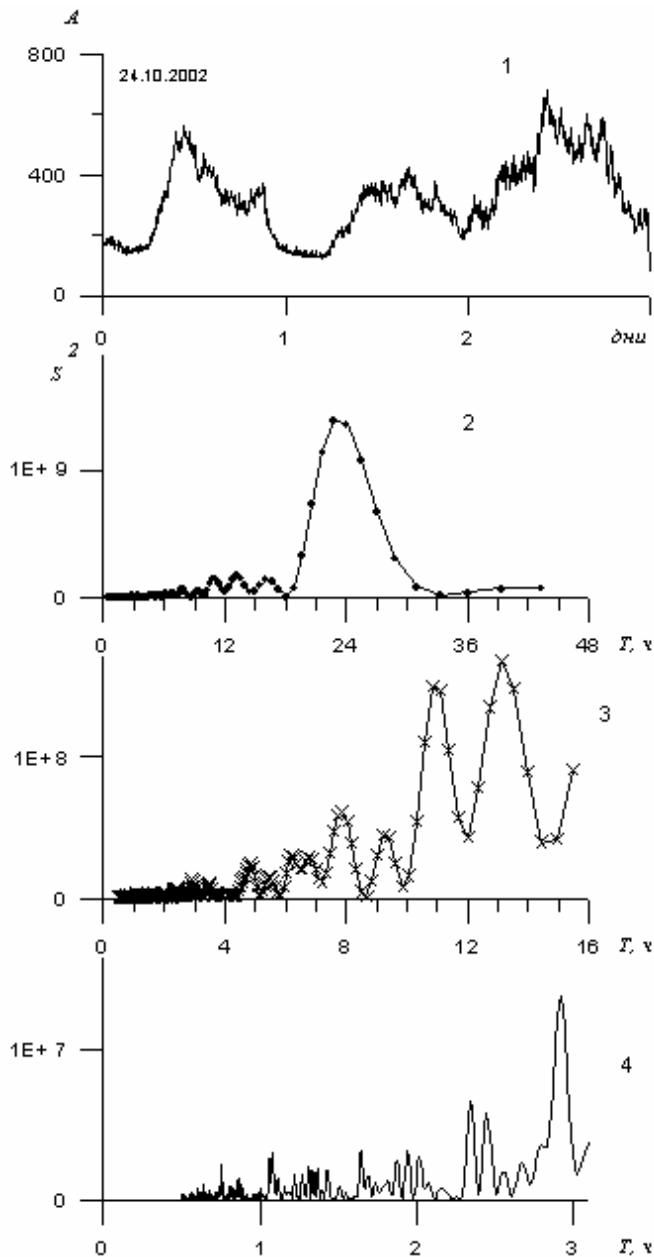


Рис.4. То же, что и на рис.3, но во время магнитной бури.

- во время тропических циклонов по мере их развития в течение нескольких суток наблюдалось усиление спектральных компонент в полосе 0,5-3 ч с максимумом с $T=2-3$ ч. интенсивность максимума в 1,5-2 раза превышала фоновые значения;

- во время магнитной бури спектральная плотность мощности в полосе периодов 0,5-3 ч падала ниже фонового уровня;

- необычное поведение спектров мощности в полосе 0,5-36 ч проявилось в том, что только основная компонента с $T=24$ ч оказалась очень устойчивой по периоду с незначительными изменениями по интенсивности. В тоже время, как при тропических циклонах, так и во время магнитной бури отмечена сильная изменчивость второй и третьей гармоник ($T = 12, 8$ ч) как по величине периодов, так и по интенсивности. Детальный анализ этого эффекта выходит за рамки данной работы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 02-05-79066; 04-05-65100).

Список литературы

1. Вальков С.П., Громов Б.Н., Дружин Г.И., Козлов В.И., Лаптев А.Д. Однопунктовая пеленгация дальних атмосфериков // Геофизические явления на авроральных широтах / Ред. Е.Ф.Вершинин. –Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 1990. С.117-120.
2. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. – М.: Мир, 1978. – 532 с.
3. Краснушкин П.Е. Проблема распространения длинных и сверхдлинных радиоволн вокруг Земли и нижние слои ионосферы (С, D, E) в свете теории информации // ДАН. 1961.Т.139, №1. С.67-70.
4. Метеорологические эффекты в ионосфере / Ред. А.Д. Данилов и др. – Л. : Гидрометеиздат. 1987. – 269 с.
5. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Дружин Г.И., Капустина О.В. Обнаружение атмосферных волн в спектрах мощности атмосферных помех на Камчатке // Геомагнетизм и аэронавигация. 2004. Т.44, №2. С.245-253.

**ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ШУМОВ В ВАРИАЦИЯХ
КВАЗИСТАТИЧЕСКОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОЙ
АТМОСФЕРЕ КАМЧАТКИ**

**ATMOSPHERIC NOISE EXTREMES IN QUASI-STATIC ELECTRIC FIELD
VARIATIONS IN THE NEAR GROUND ATMOSPHERE OF KAMCHATKA**

Ю.М. Михайлов¹, Г.А. Михайлова¹, О.В. Капустина¹, А.В. Бузевич³, С.Э. Смирнов²

¹*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН,*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

Time and spectral characteristics of atmospheric noise were investigated in the period band 0.5-3 hours, superimposed on diurnal variations of quasi-static electric field strength in the near ground atmosphere of Kamchatka. It was shown that experimental background values of noise in normal meteorological conditions are the most possible value of the order ± 20 V/m. During field strength anomaly, accompanied by earthquakes at the absence of precipitation, these values of noise amount to ± 200 V/m, and during precipitation - ± 1000 V/m. Spectral density of noise power in field anomaly, accompanied by earthquakes, is one – one and a half orders higher the corresponding background values, but it is one order less in the presence of precipitation.

Аномалии в суточных вариациях квазистатического электрического поля в приземной атмосфере наблюдались как бухтообразные понижения величины напряженности поля перед землетрясениями в различных сейсмически активных регионах мира, включая и Камчатку [1, 2]. Это послужило основанием исследовать эту аномалию как гипотетический предвестник землетрясения и положило начало их интенсивному изучению. Регулярные наземные наблюдения квазистатического электрического поля в атмосфере п/о Камчатка начаты в 1991 г. Институтом космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН [1] в obs. Паратунка ($\varphi = 52^{\circ}58.3'N$, $\lambda = 158^{\circ}14.9'E$) и продолжаются в настоящее время. Статистический анализ 103 случаев такой формы одиночных аномалий, наблюдаемых в obs. Паратунка в период 1997-2002 г.г., показал, что в пределах 24 ч в 36% случаев аномалии сопровождаются землетрясениями [3]. Такой низкий процент возникновения землетрясений вслед за аномалией поля указывает на то, что наличие аномалии в электрическом поле не является достаточным условием для появления землетрясения. По-видимому, должны существовать еще какие-то дополнительные условия, либо не все наблюдаемые аномалии в электрическом поле в приземной атмосфере связаны с процессами в земной коре.

Ранее авторами была предпринята попытка поиска дополнительных условий в вариациях спектров мощности квазистатического электрического поля в приземной атмосфере. Предварительные результаты этих исследований показали следующее [4]:

В спектрах мощности суточных вариаций напряженности поля E_z были выделены компоненты с периодами, совпадающими с регулярными солнечно-суточными тепловыми приливными волнами в атмосфере: $T = 24, 16, 12, 8, 4$ ч, а также с колебаниями внутренних гравитационных волн (ВГВ) с периодами менее 4 ч. Оказалось, что интенсивность этих спектральных составляющих существенно изменяется в период подготовки землетрясений. В частности, было показано, что накануне землетрясения их интенсивность на порядок и более по величине возрастает по сравнению с фоновыми спектрами в нормальных метеорологических условиях. Этот результат послужил основанием для более детального анализа особенностей именно этой части спектра мощности. Во временной форме эти колебания представляют собой случайный шум, наложенный на суточные вариации напряженности квазистатического электрического поля. Результатам этого анализа и посвящена данная работа.

Для дальнейшего детального анализа выделенного атмосферного шума были сначала использованы данные непрерывных регистрации напряженности E_z -компоненты поля в период сентябрь-октябрь 1999 г.

Временные вариации интенсивности атмосферных шумов. В качестве иллюстрации на рис. 1 приведен метод анализа. На рис. 1а показаны экстремальные в течение часа значения всплесков шумов, включая дни с осадками и помехами, а на рис. 1б - корень из среднеквадратичного значения напряженности поля, усредненного за час (*rms*) (вертикальные отрезки - СКВ-значения). Здесь же на рис. 1в представлены данные об осадках за сентябрь 1999 г. В дни с осадками экстремальные значения шума достигали величин от плюс 800 В/м до минус 1000 В/м, во много раз превышая уровень атмосферного шума в нормальных метеорологических условиях. Далее были исключены дни с осадками и помехами. На кривых отчетливо выделяется всплеск 17 сентября, превышающий по интенсивности фоновые значения в (2-10) раз. Как известно [4], 17 сентября была зарегистрирована отрицательная аномалия E_z -компоненты поля накануне землетрясения 18 сентября с магнитудой $M = 6.1$ ($t = 21:28$ UT, $\varphi = 51.21^\circ\text{N}$, $\lambda = 157.56^\circ\text{E}$, $h = 60$ км). Из рисунка видно, что всплески экстремальных значений атмосферного шума, наложенного на эту аномалию, достигали величины (минус 200 - плюс 150) В/м, а $\sqrt{E^2} \sim 120$ В/м при глубине аномалии порядка 400 В/м [4].

Далее были определены кривые распределения величин экстремальных всплесков и значений $\sqrt{E^2}$. Был выбран дискретный шаг по интенсивности в 10 В/м. Соответствующие гистограммы их распределения приведены на рис. 4а и 4б. Как видно, в распределении этих величин в нормальных метеорологических условиях преобладают соответственно значения в 10-20 В/м, более интенсивные шумовые всплески встречаются крайне редко, а всплески шума 17 сентября порядка (минус 200 - плюс 150) В/м и $\sqrt{E^2} \sim 120$ В/м лежат на "хвосте" распределения.

Спектральные вариации интенсивности атмосферных шумов. Результаты спектральной обработки атмосферных шумов в полосе периодов 0.5-3 ч за сентябрь приведены на рис. 3 для нормальных метеорологических условий (кривая 1), для дней с осадками (кривая 2) и для 17 сентября (кривая 3). Сравнение кривых 1 и 3 показывает, что спектральная плотность атмосферного шума накануне землетрясения в полосе периодов 2-3 ч возросла на порядок, а на $T < 2$ ч - почти на 1.5 порядка по величине по сравнению с фоновым спектром. В дни с осадками (кривая 2) спектральная плотность атмосферного шума во всей полосе периодов 0.5-3.0 ч на порядок по величине превышает интенсивность 17 сентября и на два порядка - фоновый уровень. Аналогичные значения приведенных выше параметров атмосферных шумов наблюдались также и в октябре.

Рассмотрим поведение атмосферных шумов при развитии индивидуальных землетрясений.

Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г. [5]. Это был рой землетрясений, и параметры самых сильных толчков приведены в табл. 1, хотя кроме этих толчков произошло более 20 форшоков с магнитудой $M \geq 5$ и более 60 афтешоков в течение 5 и 6 декабря. Сейсмическая активность протекала при нормальных метеорологических условиях. Вариации напряженности E_z -компоненты поля в течение пяти дней приведены на рис. 4 (кривая 1). Стрелками указаны моменты самых сильных толчков. Видно, что за 11.5 ч перед главным толчком происходит скачкообразное уменьшение уровня E_z от величины ~ 560 В/м почти до нулевого уровня с последующими более слабыми бухтообразными понижениями перед двумя последующими сильными толчками.

Далее исходная запись E_z -компоненты поля за период с 4 по 8 декабря обрабатывалась описанным выше методом, но с перекрытием на половину суток. На

фрагментах 3 и 4 отчетливо видно усиление интенсивности шумов по сравнению с фоновыми значениями и особенно с минимальным уровнем в бухте понижения Ez . На фрагменте 5 приведена последовательность спектров мощности, оцененных на временных интервалах длительностью одни сутки, но с перекрытием на половину суток, начиная с 4 декабря в 06 UT. Максимальная интенсивность спектра мощности поля приходится на 4 декабря (a), т.е. за сутки до главного толчка, в полосе периодов $T = 1-2$ ч. По мере развития сейсмической активности интенсивность этих компонент уменьшалась (b), была минимальной в бухте (c), затем возросла, не превышая уровня 4 декабря. При этом 6 и 7 декабря (после трех сильных толчков) спектр мощности, в отличие от 4 декабря, расширился в область более длинных периодов, т.е. $T > 2$ ч (d, e).

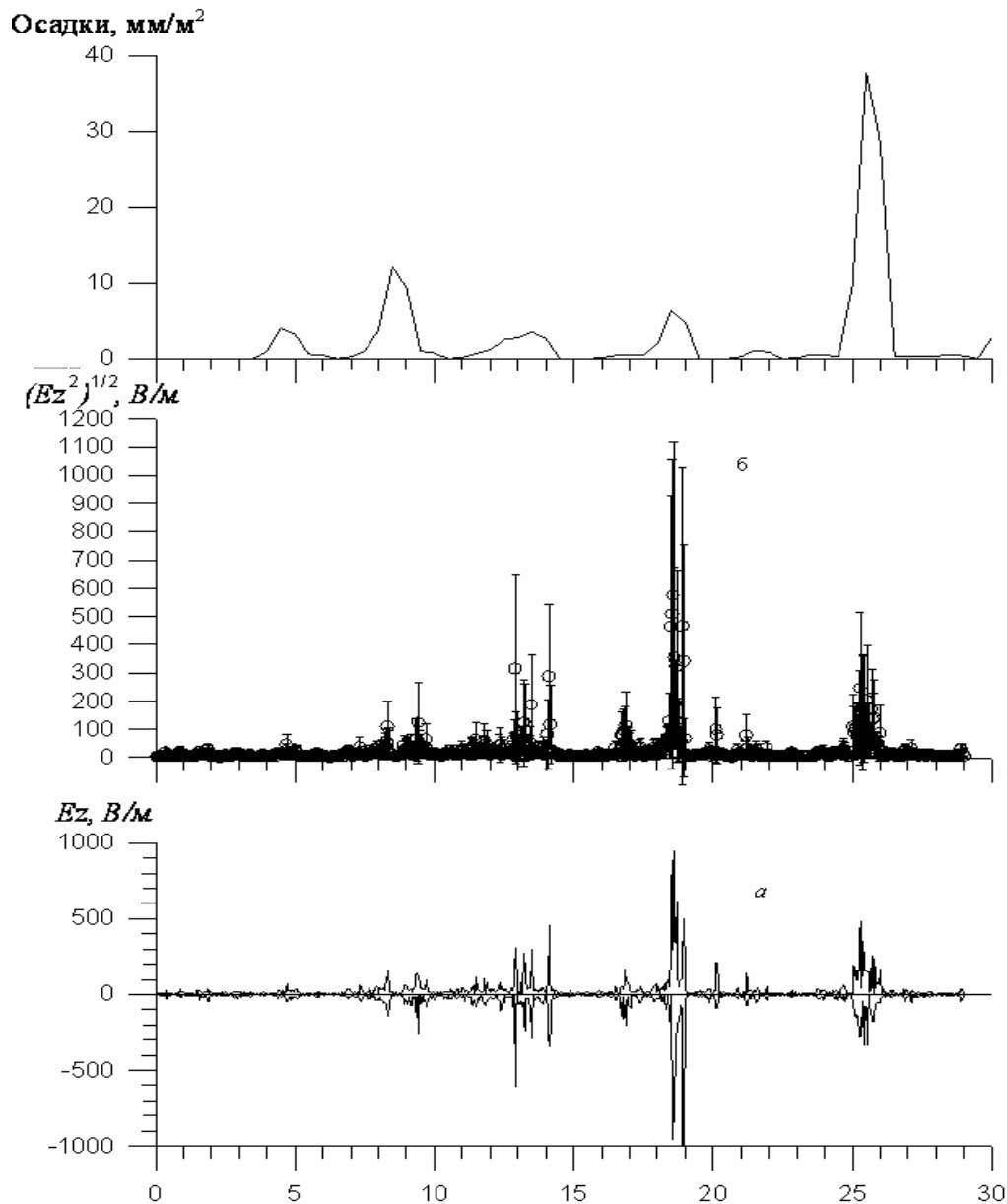


Рис.1. Экстремальные значения интенсивности шумов (a); корень из среднего значения квадрата интенсивности шумов (b); вариации уровня осадков, измеренных дважды в сутки (c). Данные за сентябрь 1999 г.

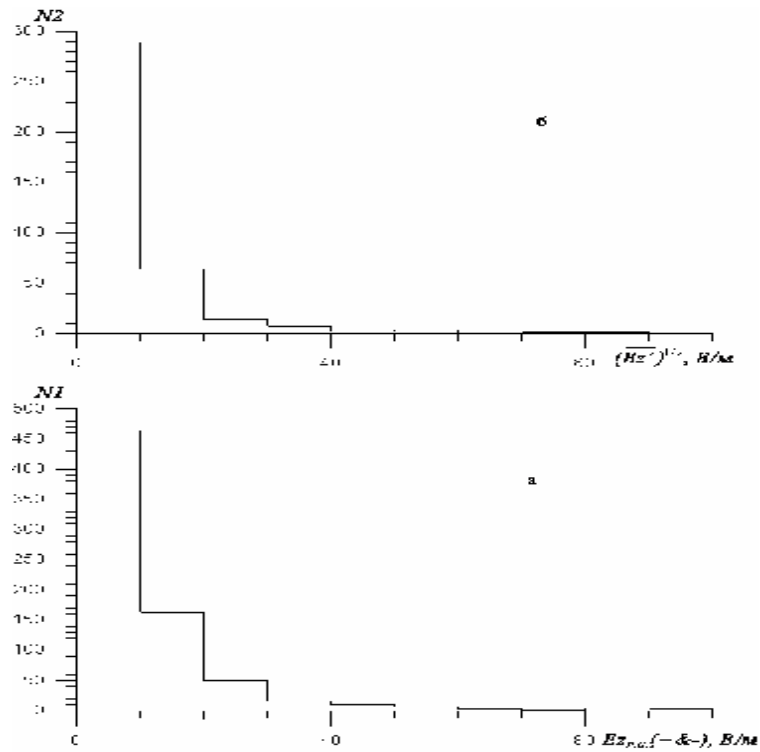


Рис.2. Гистограммы распределения интенсивности шума с шагом по уровню 10В/м.

Таблица 1. Землетрясения 5-6 декабря 1997 г.

Дата	Время	Координаты		Глубина	Класс	Расстояние	Магнитуда
	UT	φ , град	λ , град	h , км	K	R , км	M
05.12	11.26:43.6	54.95	163.23	4	15.5	420	7.7
05.12	18.48:17.2	53.60	161.84	0	14.1	270	6.8
06.12	10.59:07.8	53.87	161.99	10	13.7	280	6.3

Примечание: R - расстояние от области эпицентра до пункта регистрации.

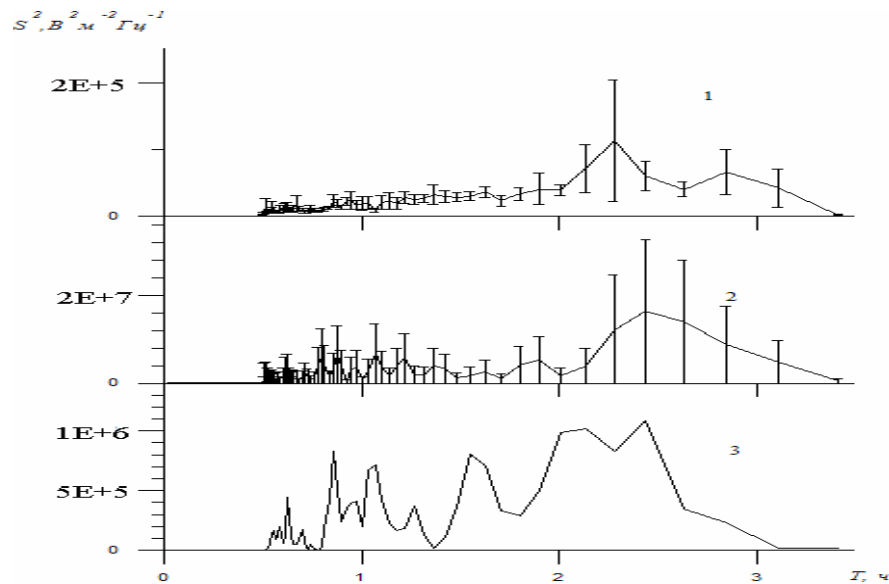


Рис.3. Спектры мощности атмосферных шумов в полосе периодов 0.5-3 ч: нормальные метеорологические условия (1); в дни с осадками (2); 17 сентября накануне землетрясения (3).

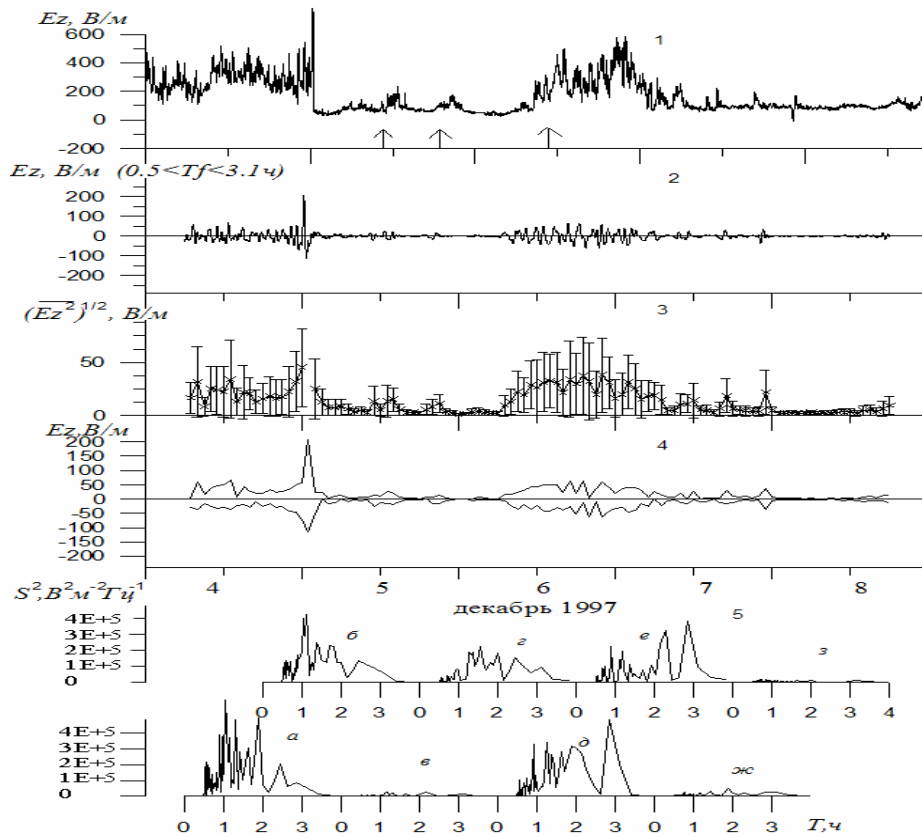


Рис.4. Временные и спектральные характеристики атмосферного шума накануне Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г.

Анализ индивидуальных сильных землетрясений, произошедших на Камчатке, таких как 1 июня 1998 г., 8 марта 1999 г., 18 сентября 1999 г., 8 октября 2001 г., 16 октября 2002 г., 30 августа 2004 г. показал аналогичные результаты.

Выводы

Вся совокупность полученных результатов исследования атмосферного шума в полосе периодов 0.5-3 ч, наложенного на суточные вариации напряженности E_z -компоненты квазистатического электрического поля в приземной атмосфере, показала следующее:

- Экстремальные значения шума во временных вариациях для нормальных метеорологических условий составляют наиболее вероятные величины в пределах ± 20 В/м. Это так называемый фоновый уровень.

- При аномалии E_z -компоненты поля, сопровождаемой землетрясениями в нормальных метеорологических условиях, экстремальные значения шума достигают величины в пределах ± 200 В/м.

- При наличии осадков (дождь, снег) аномалии E_z -компоненты поля принимают форму либо знакопеременных изменений величины напряженности поля, либо бухтообразного понижения (чаще всего), подобного аномалии, сопровождаемой землетрясениями. В этом случае величины понижения напряженности поля могут быть равными (минус 1000-1500) В/м, а экстремальные значения шума, наложенного на эти аномалии, могут изменяться в очень широких пределах - ± 1000 В/м.

- Спектральная плотность мощности атмосферных шумов в аномалии поля, сопровождаемой землетрясением, на один-полтора порядка по величине превышает соответствующую величину в фоновых спектрах.

- Спектральная плотность мощности атмосферного шума в аномалии поля, вызванной осадками, на порядок по величине превышает спектр в аномалии, сопровождаемой землетрясениями.

Эти выводы, касающиеся особенностей атмосферных шумов в полосе периодов 0.5-3 ч, совпадающих с периодами атмосферных внутренних гравитационных волн, представляют практический интерес для целей краткосрочного прогноза землетрясений. При отсутствии осадков усиление спектральной плотности мощности шумов в рассмотренной полосе периодов при аномалии квазистатического электрического поля можно рассматривать как дополнительный признак надвигающегося события, но при одновременном контроле метеорологических условий в учащенном по времени режиме.

Полученные результаты об интенсивности атмосферных шумов и усилении их перед землетрясениями могут быть полезными при построении моделей связи литосфера атмосфера-ионосфера, в которых рассматривается канал связи через атмосферные волны.

В заключение авторы благодарят Ю.Г. Рапопорта, стимулирующего проведение этих исследований, а также Ю.К. Калинина за полезное обсуждение результатов работы.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 04-05-6510 и 04-05-7913

Список литературы

1. Бузевич А.В., Дружин Г.И., Фирстов П.П., Вершинин Е.Ф., Смирнов С.Э., Филимонов В.И. Гелиогеофизические эффекты, предварявшие Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г., $M=7.7$ / Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года. Предвестники, особенности, последствия. – Петропавловск-Камчатский: Камчатская Гос. Академия рыбопромыслового флота. 1998. С. 177—188.
2. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Бузевич А.В., Смирнов С.Э. Вариации спектров мощности электрического поля приземной атмосферы на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2003. Т. 43, № 3. С. 750-758.
3. Руленко О.П., Иванов А.В., Шумейко А.В. Краткосрочный атмосферно-электрический предвестник Камчатского землетрясения 6 марта 1992, $M = 6.1$ // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 6. С. 980-982.
4. Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.
5. Смирнов С.Э. Особенности отрицательных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45, № 2. С. 282-287.

ЭФФЕКТЫ В ЭЛЕКТРОМАГНИТНОМ ПОЛЕ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ РАЗЛОМОВ В ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

THE EFFECTS WHICH APPEAR IN THE ELECTROMAGNETIC FIELD DURING THE FORMATION OF FRACTURES IN THE ICE COVER OF THE LAKE BAIKAL

Ю.Ф. Мороз

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

In winter 2006 experimental observations of the horizontal and vertical components of electrotelluric field were made from the Lake Baikal's ice cover. The horizontal lines are oriented across and along the lake. The length of the main lines is 500m and 250m for duplicating ones. The discontinuity of measures is 0.02sec and 1 sec. The time of permanent observations is 2 months. At the observation period an earthquake took place under the lake's bottom which caused tsunami and led to the formation of fractures in the ice cover up to 1.5 deep. The width of the fractures is 1-2 m, the length is tens of kilometers. The appearance of the fractures is represented in the electric field as high-frequency fluctuations with the period of 2-5sec. The beginning of the fluctuations was 10sec before the formation of the fractures. The fluctuation period is 50sec. Their intensity varies from the first initial periods up to tens parts mV/km. It's important that these fluctuations didn't appear at the station which is the nearest to the coast and at the observation point Patrony. Two suppositions can be made about the nature of high-frequency variations:

1) Electromagnetic radiation appears in the lake's ice when the fractures are being formed. It has a local nature and is registered near the fractures.

2) During the fractures' formation the ice cover and correspondingly the registering lines "are shaking". The movement of lines in the magnetic field of the Earth leads to the induction and appearance of high-frequency variations of the electric field in it.

During the following experiments it'll be possible to confirm one of these suppositions.

Существует гипотеза, что при возникновении трещин и разломов в земной коре излучаются электромагнитные волны, которые могут быть предвестниками землетрясений. Проверить эту гипотезу в реальных условиях трудно из-за ограниченной информации о времени образования трещин и их местоположения в земной коре. Дополнительную информацию о гипотезе можно получить при наблюдениях естественного электрического поля на озере в зимний период, когда в ледяном покрове толщиной 1.5-2 м образуются крупные трещины протяженностью до первых десятков километров и шириной до первых метров. Трещины образуются по различным причинам, связанным с волнением озера. Волнение может быть также и при землетрясениях. При наблюдениях со льда озера мы имеем возможность контролировать время и место возникающих трещин. В этом случае данные мониторинга естественного электрического поля позволяют нам судить об аномальных эффектах, связанных с трещинами в ледяном покрове озера. Возникает вопрос, в какой мере можно отождествлять трещины в ледяном покрове с разломами в земной коре? Данная тема требует специального обсуждения и в настоящей статье она не рассматривается.

Краткая геоэлектрическая характеристика озера Байкал

Впадина озера в первом приближении является квазидвумерной. Она вытянута почти на 640 км, при средней ширине около 50 км. Максимальная глубина озера 1.7 км. Удельное электрическое сопротивление воды 100-300 Ом·м. Водная толща подстилается осадочными отложениями мощностью до первых километров со средним продольным сопротивлением в первые единицы Ом·м. Ниже залегают породы кристаллического фундамента с удельным электрическим сопротивлением в первые тысячи Ом·м. Фундамент разбит разломами на крупные блоки. Наиболее погруженный блок располагается в средней части Байкальской впадины. Бортовые части впадины сложены дислоцированными и метаморфическими породами сопротивлением от первых сотен до первых тысяч Ом·м. Северо-западный борт впадины более крутой, чем юго-восточный.

Впадина озера ограничена крупными разломами протяженностью в первые сотни километров. Ширина зон разломов оценивается в первые десятки-сотни метров и более. Предполагается, что литосфера под Байкалом содержит проводящие слои, связанные с повышенным содержанием жидких флюидов.

