

**Российская академия наук
Дальневосточное отделение**

**Институт космofизических исследований и
распространения радиоволн**

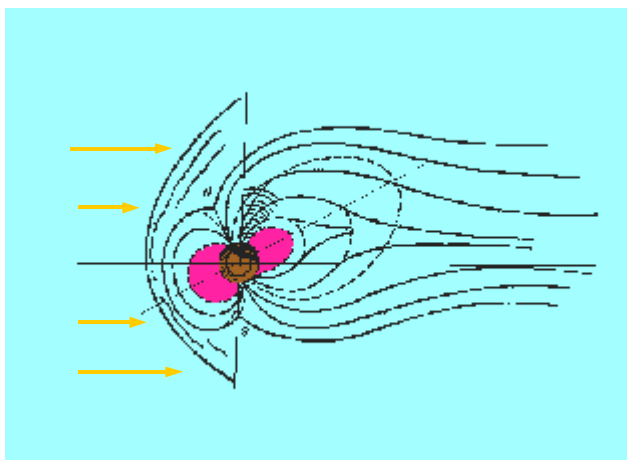


**СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ
И ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

Дополнительный том

**Сборник докладов
IV международной конференции**

**14-17 августа 2007 года
с.Паратунка Камчатской обл.**



**Петропавловск-Камчатский
2007**

**Российская академия наук
Дальневосточное отделение**

**Институт космических исследований и
распространения радиоволн**

**СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ
И ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

**Сборник докладов
IV международной конференции**

Дополнительный том

**14-17 августа 2007 года
с.Паратунка Камчатской обл.**

**Петропавловск-Камчатский
2007**

**Russian Academy of Sciences
Far Eastern Branch**

**Institute of Cosmophysical Research and Radio
Wave Propagation**

**SOLAR-TERRESTRIAL RELATIONS AND
PRECURSORS OF EARTHQUAKES**

**Collection of the reports
of IV International Conference**

Additional volume

**14–17 August 2007, v. Paratunka,
Kamchatka region**

**Petropavlovsk-Kamchatsky
2007**

УДК 551.509.336 + 550.344.37

Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений : IV междунар. конф., с. Паратунка Камч. обл., 14–17 авг. 2007 г. : сб. докл. Доп. – Петропавловск-Камч.: ИКИР ДВО РАН, 2007. – 54 с.
ISBN 5-7442-1446-1

В сборнике опубликованы труды IV международной конференции «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений».

Доклады отражают результаты исследований в области физики атмосферы, ионосферы и магнитосферы, включая дальние области токового слоя хвоста магнитосферы; механизмов трансформации энергии солнечного ветра в энергию магнитосферно-ионосферных процессов, воздействия процессов в земной коре на нижнюю и верхнюю атмосферу Земли, сейсмoeлектромагнитных, сейсмoeлектрических и сейсмoакустических эффектов в различных частотных диапазонах в земной коре, атмосфере и ионосфере Земли. Представлены современные методы сбора, обработки, передачи и обмена геофизической информации, а также организация работ по мониторингу сейсмической активности.

Ключевые слова: атмосфера, ионосфера, магнитосфера, электромагнитное поле, солнечная активность, магнитная буря, моделирование, электромагнитное излучение, геоакустическая эмиссия, сейсмическое событие, предвестники землетрясений.

Solar-terrestrial relations and precursors of earthquakes : coll. of the reports of IV Intern. conf., Additional vol., v. Paratunka Kamchatka region, 14–17 August 2007 / ed. by B.M. Shevtsov. – Petropavlovsk-Kamchatsky : IKIR FEB RAS, 2007. – 54 p.
ISBN 5-7442-1446-1

The reports are presented on subject parts devoted to research results in the sphere of physics of atmosphere, ionosphere and magnetosphere, including far regions of current layer of magnetosphere tail; mechanisms of the energy of solar wind transformation to the energy of magnetosphere-ionosphere processes, the influence of the processes in the Earth crust on low and upper atmosphere, seismoelectromagnetic, seismoelectric and seismoacoustic effects in different frequency ranges in Earth crust, atmosphere and ionosphere, and modern methods of the collection, processing, transformation and exchange of geophysical information, and organization of. monitoring system for seismic activity.