Методика эксперимента

Регистрация естественного электрического поля выполнена со льда озера Байкал и на суше в п.Тырган (рис.1) в период с февраля по апрель 2006 года. Пункт наблюдений на льду озера расположен в средней части озера, где глубина дна около 1000 м. Для регистрации электрического поля использованы горизонтальные и вертикальная приемные линии (рис.2). Горизонтальные линии ориентированы вдоль и поперек озера. Длина основных линий 500 м, дублирующих 250 м. Длина вертикального канала 250 м. Для контакта с водой использованы свинцовые электроды. В горизонтальных линиях они располагались на глубине 2 м, т.е. под нижней кромкой ледяного покрова. Вертикальный канал закреплен с помощью груза и якоря. Регистрация поля осуществлялась автоматизированным прибором IAE с дискретностью 0.01 и 1 с. Прибор размещен в углублении льда. Оно было перекрыто изоляционным материалом и сверху "ледовым покрывалом". Температура в приборе была на уровне 4°C. На дневную поверхность были выведены провода для снятия информации, которая производилась один раз в десять дней.

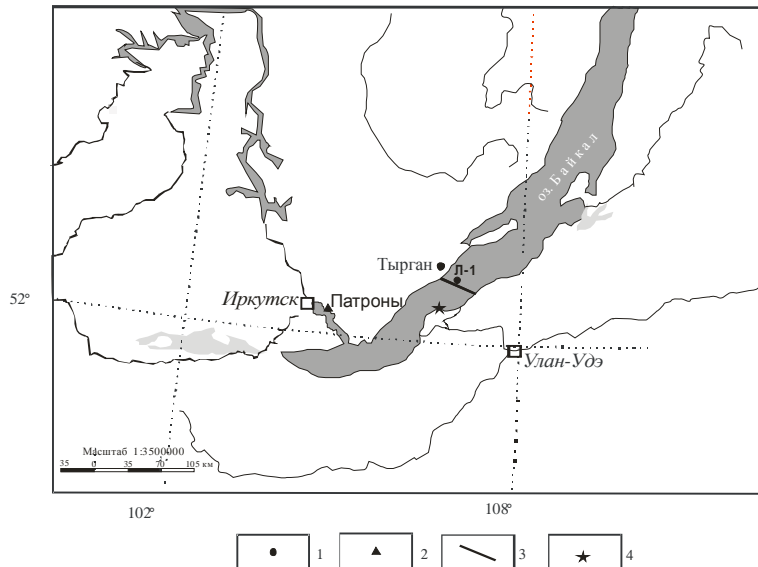


Рис.1. Схема расположения пунктов наблюдений. 1- пункты наблюдений электрического поля; 2 – обсерватория геомагнитного поля; 3 – местоположение трещины в ледовом покрове озера; 4 – эпицентр землетрясения.

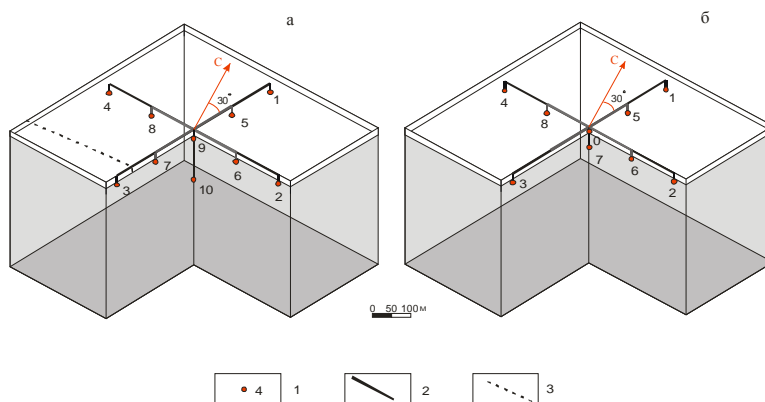


Рис.2. Схемы измерительных линий электрического поля на льду озера в п. Л-1 (а) и в п.Тырган (б): 1 – электрод и его номер; 2 – линии MN; 3 – фрагмен трещины в ледяном покрове.

В п. Тырган горизонтальные каналы ориентированы по направлению вдоль и вкрест простирания геоэлектрической неоднородности среды (рис.2). Для регистрации вертикальной компоненты электрического поля использована скважина глубиной 44 м. В качестве заземления применялись также свинцовые электроды, погруженные на глубины

4 м и 44 м. Скважина затомпонирована глиной. Регистрация электротеллурического поля производилась с дискретностью 10 с. В обсерватории Патроны (рис.1) синхронно регистрировались H, D и Z компоненты вариаций геомагнитного поля с дискретностью 1 с.

Анализ результатов эксперимента

Интенсивность вариаций электротеллурического поля по направлению вдоль озера (азимут 30°) в несколько раз выше, чем поперек озера (Аз 120°). Эта особенность свойственна для всех вариаций электротеллурического поля в регистрируемом диапазоне периодов от десятых долей до 1000 и более секунд. Она связана с вытянутой формой впадины озера, заполненной мощной толщей хорошо проводящих осадочных пород. В поведении вертикальной компоненты электротеллурического поля, практически не выражены короткопериодные вариации, что свидетельствует в пользу плоской модели первичной электромагнитной волны, используемой в магнитотеллурике.

Рассмотрим аномальные возмущения в связи с землетрясением и образованием крупной трещины в ледяном покрове озера. 13.03.06 (01 час 06 мин 11 сек) произошло землетрясение с $K=8.9$. Эпицентр его расположен в устье р. Селенги (рис.1). В горизонтальных компонентах электротеллурического поля, примерно за час до землетрясения, появились высокочастотные вариации (рис.3). В большей мере они выражены на каналах, ориентированных вдоль озера. Интенсивность высокочастотных вариаций заметно уменьшилась через 20 минут после землетрясения, но оставалась повышенной в течение нескольких часов. Примерно за 15 минут до землетрясения проявилась бухтообразная вариация с периодом 9-10 минут. Высокочастотные вариации не выражены в поведении вертикальной компоненты электротеллурического поля.

Какова природа высокочастотных возмущений в электротеллурическом поле? Для ответа на данный вопрос, мы сопоставили наблюдения со льда озера с наблюдениями в п. Тырган и в обсерватории Патроны. Высокочастотные вариации проявились одновременно во всех пунктах. Это свидетельствует о том, что они имеют региональное распространение и связаны скорее всего с ионосферными, магнитосферными источниками магнитотеллурического поля. Высокочастотные электрические токи, индуцированные в земной коре, возможно, явились триггерным эффектом для землетрясения. Также нельзя исключить случайное совпадение высокочастотных возмущений электромагнитного поля с землетрясением.

Наряду с рассмотренными вариациями электрического поля зарегистрированы аномальные возмущения, которые связываются с образованием крупной трещины в ледяном покрове озера. Трещина возникла в результате волнения озера, вызванного землетрясением. Обратимся к данным наблюдений. На рис.4 изображены графики напряженности компонент электрического поля, полученные 13.03.2006 г. в период с 02 час 47 мин 02 сек по 02 час 57 мин 01 сек, когда возникла трещина. На графиках хорошо видны высокочастотные возмущения в горизонтальных составляющих электрического поля. В вертикальной компоненте высокочастотные возмущения не выражены. В поведении этой компоненты проявляется интенсивная бухтообразная вариация. Резкое изменение интенсивности вертикальной компоненты отвечает интенсивному возмущению горизонтальных составляющих электрического поля. Максимум вариации вертикальной компоненты, по-видимому, фиксирует максимальное влияние волны воды озера на вертикальный диполь. Время между моментом землетрясения и максимумом вертикальной компоненты 1 час 46 мин. За это время волна преодолела расстояние в 32 км. Скорость волны составляет около 5 м/с. В результате влияния волны воды на ледяной покров возникла крупная трещина которая изображена на рис.1и 2.

Судя по графику (рис.4д), интенсивность вариации вертикальной компоненты, вызванной волной воды, равна 1.7 мВ/км. Вариацию можно объяснить индукцией в вертикальном канале при его движении в магнитном поле Земли. Согласно [1],

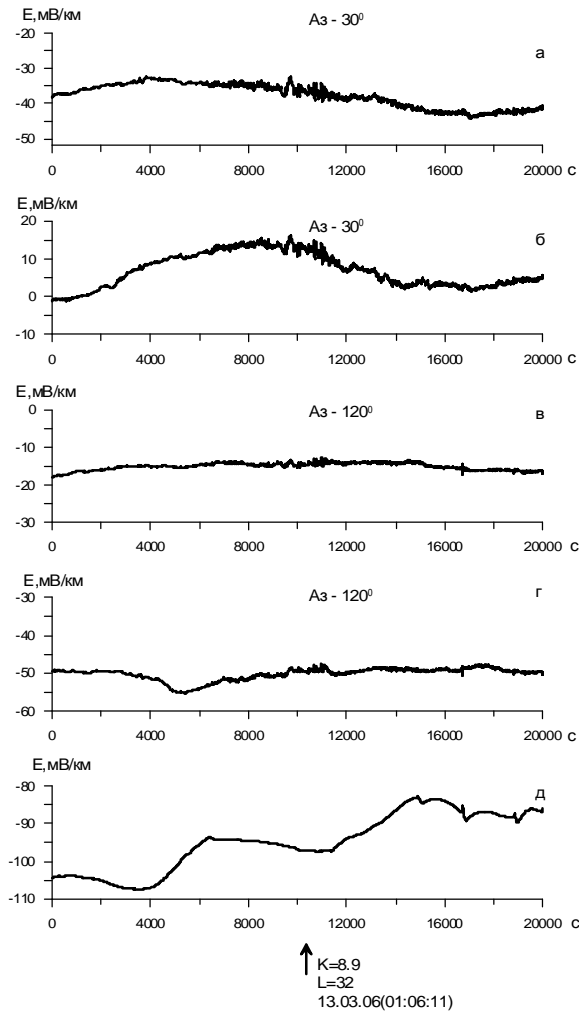


Рис.3. Графики напряженности электрического поля в п. Л-1 в период, когда произошло землетрясение. К – энергетический класс; L – эпицентральное расстояние в км; а, б - продольные (Az - 30°), в, г – поперечные (Az – 120°), д – вертикальная - составляющие поля; обозначения а, б, в, г, д - соответствуют приемным линиям MN на рис.2а: а – 1-3; б – 5-7; г – 6-8; д – 9-10. Время наблюдений: 12.03.06 г. (22 час 13 мин 19 сек) – 13. 03.06 г. (03 час 46 мин 39 сек). Стрелкой показан момент землетрясения 13.03.06 г. (01 час 06 мин 11 сек).

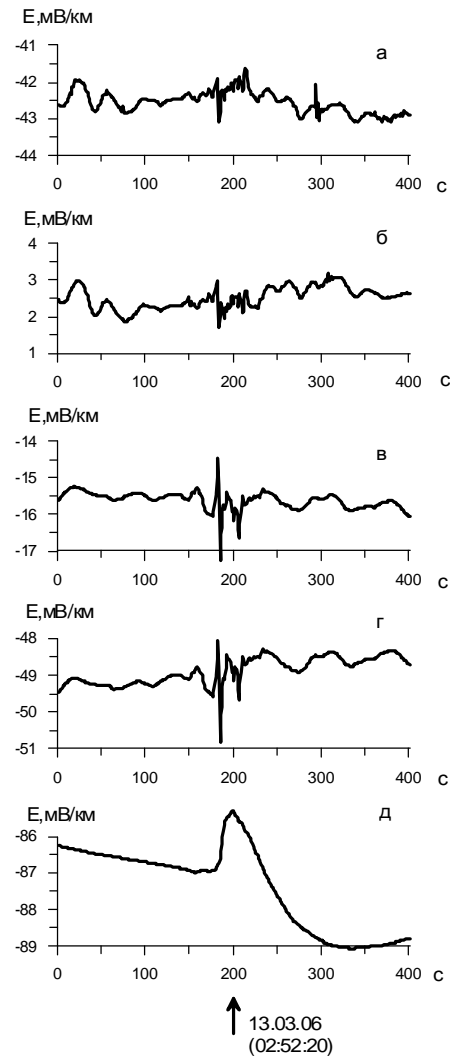


Рис.4. Графики напряженности поля в п. Л-1 в период, когда возникла трещина в ледяном покрове озера. Стрелкой показан максимум напряженности вертикальной компоненты электрического поля. Время наблюдений: 13.03.2006 г.: 2 час 49 мин 00 сек – 2 час 55 мин 40 сек. Пояснения к а,в,г,д – на рис.3.

напряжение электрического поля в движущемся проводнике в магнитном поле можно представить в виде:

$U = -Blv$, где U – напряжение электрического поля в В, l – длина проводника в м, v – скорость его движения в м/с, B – магнитная индукция в нТл.

По этой формуле (для зарегистрированной напряженности электрического поля 1.7 мВ/км) скорость движения проводника является близкой к скорости волны в озере. Следует отметить, что в горизонтальных компонентах поля подобной интенсивной

бухтообразной вариации не отмечается. Это связано с тем, что горизонтальные линии, расположенные на льду озера, не испытывают такого движения от волны воды.

Рассмотрим высокочастотные колебания, приуроченные ко времени образования трещины в ледяном покрове озера (рис.4 а,б,в,г). Продолжительность этих колебаний около 50 с. Начинаются они резким изменением напряженности горизонтальных составляющих поля примерно за 10 с до образования трещины. Период колебаний 2-5 с. Интенсивность колебаний от первых десятых долей мВ/км до первых единиц мВ/км. Характерно, что интенсивность высокочастотных вариаций в поперечных линиях MN (рис.4 в, г) почти в 2 раза выше, чем в продольных (рис.4 а,б). Высокочастотные вариации не проявились на береговой станции Тырган и в обсерватории Патроны. Эти особенности являются принципиальным отличием от вариаций, связанных с внешним источником, которые более интенсивны в продольных линиях MN и проявились в п. Тырган и в обсерватории Патроны. Есть основания полагать, что высокочастотные колебания могут быть вызваны электромагнитными эффектами, возникшими при образовании трещины в ледяном покрове озера. Эти эффекты наводят в приемных линиях высокочастотные возмущения электрического поля. Интенсивность возмущений зависит от длины проекции линий MN на направление трещины. Проекция поперечных линий MN на направление трещины в 2 раза больше, чем продольных. Проекция вертикального канала равна нулю. Поэтому, интенсивность высокочастотных вариаций в поперечных линиях в два раза выше, чем в продольных, а в вертикальной компоненте близка к нулю.

Следует отметить, что примерно через 54 минуты ситуация повторилась. Аналогичные аномальные возмущения проявились в горизонтальных и вертикальной компонентах электрического поля. Время аномальных возмущений составляет около 1 минуты. Начало их во времени приурочено к увеличению напряженности вертикальной компоненты электрического поля. Максимум вариации вертикальной компоненты электрического поля отвечает максимальному смещению вертикального канала в геомагнитном поле. Это смещение вызвано волной в озере. Высокочастотные вариации не выражены в вертикальной составляющей электрического поля. Они также не проявились в обсерватории Патроны. Предполагается, что на льду озера высокочастотные возмущения в горизонтальных составляющих поля вызваны электромагнитными эффектами, связанными с дальнейшим развитием трещины в ледяном покрове озера. В конечном результате протяженность трещины достигла десятков километров, а ширина – первые метры. Смещение по трещине составило около 4 м.

Наряду с этим существует вероятность возникновения высокочастотных вариаций в связи с «тряской» ледяного покрова озера во время растрескивания льда и образования трещины. Так как линии MN вморожены в лед, то при «тряске» они совершают колебания в магнитном поле, что приводит к возникновению в них индуцированного электрического тока. Обратимся вновь к формуле $U = -Blv$ и оценим возможность индуцирования напряжения в линиях MN. По данным обсерватории Патроны напряженность (индукция) компонент магнитного поля составляет: $H = 19000$, $D = 1600$, $Z = 57000$ нТл [2]. По направлению приемных линий MN, т.е. в продольном и поперечном направлениях, напряженность магнитного поля равна, соответственно, 17300 и 10900 нТл. При движении приемных линий в горизонтальной плоскости интенсивность индуцируемых высокочастотных вариаций будет одинаковой в продольных и поперечных электрических каналах. При движении линий MN в вертикальной плоскости интенсивность индуцированных высокочастотных вариаций в поперечных каналах будет примерно в 1.6 раз выше, чем в продольных. В эксперименте мы имеем разницу почти в 2 раза.

Оценки показывают, что для индуцирования напряжения в первые единицы мВ (как в эксперименте) скорость движения поперечной линии длиной 250 м в вертикальной плоскости должна быть примерно первые десятые доли м/с. К сожалению, нам трудно судить о реальной скорости перемещения каналов в горизонтальной и вертикальной плоскостях при образовании трещины в ледяном покрове озера. Поэтому, приводимые

оценки показывают лишь вероятность индуцирования высокочастотных колебаний при колебаниях ("тряске") ледяного покрова озера.

Таким образом, выполненный анализ свидетельствует о возможности возникновения высокочастотных возмущений электрического поля при образовании трещин во льду озера. Они могут быть связаны с электромагнитными эффектами при разрушении льда или с индукцией, вызванной движениями приемной линии в геомагнитном поле. Возможно оба эти явления проявляются совместно. Для уточнения природы аномальных возмущений электрического поля необходимы дополнительные наблюдения со льда озера одновременно в нескольких пунктах. Такой эксперимент планируется в ближайшее время на оз. Байкал.

Выводы

На льду озера зарегистрированы высокочастотные возмущения электрического поля различной природы. Особенности этих возмущений следующие.

1. В горизонтальных компонентах поля проявились высокочастотные вариации в период, когда произошло землетрясение с $K=8.9$ на эпицентральной расстоянии 32 км. Аномальные возмущения проявились примерно за 1 час до землетрясения. Их интенсивность заметно уменьшилась через 20 мин после землетрясения. В вертикальной компоненте вариации отсутствуют. Они хорошо выражены на береговой станции и в обсерватории Патроны во всех компонентах электромагнитного поля. Это свидетельствует, что высокочастотные вариации имеют региональное распространение и связаны скорее всего с ионосферными, магнитосферными источниками электромагнитного поля. Возможно, высокочастотные возмущения поля послужили триггерным эффектом для землетрясения. Однако, не исключается случайное совпадение времени возмущений и землетрясения.
2. В электрическом поле зарегистрированы аномальные возмущения, которые приурочены во времени к приходу волны воды от землетрясения и образованию трещины в ледяном покрове. В вертикальной компоненте аномальное возмущение выражено в виде бухтообразной вариации с периодом около 2 мин. Вариация связывается с индукцией электрического тока при движении вертикальной линии в геомагнитном поле. В горизонтальных компонентах возмущение выражено в виде высокочастотных вариаций с периодом в первые секунды. Высокочастотные вариации могут быть обусловлены электромагнитными эффектами, возникающими при образовании трещины в ледяном покрове. Также не исключается индукция в линиях MN при их движении в геомагнитном поле в результате "тряски" ледяного покрова при образовании трещины.

Список литературы

1. Кухлинг Х. Справочник по физике. – М. : Мир. 1982. – 491 с.
2. Мороз Ю.Ф., Назарец В.П., Мороз Т.А. Сравнительная характеристика вариаций геомагнитного поля на Камчатке и оз. Байкал // Физика Земли. 2005. № 9. С. 36-45.

ИЗУЧЕНИЕ СВЯЗИ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ДВИЖЕНИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОЛЮСОВ С ПЕРИОДАМИ ОБРАЩЕНИЯ ПЛАНЕТ

STUDY OF RELATIONSHIP OF PERIODIC MOVEMENT OF GEOGRAFIC POLES WITH PLANET PERIODS

О.В. Пономарева

Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга

In the spectral analysis of periodic movement of the Earth's geographical pole we are usually limited by two periodic components: «Year Component» $T = 1,0004$ of the year and «Chandler's component» $T = (1,12-1,19)$ of the year, (with the corresponding frequencies: $f_e = 0,9996$ (cycle/year) $f_{ch} = (0,84 - 0,89)$ (cycle/year). In the present research some spectral peaks were distinguished and correlated with (synodic) orbital periods of planets. The frequencies corresponding to the following planets were reliably determined: Jupiter: $f_j = 0,9157$ (cycle/year); Saturn: $f_s = 0,9660$ (cycle/year); Venus: $f_v = 0,6250$ (cycle/year); Mars: $f_m = 0,4885$ (cycle/year). The factors responsible for spectral peaks in the field of frequencies $f_m = (0,75 - 0,8)$ (cycle/year) have not been determined yet.

The comparison of spectral peak intensity shows that the energy generated by the Earth from the influence of the Jupiter and the Saturn is commensurable with energy generated by the Earth at «Chandler's » and "year" components. However, the analysis of planetary static inflows emphasizes the maximal influence of the Venus, which does not have its own magnetic field, on the Earth. Therefore, in our opinion, transfer of energy to the Earth, which increases its seismicity, occurs due to the gravitational field of planets.

Периодическое движение полюсов

Считается, что Земля испытывает свободную прецессию. В геофизической литературе ее обычно называют «свободной нутацией Эйлера», или по имени ее первооткрывателя в 1891 г. - «Чандлеровское движение полюса». В данной работе используется термин «Периодическое движение полюса Земли – ПДП Земли».

На основе анализа астрономических наблюдений у ПДП Земли выявляются следующие периодические компоненты: постоянная «годовая составляющая» $T_s = 1,0$ (год) и переменная «чандлеровская составляющая» $T_{ch} = (1,12-1,19)$ года. Наличие «годовой» компоненты движения полюса связывают с сезонными гидрометеорологическими процессами [8], а «чандлеровскую» компоненту исследователи связывают с физическими процессами, происходящими внутри Земли [1, 4, 5], и с сейсмической активностью так называемых «Тихоокеанского кольца» и «Альпийско-Гималайского пояса» [2].

В настоящем исследовании спектральный анализ ПДП Земли показал наличие полос частот, соответствующих синодическим периодам планет Солнечной Системы: Сатурн $f_s = 0,9660$ цикл/год ($T_s=1,035$ г.); Юпитер $f_j = 0,9157$ цикл/год ($T_j=1,092$ г.); Венера $f_v = 0,6250$ цикл/год ($T_v=1,6$ г.); Марс $f_m = 0,4885$ цикл/год ($T_m=2,047$ г.) (см. рис. 1, построенный при помощи электронной базы данных и программного продукта, которые любезно предложил к.ф.-м.н. Кролевец А.Н., КамГУ им. В. Беринга).

В результате анализа ПДП Земли был также определен частотный диапазон, примерно соответствующий так называемой «Эйлеровой нутации»: $f_e = (1,19-1,21)$ цикл/год ($T_e=(302-306)$ суток) (рис. 1).

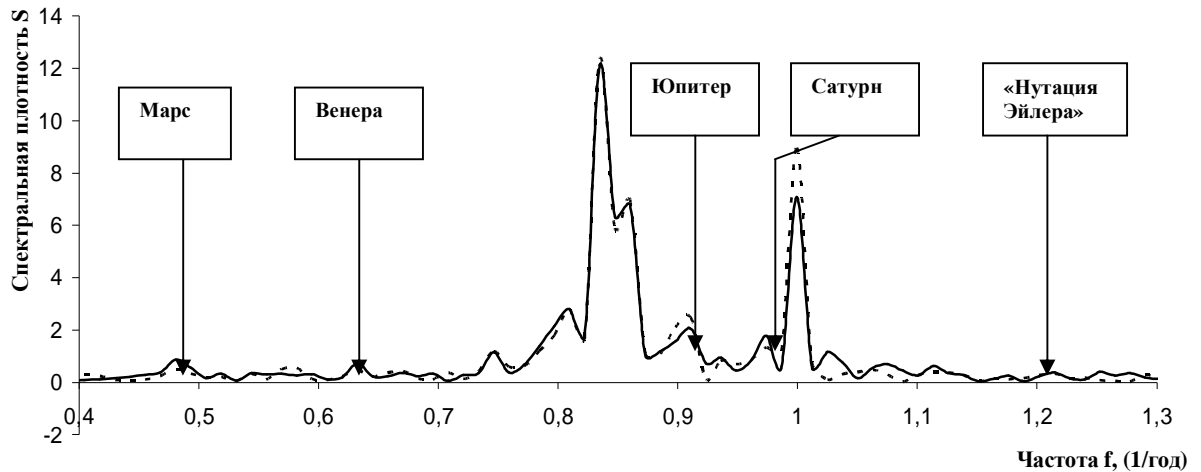


Рис.1. Огибающие спектров X_p (сплошная линия), Y_p пунктирная линия) ПДП Земли (1890-1969 г.г.) по данным работы [11].

Если данный частотный диапазон действительно определяется «Эйлеровой нутацией», то определенно могут существовать такие состояния Земли, при которых (за счет геофизических интерференционных процессов) Земля может в определенные периоды времени «демонстрировать» себя как «Эйлерово тело» (т.е. абсолютно жесткое), но с различными во времени коэффициентами динамического сжатия, и «нутировать» с упомянутыми выше частотой и периодом.

Спектральный анализ ПДП Земли в настоящем исследовании был проведен для различных массивов данных, применялись различные методики спектрального анализа, при этом менялся вид участка спектра, ответственного за «чандлеровские колебания», но, тем не менее, всякий раз определялись, хотя и с различной интенсивностью, планетные составляющие.

Таблица № 1

Высоты статических планетных приливов

Планета	Параметры планеты			Влияние планеты на Солнце		Влияние планеты на Землю	
	Синодический период планеты, (сутки)	Сидерический период планеты, (земных лет)	Частота влияния планеты на ПДП Земли, (1/год)	Абсолют. амплитуда солнечного прилива ΔR , (см)	Степень влияния планеты на Солнце, (место)	Абсолют. амплитуда планетного прилива ΔR , (см)	Степень влияния планеты на Землю, (место)
Меркурий	115.88	0.2407	3.1527	0.04	3/4	2×10^{-5}	4/5
Венера	583.92	0.6653	0.6255	0.09	2	4×10^{-3}	1
Земля	365,26	1.000	1.0000	0.04	3/4	-	-
Марс	779.94	1.8809	0.4883	0.001	6	4×10^{-5}	3
Юпитер	398.88	11.867	0.9157	0.095	1	4×10^{-4}	2
Сатурн	378.09	29.666	0.9660	0.005	5	2×10^{-5}	4/5
Уран	369.657	84.048	0.9881	1×10^{-4}	7	2×10^{-7}	6
Нептун	367.489	164.49	0.9939	2×10^{-4}	8	7×10^{-8}	7
Плутон		245.73		5×10^{-9}	9	8×10^{-12}	8

Суммарная высота прилива под воздействием всех планет на Солнце составляет около 4 мм

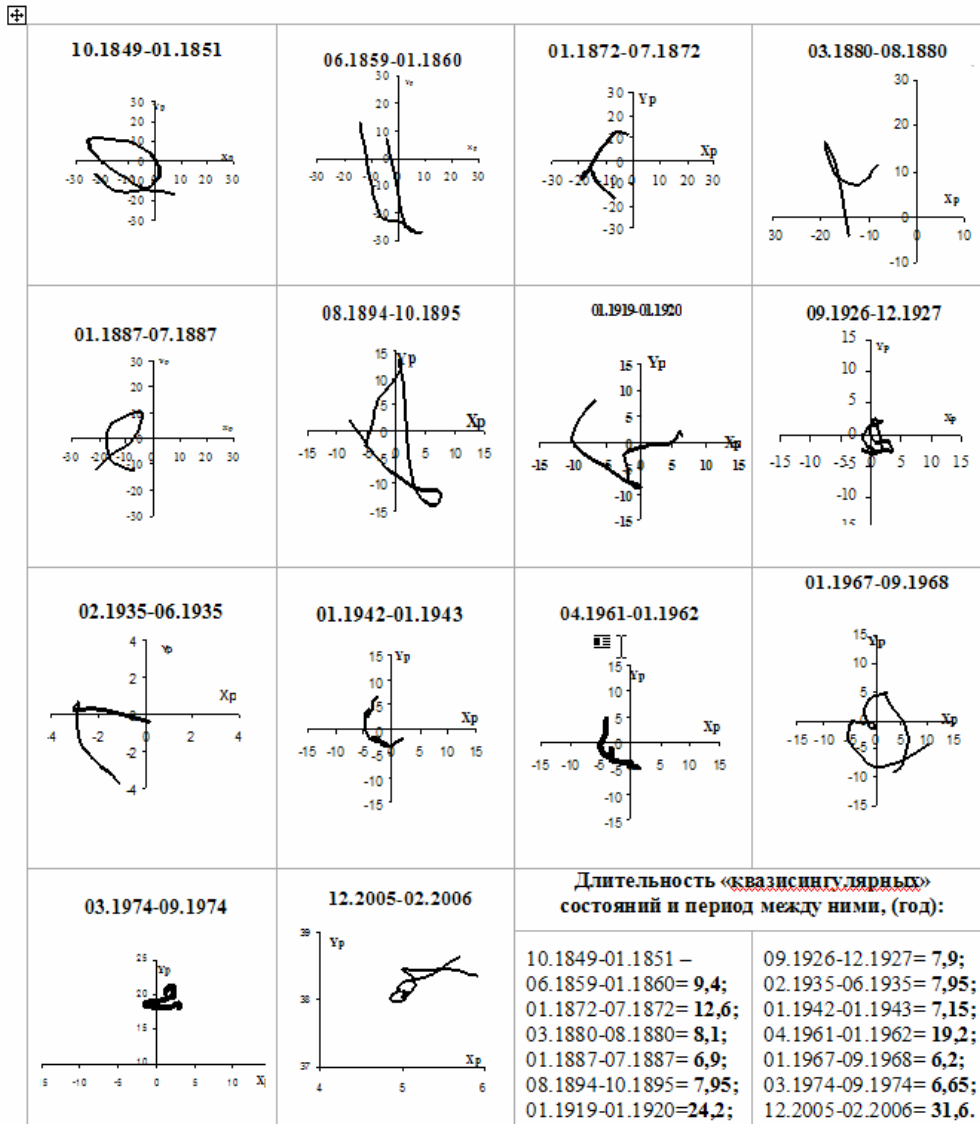


Рис.2. Портреты «квазисингулярных» состояний ПДП Земли $X_p, Y_p \times 10^{-2}$ сек за период 1849 – 2007 г.г. по данным [11, 13].

Частотный анализ ПДП Земли показывает, что, с одной стороны, энергия, высвобождаемая Землей при воздействии на нее планет, особенно Юпитера и Сатурна, соизмерима с энергией, выделяемой при «чандлеровской» и «годовой» компонентах, а с другой стороны, анализ планетных статических приливов говорит о том, что максимальное влияние на Землю оказывает Венера (не имеющая магнитного поля), а не Юпитер и Сатурн (см. табл. 1).

Это наводит на мысль о том, что Земля, Юпитер и Сатурн, как гравитирующие массы, периодически находятся (в противовес резонансу орбитальному) в своеобразном планетном динамическом резонансе.

В настоящем исследовании при анализе ПДП Земли выявлены периодические «квазисингулярные» состояния (см. рис. 2) продолжительностью около года со средней периодичностью 6,6 лет (или кратные этому периоду), характеризующиеся «петлеобразной» траекторией движения полюса, резким изменением направления его движения, минимальной амплитудой колебаний полюса.

О солнечно-планетных связях

Принято считать, что циклы солнечной активности вызваны взаимодействием между «генератором», порождающим магнитное поле Солнца, и вращением Солнца. Солнце вращается не как твердое тело, причем экваториальные области вращаются быстрее, что вызывает усиление магнитного поля. Существует предположение, что именно магнитное поле ответственно за цикличность солнечной активности. В конце каждого цикла полярность магнитного поля меняется, поэтому полный период составляет 22 года (цикл Хейла). Предполагается существование «вековых» циклов активности Солнца длительностью 44, 55, 88, 210 и 420 лет [7, 14]. Числа Вольфа за последние 900 лет приведены на рис. 3.

Многочисленными исследованиями выявлено, что величина максимума циклов солнечной активности меняется со временем. В литературе приводятся примеры периодов различной продолжительности (от 11 лет до 420 и более лет).

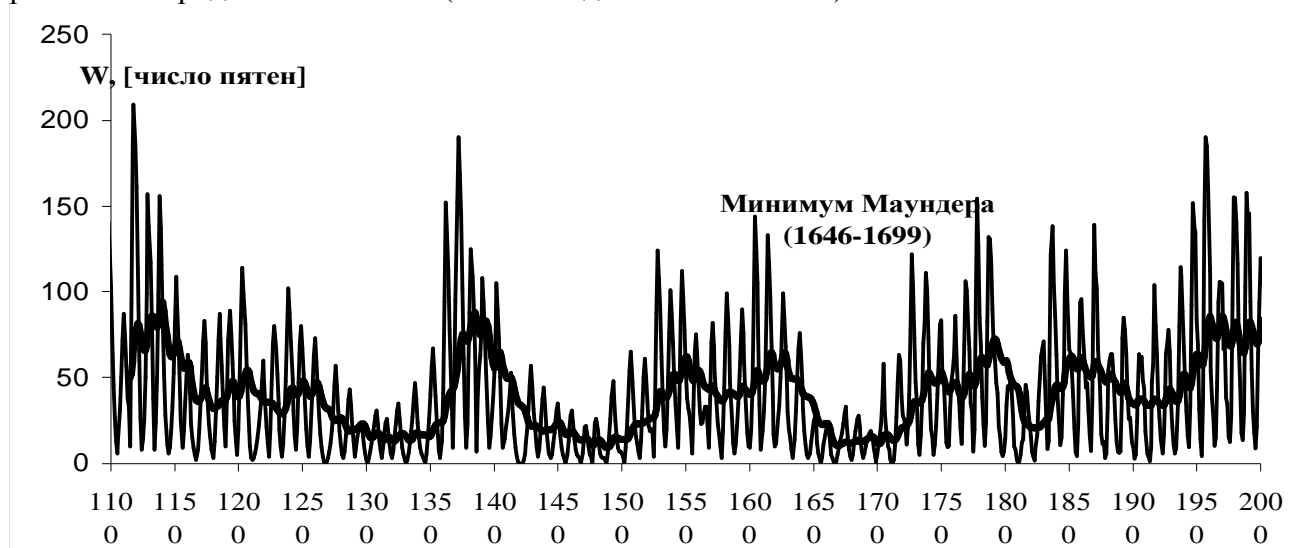


Рис. 3 Временной ряд солнечной активности («Yearly Wolf numbers (1090-2002) ZIGS») и его тренд (утолщ. линия)

Есть основания полагать, что значительное влияние на солнечную активность оказывает самая массивная планета Солнечной Системы – Юпитер [10], который обладает наибольшими орбитальным (61%) и собственным (63%) моментами среди всех тел Солнечной Системы [3].

Из анализа многочисленных научных публикаций на тему «Солнечная активность», проведенного спектрального анализа характеристик солнечной активности за различные периоды наблюдений видно, что период солнечной активности хоть и близок сидерическому периоду Юпитера, но влияние Юпитера не совсем очевидно, так как в среднем цикл солнечной активности, колеблясь в значительном диапазоне (8-16) лет, тем не менее, «придерживается» своего среднего значения. По последним данным 10,71 лет по максимальным и 9,67 лет по минимальным значениям солнечной активности [14].

Исходя из этого, в настоящем исследовании рассматривается не «прямое», а так называемое «модулирующее» влияние планет. За основу были взяты минимумы солнечной активности, один из которых в интервале (1646-1699) г. был обнаружен Маундером Э.В. (Maunder). В течение этого периода солнечная активность постоянно была на низком уровне, а солнечные пятна наблюдались редко, и в течение 37 лет не было зарегистрировано ни одного полярного сияния (т.н. минимум Маундера). Выявлено несколько периодов минимальной солнечной активности (см. рис. 3), которые предлагается также связать с именем Маундера и назвать их «циклами Маундера». Предполагается, что циклы Маундера связаны с влиянием на солнечную активность планет, однако, значимые подтверждающие аргументы пока отсутствуют.

Имеется много примеров, когда относительно слабое энергетическое воздействие вызывало весьма мощные процессы. При слабодиссипативных процессах в Солнечной Системе такие воздействия могут способствовать постепенному накоплению энергии в системе «Солнце - межпланетная среда – Земля». Спустя некоторое время накопленная энергия достигает критической величины, и будет достаточно небольшого импульса, чтобы начался качественно новый процесс быстрого высвобождения накопленной энергии.

Выводы

Проведенный спектральный анализ ПДП Земли показал наличие гармоник, соответствующих синодическим периодам обращения некоторых планет: Юпитера, Сатурна, Венеры, Марса.

Обнаруженные циклы Маундера в рядах солнечной активности по своей природе аналогичны «квазисингулярным» состояниям ПДП Земли, так как объясняются одним и тем же: влиянием гравитационного поля планет-гигантов, и в первую очередь Юпитера, как на ПДП Земли, так и на солнечную активность.

Объяснить в рамках предположений об орбитальных планетных резонансах «модулирующее» влияние Юпитера с различной кратностью на солнечную активность пока не представляется возможным. Поскольку одна из важнейших особенностей солнечно-планетных связей заключается в нелинейности взаимодействующих систем и, как следствие, отсутствует пропорциональность между интенсивностью воздействия и вызываемым им откликом системы. Предполагается существование динамического отклика Солнца на статические приливы своих планет.

Отсутствие ожидаемой детерминированности процессов, протекающих на Солнце, в межпланетной среде и на Земле позволяет предположить наличие в системе солнечно-земных связей триггерного (спускового) механизма воздействия первичного фактора на протекание результирующего процесса. Этот механизм работает и в атмосфере Солнца, но особое значение он имеет для процессов на Земле.

Список литературы

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. – М. : ОИФЗ РАН, 1996. – 188 с.
2. Викулин А.В., Кролевец А.Н. Чандлеровское колебание полюса и сеймотектонический процесс // Геология и геофизика. 2001. Т.42, № 6. С. 996-1009.
3. Викулин А.В., Мелекесцев И.В. Вихри и жизнь // Ротационные процессы в геологии и физике. – М. : ДомКнига. 2007. С. 39-101.
4. Горшков В.Л., Воротков М.В. Динамика движения полюса и долгопериодические вариации скорости вращения Земли // Изв. ГАО РАН, 2002. № 216. С. 415.
5. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М. : Наука, 1983.
6. Котляр П.Е., Ким В.В. Положение полюса и сейсмическая активность Земли. – Новосибирск : 1994. – 124 с.
7. Обридко В.Н. Новый взгляд на проблемы солнечной активности // Известия Академии наук. Серия физическая. 1999. Т. 63, № 11.
8. Сидоренков Н.С. Межгодовые колебания системы атмосфера–океан–Земля // Физика. 2002. № 25/98.
9. Сытинский А.Д. Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами. – Л. : 1987. – 100 с.
10. Тимашев С.В. О базовых принципах «нового диалога с природой» // Проблемы геофизики XXI века: в 2 кн. – М. : Наука, 2003. Кн. 1. С. 104-141.
11. Федоров Е.П., Корсунь А.А., Майор С.П. и др. Движение полюса Земли с 1890 по 1969 – Киев: Наукова думка., 1972. – 264 с.
12. IASPEI. Global Seismicity: 1900-1999 by E.R. Engdahl and A. Villasenor (Global Earthquake Catalog of Magnitude ≥ 7).
13. IERS Annual Report. Paris. 2006. (1890-2006), (1846-1889) Internet-monitoring. 2007. (1962 - 2007) (<http://hpiers.obspm.fr/>)
14. The INTER-SOL Programme (ISP) (Observatory Paderborn <http://data.inter-sol.org>).

АРКТИЧЕСКИЙ ПОЛЯРНЫЙ СТРАТОСФЕРНЫЙ ВИХРЬ И ОБЛАКА

ARCTIC POLAR STRATOSPHERIC VORTEX AND CLOUDS

А.А. Черемисин¹, А.В. Кушнаренко¹, В.Н. Маричев², С.В. Николашкин³, П.В. Новиков⁴

¹*Политехнический институт Сибирского федерального университета,*

²*Институт оптики атмосферы СО РАН,*

³*Институт космических исследований и аэронавтики СО РАН им. Ю.Г. Шафера,*

⁴*Филиал ГОУ ВПО Иркутский государственный университет путей сообщения*

In winter time in the stratosphere of Arctic region a so-called polar stratospheric vortex is formed. In a central part of this vortex there is an essential reduction of atmospheric temperatures. At temperatures less than 200K the requirements for condensation of particles of polar stratosphere clouds (PSC) can be satisfied. It is known that the PSCs play an important role in ozone destruction. Till 2004 on the near polar area of Russia there were no lidar stations for observations of the PSCs. Regular lidar measurements of PSCs were started in Yakutsk in 2004. In the given report the results of last three winters periods observations are present.

According to the balloon data and data of Upper Atmosphere Research Satellite (UARS), PSCs were observed at stratospheric temperatures which were significantly higher than the known temperature thresholds of PSC particles condensation. The backward trajectories of air masses passed above Yakutsk at different altitudes on the days of PSCs observation were calculated on the base of wind and temperature UARS data. The analysis has shown that PSCs could be formed 2-6 days before their observation at the lowest temperatures on air mass trajectory. These temperatures were frequently higher than PSC formation threshold right up to 10K. Besides Scandinavia, new regions of PSCs formation have been found.

Стратосферные аэрозоли привлекают к себе внимание, т.к. доказано, что они оказывают заметное влияние на климат [2]. Известно, что стратосферный аэрозольный слой наполняется в основном за счет вулканических извержений [1, 8]. Но среди стратосферных аэрозольных образований особый интерес вызывают полярные стратосферные облака (ПСО), которые могут оказывать климатическое влияние и, что еще более важно, которые играют существенную роль в механизме разрушения озонового слоя и возникновения озоновых дыр. На поверхности частиц ПСО происходит накопление и активация галогенов, что приводит к разрушению молекул озона. ПСО наблюдаются в некоторых районах Земли, в частности, в северной Европе, на Аляске и в Антарктиде в зимний период. Причиной образования облаков являются низкие температуры, свойственные воздушным массам северного и южного полярных стратосферных вихрей. В этих условиях происходит конденсация частиц ПСО, состоящих из воды, серной и азотной кислот, размер которых может достигать нескольких микрон и даже десятков микрон.

С начала 90-х годов 20-го века в исследовании ПСО, благодаря своим широким возможностям, находят средства лидарного зондирования, размещенные на наземных станциях и на самолетах. В Европе лидарные станции действуют на широтах от 66° до 79° с.ш. и на долготах от 12° до 27° в.д. В настоящее время стратосферная лидарная станция создана и в России, в г. Якутске (62° с.ш., 130° в.д.). Ее географическое положение вблизи границы полярного круга дает возможность наблюдать явления, характерные для полярных областей и, в частности, ПСО.

Лидарный пункт зондирования создан совместно Институтом оптики атмосферы (ИОА) СО РАН и Институтом космических исследований и аэронавтики (ИКФИА) СО РАН. Лидар СЛ-1 для этих целей был разработан и создан в ИОА СО РАН на основе телескопа системы Ньютона с приемным зеркалом диаметром 60 см и Nd-YAG-лазера с длиной волны излучения 532нм. Основные параметры лидара и методика восстановления аэрозольной стратификации атмосферы из одноволновых лидарных измерений описаны в [4]. Профиль аэрозольной стратификации отслеживается по отношению R суммарного коэффициента обратного рассеяния к молекулярному. Значение отношения рассеяния R ,

близкое к единице указывает на практическое отсутствие аэрозоля. ПСО можно было неоднократно наблюдать визуально с земли как перламутровые облака.

Измерения вертикального распределения стратосферного аэрозоля в дежурном режиме наблюдений были начаты с 1 ноября 2004 г.

В течение трех зим над г. Якутском неоднократно наблюдались ПСО. Уже при первых наблюдениях облаков в ноябре выявились, на наш взгляд, интересные особенности существования ПСО над г. Якутском [4]. В данной работе представлены результаты трехлетних исследований эпизодов появления ПСО на основе результатов лидарных измерений коэффициента обратного рассеяния, спутниковых данных по температуре и полю скоростей ветра в стратосфере северного полушария, а также ретроспективного анализа движения воздушных масс. Использование совокупности этих данных позволило выявить особенности появления ПСО над г. Якутском.

Мы провели ретроспективный анализ температуры для стратосферных воздушных масс, которые прошли над г. Якутском на различных высотах в интересующие нас дни лидарного наблюдения ПСО. Рассчитывалось перемещение лагранжевой точки (воздушной массы) в заданном поле скоростей. Использовались данные BADC (British Atmospheric Data Centre) [9], которые содержат информацию о трех компонентах скорости ветра и температуре в зависимости от широты, долготы, высоты и времени. Данным BADC соответствует синоптический масштаб усреднения по времени и географическим координатам. Данные по скорости приведены в узлах сетки с шагом 2,5 градуса по широте и 3,75 градуса по долготе, с шагом от 2 до 3 км по высоте и с периодом 1 сутки. Исходное положение воздушной массы задавалось временем ее прохождения над г. Якутском, географическими координатами города и его высотой над уровнем моря.

При интегрировании использовалась простейшая интерполяция скорости ветра по пространству и времени, на основе использования точек, которые являются ближайшими к текущей точке траектории. Согласно оценкам на основе данных BADC, вертикальное перемещение воздушных масс за неделю не превышало 1-2 км. Изменение метеопараметров за счет такого смещения оказалось не очень существенным по сравнению с декларированными ошибками измерений. Поэтому в данном случае мы пренебрегли вертикальным перемещением и учитывали только горизонтальное перемещение воздушной массы вдоль изобарической поверхности.

На рис.1 представлены обратные траектории воздушных масс, которые находились на высоте 18 км над г. Якутском 22 и 23 ноября 2004 г. и поле температур на 18 ноября 2004 г.

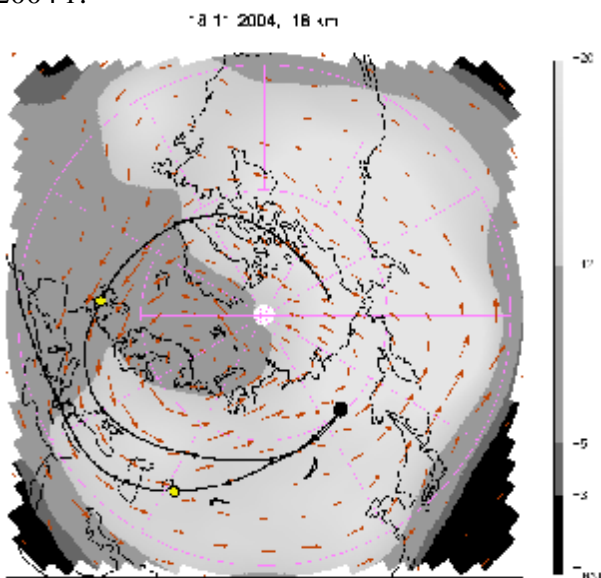


Рис.1. Обратные траектории воздушных масс, прошедших на высоте 18 км над г. Якутском 22 и 23.11.2004 и поле температур на 18.11.2004.

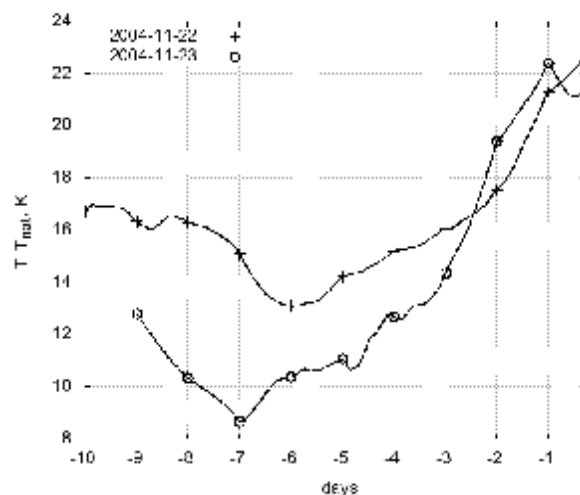


Рис.2. Температура движущихся воздушных масс, прошедших на высоте 18 км над г. Якутском 22 и 23 ноября 2004 г.

Характер траекторий отражает факт существования в это время на синоптическом масштабе циркумполярного стратосферного вихря.

Температура воздушной массы должна соответствовать температуре атмосферы в соответствующей точке траектории. Температура движущихся воздушных масс, прошедших над г. Якутском 22 и 23 ноября 2004 г., представлена на рис.2. Начало отсчета времени соответствует времени прохождения воздушной массы над Якутском. Температуры отсчитываются от пороговой температуры T_{NAT} конденсации NAT.

На рис.3 представлена обратная траектория воздушных масс, которые находились на высоте 18 км над г. Якутском 3 декабря 2004 г. и поле температур на 30 ноября 2004 г. На рис.4 представлена температура движущихся воздушных масс.

Стратосфера должна была быть достаточно холодной, чтобы в ней началась конденсация частиц ПСО и сформировались облака. Конденсация частиц на высотах около 18 км должна происходить при температурах, которые ниже примерно 195 К [7]. Между тем, согласно данным спутниковых измерений температура в стратосфере на высоте 18 км над Якутском не только в дни наблюдения 22 и 23, но и в предшествующие дни ноября была заметно выше порога образования частиц ПСО более, чем на 17К. Спутниковые измерения температуры над Якутском были подтверждены данными шарзондовых измерений, которые отличались от спутниковых не более, чем на 5К. При этом средняя ошибка при определении температуры со спутника равна 1-2К.

Итак, согласно существующим представлениям, при наблюдаемой достаточно высокой температуре стратосферы конденсации частиц ПСО над г. Якутском не должно было происходить. Можно предположить, что облака образовались ранее, когда температура соответствующей воздушной массы была более холодной. Как видно из рис.1 область наиболее холодной атмосферы находилась в окрестности центра циркумполярного вихря. Анализ поля скоростей ветра показал, что области наиболее холодной стратосферы связаны с полярным вихрем, эпицентр которого 18 ноября находился в районе Норвежского моря. Траектории воздушных масс, прошедших над Якутском 23 ноября на высоте 18 км, пересекли 18 ноября эти области наиболее холодной стратосферы. С этими минимальными температурами можно связать образование сильных аэрозольных слоев, которые затем наблюдались в г. Якутске.

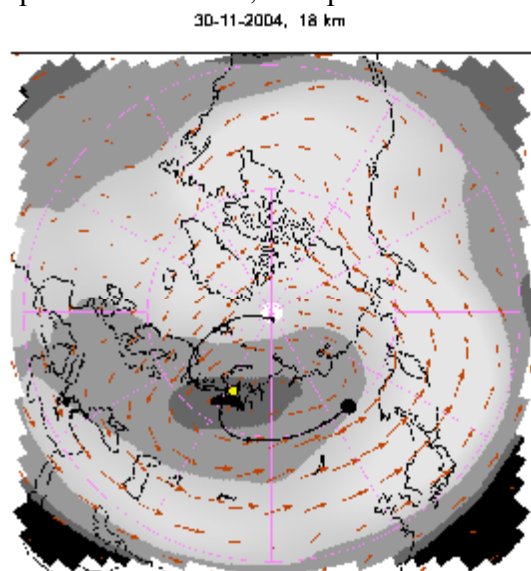


Рис.3. Обратные траектории воздушных масс, прошедших на высоте 18 км над г. Якутском 3 декабря 2004 г. и поле температур на 30 ноября 2004 г.

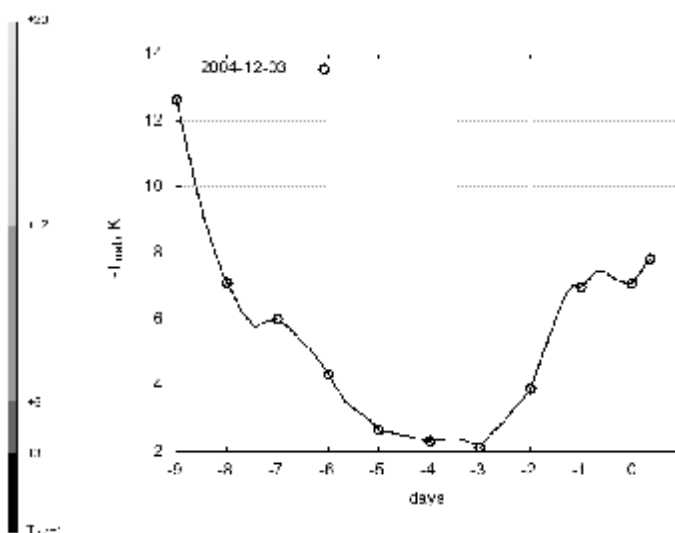


Рис.4. Температура движущихся воздушных масс, прошедших на высоте 18 км над г. Якутском 3 декабря 2004 г.

Между тем, минимальные по спутниковым данным температуры воздушных масс были выше указанных температур конденсации частиц ПСО.

Следует отметить, что в настоящее время известно, что ПСО могут образовываться, когда температура на синоптическом масштабе на несколько градусов выше температуры образования ПСО. В этом случае формирование облаков весьма часто управляется похолоданием, вызываемым гравитационными волнами [5]. Согласно модельным расчетам при температурах, превышающих порог образования частиц ПСО, сравнительно длительное время могут существовать ПСО, состоящие из твердофазных частиц [6]. В дополнение следует сказать, что результаты физико-химического анализа условий конденсации смесей воды, серной и азотной кислот предсказывают существование композитных частиц с температурами образования 195-205 К и даже 205-220 К [3]. Эти величины превышают температуры воздушных масс вблизи эпицентра полярного вихря, а значит, возможно образование ПСО из такого рода частиц. Так или иначе, аэрозольные слои наблюдались в г. Якутске на тех высотах, для которых ретроспективные части соответствующих траекторий воздушных масс проходили по области наиболее холодной стратосферы вблизи эпицентра полярного вихря.

В случае эпизода наблюдения ПСО 3 декабря 2004 г. (рис.3 и 4), с учетом погрешности спутниковых измерений, температуры вполне соответствуют классическому порогу образования частиц облаков. Так же как и в первом случае воздушные массы имели низкие температуры за несколько дней до их прихода в Якутск.

Таким образом, ретроспективный анализ траекторий и температур воздушных масс, прошедших над Якутском, выявил, что ПСО наблюдались в те дни, для которых ретроспективные части соответствующих траекторий воздушных масс проходили по области наиболее холодной стратосферы вблизи эпицентра циркумполярного вихря. Это области вблизи Скандинавии, где часто наблюдают ПСО, и область Северный Урал – Новая Земля. Можно предположить, что ПСО образовались в этих холодных областях и затем за несколько суток ветром были перенесены в г. Якутск.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 07-05-00734а.

Список литературы

1. Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н. Лидарные наблюдения стратосферного слоя аэрозоля над Западной Сибирью // Физика атмосферы и океана. 1988. Т.24, №8. С. 818-823.
2. Кондратьев К.Я. Атмосферный аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Свойства аэрозоля различных типов // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т.17, №1. С. 5-24.
3. Поповичева О., Старик А., Фаворский О. Проблемы влияния авиации на газовый и аэрозольный состав атмосферы // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36, №2. С. 163-176.
4. Черемисин А.А., Кушнаренко А.В., Маричев В.Н., Николашкин С.В., Новиков П.В. Метеоперенос и полярные стратосферные облака над г. Якутском зимой 2004-2005 г. // Метеорология и гидрология. 2007. №3. С. 47-53.
5. Blum U., Fricke K.H., Baumgarten G., Schoch A. Simultaneous lidar observations of temperatures and waves in the polar middle atmosphere on the east and west side of the Scandinavian mountains: a case study on 19/20 January 2003 // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. P. 809-816.
6. König von M.V., Bremer H., Kleinböhl A. *et al.* Using gas-phase nitric acid as an indicator of PSC composition // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, No.D20. P. 101029-101039.
7. Stein B., Wenderkind C., Wille H. *et al.* Optical classification, existence temperature, and coexistence of different polar stratospheric clouds types // J. Geophys. Res. 1999. V. 104, No.D19. P. 23983-23993.
8. Zuev V.V., Burlakov V.D., El'nikov A.V. *et al.* Processes of long-term relaxation of stratospheric aerosol layer in Northern Hemisphere midlatitudes after a powerful volcanic eruption // J. Atmosph. Environment. 2001. V. 35. P. 5059-5066.
9. <http://badc.nerc.ac.uk/home>

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИОНИЗАЦИИ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

SOME QUESTIONS OF NEAR GROUND ATMOSPHERE IONIZATION

Н.В. Чернева¹, П.П. Фирстов², Е.А. Пономарев³

¹*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

³*Институт солнечно-земной физики СО РАН*

In the paper we consider the influence of four factors on the formation of local atmospheric electrostatic field (AEF, E_z):

- radon inflow into the atmosphere,
- cosmic ray flux variations,
- change of light and heavy ion balance at the moments of sunset and sunrise,
- the effect of ionospheric electric current potential on AEF potential.

It was shown that during the change of structure of solar wind magnetic field (Forbush effect) the cosmic ray flux intensity must cause conductivity variation which is significant for E_z value in the near ground layer.

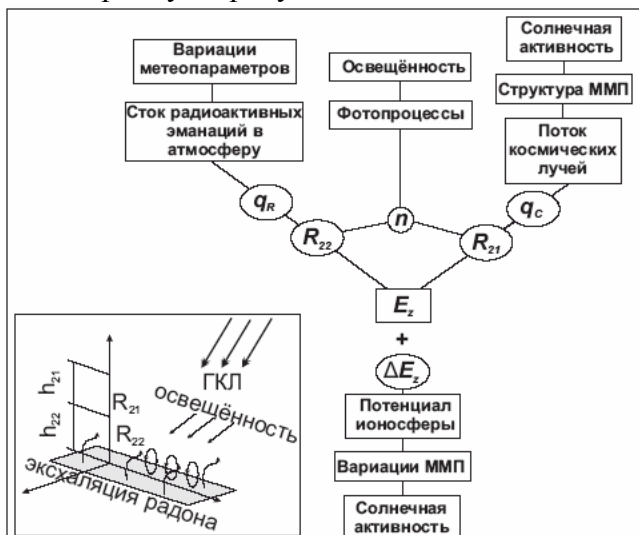
We estimated the influence of light conditions on E_z value via the change of heavy and light ion concentration by photo-detachment and photo-attachment processes. It was shown that non-equipotentiality of ionosphere during magneto-disturbed time is enough for the appearance of observable E_z variation.

1. Введение

Электростатическое поле атмосферы является чутким индикатором многих геофизических процессов. Наблюдения над его вариациями уже используются для мониторинга загрязнений воздушной среды, для прогноза землетрясений и еще для многих других практических целей. Однако многие эти работы ведутся на эмпирической основе. Исследуется так же влияние отдельных факторов, таких как воздействие выхода радона в атмосферу, землетрясений и т.д. [4, 13, 17], эффект вариации интенсивности космических лучей [22, 20, 2], влияние условий в околоземном космическом пространстве на неэквипотенциальность электроносферы [23].

Задачей предлагаемой работы является совместный анализ этих факторов на основе простой модели. На рис. 1 представлена схема взаимодействия указанных выше процессов в их влиянии на атмосферное электрическое поле.

Как известно, разность потенциала между поверхностью Земли и ионосферой составляет 300 – 350 киловольт. Если рассматривать атмосферу, как горизонтально однородную среду с экспоненциально падающей плотностью нейтральной компоненты, а



ионизованную составляющую – как малую примесь, то можно считать, что на некоторой высоте z_e нейтральная атмосфера быстро переходит в достаточно хорошо проводящую среду.

Рис.1. Схема процессов формирования электрического поля атмосферы в присутствии факторов, влияющих на его величину в приземном слое. Буквами R_{22} и R_{21} отмечены области ионизации атмосферы радоном (R_{21}) и космическими лучами (R_{22}).

Примем z_e за границу электроносферы, имеющую потенциал U_e . Потенциал земли примем за 0. Между электроносферой

и землей должен течь ток, плотность которого \mathbf{j} , будет постоянна по высоте. Таким образом:

$$j_z = s(z)E_z(z) = -s(z) \frac{dU(z)}{dz} = s_0 E_z(0), \quad (1)$$

где $E_z(z)$ – напряженность вертикальной компоненты электрического поля, $s(z)$ – проводимость воздуха, $s_0 = s(0)$, $E_z(0)$ – проводимость воздуха и напряженность вертикальной составляющей АЭП на уровне земли, $U(z)$ – потенциал электрического поля.

Согласно (1) получаем:

$$E_z(0) = -\frac{U}{\int \frac{s_0}{s} dz}, \quad (2)$$

где интегрирование ведется от уровня земли до уровня электроносферы z_e . Таким образом, напряженность электрического поля зависит от интегральной проводимости и значения потенциала электроносферы.

Отдельным вопросом является влияние аэрозолей на состояние электрического поля приземного слоя. Это влияние может проявляться в трех аспектах. Во-первых, частицы аэрозолей могут являться коллекторами для легких ионов и электронов, к которым последние могут прилипать (преимущественно ночью), а потом – отлипнуть (преимущественно днем). Таким образом, аэрозоли могут существенно влиять на проводимость [7]. Второй тип аэрозолей обладает естественной радиоактивностью. Слои этого типа часто встречались в период интенсивного проведения ядерных испытаний. Образуются они и сейчас из-за выбросов электростанций, зола которых содержит соединения урана и тория в больших концентрациях. Наконец, аэрозоли третьего типа содержат частицы разной крупности, обладающие различными по знаку зарядами. В процессе гравитационного разделения зарядов в таких облаках образуются локальные электрические поля. Все эти соображения нужно иметь в виду при интерпретации данных наблюдений.

Следует внести определенность в понятия – *региональное* и *локальное* АЭП. Считается, что высота «выравнивающего слоя» – изопотенциальной поверхности, вдоль которой выравнивание потенциала происходит за достаточно короткое время, – имеет высоту около 60 км. Следовательно, неоднородность АЭП на поверхности земли, вызванная неоднородностью распределения потенциала на этом слое тоже должна быть порядка 60 км.

Это и есть определение регионального масштаба. Локальных масштабов может быть много, но все они лежат внутри регионального. Одним из масштабов будет высота верхней границы слоя перемешивания радона. Она колеблется от сотни метров зимой безветренной ночью до 6-8 и даже 12 километров в жаркий и ветреный летний день. (Следует принять во внимание, что зимой поступление радона в атмосферу может быть частично или полностью блокировано смерзанием почвы и снежно ледовым покровом – настом). Некий универсальный, для данной местности, масштаб определяется геологической структурой региона.

Однако, проводимость приземного слоя определяется, в конечном счете, концентрацией легких ионов, которая зависит, помимо интенсивности поступления радона, еще от целого ряда факторов. Эти процессы, накладываясь на унитарную вариацию, формируют локальные особенности, которые маскируют последнюю [10]. Особняком стоит прямое воздействие на показания электрометров дополнительной разности потенциалов земля – ионосфера, связанной с неэквипотенциальностью самой ионосферы, с ионосферными токами. Задачей данной статьи является оценка относительного вклада этих факторов в наблюдаемые вариации АЭП.

2. Краткая характеристика данных наблюдений

На Камчатке, обсерватория «Паратунка», начиная с 1996 г., проводятся регулярные наблюдения за электрическим полем в приземном слое атмосферы. С 1997 г. выполнялись наблюдения объемной активности радона ($AO Rn$) в подпочвенном воздухе [17, 18, 19]. Для измерения атмосферного электрического поля используется электростатический флюксметр «Поле-2м», в комплексе с анализатором ионного состава воздуха, метеостанцией и магнитометрической аппаратурой.

Регистрация $OA Rn$ в подпочвенном воздухе в пункте наблюдений проводилась на двух уровнях – в зоне аэрации (на глубине один метр) и вблизи зоны полного влагонасыщения (на глубине 2,5 метра). В 1998-1999 г.г. регистрация радона велась с помощью радиометра РГА-01. С конца 1999 г.- радиометрами «РЕВАР».

Метеорологические характеристики и магнитные данные для выделения эффекта влияния потенциала ионосферных токов получены в магнитной обсерватории «Паратунка». Данные интенсивности космических лучей, использованные для оценки влияния Форбуш-понижений на вариации АЭП [20], получены в Магадане с помощью нейтронного монитора.

3. Факторы, влияющие на распределение радона в приземном слое и высотный профиль скорости ионизации атмосферы космическими лучами

Главным фактором, определяющим величину локального атмосферного электрического поля, является сопротивление приземного слоя атмосферы, которое зависит от ионизирующего воздействия космических лучей и радона. Суточные вариации выхода радона из почвы определяются вариациями атмосферного давления, а сезонные – вариацией проницаемости грунтов – коэффициента фильтрации (по Дарси).

Объемная плотность мощности источника ионизации q_{OR} , связанного с условиями эксхалляции радона, дается уравнением [3]

$$q_{OR} = \frac{2xJt}{h_D}, \quad (3)$$

где x – ионизационная эффективность радона, $x = 3 \cdot 10^5$ пар ионов на один распад [16], q_{OR} – плотность мощности источника ионизации у земли, J – эксхалляция радона (плотность потока радона с поверхности пород) в Бк·см⁻²·с⁻¹ ($OARn$), (Бк – беккерель, единица радиоактивности, равная одному распаду в секунду, один распад производит $3 \cdot 10^5$ пар ионов), τ – постоянная времени распада радона, равная $3.3 \cdot 10^5$ с, h_D – высота слоя перемешивания, определение которой связано со значительными трудностями. Референтные, то есть опорные значения J и h_D , которым соответствует среднее значение $q_{OR} = 1.5$ пар ионов в см⁻³·с⁻¹, будут, соответственно, $3.7 \cdot 10^{-7}$ Бк см⁻²·с⁻¹ и 500 метров.

Метеорологические факторы, вероятно, играют главную роль и в формировании годового хода атмосферного электростатического поля. Более высокие значения напряженности поля зимой, по-видимому, связаны с тем, что выход радона в зимние месяцы затруднен из-за мощного снежного покрова, промерзания почвы, а так же из-за малой интенсивности солнечного освещения, что приводит к увеличению доли тяжелых ионов из-за фотоприлипания. Тяжелые ионы имеют малую подвижность, и проводимость в целом в эти периоды падает, а электрическое поле возрастает. И зимой, и особенно летом играют роль динамические параметры атмосферы, поскольку от них зависит степень перемешивания радона, а, следовательно, и его концентрация в приземном слое.

В летнее время приземный слой воздуха интенсивно нагревается и получает положительную плавучесть. Всплывает он, обычно, изолированными колоннами – термиками. Решающим при определении устойчивости атмосферы является высотный градиент температуры g и его отношение к так называемому сухоадиабатическому

градиенту $g_a = g/c_p$, где g – ускорение силы тяжести, c_p – теплоемкость при постоянном давлении. Это постоянная величина, равная 10° на километр [11]. Очевидно, что если $g > g_a$, то атмосфера абсолютно неустойчива, при $g_a = g$ – атмосфера условно устойчива, а при $g_a > g$ – абсолютно устойчива.

Первая ситуация возможна только летом, третья – только зимой, а вторая – в любое время года. В случае возникновения такого распределения температур, которое соответствует неустойчивому состоянию, начинает развиваться конвективная неустойчивость (неустойчивость Релея-Тейлора), которая приводит к термической турбулизации атмосферы. Возникающая при этом турбулентная теплопроводность приводит к уменьшению температурного градиента, а атмосфера принимает условно устойчивое состояние. Распределение ионизирующего фактора будет при этом описываться уравнением

$$q_R = q_{0R} \exp(-z/h) \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}, \quad (4)$$

где h – высота слоя перемешивания, q_{0R} – это вклад радона в ионизацию атмосферы на уровне земли.

Факт корреляции между интенсивностью космических лучей и E_z подтвердился наблюдениями в горных районах [8].

Для описания q_C мы используем приближенное выражение, интерполирующее зависимость ионообразования космическими лучами от высоты, приведенную в [5].

$$q_C = \frac{2.3q_{0C} \cdot \exp(2Z)}{2 + \exp 4.5(Z - 1.5)} \quad (5)$$

где $Z = z/H$, H – высота однородной атмосферы. Соответствующий высотный ход интенсивности ионообразования показан на рис.2.

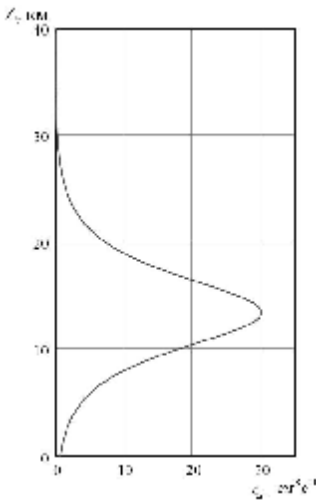


Рис.2. Средний высотный ход ионизации атмосферы космическими лучами.

На рис. 3 показана зависимость $E_z(0)$ от q_R при фиксированном значении q_C и зависимость от q_C при фиксированном q_R . Напомним, что q_R – это вклад радона в ионизацию атмосферы (4), а q_C – это вклад космических лучей (5). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что $E_z(0)$ убывает при росте q_R и возрастает с ростом q_C , что подтверждается экспериментальными данными. Действительно в момент Форбуш понижения мы наблюдаем практически синхронное понижение в АЭП. Экспериментальные данные, подтверждающие расчеты, приведены в работах [19, 20].

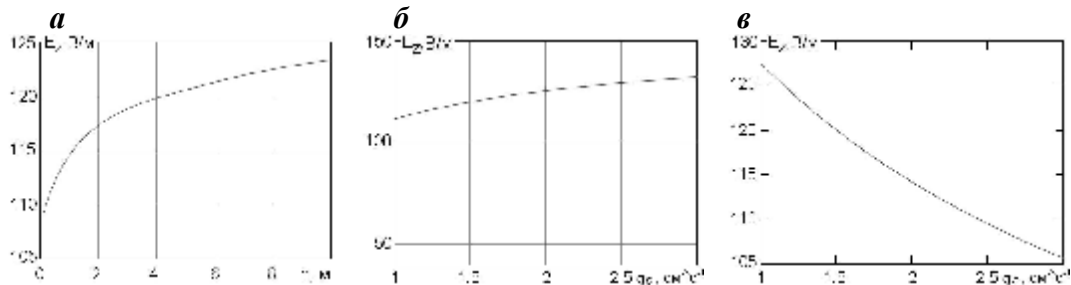


Рис.3. Влияние изменения интенсивности ионизатора на $E_z(0)$: а – изменение E_z с высотой, б – влияние интенсивности ГКЛ при постоянной интенсивности радона, в – влияние интенсивности радона при постоянной интенсивности ГКЛ; высота слоя перемешивания h в обоих случаях 2300 метров.

На рис. 4, а показан средний ход электрического поля в момент восхода, полученный методом наложения эпох по 37 случаям хорошей погоды, выбранных за весенне-летние месяцы 2004 и 2005 года. За начало эпохи выбран час восхода. Видно, что в двухчасовом интервале после начала эпохи наблюдается плавный максимум величиной в несколько процентов.

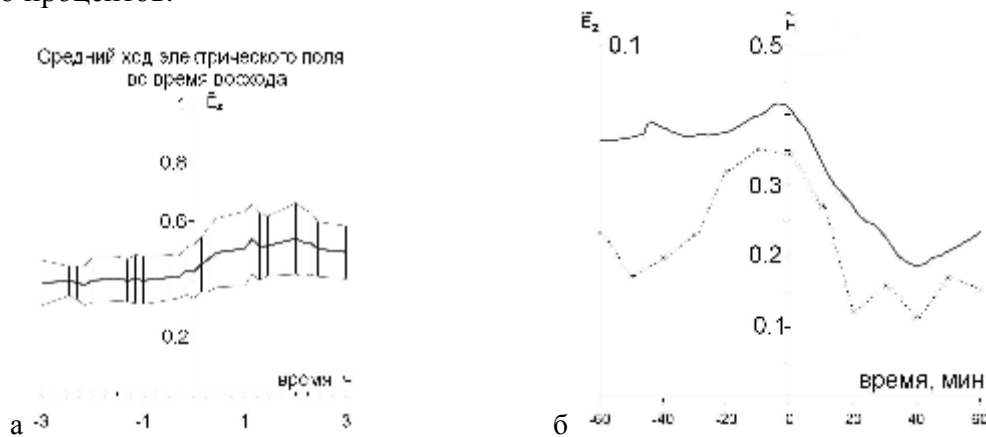


Рис.4. а - выделение восходной вариации АЭП, б - Выделение вариации АЭП, связанной с вариацией геомагнитной возмущенности (сплошная линия – Н-компонента магнитного поля Земли, пунктирная – E_z). За начало эпохи выбрано начало бухты в геомагнитных вариациях во временном диапазоне около полуночи. Значения нормированы на максимум.

Предложенная модель из-за большой неопределенности в коэффициентах вряд ли обеспечит необходимую для практики точность воспроизведения вариаций электрического поля приземного слоя атмосферы. Для практических целей гораздо лучше подойдут эмпирические модели. Ценность модели мы видим в другом. Она позволяет анализировать взаимоотношение всех учитываемых в ней факторов, пусть пока и на качественном уровне.

4. Влияние ионосферной разности потенциалов на электрическое поле атмосферы

Ионосфера Земли находится под воздействием потенциального электрического поля, формирующегося в магнитосфере в результате сложных процессов трансформации кинетической энергии солнечного ветра в электромагнитную. Парк [23] еще в 1976 году рассмотрел воздействие ионосферного потенциала на электрическое поле атмосферы и пришел к выводу, что это воздействие может быть существенным в близи авроральной зоны и может составлять до 10 V/m для E_z . Рейтер [24] по измерениям АЭП на горе Цугшпитц обнаружил отклик E_z на солнечные вспышки с запаздыванием на 1-2 дня, а Франк-Каменецкий и др. [21] подтвердили по наблюдениям АЭП на станции «Восток», Антарктида, расчеты Парка. Поскольку ионосфера – среда хорошо проводящая, градиенты ионосферного потенциала формируют интенсивный электрический ток. Ток этот течет в довольно узкой области высот (от 100 до 120 км, с максимумом около 107 км) называемой динамо слоем. На рисунке 4, б приведен пример выделения «ионосферной» вариации электрического поля атмосферы методом наложения эпох для геомагнитных бухт. За нулевую эпоху взято начало бухты. Отобраны случаи около местной полуночи. При средней величине электрического поля ~ 120-140 в/м это около 5% - величина, выходящая за статистические погрешности метода и, в принципе обнаружимая, скажем – методом наложения эпох.

5. Заключение

Электрическое поле, формируемое в конденсаторе Земля - Ионосфера мировой грозовой деятельностью и имеющее поэтому, как принято считать, унитарную вариацию, подвергается еще в каждом регионе действию местных факторов, которые следует учитывать при попытках выделить из данных наблюдений еще одно постороннее влияние,

скажем – аэрозольных загрязнений или сейсмического воздействия. В работе предложена лишь схема учета этих влияний и сделаны грубые оценки. Однако, теперь очевидно, что существует перспектива создания фильтра, позволяющего очистить вариацию Ez от упомянутых выше помех.

Список литературы

1. Альперт Я.Л. Распространение радиоволн и ионосфера. – М. : Наука, 1972. – 563 с.
2. Анисимов С.В., Шихова Н.М. Отклик электрического поля приземного слоя на Форбуш-понижения интенсивности галактических космических лучей // Состав атмосферы и электрические процессы. IX Всесоюзная конференция молодых ученых, Борок. 17-19 мая 2005 г. С. 65.
3. Баранов В.И. Радиометрия. Изд-во АН СССР. – М. : 1955.
4. Бузевич А.В., Дружин Г.И., Фирстов П.П., Вершинин Е.Ф. и др. Гелиофизические эффекты, предвещающие Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г., М 7,7. / Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года: предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский : 1998. С. 177-188.
5. Герман Д.Р., Голдберг З.А. Солнце, погода, климат. – Л. : Гидрометеиздат, 1981. – 220 с.
6. Данилов А.Д. Химия ионосферы. – Л. : Гидрометеиздат, 1967. С. 292.
7. Краснопевцев Ю.В. Оценка влияния естественных радиоактивных продуктов на ионизационный баланс в свободной атмосфере // Физика атмосферы и океана. 1970. Т.6, № 10. С. 1069.
8. Кречетов А.А., Филиппов А.Х. Электрическое поле атмосферы и интенсивность космических лучей // Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. – М. : ОИФЗ РАН, 2000. С. 30-32.
9. Лабораторные исследования аэрономических реакций. Труды симпозиума по лабораторным исследованиям аэрономических реакций. Торонто, Канада 3-4 сентября 1968 г. // – Л. : Гидрометеиздат, 1970. С. 226.
10. Лободин Т.В. О роли локальной компоненты в глобальных суточных вариациях электрического поля атмосферы // Тр. ГГО. Атмосферное электричество. Вып. 401. С. 108-114.
11. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. – Л. : Гидрометеиздат, 1984.
12. Пономарев Е.А. Седых П.А. Как разрешить проблему суббурь? // Геомагнетизм и Аэрономия. 2006. Т. 42, № 4. С. 1-16.
13. Руленко О.П., Дружин Г.И., Вершинин Е.Ф. Измерения атмосферного электрического поля и естественного электромагнитного излучения перед Камчатским землетрясением 13.11.93 г., M=7.0 // ДАН РАН. 1996. Т. 348, № 6. С. 814-816.
14. Смирнов Б.В. Отрицательные ионы. – М. : Атомиздат, 1978. С. 174.
15. Смирнов Б.М.. Физика слабоионизованного газа в задачах и решениях. – М. : Наука, главная редакция физико-математической литературы. 1985. – 423 с.
16. Физические величины. Справочник. Под. ред. Григорьева И.С., Мейлихова Е.З. Энергоатомиздат. – М. : 1991. – 1235 с.
17. Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона (^{222}Rn) на Паратунской геотермальной системе в 1997-1998 г.г. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 33-43.
18. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997-2000 г.г. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 26-41.
19. Фирстов П.П., Чернева Н.В., Пономарев Е.А., Бузевич А.В. Подпочвенный радон и напряженность электрического поля атмосферы в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 1(17). С. 102-109.
20. Чернева Н.В., Кузнецов В.В. Форбуш-понижения и эффекты терминатора в атмосферном электричестве Камчатки / Труды VIII конференции молодых ученых «Астрофизика и физика околоземного космического пространства». – Иркутск : 2005. – 242 с.
21. Frank-Kamenetsky A.V. et al. The geoelectric field at Vostok, Antarctica: its relation to the interplanetary magnetic field and the cross polar cap potential difference/Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1999. Vol. 61. P. 1347-1356.

22. Märcz F. Short – term changes in atmospheric electricity associated with Forbush decreases / Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1997. Vol. 59. No. 9. P. 975-982.
23. Park C.G. Downward Mapping of High-Latitude Ionospheric Electric Fields to the Ground / J. Geophys. 1976. Res. 81, No/1. P.168-174.
24. Reiter R. PAGEOPH. 1969.72. P. 259.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ НА ЧАСТОТАХ ПРИЛИВНЫХ ВОЛН

INVESTIGATION OF GEOMAGNETIC VARIATIONS AT THE FREQUENCIES OF TIDAL WAVES

О.В. Шереметьева¹, С.Э. Смирнов²

¹*Камчатский государственный университет,*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

The magnetic field measured depends on the processes of planetary scale as well as on local ones. Planetary sources and ring current in the core of the Earth should respond to the tidal action. In the given paper, the model of variations of geomagnetic field with the tidal frequencies is developed. The geomagnetic variations which source is ring current in the liquid core have values of about $\sim 10^{-4}$ nT. The variations which source is in the magnetosphere have values of about 0.10÷1 nT. The order of magnitude of calculated values of variations coincide with the data of geophysical observatory “Paratunka”.

Введение

Естественное магнитное поле Земли, порождающееся сложными магнитогидродинамическими процессами в ядре Земли и токами в магнитосфере, испытывает постоянные возмущения. Источники этих возмущений находятся в жидком ядре, магнитосфере, ионосфере, литосфере, на Солнце [1, 3, 7]. Причиной локальных геомагнитных вариаций могут служить сейсмические процессы [3]. Имеются попытки использовать особенности ГМВ в качестве прогностических признаков при предсказании землетрясений. Это значит, что суммарный регистрируемый эффект ГМВ зависит как от процессов планетарного масштаба, так и от локальных процессов. Разделение разных источников ГМВ и оценка вклада каждого из процессов окончательно не выполнены. Некоторые из ГМВ носят регулярный характер. Хорошо изучены солнечно-суточные вариации с периодом, равным продолжительности солнечных суток (24 ч), и лунно-суточные, связанные с положением Луны, период которых составляет 25.82 ч. для волны O_1 и 12.42 ч. для волны M_2 [5]. Особенности ГМВ с периодами лунных приливных волн изучены не полностью. По нашему мнению, планетарные источники откликаются на приливные воздействия. Однако, до выполнения прямых оценок, роль каждого из источников остаётся неясной. Целью настоящей работы является построение и исследование моделей источников вариаций планетарного геомагнитного поля, оценка возникающих приливных ГМВ и сравнение полученных расчётных значений с обработанными данными геофизической обсерватории «Паратунка».

Моделирование вариаций планетарного геомагнитного поля, обусловленных приливными деформациями ядра Земли

Магнитное поле Земли порождается сложными МГД-процессами в ядре Земли. В разрабатываемой модели МГД-процессы аппроксимируются кольцевым током, текущим в плоскости магнитного экватора ядра на расстоянии 3500 км от центра Земли (рис. 1).

Приливные деформации испытывает весь объём Земли, а с ним и ядро. Это приводит к деформации контура кольцевого тока. В результате такой деформации ток движется по деформированному контуру. Исчезновение тока в недеформированном

контуре и появление его в деформированном сводится к появлению квадрупольной составляющей ГМВ с приливными частотами в масштабе планеты.

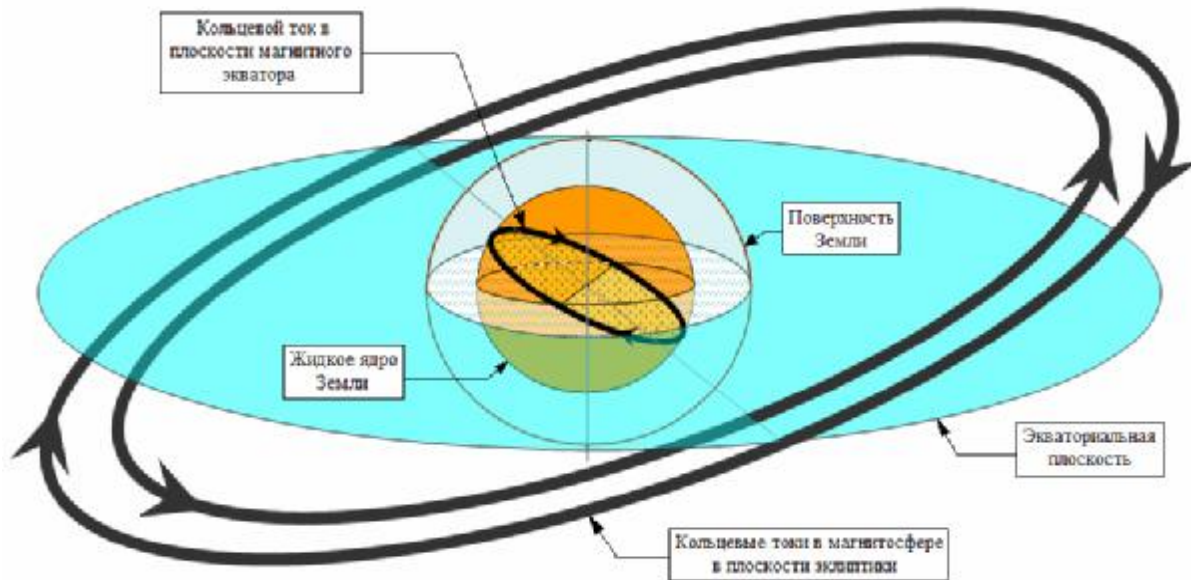


Рис.1. Принятая модель кольцевых токов в ядре и магнитосфере Земли. Вид со стороны нулевого меридиана.

Рассмотрим (на выноске рис. 2) один из четырёх сегментов, образованных при пересечении недеформированного и испытывающего приливную деформацию контуров (рис. 2). Разобьём недеформированный контур на элементы dl , каждый с током I . В результате приливных деформаций ядра каждый из элементов dl недеформированного контура смещается на вектор \mathbf{h} приливной деформации. Смещение из-за приливных деформаций элементов тока эквивалентно наложению на недеформированный контур замкнутых заполняющих сегменты целиком элементарных контуров с током I . Токи смежных сторон соседних элементарных контуров компенсируют друг друга. Аналогично компенсируют друг друга ток недеформированного контура и наложенные на него токи всех элементарных контуров.

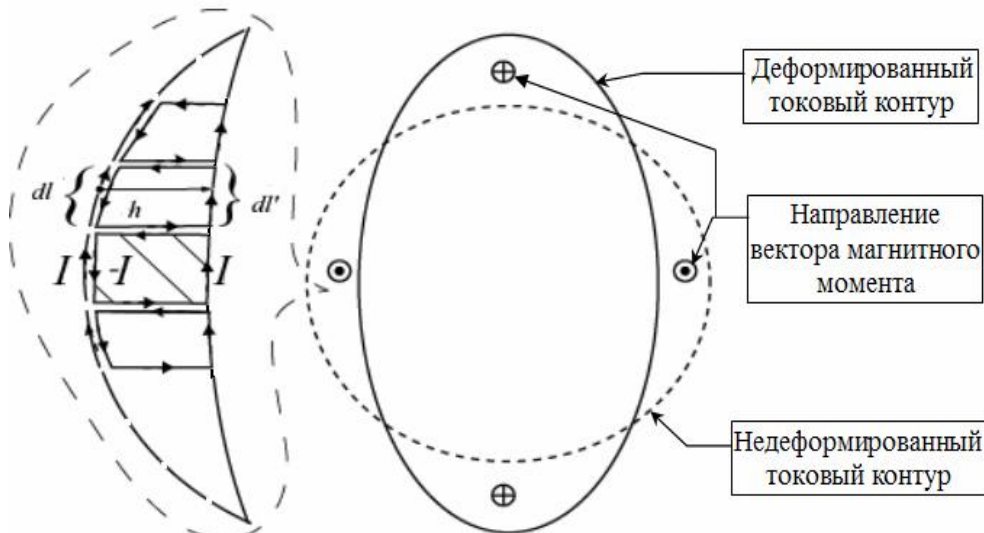


Рис.2. Изменение формы токового контура в результате воздействия суточных приливных волн (вид со стороны южного магнитного полюса).

Магнитный момент каждого элементарного контура рассчитывался по формуле:

$$d\mathbf{M} = \left[d\mathbf{I} \times \left(\mathbf{h} \cdot \frac{r_{core}}{r_E} \right) \right] = \frac{r_{core}}{r_E} \cdot I \cdot [d\mathbf{r}_{core} \times \mathbf{h}], \quad (1)$$

где r_{core} - радиус ядра Земли, r_E - радиус Земли. Приливная составляющая магнитного поля, вычисляющаяся как суммарный вклад всех элементарных контуров, и является источником геомагнитных вариаций с приливными частотами. Величина электрического тока I , протекающего в ядре и порождающего магнитное поле $B=5 \times 10^{-5}$ Тл на расстоянии $r=r_E-r_{core}=2878$ км, оценивается по формуле $I \approx \frac{4p \cdot B \cdot r^2}{m \cdot S}$, где m - магнитная постоянная,

S - площадь области, ограниченной токовым контуром. Вектор приливных деформаций \mathbf{h} оценим следующим образом [2, 5]: во-первых, для каждой из приливных волн будем считать вектор приливных деформаций \mathbf{h} сонаправленным вектору приливной силы $(-\nabla W)$, где

$$W_{O_1} = A_{O_1} \cdot \sin(2j) \cdot \cos\left(\frac{2p}{T_{O_1}} \cdot t + I - I_0\right), \quad (2)$$

$$W_{M_2} = A_{M_2} \cdot \cos^2(j) \cdot \cos\left(\frac{2p}{T_{M_2}} \cdot t + 2(I - I_0)\right), \quad (2')$$

и W - потенциал приливной силы, T_{O_1} , T_{M_2} - периоды приливных волн O_1 и M_2 , φ - широта, λ - долгота, λ_0 - долгота точки наблюдения, A_{O_1} , A_{M_2} - амплитуды приливных волн O_1 и M_2 , t - время, отсчитываемое для каждой волны с момента, когда в точке наблюдения (λ_0) соответствующий приливный потенциал принимает максимальное значение; во-вторых, приливное смещение элементов поверхности жидкого ядра и токовых элементов магнитосферы считаем равными тем, какие были бы в полностью жидком теле [5]:

$$h_z = \frac{W}{g}, \quad (3)$$

где g - ускорение свободного падения, а система координат связана с точкой наблюдения с географическими координатами (φ_0 , λ_0) (ось X направлена на север, Y - на восток, Z - к центру Земли). Амплитуды A_{O_1} и A_{M_2} совпадают с амплитудами изменения приливного потенциала в точках со значениями широты $\varphi=45^\circ$ для волны O_1 и $\varphi=0^\circ$ для волны M_2 . Эти амплитуды подвержены вековым (18.6-летним) вариациям. Для вычисления этих амплитуд выбран период 2001-2003 гг. В точках с соответствующими географическими координатами с шагом 1 час выполнены прямые вычисления приливного потенциала по значениям склонений Луны и Солнца и расстояний до этих светил. Далее из полученных годовых рядов (для $\varphi=45^\circ$ и $\varphi=0^\circ$) выделялись гармонические составляющие: из первого ряда - с периодом волны O_1 , из второго - с периодом волны M_2 . Начальный момент времени t принят равным нулю и долгота $\lambda_0=158^\circ 15,02'$ Е. Полученные значения амплитуд для эпохи 2001-2003 гг. соответственно равны $A_{O_1}=0.107$ м и $A_{M_2}=0.242$ м.

Вклад $d\mathbf{B}$ в магнитные вариации от каждого элементарного контура рассчитывался на основании закона Био-Савара-Лапласа [4] с учётом формулы (1):

$$d\mathbf{B} = \frac{m \cdot I \cdot r_{core}}{4p \cdot r_E} \left(\frac{3\mathbf{r} \cdot (d\mathbf{r}_{core} \times \mathbf{h}) \cdot \mathbf{r}}{r^5} - \frac{[d\mathbf{r}_{core} \times \mathbf{h}]}{r^3} \right), \quad (4)$$

где \mathbf{r} - радиус-вектор от точки наблюдения к токовому контуру. Полные вариации $B = \int_1 d\mathbf{B}$

вычислялись для различных фаз приливных волн O_1 и M_2 на различных широтах. Вычисления проведены для всех географических широт и долгот с шагом 5° . Значения амплитуд расчётных вариаций для различных фаз приливной волны O_1 составляют $(0.5 \div 6.8) \cdot 10^{-4}$ нТл, а для различных фаз волны M_2 - $(0.5 \div 8.4) \cdot 10^{-4}$ нТл. В каждой точке поверхности Земли годограф вектора вариаций магнитной индукции описывает эллипс. Эллипс лежит в плоскости, ориентация которой меняется в зависимости от географических координат. Теоретически рассчитанные значения вариаций для геофизической обсерватории «Паратунка» ($\varphi=52^\circ 58,33'$ N, $\lambda=158^\circ 15,02'$ E) с периодом волны M_2 составляют $(1.2 \div 1.7) \cdot 10^{-4}$ нТл, а с периодом волны O_1 - $(0.8 \div 1.4) \cdot 10^{-4}$ нТл.

Моделирование вариаций планетарного геомагнитного поля, обусловленных приливными деформациями токов магнитосферы

Магнитное поле Земли также порождается и кольцевыми токами, которые протекают в магнитосфере (рис. 1). В данной модели оцениваются геомагнитные вариации с частотами приливных волн O_1 и M_2 от приливных деформаций токовых контуров магнитосферы.

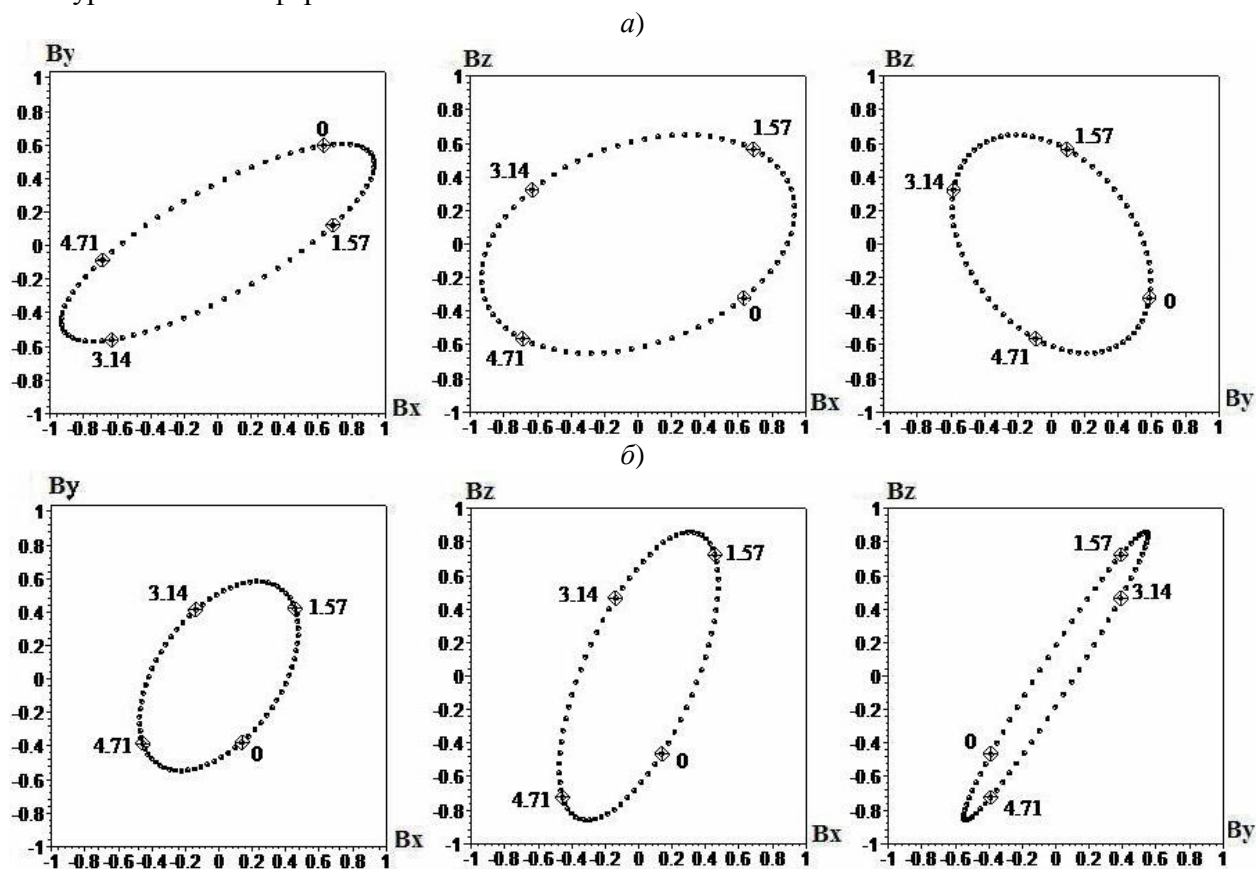


Рис.3. Проекция рассчитанных годографов составляющих вектора магнитной индукции с периодом волны M_2 (а) и с периодом волны O_1 (б) для магнитосферного источника ($\varphi=52^{\circ} 58,33'$ N, $\lambda=158^{\circ} 15,02'$ E). Единица измерения по осям- нТл.

Математическая модель, рассмотренная и обоснованная в предыдущем пункте, применима и к рассмотрению кольцевых токов, протекающих в магнитосфере на расстояниях 2-7 радиусов Земли [6]. В рассматриваемой модели, кольцевые токи считаются сосредоточенными в плоскости эклиптики: один ток на расстоянии пяти радиусов Земли течёт с запада на восток, а другой - на расстоянии семи течёт с востока на запад. При вычислениях учитывался их суммарный вклад в вариации магнитного поля. Вариации вектора магнитной индукции вычислялись по формуле (4) с учётом того, что величина кольцевого тока в магнитосфере составляет 10^6 А [6]. Рассчитанные значения амплитуд вектора вариаций магнитной индукции для различных фаз приливной волны M_2 для различных широт и долгот с шагом 5° составляют $0.1 \div 2.5$ нТл, а для различных фаз волны O_1 – $0.1 \div 1.5$ нТл. Годограф вектора вариаций магнитной индукции с периодами волн M_2 и O_1 описывает в пространстве эллипс. Плоскость эллипса меняет ориентацию в пространстве в зависимости от координат точки наблюдения. На рис. 3 приведены проекции рассчитанного годографа вектора геомагнитных вариаций с периодами волн M_2 (а) и O_1 (б) за период 2001-2003 г. для геофизической обсерватории «Паратунка» и указано изменение направления вектора вариаций при изменении фазы приливной волны от 0 до 2π . Рассчитанные значения вариаций магнитной индукции для геофизической обсерватории «Паратунка» с периодом приливной волны M_2 составляют $0.7 \div 1.1$ нТл, а с периодом волны O_1 составляют $0.3 \div 1$ нТл. Нормальный вектор плоскости годографа

вектора геомагнитных вариаций с периодом волны M_2 имеет координаты $\mathbf{n}_{M_2}(-0.472, 0.758, 0.45)$, а с периодом волны O_1 – $\mathbf{n}_{O_1}(-0.249, -0.779, -0.576)$. Угол, образованный нормальными \mathbf{n}_{M_2} и \mathbf{n}_{O_1} , равен $\approx 102^\circ 33'$.

Приливные компоненты геомагнитных вариаций во временных рядах данных обсерватории Паратунка

Геомагнитные данные, полученные вариационным магнитометром ЦМВС-2 (ИЗМИРАН, 1996) за период 2001-2003 гг., были предоставлены геофизической обсерваторией «Паратунка» (Камчатская область).

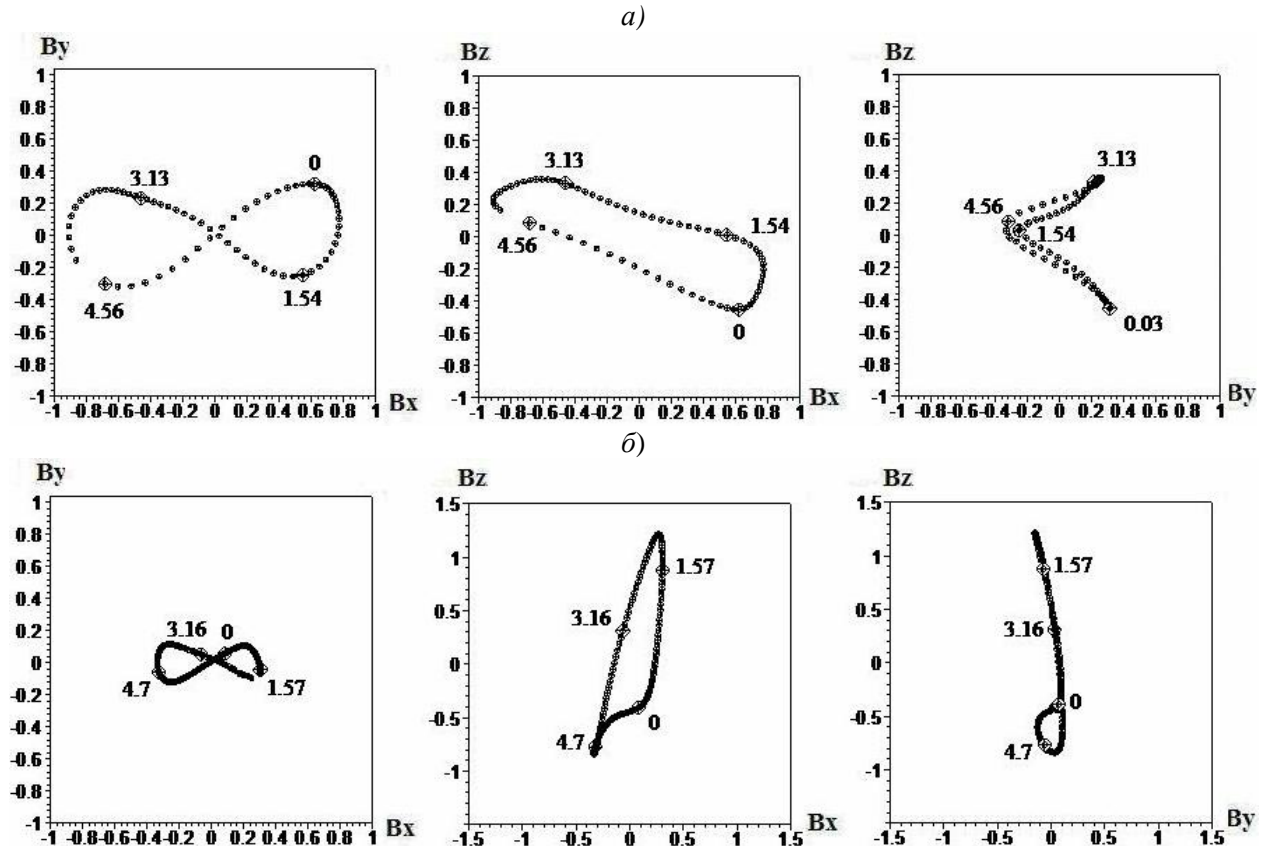


Рис.4. Проекция годографов наблюдательных составляющих вектора магнитной индукции с периодами волн M_2 (a) и O_1 (б).

Первоначально из временных рядов данных были исключены магнитовозмущённые дни [6]. Магнитовозмущёнными считали дни, для которых сумма К-индексов, усреднённых по трём часам, за сутки превышает значение 32, т.е. К-индекс не превышает значения 4. В случае, когда значение К-индекса было ≥ 4 , компоненты вектора геомагнитных вариаций принимались равными нулю. На втором этапе для уменьшения разброса значений данные были усреднены по часу (60 мин) и по двум суткам (2880 мин) с шагом 10 минут. К усреднённым данным применили синхронное накопление с периодами волн O_1 и M_2 по трём годам 2001-2003гг. Для выделения тренда к усреднённым данным с периодами волн O_1 и M_2 был применён низкочастотный фильтр не изменяющий фазу. На рис. 4 приведены проекции годографов составляющих вектора магнитной индукции с частотами приливных волн M_2 (a) и O_1 (б).

Вектор градиента имеет координаты $\mathbf{g}_{O_1}(-0.34, -0.94, 0)$ для составляющей с периодом волны O_1 и координаты $\mathbf{g}_{M_2}(-0.1, 0.99, -0.13)$ для составляющей с периодом волны M_2 . Угол между полученными векторами \mathbf{g}_{O_1} и \mathbf{g}_{M_2} равен $\approx 153^\circ 32'$. Направление оси цилиндрической поверхности для составляющей с периодом волны O_1 задаётся вектором $\mathbf{d}_{O_1}(0.24, -0.1, 0.97)$, а для составляющей с периодом волны M_2 - вектором $\mathbf{d}_{M_2}(-0.89, -0.04, 0.44)$. В первом случае (с периодом волны O_1), ось поверхности составляет угол $\approx 15^\circ$ с осью Z, а коэффициент сжатия параболы в сечении перпендикулярном оси

поверхности равен ≈ 7 . Во втором случае (с периодом волны M_2), ось поверхности составляет угол $\approx (-64^\circ)$ с осью Z и коэффициент сжатия параболы равен ≈ 8 . Угол между осями параболических цилиндров составляет $\approx 78^\circ$.

Обработанные значения геомагнитных вариаций с периодом волны O_1 составляют $0.1 \div 1.3$ нТл, причём минимумы соответствуют фазам ≈ 0.769 ($\approx 44^\circ$) и ≈ 3.363 ($\approx 193^\circ$), а максимумы - фазам ≈ 2.147 ($\approx 123^\circ$) и ≈ 4.417 ($\approx 253^\circ$), значения геомагнитных вариаций с периодом волны M_2 составляют $0.1 \div 1$ нТл с минимумами в фазах ≈ 2.293 ($\approx 131^\circ$) и ≈ 5.393 ($\approx 309^\circ$) и максимумами в фазах ≈ 0.282 ($\approx 16^\circ$) и ≈ 4.22 ($\approx 242^\circ$).

Выводы

1. Рассчитанные амплитуды вариации вектора магнитной индукции, обусловленные приливными воздействиями, для геофизической обсерватории «Паратунка» составляют $\sim 10^4$ нТл для источника, находящегося в ядре Земли, и $0.10 \div 2$ нТл - для магнитосферного источника. *Оцененные значения вариаций, вызванных приливной деформацией магнитосферных токов* на четыре порядка выше вариаций от источника в ядре Земли.

2. Выполненные оценки показывают, что эффекты ГМВ, обусловленные приливной деформацией ядра маскируются эффектами деформаций кольцевого тока магнитосферы

3. Годографы составляющих вектора магнитной индукции представляют собой эллипсы. Ориентация плоскостей, которым принадлежат эллипсы, зависит от точки наблюдения.

4. *Вариации геомагнитного поля за период 2001-2003 гг. в районе обсерватории «Паратунка» содержат приливные составляющие с частотами волн O_1 (амплитуда 0.7 нТл) и M_2 (амплитуда 0.94 нТл).*

5. Точки годографов, полученных по геомагнитным измерениям в геофизической обсерватории «Паратунка», принадлежат параболическим цилиндрам. Оси цилиндров перпендикулярны оси Y , направленной на восток.

6. *Качественное совпадение расчетных значений геомагнитных вариаций с наблюдательными, полученными на геофизической обсерватории «Паратунка», подтверждает адекватность принятой теоретической модели.*

7. Не полное совпадение ориентаций годографов может быть объяснено: линейностью выбранной модели, влиянием локальных источников вариаций.

8. Полученные результаты могут быть использованы для выделения в наблюдательных данных сигналов, не связанных с деформационными процессами в литосфере.

Список литературы

1. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмoeлектромагнитные явления. – М. : Наука, 1988. – 174 с.
2. Кролевец А.Н., Копылова Г.Н. Приливные составляющие в электротеллурическом поле // Физика Земли. 2003. № 5. С. 251-257.
3. Кролевец А.Н., Шереметьева О.В. Возможный механизм магнитных вариаций // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 16-21.
4. Ландау Л.Д., Лифшиц Е. Теория поля. – М. : Гостехиздат, 1941. – 283 с.
5. Мельхиор П. Земные приливы. – М. : Мир, 1968. – 374 с.
6. Яновский Б.М. Земной магнетизм. – Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. – 592 с.

НОВАЯ МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЯ ВАРИАЦИЙ СКОРОСТИ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКОГО ДВИЖЕНИЯ И ДИНАМИКИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ ВОЗДУХЕ

A NEW METHOD OF RESEARCH AND COMPARISON OF VARIATIONS OF SEISMOTECTONIC MOVEMENT RATE AND ELECTRIC FIELD DYNAMICS IN THE NEAR GROUND AIR

В.А. Широков, О.П. Руленко

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Novelty of a method of appraisal of speed seismo-tectonic motion U is based on the use sun-daily component of seismic process. In typical conditions for subduction zones changes of phase of a relative compression-decompression of lithosphere increase U corresponds to growth of pressure of compression and decrease - to a relative stretching. It is found out, that during short-term preparation of strong earthquakes value U , as a rule, essentially grows. The new method of the analysis of dynamics of a gradient of potential of electric field V' in the near-ground air based on use of synchronous registration on twopoints is developed also. It consists in consideration of a difference of standardized values V' , received on these points. On an example of observations which have been carried out on Southern Kamchatka in july-october 2006, comparison of variations U and differences of standardized values V' is executed. Linear connection of these parameters and satisfactory concurrence in their time extremuma is found out. It is marked, that the maximal values of parameters were observed 1 - 3 weeks before the strongest earthquake of Southern Kamchatka with magnitude M_w (NEIC) = 6,5. The received results evidence to significant influence of processes in lithosphere on dynamics of an electric field in near-ground air.

Введение

В июне-октябре 2006 г. на геофизическом полигоне ИКИР ДВО РАН проводились синхронные измерения электрического поля в приземном воздухе на обсерваторском пункте "Паратунка" и пункте "Микижа", расстояние между которыми 2.9 км. В этот период в районе Южной Камчатки, на расстоянии 220 км от пунктов наблюдений, 24 августа произошло землетрясение с моментной магнитудой $M_w = 6.5$ (данные NEIC GS USA), наиболее сильное на Камчатке в 2006 г. Представляется целесообразным исследовать связь динамики электрического поля с сейсмичностью района Южной Камчатки.

Для характеристики сейсмического процесса обычно пользуются оценками параметров долговременного сейсмического режима. К их числу относятся сейсмическая активность (A), максимально возможные для соответствующих сейсмоактивных зон энергетический класс ($K_{\text{макс}}$) и магнитуда ($M_{\text{макс}}$) землетрясений, наклон графика повторяемости землетрясений (γ) по величинам K . Ю.В. Ризниченко [11, 12] ввёл интегральную характеристику сейсмичности, именуемую скоростью сеймотектонического движения (W), которая зависит от перечисленных выше параметров сейсмического режима. W является осреднённой долговременной (годы) характеристикой деформаций сжатия и растяжения сейсмоактивного объёма [13]. На наш взгляд, представляет интерес изучение вариаций W на временных интервалах длительностью несколько месяцев. Например, в работе [17] показано, что примерно за месяц до начала сильных извержений вулканов Камчатки в области промежуточных глубин очагов землетрясений 70-300 км W увеличивается на 1-2 порядка по сравнению с долговременным фоном.

Задача настоящей работы заключается в кратком описании усовершенствованной методики оценки параметра W , использовании модифицированного параметра W для оценок изменения скорости сеймотектонического движения во времени, а также в сравнении вариаций W с динамикой электрического поля в приземном воздухе по

наблюдениям на двух пунктах в июне-октябре 2006 г. Раздел 1 подготовлен В.А. Широковым, раздел 2 – О.П. Руленко.

1. Новая методика расчёта вариаций скорости сеймотектонического движения для решения задач геодинамики и прогноза землетрясений.

Прежде чем описать новый методический подход к оценке скорости сеймотектонического движения W , изложим в кратком виде методику определения этого параметра автором метода Ю.В. Ризниченко. В соответствии с его подходом [11, 12] скорость деформации изменения длины, например, по вертикальной оси z равна

$$W = \alpha W_1 = (\cos^2 \varphi_{\text{раст}} - \cos^2 \varphi_{\text{сж}}) W_1 \text{ год}^{-1},$$

где $\varphi_{\text{раст}}$ и $\varphi_{\text{сж}}$ - углы между осью z и осями растяжения и сжатия по данным о механизмах очагов землетрясений, а величина

$$W_1 = \gamma A M(K_0) \mu^{-1} f(\gamma) 10^{(C_2 - \gamma)(K_{\text{макс}} - K_0)}. \quad (1)$$

В этой формуле A - сейсмическая активность для единичного диапазона энергетического класса K_0 , $M(K_0)$ - сейсмический момент, соответствующий энергетическому классу K_0 , μ - модуль упругости на сдвиг, C_1 и C_2 - постоянные коэффициенты в соотношении

$$M(K_0) = 10^{C_1 + C_2(K - K_0)}. \quad (2)$$

От величин $K_{\text{макс}}$ можно перейти к активности A по формуле [13]:

$$\lg A = C_3 + C_4(K_{\text{макс}} - K_0). \quad (3)$$

Постоянные коэффициенты в соотношениях (1-3) мало меняются от региона к региону. Например, постоянная C_2 по статистике для мировых данных равна 0.9 [11], для Камчатки, Японии и Кавказа C_4 изменяется в диапазоне 0.36-0.39 [11, 14].

На основе использования формул (1-3) рассчитана зависимость W (в относительных единицах), от параметров A , γ , α применительно к Камчатскому региону, которая имеет вид $W = B \alpha A^{3.47 - \gamma / 0.36}$, где B является константой. Вывод этой формулы, сделанный в работе [16], ввиду ограниченности объёма данной статьи не приводится.

Оценим относительный вклад параметров A , γ , α при оценке W . Для оценки влияния механизма очагов землетрясений была рассчитана зависимость изменения α с глубиной [16] для взбросо-сдвиговых дислокаций, характерных для литосферы Камчатки по данным работы [1]. Выяснилось, что в интервале глубин 50-150 км эта величина меняется не более чем в 2 раза [16]. Для коровых землетрясений эти оценки не проводились.

Для тектонических землетрясений Камчатки и других регионов мира долговременное среднее значение γ варьирует, в основном, в диапазоне 0.44-0.48 с отклонением от среднего значения не более, чем на 10%. Приняв $\gamma = 0.46$, получим, что величина W может в первом приближении рассчитываться по формуле $W = B \alpha A^{2.2}$, т.е. зависимость W от A может считаться в первом приближении квадратичной. Согласно определению, величина сейсмической активности A по уровню K_0 определяется числом землетрясений энергетического класса K_0 в год на площади 1000 км² [12]. Поскольку значение $N(K_0)$ прямо пропорционально величине $N(K \geq K_0)$, в дальнейшем мы используем параметр $N(K \geq K_0) = N$ как более информативный. Тем самым, мы приходим к выводу, что величина W в относительных единицах может в первом приближении оцениваться по формуле

$$W = \alpha N^{2.2} \quad (4)$$

В работах [17-19] обращено внимание на то, что перед сильными камчатскими землетрясениями и вулканическими извержениями менее, чем за 1-2 месяца до их возникновения увеличивается не только число землетрясений с $K \geq K_0$, но меняется их суточный ход. Землетрясения в этот период происходят намного чаще в так называемом «активном» 12-часовом интервале 8-20 часов УТ. Суточный ход проявляется в диапазоне, охватывающем несколько порядков по энергии событий. В Тихоокеанском сейсмическом поясе по данным определений механизмов очагов землетрясений преобладает система

преимущественного сжатия, ориентированного вкост простирания основных тектонических структур [4]. Поэтому можно предположить, что накануне сильного землетрясения соответствующий сейсмоактивный объём находится в типичных для зон субдукции условиях сжатия, а более редкие события, регистрируемые в другой половине суток, происходят преимущественно в условиях растяжения. Смещение краёв этого «активного» интервала в ту или другую сторону для разных месяцев и лет, как правило, не превышает одного часа [18, 19].

Параметр N_1/N_2 успешно использовался после 1995 года для прогноза (с временем упреждения менее двух недель) камчатских землетрясений с $M \geq 6$ [18]. Эти результаты послужили основанием при оценке W учитывать суточную составляющую сейсмического процесса, т.е. ввести в формулу (4) вместо коэффициента α функцию $f(N_1/N_2, K_{\max} - K_0)$ которая, по нашему предположению, в той или иной степени учитывает как влияние механизмов очагов землетрясений, так и энергетику сейсмического процесса. Как уже отмечалось, если отношение N_1/N_2 на некотором интервале больше единицы, то наблюдается преимущественное сжатие, если меньше единицы - растяжение. Поскольку диапазон вариаций W может изменяться на несколько порядков, удобнее использовать величину $S = \lg W$. Примем, что знак S определяется следующим образом. При $N_1 = N_2$ сжатие и растяжение компенсируют друг друга ($\lg N_1/N_2 = 0$), поэтому $S = 0$. При $N_1 > N_2$ получим, что $\lg N_1/N_2 > 0$, поэтому $S > 0$. Наоборот, при $N_2 > N_1$ величина S будет отрицательной. С учётом знака S для оценок логарифма скорости сеймотектонического движения предлагаются следующие формулы и условия их применения:

$$S = 0, \text{ если } N_1 = N_2 \quad (5)$$

$$S = \lg [(N_1 + N_2)^2 (N_1/N_2 - 1)^2 (K_{\max} - K_0)] \quad \text{при } N_1 > N_2 \quad (6)$$

$$S = -\lg [(N_1 + N_2)^2 (N_2/N_1 - 1)^2 (K_{\max} - K_0)] \quad \text{при } N_2 > N_1 \quad (7)$$

Так как деление на нуль невозможно, поэтому принято условие, что в формулах (5-7) при N_1 или N_2 , равном нулю, величины N_1 и N_2 одновременно увеличиваются на единицу. Принимается также условие, что выбор K_0 определяется соотношением $(K_{\max} - K_0) > 1.0$.

Расчёты S проводились для сейсмоактивного района Южной Камчатки от мыса Лопатка на юге до мыса Шипунского на севере. Использовался оперативный каталог землетрясений Камчатского филиала ГС РАН. Рассматривались землетрясения с глубиной очагов меньше 60 км и энергетическими классами $K \geq 8.4$, рассчитанными для поперечных сейсмических волн. Афтершоки сильных событий исключались, кроме землетрясений с $K \geq 10.0$. Результаты расчётов параметра S по формулам (5-7) представлены на рис.1. Величина S для периода 27.06-16.10 2006 г. рассчитывалась во временных окнах длительностью 10 суток с шагом в одни сутки и относилась к середине окна.

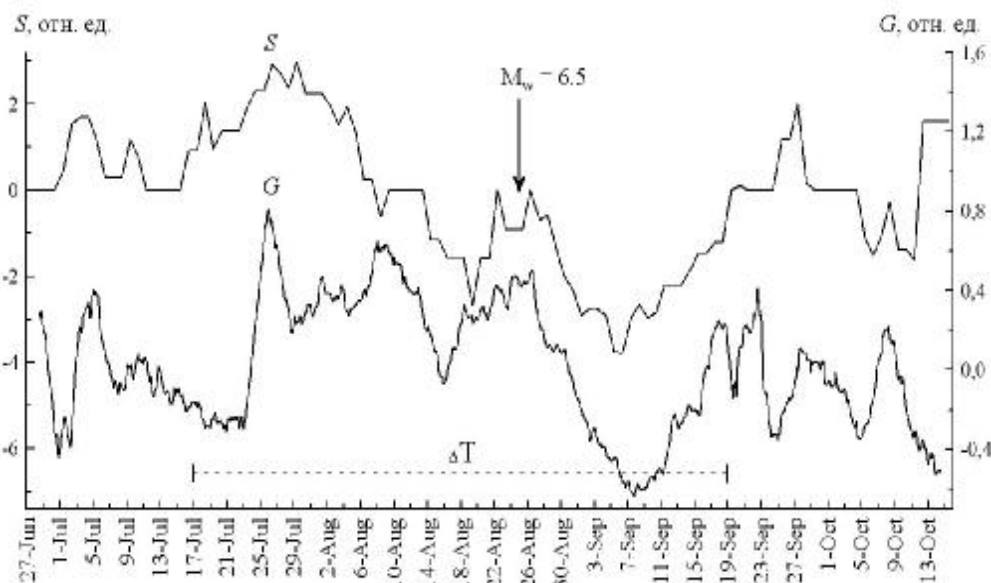


Рис.1. Поведение параметра S (логарифма скорости сеймотектонического движения) и G (разности стандартизованных среднечасовых значений градиента потенциала электрического поля между пунктами "Микижа" и "Паратунка"). Горизонтальной пунктирной линией обозначен интервал ΔT , в течение которого 96% времени отсутствовали осадки.

Из рис. 1 видно, что с середины июля до 10 октября наблюдается чередование линейных трендов увеличения и уменьшения параметра S . Фазы сжатия и растяжения с середины июля до 10 октября сменяли друг друга. До конца июля величина S закономерно возрастала и достигла своего максимального значения за весь период наблюдений в последней пятидневке этого месяца. Затем в течение пяти недель происходило в целом уменьшение параметра S (фаза растяжения), осложнённое кратковременным увеличением S вблизи момента возникновения землетрясения 24 августа 2006 г. с $M_w = 6.5$. Таким образом, это землетрясение произошло после достижения параметром S своего максимального значения в фазе преимущественного растяжения литосферы Южной Камчатки. Сопоставление вариаций S с динамикой электрического поля проводится в разделе 3.

2. Методика анализа данных синхронных измерений электрического поля в приземном воздухе на пункте "Микижа" и обсерватории "Паратунка".

Синхронные измерения электрического поля на двух и более пунктах используются в атмосферном электричестве для изучения пространственных структур вариаций поля и выделения структур, имеющих различные характерные масштабы и физическую природу. При удалении пунктов на 1-10 км друг от друга полученные данные содержат информацию о структуре метеобусловленных вариаций поля. При расстояниях между пунктами порядка нескольких сотен километров можно исследовать пространственную структуру неоднородностей поля, вызванных магнитосферными генераторами. Для выделения глобальных эффектов, обусловленных, в частности, влиянием гелиокосмических факторов, необходимы наблюдения с апертурой сети порядка тысяч километров [2, 5].

При выявлении аномальных возмущений приземного атмосферного электричества сейсмотектонической природы необходимо, на наш взгляд, учитывать следующее. Активизация сейсмотектонического процесса сопровождается воздействием на атмосферу крайне неоднородной и иерархично расчлененной земной коры, особенно вблизи поверхности. Воздействие протекает наиболее интенсивно на границе земля-атмосфера, где значительны потоки массы и энергии [3, 8]. Поэтому реакция приземного атмосферного электричества, в том числе электрического поля, должна быть в разных местах разной, что может привести к появлению пространственной структуры вариаций электрического поля. Учитывая это, целесообразно проводить синхронную регистрацию поля на двух и более пунктах [10, 20].

При сравнении атмосферного электрического поля на двух и нескольких пунктах рассматривается разность одновременных значений градиента потенциала (напряженности) поля, которая имеет размерность В/м. Применяется также сравнительный анализ особенностей поведения этой характеристики поля. В настоящей работе использована новая методика анализа данных синхронных измерений электрического поля, проведенных на двух пунктах.

С 27 июня по 16 октября 2006 г. на пункте "Микижа" и наблюдательном пункте обсерватории "Паратунка" синхронно регистрировался градиент потенциала V' электрического поля в приземном воздухе. Измерения V' осуществлялись электростатическими флюксметрами "Поле-2" [7]. Рассматривались данные, полученные в условиях любой погоды. Атмосферные осадки на пункте "Микижа" регистрировались с использованием метеостанции Conrad WS-2300. Исходные данные получены коллективом исследователей (см. доклад Ю.В. Марапульца, О.П. Руленко, М.А. Мищенко в настоящем сборнике).

На рис. 2 представлены сглаженные методом скользящего среднего во временном окне 72 часа среднечасовые значения градиента потенциала V' на пунктах "Микижа" и "Паратунка". Сглаживание позволяет удалить возмущения V' , вызванные кратковременными (менее трех суток) ухудшениями погоды. Предполагается, что на

интервалах такой длительности существенных изменений перестройки поля сейсмотектонических напряжений не происходит.

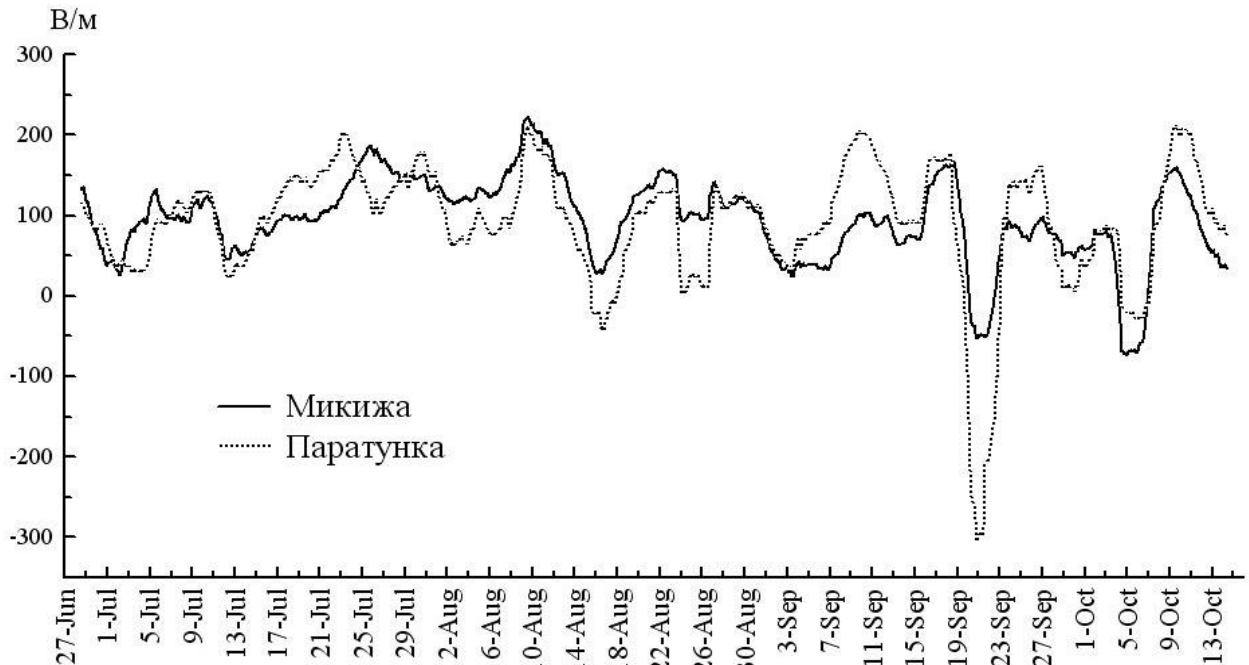


Рис.2. Сглаженные методом скользящего среднего во временном окне 72 часа среднечасовые значения градиента потенциала электрического поля на пунктах "Микижа" и "Паратунка".

Как видно на рис. 2, сглаженные значения V' на пунктах хорошо коррелируют между собой. Коэффициент линейной корреляции равен 0.71 с уровнем значимости меньше, чем 0.001. Однако в отдельные периоды времени значения V' на пункте "Микижа" становятся больше или меньше, чем на пункте "Паратунка". Учитывая расстояние между пунктами, это можно объяснить различием в интенсивности локальных электрических генераторов, что обусловлено неодинаковой изменчивостью приземной атмосферы. Как будет показано ниже, более информативным параметром при рассмотрении пространственной структуры вариаций электрического поля является разность стандартизованных значений V' на пунктах.

На пункте "Микижа" измерения V' осуществлялись на высоте 7 см от поверхности земли, а на пункте "Паратунка" они проводились на высоте 3.4 м с использованием металлической выравнивающей сетки. Учитывая топографию местности, значения V' на пункте "Микижа" можно считать абсолютными значениями. На пункте "Паратунка" они получены в искусственно усиленном электрическом поле и в других топографических условиях. В таком случае для сравнения результатов измерений между пунктами данные по V' на пункте "Паратунка" следует привести к абсолютным значениям. Однако, используемый при этом коэффициент редукции, который определяется экспериментально, не остается постоянным, а зависит от наличия вблизи земли объемных электрических зарядов [15] и атмосферного электрического поля [9]. Вместе с отличием в топографии местности это затрудняет сравнение данных между пунктами по указанной схеме.

Учитывая сказанное, представляется целесообразным стандартизовать последовательности среднечасовых значений V' на пунктах, затем определить их разность и провести далее сглаживание. Стандартизация случайной величины состоит из центрирования и нормирования. Математическое ожидание стандартизованной случайной величины равно нулю, а ее дисперсия - единице. Применительно к нашему случаю центрирование среднечасовых значений V' в значительной степени устраняет усиление электрического поля, обусловленное установкой флюксметра на некоторой высоте, что особенно важно для пункта "Паратунка". Последующее нормирование приводит к безразмерным величинам, использование которых упрощает сравнение результатов,

полученных в разных условиях на разных пунктах. Стандартизируя случайную величину, мы добиваемся относительно слабой компактности ее распределения путем линейного преобразования [6].

На рис. 1 одновременно с параметром S дано поведение параметра G , который представляет сглаженную методом скользящего среднего во временном окне 72 часа разность стандартизованных среднечасовых значений градиента потенциала электрического поля между пунктом "Микижа" и "Паратунка".

3. Анализ результатов и выводы.

Для выяснения связи между параметрами S и G за весь период наблюдений оценен коэффициент корреляции суточных значений этих параметров ($r_1 = 0.39$, уровень значимости $p_1 < 0.001$). На интервале ΔT (рис.1) были преимущественно невозмущенные погодные условия, так как осадки наблюдались только 4% времени. Для этого интервала, который составляет 59% от периода наблюдений, коэффициент корреляции значительно выше ($r_2 = 0.55$, $p_2 < 0.001$). Значимое различие r_1 и r_2 указывает на уменьшение тесноты линейной связи между параметрами S и G при плохой погоде. Следовательно, рассматриваемые параметры, характеризующие динамику процессов в литосфере и приземной атмосфере, линейно связаны. Полученные результаты свидетельствуют о значительном влиянии процессов в литосфере (параметр S) на динамику электрического поля в приземном воздухе (параметр G).

Из рис. 1 видно, что по времени практически совпадают 2 главных экстремума для обоих параметров: максимальные S_+ и G_+ (26-27 июля) и минимальные S_- и G_- (6-8 сентября). Другая общая особенность состоит в том, что накануне землетрясения 24 августа с $M_w = 6.5$ в течение длительного времени наблюдались только положительные значения как для параметра S (аномалия S_+ в период 15 июля-8 августа), так и для параметра G (аномалия G_+ в период 24 июля-15 августа). На наш взгляд, положительные аномалии S_+ и G_+ могут рассматриваться в качестве краткосрочных предвестников этого сильного сейсмического события. Землетрясение произошло примерно через две недели после окончания аномалии S_+ .

Сформулируем основные результаты проведенных исследований.

1. Разработаны новые методики оценки логарифма скорости сеймотектонического движения (параметр S) и выявления пространственной структуры вариаций электрического поля в приземном воздухе с использованием регистрации на двух пунктах (параметр G). Методики апробированы на примере наблюдений в районе Южной Камчатки в июне-октябре 2006 г.

2. Впервые для вариаций параметров S и G обнаружена статистически значимая линейная корреляция. Таким образом, эти параметры связаны между собой и отражают динамику перестройки поля тектонических напряжений в исследуемой части зоны субдукции Камчатки.

3. Землетрясение 24 августа 2006 г. с $M_w = 6.5$, произошедшее в районе Южной Камчатки, предварялось краткосрочными, со временем упреждения 1-2 недели, предвестниковыми аномалиями параметров S и G , выявленными при ретроспективном анализе данных.

4. Полученные результаты свидетельствуют о взаимосвязи исследуемых геофизических процессов, протекающих в различных геосферных оболочках, и существенном влиянии процессов в литосфере на динамику электрического поля в приземном воздухе.

Авторы признательны д.-ф.м.н. Б.М. Шевцову, к.т.н. Ю.В. Марапультцу за содействие в организации и проведении атмосферно-электрических наблюдений.

Работа поддержана в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 16, гос. контракт № 10104-34/П-16/041-404/310506-014 и грантов ДВО РАН 06-I- П16-070 и 06 III А-08-336.

Список литературы

1. Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. – М. : Наука, 1968. – 192 с.
2. Аджиев А.Х., Куповых Г.В. Атмосферно-электрические явления на Северном Кавказе. – Таганрог : Изд-во ТРТУ, 2004. – 137 с.
3. Адушкин В.В., Спивак А.А. Роль тектонических нарушений в межгеосферных взаимодействиях на границе земная кора-атмосфера // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 92-97.
4. Балакина Л.М., Введенская А.В, Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. – М. : Наука, 1972. – 180 с.
5. Бандилет О.И., Канониди Х.Д., Шефтель В.М., Ярошенко А.Н. Пространственно-временная структура вариаций E_z в высокоширотной зоне // Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. – М. : ОИФЗ РАН, 2000. С. 33-36.
6. Вероятность и математическая статистика: Энциклопедия / Гл. ред. Ю.В. Прохоров. – М. : Большая Российская энциклопедия. 1999. – 910 с.
7. Гордюк В.П. Исследование принципов построения приборов для измерения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы // Труды ГГО. 1981. Вып. 442. С. 96-102.
8. Гохберг М.Б. Взаимодействие процессов в литосфере и у земной поверхности с внешними оболочками Земли // Геофизика на рубеже веков. – М. : ОИФЗ РАН, 1999. С. 163-169.
9. Куповых Г.В., Шефтель В.М., Ярошенко А.Н. К вопросу определения коэффициента редукиции при измерении атмосферного электрического поля в приэлектродном слое // Труды ВГИ. – М. : Гидрометеиздат, 1989. Вып. 76. С. 66-69.
10. Моргунов В.А., Матвеев И.В., Статиев А.В. Электричество атмосферы в зоне тектонического разлома // Магнитосферные исследования № 15. – М. : ВИНТИ, 1990. С. 65-68.
11. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Землетрясения и геолого-геофизические поля. Изд-во Инст. геофизики АН Груз. ССР. Тбилиси : 1975. С. 21-30.
12. Ризниченко Ю.В. Расчёт скорости деформации при сейсмическом течении горных масс. Земли. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 35-46.
13. Ризниченко Ю.В. Джибладзе Э.А. Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 5. С. 32-40.
14. Федотов С.А., Шумилина Л.С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 9. С. 28-41.
15. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество. – Л. : Гидрометеиздат, 1974. – 421 с.
16. Широков В.А. О связи извержений вулканов с тектоническими землетрясениями Камчатки. Автореферат канд. диссертации. – М. : 1980. – 19 с.
17. Широков В.А. Некоторые вопросы методики комплексного прогноза побочных извержений вулкана Ключевской // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 40-55.
18. Широков В.А. Опыт краткосрочного прогноза времени, места и силы камчатских землетрясений с магнитудой $M = 6-7.8$ по комплексу сейсмологических данных // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петр.-Камч. 2001. С. 95-116.
19. Широков В.А., Кузьмин Ю.Д. О суточной цикличности вулканических землетрясений в Курило-Камчатской зоне // Вулканология и сейсмология. 1988. № 5. С. 92-99.
20. Bufe C., Nanevicz J. Atmospheric electric field observations, animal behavior, and earthquakes // Pros. EHRP Conf. I. 23-24 Sept. 1976. California. P. 95-106.

FM-CW / MAGDAS OBSERVATIONS DURING SC

НАБЛЮДЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ FM-CW / MAGDAS ВО ВРЕМЯ
ВНЕЗАПНОГО НАЧАЛАA. Ikeda¹, M. Shinohara², K. Nozaki³, K. Yumoto^{1,2}¹Department of Earth and Planetary Sciences., Kyushu University²Space Environment Research Center, Kyushu University³National Institute of Information and Communication Technology

Внезапное увеличение динамического давления (P_{sw}) солнечного ветра приводит к внезапному увеличению геомагнитного поля, особенно на низких широтах. Такое явление называется внезапное геомагнитное начало (ВН). Магнитное возмущенное поле ВН изучалось многими исследователями. Тем не менее, электрические поля, связанные с ВН, в ионосфере на низких широтах еще не достаточно изучены.

Для того, чтобы измерять электрические поля, в Сасагури, Фукуока (магнитная широта=23.2 градусов, магнитная долгота=199.6 градусов), нами разработан радар FM-CW (BC радар). Наблюдения радара FM-CW были начаты в ноябре 2002 г. С помощью доплеровского режима наблюдения можно определять скорость вертикального смещения (v) ионосферы и ее высоту с 10-сек выборкой. Ионосферное электрическое поле E рассчитывается с помощью выражения отношения $E = -v \times B$. Для расчета магнитного поля (B) в Сасагури используется модель IGRF. С помощью вышеупомянутого отношения мы можем измерить ионосферное электрическое поле в восточно-западном направлении, а также можем наблюдать короткопериодные явления электрических полей, проникающих (или распространяющихся) из магнитопаузы в низкоширотную ионосферу.

Нами выбраны 40 событий с ВН, которые были определены магнитометром в KUU (широта =23.6градусов, долгота =203.2 градусов) и FM-CW радаром за период с 2002 по 2005 гг. Магнитная станция является частью тихоокеанской цепи CPMN [Юмото и группа CPMN, 2001]. Сначала мы анализировали изменения ступенчато-подобной функции ионосферных электрических полей во время ВН и обнаружили, что ионосферные электрические поля направлены на восток в дневное время (06-20 LT) и на запад в ночное время (17-07 LT). Средний диапазон амплитуды электрических полей составляет 0,5 мВ/м в дневное время и 1,0 мВ/м в ночное время. Мы сравнили изменения ступенчато-подобной функции электрических полей с изменениями ступенчато-подобной функции магнитных полей во время ВН и обнаружили положительную корреляцию (коэффициент корреляции =0.70) между изменениями электрических и магнитных полей. Мы также сравнили ионосферные электрические поля с изменениями в P_{sw} во время межпланетного ударного события. Между ними наблюдается слабая корреляция (коэффициент корреляции =0.65), в то время как между электрическими полями солнечного ветра (E_{sw}) и ионосферными электрическими полями не было найдено никакой корреляции. Оказывается, что ионосферные электрические поля зависят в основном от P_{sw} .

Эти наблюдения предполагают, что ионосферные электрические поля на низких широтах во время ВН состоят из электрических полей утро-вечер со средней амплитудой 0,75 мВ/м, которые проникают из полярной ионосферы в экваториальную ионосферу и направленных на запад электрических полей волн сжатия со средней амплитудой 0,25 мВ/м, которые распространяются поперек магнитосферы.

The ionospheric electric field at low latitude during the main impulse (MI) phase of geomagnetic sudden commencement (SC) was investigated by Doppler observation of an FM-CW ionospheric radar with 10 seconds sampling. From the statistical analysis of the ionospheric electric field intensity for 40 SC events, we found that there is a positive correlation between the ionospheric electric field and the change in the geomagnetic H-component at the time of SC in low latitude. Therefore it seems that the source of the low-latitude ionospheric electric field at the time of MI is the dynamic pressure of the solar wind.

1. Introduction

The sudden increase of the dynamic pressure of the solar wind causes a sudden increase of the geomagnetic field especially in low-latitude region. This phenomenon is called geomagnetic sudden commencement (SC). The disturbance field of SC is divided into two components [e.g. Araki, 1977].

$$D_{SC} = DL + DP$$

where DL represents a step-function like increase of the H-component dominant at low latitudes. It is caused by the current circuit flowing on the magnetopause and the propagating compressional hydromagnetic (HM) wave [Araki, 1994]. DP shows the two pulse structure dominant at high latitudes due to the polar ionospheric electric field.

$$DP = DP_{PI} + DP_{MI}$$

PI (preliminary impulse) and following MI (main impulse) are caused by the dusk-to-dawn and dawn-to-dusk electric fields respectively. These electric fields are believed to penetrate into the polar ionosphere from the magnetosphere [Tamao, 1964; Araki, 1994], and transmit instantaneously to the low-latitude ionosphere by a TM mode [e.g. Kikuchi and Araki, 1979].

Kikuchi et al. [1985, 1986] analyzed low-latitude ionospheric electric field at the time of SC by a High Frequency (HF) Doppler measurement. Then they found that the preliminary frequency deviation (PFD) caused by the dusk-to-dawn electric field occurs simultaneously with high-latitude PRI. Moreover he showed the subsequent main frequency deviation (MFD) caused by the dawn-to-dusk electric field occurs simultaneously with MI.

However, the intensity of the SC-associated electric fields in the low-latitude ionosphere is not yet clarified sufficiently.

In order to measure ionospheric electric fields that penetrate the low-latitude ionosphere, we have constructed an FM-CW radar (HF radar) at a low-latitude station Sasaguri, Fukuoka, Japan [Yumoto et al., 2006]. An FM-CW (Frequency Modulated Continuous Wave) radar is one kind of HF (High Frequency) radar and using it for Doppler observation was first put to practical use by Poole [1985] and Poole and Evans [1985]. Nozaki and Kikuchi [1987, 1988] made improvements to the design.

Our Doppler observation started in November, 2002. By using the Doppler mode of the FM-CW radar, we can measure vertical drift velocity and virtual height of ionospheric plasmas with high time resolution. Therefore, we can estimate the intensity of the ionospheric electric fields by the method explained in section 2 of this paper. Furthermore, altitude information enables us to confirm whether or not the observed ionosphere is F-region.

2. Data Set

This present study is based on the data from our FM-CW radar located at Sasaguri, Fukuoka, Japan (Magnetic Latitude 23.2°, Magnetic Longitude 199.6°). The FM-CW radar is a type of HF radar and can measure the range of target as well as its Doppler related information. This application of the FM-CW radar is a variation of a technique developed by Barrick [1973] to measure sea scatter. With our radar system, we are able to measure the vertical drift velocity of the F-region of the ionosphere and its virtual height. Generally sampling time of our radar is 10 seconds.

When the eastward electric field penetrates into the low-latitude ionosphere, it drifts upward owing to the frozen-in effects ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ effects) of the F-region. On the other hand, the ionosphere drifts downward when the westward electric field penetrates.

Our radar provides us the Doppler frequency Δf which is the difference of transmitting frequency (f_0) and receiving frequency ($\Delta f + f_0$) because of the Doppler effect responsible for the vertical movement of the ionosphere. The relational expression of Δf and f_0 is represented by $\Delta f = f_0 \times 2v/c$, where v is vertical drift velocity, and c is the velocity of light. Generally we use 8.0 MHz in daytime and 2.5 MHz in nighttime for the transmitting frequency f_0 , because of the day and night variations of the ionospheric plasma density. From the above relational expression, the

vertical drift velocity v of the ionosphere is given. The accuracy of the vertical drift velocity is 1.5 m/s by 8.0 MHz and 4.7 m/s by 2.5 MHz.

In addition, to estimate the intensity of the ionospheric electric fields, we are trying to calculate E of $\mathbf{E} = \mathbf{v} \times \mathbf{B}$, where E is east-west electric field of the F-region, v is vertical drift speed, and B is the magnetic H-component at Sasaguri. This B is derived using the IGRF model provided from World Data Center for Geomagnetism, Kyoto (<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>), which requires two inputs: (1) the altitude of the F-region (in this case, given by our radar), and (2) the geographical coordinates of Sasaguri given by GPS system.

Moreover, in order to detect the onset time of SC, we use 3 seconds averaged data from magnetometer at Kujyu (KUJ; M. Lat. 23.6°, M. Lon. 203.2°) or Kagoshima (KAG; M. Lat. 21.9°, M. Lon. 202.3°). For the data gaps at KUJ, the data from a similar instrument at KAG were used. KUJ is about 100 km southeastward from Sasaguri and KAG is about 230 km southward from Sasaguri. These magnetometer stations are a part of the Circum-pan Pacific Magnetometer Network [Yumoto and the CPMN Group, 2001].

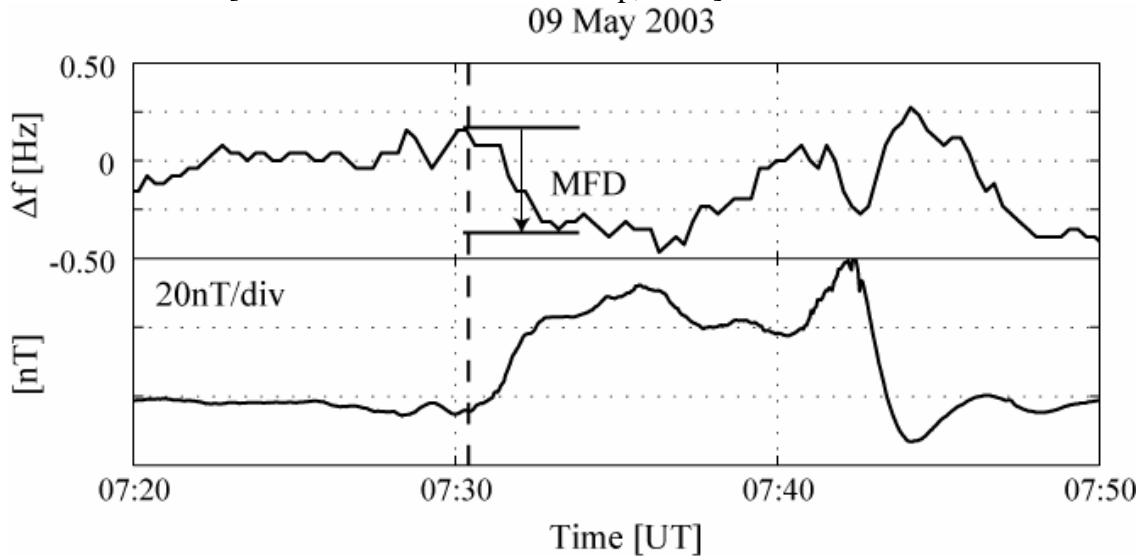


Fig.1. SC at daytime on May 9, 2003. The upper panel shows the Doppler frequency Δf observed at Sasaguri and the bottom panel shows the geomagnetic H-component at KAG.

3. Data Analysis

3.1. SC on May 9, 2003

Figure 1 shows a geomagnetic field variation of the H-component at KUJ and Doppler frequency measured at Sasaguri on May 9, 2003. When the westward electric field penetrates into the low-latitude ionosphere, the ionospheric plasma drifts downward and the Doppler frequency deviates positively. While, when the eastward electric field penetrates, the Doppler frequency deviates negatively. The SC onset at 07:30 UT (16:30 LT) is indicated by the vertical dashed line in Figure 1 and the amplitude of SC is about 38 nT (initial peak-to-peak change of H-component at KAG). After the SC onset, an abrupt decrease of the Doppler frequency occurs with correspondence to an increase of the H-component. Therefore, this negative deviation is an MFD. The initial peak-to-peak change of the MFD is -0.51 Hz, and from this value we estimate the electric field intensity (Hereafter, we call this electric field the MI-electric field) as 0.27 mV/m (eastward). During this SC event, the radar transmitting frequency was 8.0 MHz and the observed ionospheric altitude was about 300 km (virtual height).

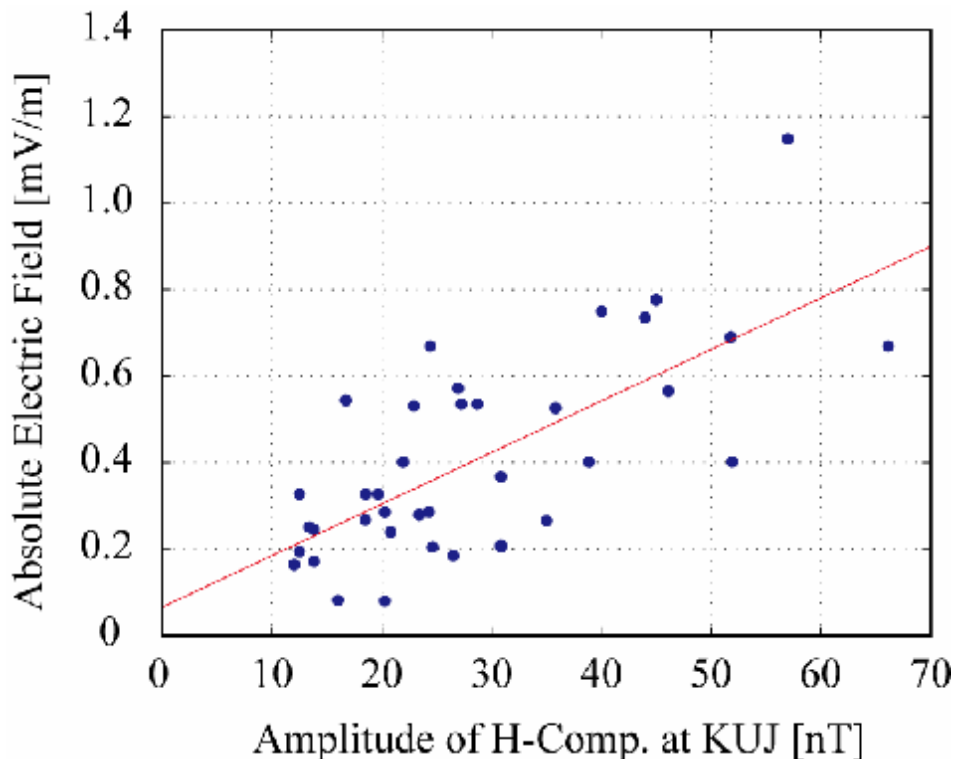


Fig.2. Scatter plot of the MI-electric field intensity versus the amplitude of the geomagnetic H-component. We note that the direction of MI-electric field is eastward in daytime and westward in nighttime, therefore the MI-electric field intensity of Figure 2 is absolute value.

3.2. Relation between ionospheric electric field and geomagnetic field

In order to verify the relation between ionospheric electric field and geomagnetic field, we analyzed 40 SC events that were recorded by a magnetometer at KIJ or KAG within a period from 2002 to 2005. The criteria of the analyzed SC events are that a geomagnetic field variation of the H-component rapidly increases more than 10 nT at KIJ or KAG. In these SC events, the amplitude of analyzed SC was in a range from 12 nT to 66 nT at KIJ or KAG, and the observed altitude of the ionosphere was in a range from 210 km to 460 km.

We compared MI-electric field intensity with change in the H-component of the magnetic fields at the time of SC (MI), and found a positive correlation between the electric and magnetic field changes (Figure 2). The correlation coefficient is 0.70. We note that the direction of MI-electric field is eastward in daytime and westward in nighttime, therefore the MI-electric field intensity of Figure 2 is absolute value.

4. Discussion and Conclusion

There is a positive correlation between the SC amplitude of geomagnetic H-component in low-latitude region and sudden changes in the dynamic pressure of the solar wind (e.g., Siscoe et al., 1968). This fact means that the source of the variation of the geomagnetic field at the time of SC is the dynamic pressure of the solar wind. From our observational fact (see Fig.2), it seems that the source of the ionospheric electric field at the time of MI is also the dynamic pressure of the solar wind.

However, the response of the geomagnetic field to dynamic pressure of the solar wind shows the dependence on local time [e.g. Russell et al., 1994]. Furthermore it depends on the direction of the interplanetary magnetic field (IMF). Therefore it seems that the MI-electric field also depends on local time and the direction of the IMF. We need to analyze the dependence of MI-electric field on local time and IMF in future study.

Acknowledgments

We would like to thank Mr. Ishihara, Mr. Mori and Mr. Shinbaru for helping to construct our FM-CW radar system. We also acknowledge to thank Dr. Shinbori for providing us SC list and discussion. The author (Ikeda A.) is supported by Professor Tatsuro Matsumoto Scholarship Fund. The work for this paper was supported by JSPS as the Grant-in Aid for Overseas Scientific Survey (15253005).

References

1. Araki, T. (1977), Global structure of geomagnetic sudden commencements, *Planet. Space Sci.*, 25, 373-384.
2. Araki, T. (1994), A physical model of the geomagnetic sudden commencement, in *Solar Wind Sources of Magnetospheric Ultra-Low-Frequency Waves*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 81, edited by M. J. Engebretson et al., P. 183-200, AGU, Washington, D. C.
3. Barrick, D. E. (1973), FM-CW Radar Signals and Digital Processing, NOAA Technical Report ERL 283-WPL 26.
4. Kikuchi, T. and T. Araki (1979), Transient response of uniform ionosphere and preliminary reverse impulse of geomagnetic storm sudden commencement, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 41, 917-925.
5. Kikuchi, T., T. Ishimine, and H. Sugiuchi (1985), Local time distribution of HF Doppler frequency deviations associated with storm sudden commencements, *J. Geophys. Res.*, 90, 4389.
6. Kikuchi, T. (1986), Evidence of transmission of polar electric fields to the low latitude at times of geomagnetic sudden commencements, *J. Geophys. Res.*, 91, 3101.
7. Nozaki K. and Kikuchi T. (1987), A new multimode FM/CW ionosonde, *Mem. Natl Inst. Polar Res.*, Spec. Issue, 47, pp.217-224.
8. Nozaki K. and Kikuchi T. (1988), Preliminary results of the multimode FM/CW ionosonde experiment, *Proc. NIPR Symp. Upper Atmos. Phys.*, 1, pp.204-229.
9. Poole, A.W.V. (1985), Advanced sounding 1. The FMCW alternative, *Radio Sci.*, 20, pp.1609.
10. Poole, A.W.V., and Evans, G.P (1985). Advanced sounding 2. First results from an advanced chirp ionosonde, *Radio Sci.*, 20, pp.1617.
11. Russell, C. T., M. Ginskey, and S. M. Petrinec (1994), Sudden impulses at low latitude stations: Steady state response for southward interplanetary magnetic field, *J. Geophys. Res.*, 99, A7, 13,403-13,408, 1994
12. Siscoe, G.L., Formisano, V., Lazarus, A.J. A calibration of the magnetopause. *J. Geophys. Res.* 73, 4869-4874, 1968.
13. Tamao, T. (1964), Hydromagnetic interpretation of geomagnetic SSC*, *Rep. Ionos. Space Res. Jpn.*, 18, 16-31.
14. Yumoto, K. and the CPMN Group (2001), Characteristics of Pi2 magnetic pulsations observed at the CPMN stations: A review of the STEP results, *Earth Planets Space.*, 53, 981-992.
15. Yumoto, K., and the MAGDAS Group (2006); MAGDAS project and its application for space weather, *Solar Influence on the Heliosphere and Earth 's Environment: Recent Progress and Prospects*, Edited by N. Gopalswamy and A. Bhattachayya, IBN-81-87099- 40-2, pp. 399-405.

DP2 TYPE IONOSPHERIC ELECTRIC FIELD FLUCTUATIONS OBSERVED BY FM-CW HF RADAR

ФЛУКТУАЦИИ DP2 ИОНОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ, НАБЛЮДАЕМЫЕ С ПОМОЩЬЮ ВЧ РАДАРА FM-CW

*M. Shinohara¹, A. Ikeda², K. Nozaki³, S. Watari³, K. Kitamura³,
Vasily V. Bychkov⁴, Boris M. Shevtsov⁴, K. Yumoto^{b2}*

¹ *Space Environment Research Center, Kyushu University, shino@geo.kyushu-u.ac.jp*

² *Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University,*

³ *National Institute of Information and Communication Technology,*

⁴ *Institute of Cosmophysical Research and Radiowave Propagation (IKIR) of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences*

Геомагнитные флуктуации типа DP2 характеризуются квазипериодическими вариациями с временной шкалой примерно от 30 минут до нескольких часов. Геомагнитные пульсации типа DP2 появляются одновременно на высоких широтах и на дневной стороне четко на экваторе. Южно-направленные вращения межпланетного магнитного поля являются основным источником колебаний DP2. Эквивалентная токовая система колебаний DP2 состоит из двух вихрей в полярной области. Локальное электрическое поле проникает на низкие широты и в экваториальную область. На дневной стороне четко на экваторе ионосферный ток сильно увеличивается местным увеличением проводимости (эффект обтекания). Соответственно, магнитные колебания усиливаются на дневной стороне четко на экваторе. Используя эту особенность, можно рассчитать локальное электрическое поле в ионосфере по измерениям магнитного поля. С другой стороны, ионосферная проводимость уменьшается в ночное время. Таким образом, ионосферный ток уменьшается на ночной стороне четко на экваторе. В этом случае колебания электрического тока в ионосфере нельзя рассчитать по магнитным вариациям. Для того, чтобы наблюдать ионосферное электрическое поле в ночное время, необходимо прямое наблюдение за ионосферой с помощью ВЧ радара.

ВЧ радар FM-CW (частотно-модулируемая незатухающая волна) – это разновидность ионозонда. Этот радар излучает волну высокой частоты в ионосферу и наблюдает доплеровские смещения частоты волны, отраженной ионосферой. Амплитуда доплеровского смещения полученной частоты волны соответствует вертикальной скорости смещения ионосферы. Ионосферная плазма передвигается смещением $E \times B$. Локальное электрическое поле становится возможным источником вертикального смещения низкоширотной ионосферы.

Согласно этой особенности низкоширотной ионосферы колебания локального электрического поля, связанные с геомагнитными колебаниями DP2, наблюдались с помощью ВЧ радара FM-CW на низкоширотной станции Сасагури (SAS), Япония. Данные тихоокеанской сети магнитометров MAGDAS/CPMN и NICT также используются для сравнения с магнитными вариациями. Колебания DP2 ионосферного электрического поля наблюдались как на дневной, так и на ночной сторонах на низких широтах. Эти колебания имеют корреляцию с магнитными колебаниями DP2, наблюдаемыми в полярной области и на дневной стороне четко на экваторе. Кажется, что наблюдаемые вертикальные смещения ионосферы на низкоширотной станции SAS вызваны проникновением электрического поля рассвет-закат из полярной области.

Мы установили ВЧ радар FM-CW на станции Паратунка в сентябре 2006 года для наблюдений за широтным контуром ионосферного локального электрического поля, которое распространяется от полярной области. В докладе будут представлены первые результаты.

DP2 type geomagnetic fluctuations are characterized by quasi-periodic variations with time scales of about 30 minutes to several hours. DP2 type geomagnetic fluctuations appear coherently in high latitudes and the dayside dip equator [Nishida, 1968a]. Southward turnings of the interplanetary magnetic field are main cause of DP2 fluctuations [Nishida, 1968a, Sibeck et al., 1998]. The equivalent current system of DP2 fluctuations consists of two vortices in the polar region. And the zonal electric field penetrates to the low latitudes and the equatorial region. In the dayside dip equator, the ionospheric current is strongly amplified by the localized conductivity enhancement (Cowling effect). Accordingly, magnetic fluctuations are amplified in

the dayside dip equator. By using this peculiarity, the zonal electric field in the ionosphere can be estimated from the magnetic field measurement. On the other hand, the ionospheric conductivity decreases in the nighttime. The ionospheric current also decreases in the nightside dip equator. In this case, electric field fluctuations in the ionosphere cannot be estimated from magnetic variations. In order to observe ionospheric electric field variations even in the nighttime, the direct observation of the ionosphere by the HF radar is needed. *Gonzales et al.* [1979] presented a case study of nightside observations of DP2 type electric field fluctuations by the Jicamarca radar. However, characteristics of the DP2 type electric field fluctuations in nightside are not yet clarified.

The FM-CW (Frequency Modulated Continuous Wave) HF radar is a kind of ionosonde. Space Environment Research Center (SERC) installed our first FM-CW HF radar at the low latitude station Sasaguri (SAS, geomagnetic latitude = 26 degrees), Kyushu, Japan in 2002. And the second FC-CW HF radar was installed at the mid-latitude station Paratunka (PTK, geomagnetic latitude = 46 degrees), Kamchatka, Russia in 2006 in cooperation with Institute of Cosmophysical Research and Radiowaves Propagation (IKIR). Figure 1 shows the location of the FM-CW HF radars.

The FM-CW HF radar transmits high frequency wave to the ionosphere, and observes the Doppler shift of the wave frequency reflected by the F region. The magnitude of the Doppler shift of the received wave frequency corresponds to the vertical drift velocity of the reflecting layer in the ionosphere. The ionospheric plasma is moved by the $E \times B$ drift. The zonal electric field becomes a possible cause of the vertical drift of the low latitude ionosphere (Figure 2). According to this feature of the low latitude ionosphere, the FM-CW HF radar can observe zonal electric field fluctuations associated with DP2 magnetic fluctuations even in the nightside.

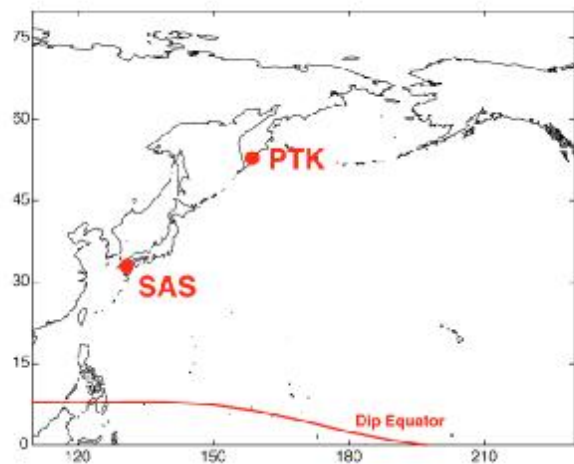


Fig.1. FM-CW HF radars are located at the mid-latitude station PTK, Russia, and the low latitude station SAS, Japan. Geomagnetic latitude are 46, and 26 degrees, respectively.

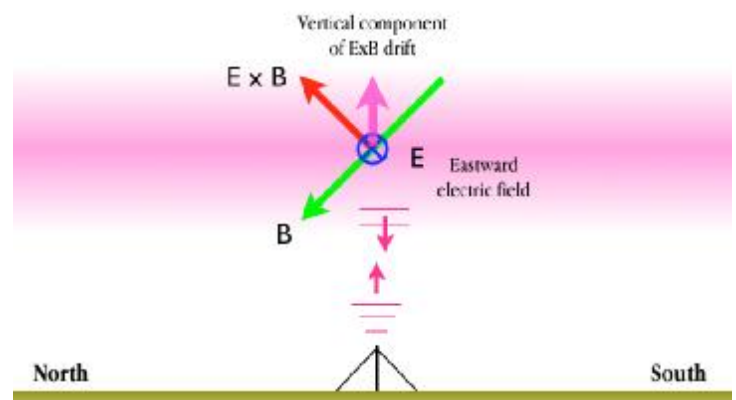


Figure 3 shows the virtual height of the reflecting layer of the transmitted wave (Figure 3a), the Doppler shift of the received wave frequency (Figure 3b), and the estimated eastward electric field in the F region (Figure 3c) observed by the FM-CW HF radar at PTK during the interval from 1200 to 2000 UT on April 1, 2007. Quasi-periodic fluctuations with a time scale of an hour were seen in both of the virtual height and the Doppler shift of the received wave. The vertical drift velocity of the reflecting layer was calculated by the Doppler shift of the received wave. At the PTK station, an eastward electric field of 1 mV/m causes a vertical upward drift velocity of 9.5 m/s by the $E \times B$ drift in the ionosphere. The zonal electric field at PTK was estimated by this relation. DP2 type fluctuations of the electric field in the F region ionosphere were seen in Figure 3c. Peak to peak amplitudes of electric field fluctuations were about 4 mV/m in this event.

Figure 4 shows H component magnetic field variations observed at the dip equator station Ancon (ANC, geomagnetic latitude = 0.8 degrees), Peru, and at the low latitude station Santa Maria (SMA, geomagnetic latitude = -19 degrees), Brazil for the same 8-hour interval shown in Figure 3. Both stations were located in the dayside hemisphere during this period. DP2 type magnetic fluctuations were clearly seen in both stations. The amplitude enhancement of DP2 fluctuations was seen at ANC. The amplitude enhancement of magnetic variations at the dayside dip equator is caused by the localized enhancement of the zonal ionospheric conductivity (Cowling effect). The zonal ionospheric current is also intensified by the localized conductivity enhancement. The positive intensification of DP2 magnetic fluctuations at ANC implies the penetration of the eastward electric field into the equatorial ionosphere. SMA is located outside of the conductivity enhancement region. Therefore, magnitudes of DP2 magnetic fluctuations were smaller than those at ANC.

To discuss the global distribution of DP2 type fluctuations, Figure 5 shows the H component magnetic data at the dayside equator ANC, PCN (Northern Polar Cap) index measured near the northern magnetic pole, and the zonal electric field at the nightside mid-

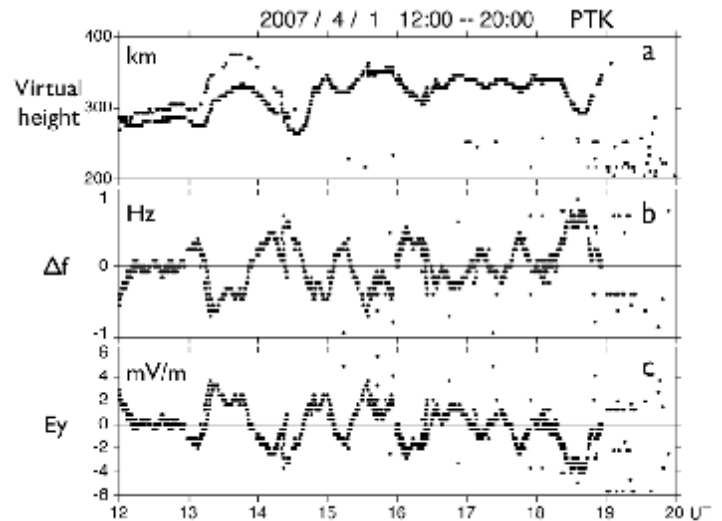


Fig.3. (a) Virtual height of the reflecting layer of the transmitted wave, (b) Doppler shift of the received wave frequency, and (c) the estimated eastward electric field in the F region observed by the FM-CW HF radar at PTK during the interval from 1200 to 2000 UT on April 1, 2007.

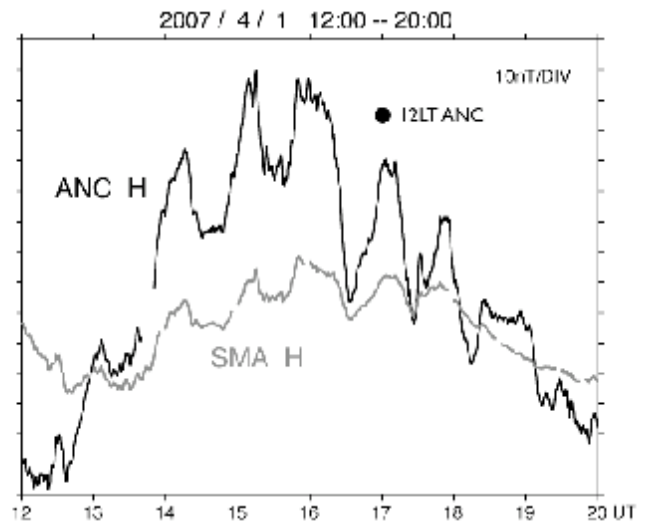


Fig.4. The H component magnetic data at the equatorial station ANC, and the low latitude station SMA. ANC and SMA were located in the dayside hemisphere. Amplitude enhancement of DP2 fluctuations was seen at ANC.

latitudes PTK for the same 8-hour interval shown in Figure 3. In Figure 5c, the westward direction is assigned to the positive value of the zonal electric field to fit the phase relation with the other observations.

Positive peaks of DP2 fluctuations coherently appeared at ANC, PCN, and PTK. As discussed above, positive enhancement of the H component magnetic field at ANC means that the eastward electric field was imposed into the equatorial ionosphere. The positive deviation of the PCN index was caused by the sunward ionospheric Pedersen current. Therefore, the dawn to dusk electric field was imposed in the polar cap ionosphere coherently with DP2 fluctuation at the dayside equator ANC. The FM-CW HF radar observed the intensification of the westward electric field in the nightside mid-latitude ionosphere coherently with DP2 fluctuation at ANC (Figure 5c). Consequently, DP2 type ionospheric electric field fluctuations were observed coherently at the dayside equator, the polar cap, and the nightside mid-latitudes.

From the observational results, observed electric fields at the dayside equator, the polar cap, and the nightside mid-latitudes were oriented from dawn to dusk. Region 1 field aligned current imposes the dawn to dusk electric field in the polar ionosphere. This electric field propagate into

the low latitude ionosphere. The zonal eastward and westward electric field are observed in the dayside and nightside low latitude ionosphere, respectively.

Figure 6a-c presents the solar wind velocity, the dynamic pressure, and the Interplanetary Magnetic Field (IMF) Bz observed by the ACE satellite, and Figure 6d shows the magnetic H component at ANC. The solar wind data were shifted 60 minutes to fit the ground data. During this period, solar wind parameters were very stable. The solar wind velocity and the dynamic pressure were almost constant about 550 km/s, and 2 nPa, respectively. On the other hand, the IMF Bz component changed with a time scale of an hour. Southward (Negative) deviation of the IMF Bz intensify the Region 1 field aligned current. Accordingly southward fluctuations of the IMF Bz occurred simultaneously with positive peaks of DP2 fluctuations observed at ANC.

The epsilon parameter is a useful tool for the estimation of the energy input from the solar wind to the magnetosphere. During this period, the solar wind velocity was stable. Then, the epsilon parameter mainly depended on the southward deviation of the IMF Bz. Therefore, the time variation of the epsilon parameter (not shown) also correlated to DP2 magnetic fluctuations at ANC.

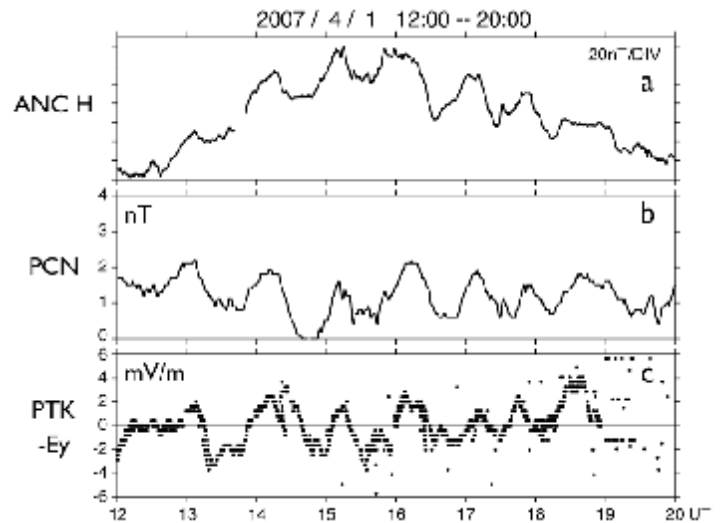


Fig.5. (a) The magnetic H component at ANC, (b) the northern polar cap index (PCN), and (c) the westward ionospheric electric field at PTK. DP2 type fluctuations were coherently seen.

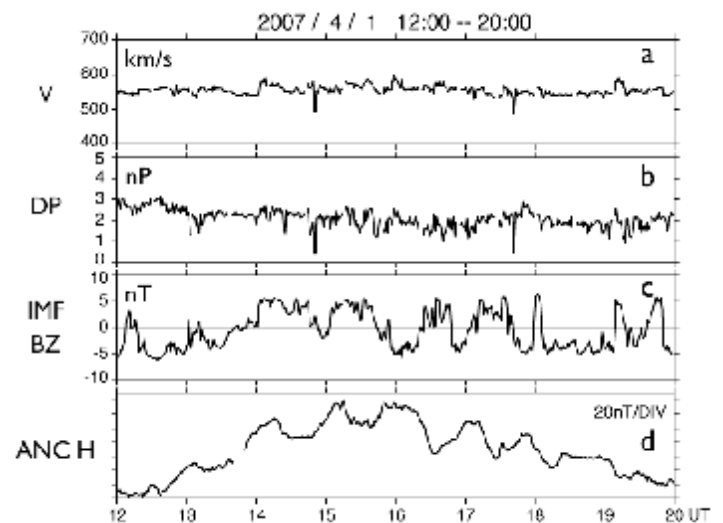


Fig.6. (a) The solar wind velocity, (b) the dynamic pressure, (c) the IMF Bz, and (d) the magnetic H component at ANC.

Summary

By using the FM-CW HF radar, DP2 type fluctuations of ionospheric electric field were observed in the mid-latitudes in nighttime. These fluctuations correlated with DP2 magnetic fluctuations observed at the dayside equator and the polar cap. From the observational results, dawn to dusk ionospheric electric fields were coherently imposed at the dayside equator, the polar cap, and the nightside mid-latitudes. Similar fluctuations were found in southward component of the IMF Bz. Therefore, the region 1 field aligned current globally imposed the dawn to dusk electric field to the earth's ionosphere.

The other FM-CW HF radar is operating at the low latitude station SAS. Unfortunately, there are no radar data available at SAS for this interval. Therefore, we could not discuss latitudinal dependence of the ionospheric electric field in this event. It will be discussed in the future observation.

References

1. Gonzales, C. A., M. C. Kelley, B. G. Fejer, J. F. Vickrey, and R. F. Woodman, Equatorial electric fields during magnetically disturbed conditions, 2, Implications of simultaneous auroral and equatorial measurements // *J. Geophys. Res.* 1979. V.84. P. 5803-5812.
2. Nishida, A., Geomagnetic DP2 fluctuations and associated magnetospheric phenomena // *J. Geophys. Res.* 1968a. V. 73. P. 1795-1803.
3. Nishida A., Coherence of geomagnetic DP2 fluctuations with interplanetary magnetic field variations // *J. Geophys. Res.* 1968b. V. 73. P. 5549-5559.
4. Sibeck D. G., K. Takahashi, K. Yumoto, and G. D. Reeves, Concerning the origin of signatures in dayside equatorial ground magnetograms // *J. Geophys. Res.* 1998. 103, 6763-6769.

GROUND-BASED OBSERVATIONS OF THERMOSPHERIC/IONOSPHERIC WAVES AND LOW-LATITUDE AURORAS USING ALL-SKY COOLED-CCD IMAGERS

НАЗЕМНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ТЕРМОСФЕРНЫМИ / ИОНОСФЕРНЫМИ ВОЛНАМИ И ЗА НИЗКОШИРОТНЫМ СВЕЧЕНИЕМ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ ПАНОРАМНЫХ ОХЛАЖДАЕМЫХ ПЗС ФОТОПРИЕМНИКОВ

K. Shiokawa, Y. Otsuka, and T. Ogawa

Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University, Toyokawa, 442-8507, Japan

Мы запустили девять панорамных ПЗС камер в Японии (на 4 станции), Австралии (1 станция), Индонезии (1 станция), Канаде (2 станции) и в США (1 станция), которые являются частью оптических фотоприемников для наблюдения за мезосферой и термосферой (OMTI, <http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/omti/index.html>). Фотоприемники измеряют излучение свечения атмосферы на следующих длинах волн: 557.7 нм (кислород, высота: 90-100 км), 630.0 нм (кислород, 200-300 км), и 720-910 нм (излучение полосы гидроксила, 80-90 км). При измерениях с помощью фотоприемника можно получить двух пространственные изображения гравитационных волн небольшой шкалы (менее 100 км) в области мезопаузы, перемещающиеся ионосферные возмущения средней и большой шкалы в термосфере/ионосфере, и явления свечения атмосферы на низких широтах во время магнитных бурь. В этом докладе мы даем обзор характерных черт этих волн и свечений атмосферы, которые наблюдаются с помощью фотоприемников. Мы также представляем наш план установки новых фотоприемников и индукционных магнитометров на Дальнем Востоке России в сотрудничестве с Институтом космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН.

1. Introduction

The Earth's atmosphere at high altitudes (above 80 km) emits weak light at night at several line wavelengths. They are called nocturnal airglow. Figure 1 shows a schematic picture of the typical airglow emission layers and their relations to the atmospheric temperature and ionospheric ion density.

The oxygen green line at a wavelength of 557.7 nm and hydroxyl (OH) band emissions (many lines at near-infrared wavelengths) have airglow layers near the mesopause region, where the atmospheric temperature is lowest in the Earth's atmosphere. Since the electron density is very low at this altitude range, the variations of these airglow emissions are controlled by variations in the atmosphere, mostly due to atmospheric gravity waves. The emission of oxygen red line at a wavelength of 630.0 nm comes from the lower thermosphere at altitudes of 200-300 km. Since this emission is basically excited by interactions of oxygen ion (O^+) and molecular oxygen (O_2) (e.g. Sobral et al., 1993), the intensity of 630-nm airglow is a sensitive indicator to the changes in ionospheric ion density and in the height of the ionosphere. By using highly-sensitive all-sky imagers with cooled charge coupled device (CCD) cameras and narrow band-pass filters, one can obtain two-dimensional images of these airglow emissions and hence the atmospheric and ionospheric variations.

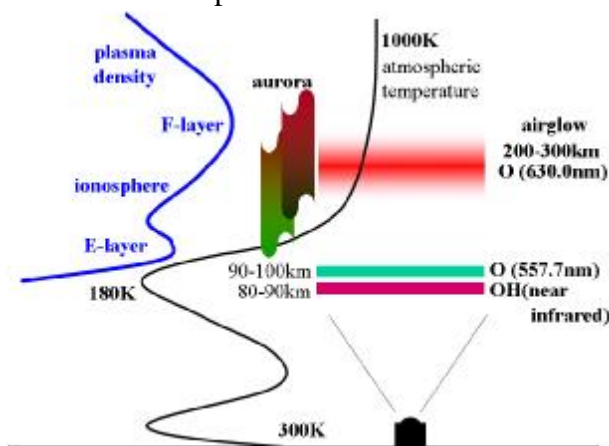


Fig.1. Schematic pictures of the three airglow layers, aurora, atmospheric temperature profile, and ionospheric ion density profile.

2. The Optical Mesosphere Thermosphere Imagers (OMTIs)

The Optical Mesosphere Thermosphere Imagers (OMTIs) have been made airglow imaging observations since 1997 (Shiokawa et al., 1999). The OMTIs consist of all-sky imagers, a Fabry-Perot interferometer, meridian scanning photometers, and airglow temperature photometers. In this paper we mostly focus on the results obtained by the all-sky imagers. The imager uses thinned and back-illuminated cooled-CCD with 512x512 pixels. All the OMTIs imagers have at least four filters on a wheel to measure 557.7-nm, 630.0-nm and OH-band emissions, and sky background emissions at 572.5 nm. The time resolution and exposure times to obtain these emissions are ~2-5 min and 10-165 s, respectively. Some imagers have additional filters to measure emissions from thermospheric oxygen (777.4 nm), mesospheric sodium (589.3 nm) and auroral oxygen (844.6 nm) and hydrogen (486.1 nm). The bandwidths of the band-pass filters for the measurement are ~1.5-2.0 nm. For details of the imagers, please see Shiokawa et al. (2000).

The imagers and other optical instruments have been installed at various places in the world. Figure 2 shows the current and planned stations of all-sky imagers. Table 1 lists the latitudes and longitudes of the stations. The imager at Resolute Bay (RSB) measures sun-aligned auroral arcs and polar cap patches (Hosokawa et al., 2006). The imagers at Athabasca (ATH) measures auroras at subauroral latitudes (Sakaguchi et al., 2007). The imagers at mid- and low-latitudes in

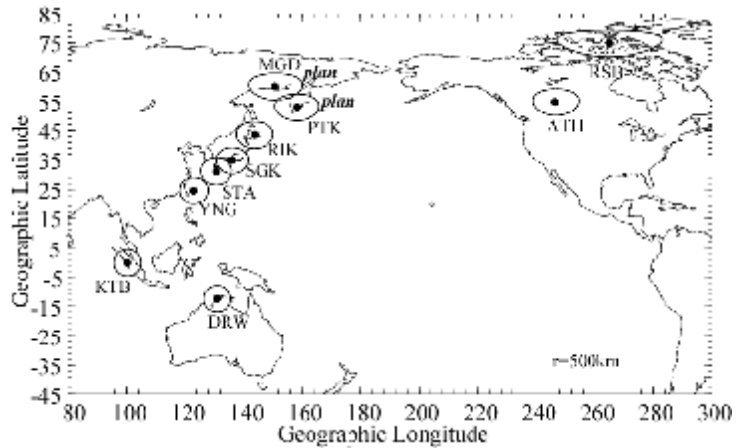


Fig.2. Stations of the Optical Mesosphere Thermosphere Imagers (OMTIs). The imager at YNG belongs to the Electronic Navigation Research Institute (ENRI).

station	alt.	geographic latitude	geographic longitude	magnetic latitude	inclination (degree)	declination (degree)	observation period
Resolute Bay	RSB	71.7	265.1	82.0	88.1	42.4	Jan 2005
Athabasca	ATH	54.7	246.7	61.7	76.6	17.4	Sep 2005-
Magsadan	MGD	60.0	150.9	51.9	71.5	-11.1	planned
Paraturua	PTK	52.9	158.3	45.7	64.5	6.5	planned
Rikubetsu	RIK	43.5	143.8	34.0	57.4	-8.9	Oct 1995-
Sligauski	SGK	34.8	136.1	25.0	48.6	-7.0	Oct 1995-
Saha	STA	31.0	130.7	21.5	41.1	-5.9	Jul 2000-
Yanaguri	YNG	24.5	123.0	14.6	35.1	-3.6	Mar 2006-
Kototabang	KTB	-0.20	100.3	-10.4	-19.8	-0.3	Oct 2002-
Darwin	DRW	-12.4	131.0	-21.5	-39.9	3.5	Oct 2001-

Table 1. List of stations shown in Figure 2. Geomagnetic values are calculated using the IGRF-10 mode at epoch 2005 at an altitude of 0 km.

3. Some images obtained by OMTIs

Figure 3 shows typical examples of airglow and auroral images obtained by the imagers of OMTIs. The top left panel shows the gravity waves in the mesopause region observed by the all-sky imager at Shigaraki, Japan at 14:05 UT (23:05 LT) on May 20, 2007 with an exposure time of 15 s. The gravity wave was seen in the OH-band images (emission altitudes: 80-90 km). The wave has phase front of ESE-WNW with a wavelength of ~20-30 km propagate toward NNE throughout the night.

Japan (RIK, SGK, STA, and YNG), Indonesia (KTB), and Australia (DRW) measures atmospheric gravity waves in the mesopause region and traveling ionospheric disturbances and plasma bubbles in the thermosphere/ionosphere through the airglow emissions in Figure 1.

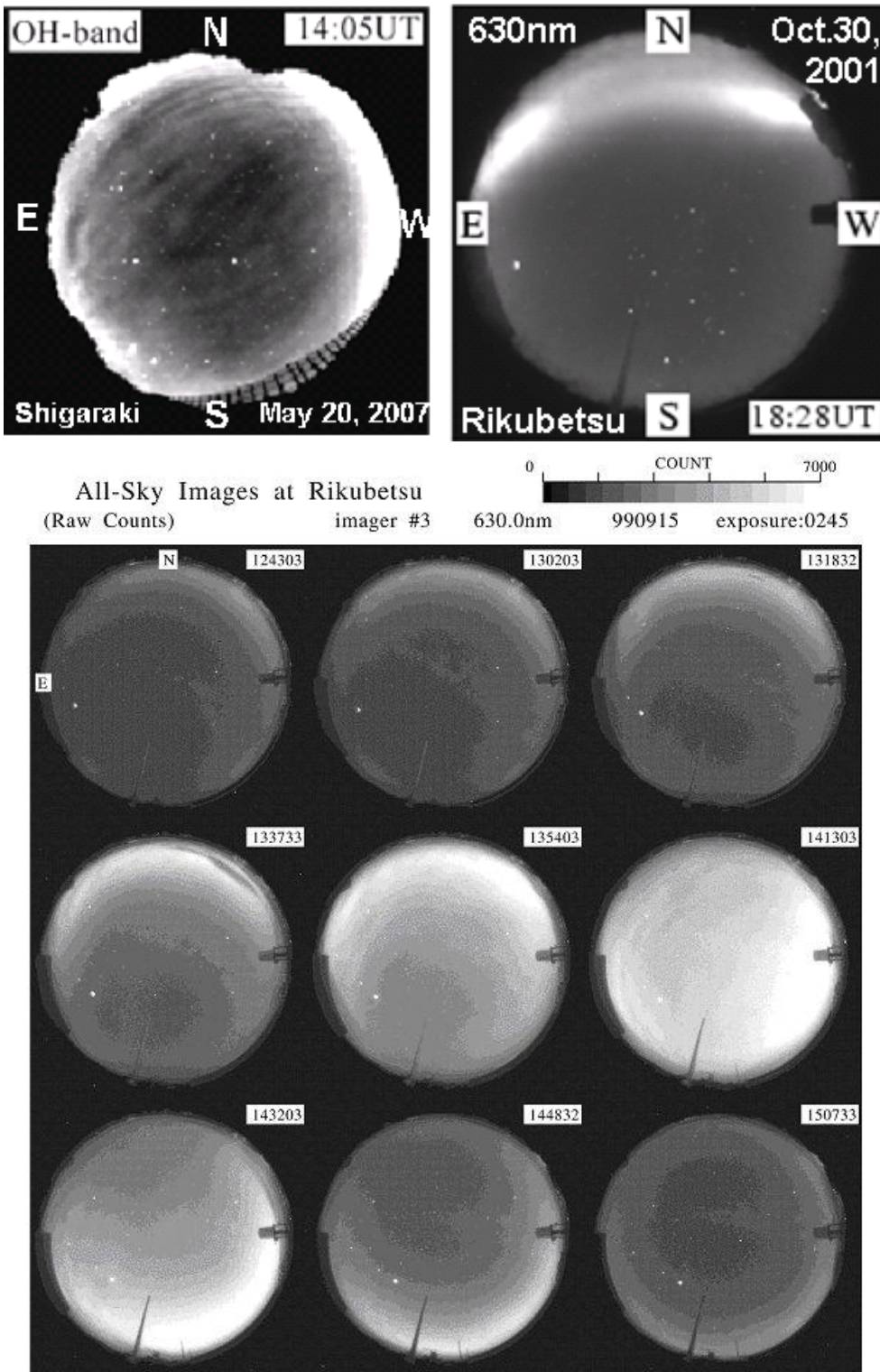


Fig.3. Typical airglow/aurora images obtained by the imagers of OMTIs. Top left: gravity wave in the mesopause region, top right: low-latitude red aurora during a geomagnetic storm, and bottom nine panels: large-scale traveling ionospheric disturbance during a geomagnetic storm.

The top right panels of Figure 3 is an event of low-latitude red aurora observed at Rikubetsu, Japan at 18:28 UT (03:28 LT) during the severe geomagnetic storm of October 30, 2001. The aurora in red (630-nm) emission approached to Rikubetsu from the northern horizon, as the storm develops. Using this highly-sensitive all-sky imager, we have succeeded to observe 20 events of low-latitude red auroras in Japan during the last solar maximum of 1999-2004. Details of these observations were reported by Shiokawa et al. [2005].

The bottom nine images in Figure 3 show a passage of large-scale traveling ionospheric disturbance from north to south during the moderate geomagnetic storm of September 15, 1999 (Shiokawa et al., 2002). During geomagnetic storms, we often observe such large scale ($> \sim 1000$

km) ionospheric waves in the 630-nm airglow images (e.g., Shiokawa et al., 2003; 2007). They are probably large scale atmospheric waves in the thermosphere caused by auroral energy input to the high latitude auroral zone and propagating to lower latitudes.

4. Observation plan in far-eastern Russia

As shown by the examples in the previous section, OMTIs are capable of imaging various atmospheric/ionospheric waves and auroras. These waves are indications of energy flow from space into the high-altitude atmosphere and propagation of the energy to lower latitudes. In order to connect the disturbances at high latitudes to those at low latitudes, such as Japan, we plan to install two imagers in far-eastern Russia in collaboration with the Institute of Cosmophysical Research and Radiowave Propagation (IKIR), Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. Figure 4 is a schematic diagram showing the configurations of measurements. As shown in Figure 2, we plan to install two all-sky airglow/auroral imagers in the far-eastern Russia. The aurora, storm-time red aurora at lower latitudes, and thermospheric waves produced by auroral energy input and by other atmospheric/ionospheric disturbances, can be monitored by the chain of all-sky imagers. These imaging measurements will be combined with other related measurements, such as (1) SuperDARN HF radar at Rikubetsu, Japan, which has been started routine observations of the plasma drift in the ionosphere since December 2007, (2) GEONET network, which consists of more than 1000 GPS receivers to measure total electron content over Japan, MAGDAS/CPMN/210MM magnetometer networks, and many satellites at the ionospheric and magnetospheric altitudes. These combined measurements will give new insights into dynamics of the upper atmosphere and the ionosphere and their relation to the energy input from the magnetosphere.

Acknowledgements

We thank the Institute of Cosmophysical Research and Radiowave Propagation (IKIR), Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, for their support in preparation of the installation of two stations at far eastern Russia. The measurements of OMTIs have been supported by the Grant-in-Aid for Scientific Research (11440145, 13573006, 13136201, 16403007, 18403011, 19403010, and Priority Area 764) and Dynamics of the Sun-Earth-Life Interactive System (No.G-4, the 21st Century COE Program) of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology of Japan.

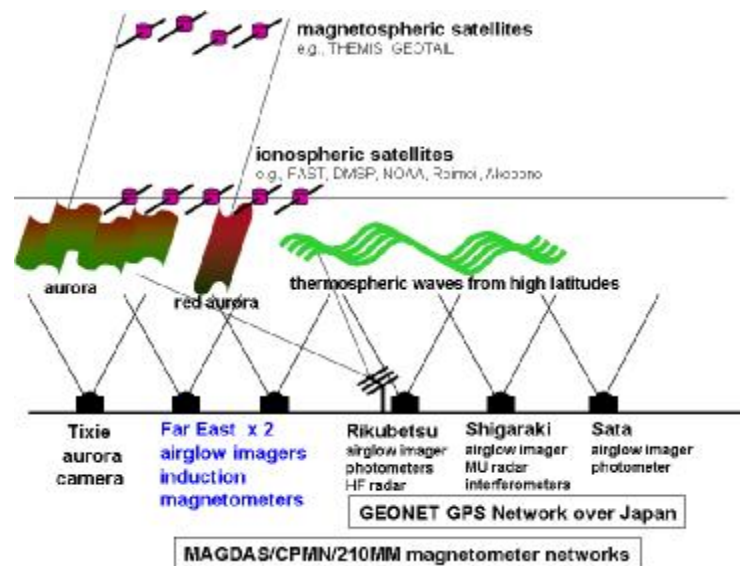


Fig.4. Schematic diagram showing the configuration of the measurements using stations in Japan and far-eastern Russia.

References

1. Hosokawa, K., K. Shiokawa, Y. Otsuka, A. Nakajima, T. Ogawa, and J. D. Kelly, Estimating drift velocity of polar cap patches with all-sky airglow imager at Resolute Bay, Canada, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L15111, doi:10.1029/2006GL026916, 2006.
2. Sakaguchi, K., K. Shiokawa, A. Ieda, Y. Miyoshi, Y. Otsuka, T. Ogawa, M. Connors, E. F. Donovan, and F. J. Rich, Simultaneous ground and satellite observations of an isolated proton arc at subauroral latitudes, *J. Geophys. Res.*, 112, A04202, doi:10.1029/2006JA012135, 2007.
3. Shiokawa, K., Y. Katoh, M. Satoh, M. K. Ejiri, T. Ogawa, T. Nakamura, T. Tsuda, R. H. Wiens, Development of optical mesosphere thermosphere imagers (OMTI), *Earth Planets Space*, 51, 887-896, 1999.
4. Shiokawa, K., Y. Katoh, M. Satoh, M. K. Ejiri, and T. Ogawa, Integrating-sphere calibration of all-sky cameras for nightglow measurements, *Adv. Space Sci.*, 26, 1025-1028, 2000.
5. Shiokawa, K., Y. Otsuka, T. Ogawa, N. Balan, K. Igarashi, A. J. Ridley, D. J. Knipp, A. Saito, and K. Yumoto, A large-scale traveling ionospheric disturbance during the magnetic storm of September 15, 1999, *J. Geophys. Res.*, 107(A6), 10.1029/2001JA000245, 2002.
6. Shiokawa, K., Y. Otsuka, T. Ogawa, S. Kawamura, M. Yamamoto, S. Fukao, T. Nakamura, T. Tsuda, N. Balan, K. Igarashi, G. Lu, A. Saito, and K. Yumoto, Thermospheric wind during a storm-time large-scale traveling ionospheric disturbance, *J. Geophys. Res.*, 108(A12), 1423, doi:10.1029/2003JA010001, 2003.
7. Shiokawa, K., G. Lu, Y. Otsuka, T. Ogawa, M. Yamamoto, N. Nishitani, and N. Sato, Ground observation and AMIE-TIEGCM modeling of a storm-time traveling ionospheric disturbance, *J. Geophys. Res.*, 112, A05308, doi:10.1029/2006JA011772, 2007.
8. Shiokawa, K., T. Ogawa, and Y. Kamide, Low-latitude auroras observed in Japan: 1999-2004, *J. Geophys. Res.*, 110, A05202, doi:10.1029/2004JA010706, 2005.
9. Sobral, J. H. A., H. Takahashi, M. A. Abdu, P. Muralikrishna, Y. Sahai, C. J. Zamlutti, E. R. DE Paura, and P. P. Batista, Determination of the quenching rate of the O(¹D) by O(³P) from rocket-borne optical (630 nm) and electron density data, *J. Geophys. Res.*, 98, 7791-7798, 1993.

MAGDAS PROJECT FOR MONITORING SPACE AND LITHOSPHERE WEATHER

ПРОЕКТ MAGDAS ДЛЯ МОНИТОРИНГА КОСМИЧЕСКОЙ И ЛИТОСФЕРНОЙ ПОГОДЫ

K. Yumoto, M.G. Cardinal and MAGDAS Group

Space Environment Research Center, Kyushu University

С тех пор, как начались изучения и измерения магнитного поля, было собрано огромное количество информации о магнитном поле Земли. Центром исследования околоземного пространства (SERC) университета Кюсю (КУ) в Японии собраны геомагнитные данные за период более 10 лет с помощью системы тихоокеанской сети магнитометров (Circum-pac Pacific Magnetometer Network, CPMN) (Yumoto и др., 2001). В настоящее время SERC устанавливает новую систему сбора магнитных данных в реальном времени (MAGDAS) в тихоокеанском регионе, а также сеть радаров FM-CW вдоль 210° магнитного меридиана для исследования космической погоды и (Yumoto и др., 2006). Этот проект подразумевает полное подключение сети MAGDAS, а затем использование данных для изучения космической и литосферной погоды. В данной работе мы предполагаем, что с помощью нового метода мы изучим какая из трех моделей СНЧ излучений, связанных с землетрясениями, не противоречит магнитным наблюдениям в Тихоокеанском регионе.

1. SCIENTIFIC OBJECTIVES

The MAGDAS project as shown in Figure 1 aims to establish a continuous monitoring electromagnetic network and utilize the observations for forecasting changes in space and lithosphere environments. This project is actively providing information about the space weather condition through the following: (1) Global 3-dimensional current system - to know electromagnetic coupling of regions 1 and 2 field-aligned currents, auroral electrojet current, Sq current, and equatorial electrojet current; (2) Plasma mass density along the 210° MM - to understand the plasma environment change during space storms; (3) Ionospheric electric field intensity with 10-sec sampling at L=1.26 - to understand how the external electric field penetrates into the equatorial ionosphere.

To forecast changes in the lithospheric environment with electromagnetic (EM) techniques, it is necessary to understand the role of the space environment at the same time because ground-based magnetometers are more affected by space events than by lithospheric events. Lithospheric signal changes are small in comparison to signal changes caused by the space environment.

Numerous studies have been published on electromagnetic precursors and its association with earthquakes and volcanic activity. This type of precursor has been studied with a wide frequency range such as ULF and electric pulsating emission (Hayakawa et al., 1996; Hayakawa et al., 2000; Hashimoto et al., 2002), VLF and VHF sounding of the atmosphere (Gokhberg et al., 1982; Oike and Yamada, 1994; Eftaxias et al., 2003) and satellite plasma wave observations (Molchanov et al., 2003). But the ground observations of EM waves in the ULF range ($f < 10$ Hz) are considered the most promising means for monitoring crustal activity because the skin depth of EM is comparable to the depth at

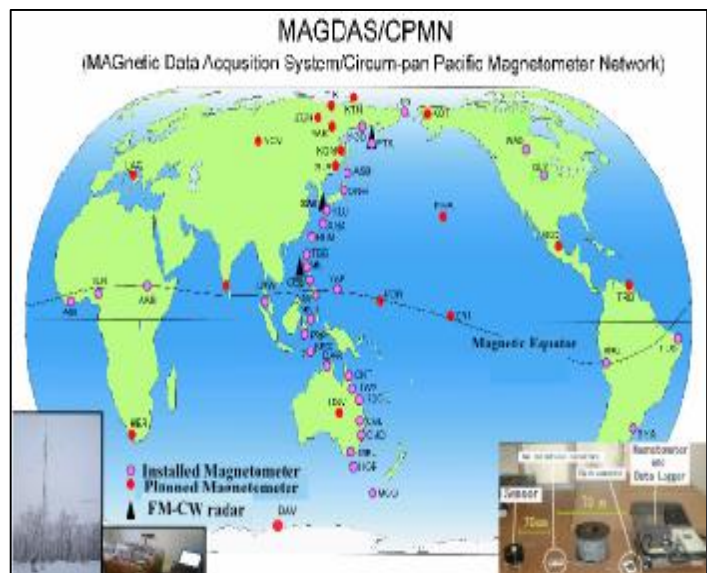


Fig.1. Location of MAGDAS stations.

which crustal activities take place, and fluctuations of electric conductivity in the Earth's interior can be detected directly (Park et al., 1993; Molchanov et al., 1992; Hayakawa et al., 2000; Hattori et al., 2002). Therefore, this project proposes only to look into the most promising range, which is the ULF range.

ULF emissions have been considered to directly reflect information on the microfracturing in the lithosphere. There are two known models for this mechanism as shown in Figure 2. One model based on relaxation of charges on the walls of opening cracks was considered by Molchanov and Hayakawa (1995, 2001). The second model was suggested by Fenoglio et al. (1994). They proposed a model of ruptured isolated reservoirs, resulting in the electro-kinetic (EK) generation of a transient magnetic field. This model considers electro-kinetic conversion in a course of water diffusion just after the crack opening in order to compensate changes in high pore pressure around the crack (Mizutani et al., 1976; Jouniaux and Pozzi, 1995; Fenoglio et al., 1995). Aside from the direct ULF radiation from the earthquake (EQ) origin zone connected with the earthquake preparation and reflected in ULF electromagnetic emissions, the third model is the changing of geo-electric conductivity inside and nearby the EQ focal zone which leads to the changing of amplitudes of reflected electromagnetic waves generated by non-lithospheric sources (Mogi, 1985; Kovtun, 1980). Using the three models, we will investigate which is best for space and lithosphere weather forecasting in the CPMN region.

Generally, magnetic polarization method is used to investigate ULF magnetic emissions. It was shown (Hayakawa et al., 1996; Kopytenko et al., 1999) that there is an increasing trend in the polarization (Z/H ratio) values before a strong earthquake takes place, and after the earthquake the ratio decreases. A new method SOFCUA (Separation method Of Factors Controlling ULF Amplitude) was proposed by Yumoto and Obana in order to study the third model. This new method enables the separation of the wave amplitude factors of the solar wind, magnetosphere, ionosphere, and lithosphere from processed magnetic data. Upon extraction of the wave-amplitude factor of the lithosphere, we can monitor a long-term electric conductivity change in the lithosphere.

2. ULF EMISSION MODELS ASSOCIATED WITH EARTHQUAKES

2.1 Microfracturing

In this model, ULF emissions are believed to be definitely generated in the focal zone and propagate up to the subsurface ULF sensors as shown in Figure 2. The observed increase in ULF magnetic field results from induced electric currents flowing in a fault-zone where it is made temporarily much more electrically conductive by stress-induced reorganization of pore geometry. Let's consider a rock medium, which can be characterized by the macroscopic dielectric permittivity and conductivity. In principle, any fluctuation of charge or electromagnetic field in a source dimension should cease after some time if there are no changes in external fields like geomagnetic field, geo-electric potential or electro-kinetic potential on the water-solid contact. Since the time scale of these fields is in the order of macroscopic stress changes;

$\sim 10^5 - 10^8$ seconds, we cannot obtain the rather fast ULF variations. Therefore, it seems that the

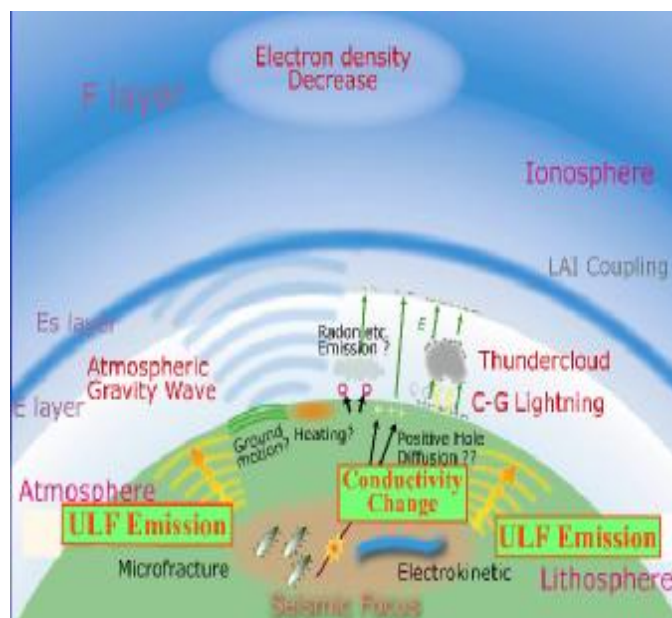


Fig.2. Three known models of ULF emissions associated with earthquakes. (Courtesy of Hattori, 2006)

only stress-induced process that can explain the observations is the opening of microcracks of dimensions $c = t V_c = 10^{-4} - 10^{-1}$ m. Where t is a time scale of $10^{-4} - 10^{-7}$ s, and V_c is the velocity of the opening of cracks, i.e. the order of seismic velocity ($\sim 10^3$ m/s). If the rate of production of microcracks is rather high, then the process of opening microcracks will lead to production of wideband electromagnetic noise. This noise dissipates outside the source region and produces ULF emissions on the earth's surface with an upper cutoff frequency ~ 1 Hz due to the skin depth attenuation.

2.2 Electro-kinetic

This model proposes that during the failure of faults containing sealed compartments with pore pressures ranging from hydrostatic to lithostatic levels, electric and magnetic fields are generated. The rupture of seals between compartments produces rapid pore pressure changes and fluid flow and may create fractures that propagate away from the high-pressure compartment along the fault face. Then, a nonuniform fluid flow results from pressure decrease in the fracture from crack-generated dilatancy, partial blockage by silica deposition, and clearing as the pressure increases. The direct consequence of this unsteady fluid flow is the associated transient magnetic signals. The electro-kinetic signals produced by this unsteady flow are comparable in magnitude and frequency to the magnetic signals observed during large earthquakes.

2.3 Changing geo-electric conductivity

The external electromagnetic waves incident on the earth's surface is the normal magnetic-noise background. These waves are reflected and transmitted at the earth's surface due to the earth's conductivity. The reflected magnetic field is practically equal to the incident field and, as a result, the measured background-level amplitude is twice that of the incident magnetic field. The implication of this result is that no model of horizontal conductive layers could create the observed anomalous high magnetic fields. However, theoretically, this mechanism is possible if an electromagnetic wave impinges on a thin infinitely long wire with incident electric field parallel to the wire. The field induces a current within the wire, which acts as an antenna and in turn creates a circumferential magnetic field. Then if a highly-conductive long thin region was created under or nearly under the magnetometer towards the time of the earthquake, then the incident electromagnetic waves would have induced a high current in this region, which in turn created the anomalous high magnetic fields. Therefore, in a quasi-static model, the conductive fault zone acts as an antenna to couple with the external electromagnetic field to generate the observed magnetic anomalies.

3. METHODOLOGY

A new study is designed to examine which of the three models of ULF emissions associated with earthquakes is consistent with the magnetic observations in the CPMN region. However, prior to that, we need to establish a complete electromagnetic network.

The research design is organized into the following sections: (1) Electromagnetic observation network set up, (2) Implementation and comparison of the three models.

3.1 Electromagnetic observation network set up

Figure 3 shows that in order to detect ULF anomaly for earthquakes with a magnitude greater than 7.0, the magnetic station should at least be located within the distance of 100km from the epicenter.

3.2 Implementation and comparison of the ULF emission models associated with earthquakes

The following methods will be implemented in order to find out which of the three models agrees with the magnetic observations for lithosphere weather forecasting in the CPMN region.

Polarization Analysis Method

Magnetic field polarization method refers to the ratio of the vertical component (Z) of the magnetic field variations to the horizontal (H) component. This method is used under the microfracturing model. Polarization values are calculated from magnetic data measured on the Earth's surface by 3-component magnetometers. Then, the raw data is checked for completeness, impulsive noise, etc. In order to remove man-made noise and geomagnetic activity of solar origin from the data, FFT (Fast Fourier transform) is applied. From the processed data, calculate the Polarization values and check its trend whether it is increasing or decreasing.

Magneto-telluric Method

This is an electromagnetic method, which maps the spatial variation of the Earth's resistivity by measuring naturally occurring electric and magnetic fields at the Earth's surface. This method is used under the electro-kinetic model. With continuous data analysis of this method, it is possible to reveal a systematic trend in magneto-telluric field behavior before, during and after strong earthquakes. Some studies observed abrupt variations in electromagnetic field component intensity prior to earthquakes. And also, maximum values of MT-fields components had been recorded at the moment of events. Therefore, an abnormal variation in MT-field components, intensity and vector trend observed, may probably forecast an up coming EQ event.

SOFCUA Method

As for the third model we use this new technique, SOFCUA (Separation method Of Factors Controlling ULF Amplitude) which analyzes Pc 3-5 magnetic pulsations (ULF waves) observed at magnetic conjugate and longitudinally separated stations in order to monitor long-term electromagnetic change of the lithosphere. This method allows the extraction of the wave amplitude factors of the solar wind, magnetosphere, ionosphere, and lithosphere from Pc 3-5 pulsations. Pc 3 pulsations are ultra-low frequency hydro-magnetic wave with a continuous waveform of 10<45-second period observed at lower latitudes in the dayside magnetosphere. These pulsations are excited as standing field-line oscillation of magnetic line of force by an external source wave in the solar wind region. Therefore, Pc 3 pulsations have the information of its excitation and propagation regions. Also, it must be controlled by parameters in the solar wind, magnetosphere, ionosphere and lithosphere.

4. LOCAL EDUCATIONS, GLOBAL OUTREACH AND DATABASE SERVICE

The SERC of Kyushu University (KU) conducts space weather “now casting” everyday. There are two main goals in this effort: (1) To train and educate KU students about the complexities of the Sun-Earth system so that they will be equipped as space weather scientists in

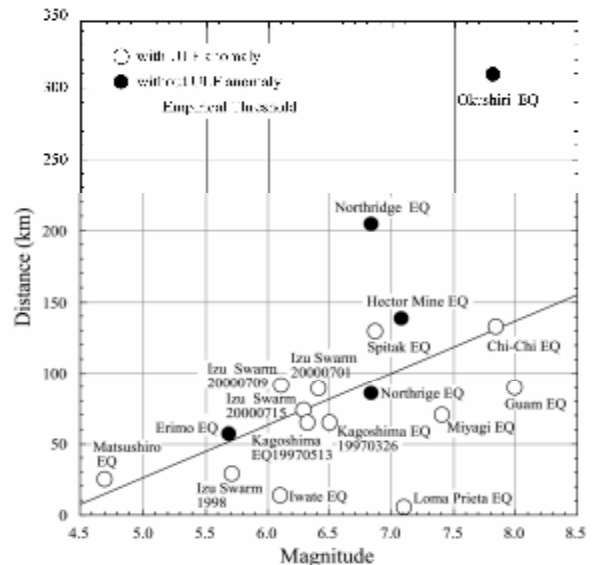


Fig.3. The relationship between the magnetic station distance from epicenter and the magnitude of the earthquake. (Courtesy of Hattori, 2006)

the near future. (2) To disseminate space weather information globally through SERC in service to the scientific community and the general public.

In order to understand the complexities of the Sun-Earth system, KU students analyze the data from four regions: solar surface, solar wind, geospace, and the Earth's surface. Using real-time public data from SOHO Real Time Movies, Solar Monitor, NASA/GSFC/SDAC, SEC's Anonymous FTP Server, they check daily the sun spot number, locations of active regions and coronal holes, and identify events of flare: GOES X-Ray Flux, CME: SOHO/LASCO-C2, 3, and proton event: GOES Proton Flux. Analyzing ACE Real Time Data, KU students read solar wind (speed, density, temperature) and interplanetary magnetic field (IMF: Bt, Bz, Phi), and identify events of sector boundary, CIR, CME, and shock/discontinuity. For understanding magnetic activities in geospace and on the Earth's surface, storms and substorms are also analyzed by using Dst index (Kyoto Univ.), Kp index (NOAA), EE Index (Equatorial Electrojet: SERC) and Magnetic Pulsation Index (Pc 3, 4, and 5: SERC). Every morning KU students create a Space Weather report and then discuss it with the staff at SERC for local training and education. The report and its details are published at home page of SERC (<http://www.serc.kyushu-u.ac.jp>) for global outreach through dissemination of space weather information by SERC.

MAGDAS magnetometers were installed in 19 locations along the 210° MM and in 15 locations at the magnetic dip equator in 2006, including East Asia, Pacific Ocean and Micronesian Islands, and South America and Africa as shown in Figure 1. After performing data quality check of the obtained MAGDAS data at SERC, MAGDAS project collaborators may access through a SERC server (in which the corrected data are stored) and may acquire a 1-sec <1-min. digital data. Moreover, MAGDAS data will be made available online for scientific purposes. SERC will offer its MAGDAS database to the scientific community for collaborative works.

References

1. Yumoto, K., and the CPMN Group; Characteristics of pi 2 magnetic pulsations observed at the CPMN stations; A review of the STEP results, *Earth Planets Space*, Vol. 53, 981-992, 2001.
2. Yumoto, K., and the MAGDAS Group (2006); MAGDAS project and its application for space weather, *Solar Influence on the Heliosphere and Earth's Environment: Recent Progress and Prospects*, Edited by N. Gopalswamy and A. Bhattacharyya, ISBN-81-87099-40-2, pp. 399-405.
3. Hayakawa, M., Kawate, R., Molchanov, O.A., and Yumoto, K.: Results of ultra-low-frequency magnetic field measurements during the Guam earthquake of 8 August 1933, *Geophys.Res.Lett.* 1996.23,241-244,
4. Hayakawa M., I. Tetsuya, K. Hattori and K. Yumoto. ULF electromagnetic precursors for an earthquake at Biak, Indonesia on February 17, 1996, *Geophys.Res.Lett.* 2000.Vol. 27, No. 10, 1531-1534.
5. Hashimoto, H., Enomoto, Y., Tsutsumi, Y. and Kasahara, M.: Anomalous geo-electric signals associated with recent seismic activities in Tsukuba and volcanic activity at Mt. Usu in Hokkaido, in: *Seismo-Electromagnetics (Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling)*, edited by: Hayakawa, M. and Molchanov, O., Terrapub, 77-80, 2002.
6. Gokhberg, M., Morgunov, V., and Tomizawa, I.: Experimental measurements of electromagnetic emissions possibly related to earthquake in Japan, *J. Geophys. Res.*, 1982. 87(B9), 7824-7828.
7. Oike, K. and Yamada, T.: Relationship between shallow earthquakes and electromagnetic noises in the LF and VLF ranges, in: *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction*, (Eds) Hayakawa, M. and Fujinawa, Y., Terrapub, Tokyo, 115- 130, 1994.
8. Eftaxias, K., Kaporis, E., Polygiannakis, A., Peratzakis, A., Kopanas, J., Antonopoulos, G.: Experience of short term earthquake precursors with VLF-VHF electromagnetic emissions , *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2003.3, 217-228.
9. Molchanov, O. A., Akentieva, O. S., Afonin, V. V., Mareev, E. A., and Fedorov, E. N.: Ionospheric plasma density-electric field turbulence from observation on satellites, Its generation and possible connection with seismicity, *Geophysical Research Abstracts*. 2003.Vol. 5, 30.1.
10. Park SK, Johnston MJS, Madden TR, Morgan FD, Morrison HF.:Electromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band: A review of observations and mechanisms. *Rev Geophys.* 1993. 32,117-132.

11. Molchanov OA, Kopytenko YA, Voronov PM, Kopytenko EA, Matiashvili TG, Fraser-Smith AC, Bernardi A.: Results of ULF magnetic field measurements near the epicenter of the Spitak ($M_s = 6.9$) and Loma Prieta ($M_s = 7.1$) earthquakes: Comparative analysis. *Geophys Res Lett* . 1992. 19:1495–1498.
12. Hattori K, Takahashi I, Yoshino C, Nagao T, Liu J-Y, Shieh C-F. ULF geomagnetic and geopotential measurement at Chia-Yi, Taiwan // *J Atmos Electr*. 2002. 22, 217–222.
13. Molchanov, O. A. and Hayakawa, M.: Generation of ULF electromagnetic emissions by microfracturing // *Geophys. Res. Lett*. 1995. 22, 3091–3094.
14. Molchanov, O. A., Kulchitsky, A. V., and Hayakawa, M.: ULF emission due to inductive seismo-electromagnetic effect, in: book “Seismo Electromagnetics (Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling)”, (Eds) Hayakawa, M. and Molchanov, O .A., TERRAPUB, Dec., 2001.
15. Fenoglio, M. A., Johnston, M. J. S., and Byerlee, J. D.: Magnetic and electric fields associated with changes in high pore pressure in fault zone—application to the Loma Prieta ULF emissions, *Proc. of Workshop LXIII, Menlo Park, CA, 262–278, 1994.*
16. Mizutani, H., Ishido, T., Yokokura, T., and Ohnishi, S.: Electrokinetic phenomena associated with earthquakes, *Geophys. Res. Lett*. 1976. 3, 365–368.
17. Jouniaux, L. and Pozzi, J. P.: Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress: Consequences for electrotelluric anomalies prior to EQs // *J. Geophys. Res.*1995. 100, 10 197–10 209.
18. Fenoglio, M. A., Johnston, M. J. S., and Byerlee, J. d.: Magnetic and electric fields associated with changes in high pore pressure in fault zone-application to the Loma Prieta ULF emissions, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100, 12 951–12 958, 1995.
19. Mogi, K. *Earthquake Prediction*, Academic Press, 1985. –355p.
20. Kovtun, A. A.: Using of natural electromagnetic field of the Earth under studying of Earth’s electroconductivity, St.-Petersburg, Leningrad University, p. 195, 1980.
21. Kopytenko, Yu. A., Ismaguilov, V. S., Voronov, P. M., Kopytenko, E. A., Molchanov, O. A., Hayakawa, M., and Hattori, K.: Magnetic disturbances in ULF range connected with seismic sources, 2nd International Conference on Marine Electromagnetics – Marelec 99, France, Conference proceedings, 435–445, 1999.