Key words: atmosphere, ionosphere, magnetosphere, electromagnetic field, solar activity, magnetic storm, analog simulation, electromagnetic emission, geoacoustic emission, seismic event, precursors of earthquakes.

Ответственный редактор д-р физ.-мат. наук Б. М. Шевцов

Конференция проведена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 07-III-Г-02-017) и РФФИ (грант 07-05-06053)

Секция «Геофизические поля и их взаимодействие»

**ФОРМИРОВАНИЕ АЭРОЗОЛЕЙ В ВЕРХНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ
В ПЕРИОДЫ ЗИМНЕГО АНОМАЛЬНОГО ПОГЛОЩЕНИЯ РАДИОВОЛН В
ИОНОСФЕРЕ**

**AEROSOL FORMATION IN UPPER STRATOSPHERE AT THE PERIOD OF
WINTER ANOMALOUS ABSORPTION OF RADIO WAVE IN IONOSPHERE**

В.В. Бычков¹, В.Н. Маричев², А.В. Шумейко¹

¹*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

²*Институт оптики атмосферы СО РАН*

The results of lidar observations obtained at the Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, in January – March, 1996–2000 are presented. The data about presence and role of water in stratopause are discussed. It is shown that in usual conditions, determined by the standard atmosphere models, water content at the altitudes more then 40 km is not enough for beginning of condensation due to low general atmosphere density. The time correlation between forming of layers with increased aerosol scattering coefficient and increased absorption in lower ionosphere is obtained. Absorption in ionosphere was determined on the value of standard ionospheric parameter f_{min} . It is shown that physical processes, accompanied the phenomenon of anomalous winter absorption of radio wave in lower ionosphere, such as turbulence increase in mesosphere and upper stratosphere, lead to decrease of temperature in stratopause and may lead to increase of water content and water aerosol formation in that zone.

Введение. В работе [Маричев и др., 2004] анализировались данные лидарных наблюдений, выполненных в марте 1988 и 1989 годов в г. Томске. По данным марта 1988 г. обнаружена корреляция плотности стратосферного аэрозоля на высоте 45 км со среднесуточным индексом геомагнитной активности Кр. В данных марта 1989 г. корреляции не обнаружены. Более широкий набор данных за январь - март с 1996 по 2000 годы анализировался в работе [Бычков и др., 2005]. В другие сезоны аэрозоли на этих высотах не обнаружены. Высокие значения коэффициента корреляции плотности стратосферного аэрозоля для высот 40-45 км, с усредненным по ночному времени в Томске индексом геомагнитной активности Кр, обнаружены только для данных января 1998 года. Для остальных месяцев значимые корреляции отсутствуют. Полученные в январе-марте 1998 года высотные профили отношения коэффициентов аэрозольного рассеяния к молекулярному приведены на рис. 1. В работе отмечено, что повышение содержания воды автоматически влечет за собой повышение уровня ионизации и центров конденсации за счет фотохимических реакций [Кошелев и др., 1983], и может приводить к образованию водных аэрозолей. Однако основной вопрос о том, по какой причине на стратопauзе изменяется содержание воды, и связано ли это с повышением геомагнитной активности, остался без ответа.

Увеличенное удельное содержание воды в области стратопauзы подтверждается данными экспериментальных наблюдений. Так в работе [Nedoluha et al.] приводятся данные спектральных измерений содержания воды в верхней стратосфере и мезосфере над Калифорнией, Новой Зеландией и над Гавайскими островами. Измерения проводились спектрометром WVMS (Water Vapor Millimeter-wave Spectrometer) на частоте 22 ГГц, позволяющем получать высотные профили воды в интервале 40-80 км.

В работе представлены данные за период от 4 до 9 лет по разным станциям с 1993 по 2001 годы. Во всех представленных профилях содержание воды на 40 км – 6 ppmv, на 80 км – 2-3 ppmv. По данным всех станций наблюдается сезонный ход содержания воды в области стратопauзы. По данным среднеширотной станции Новой Зеландии (45S) каждый январь наблюдается рост удельного содержания воды до 7-8.5 ppmv. Зимние повышения содержания воды также наблюдаются, но не каждый год, и при меньшей концентрации.

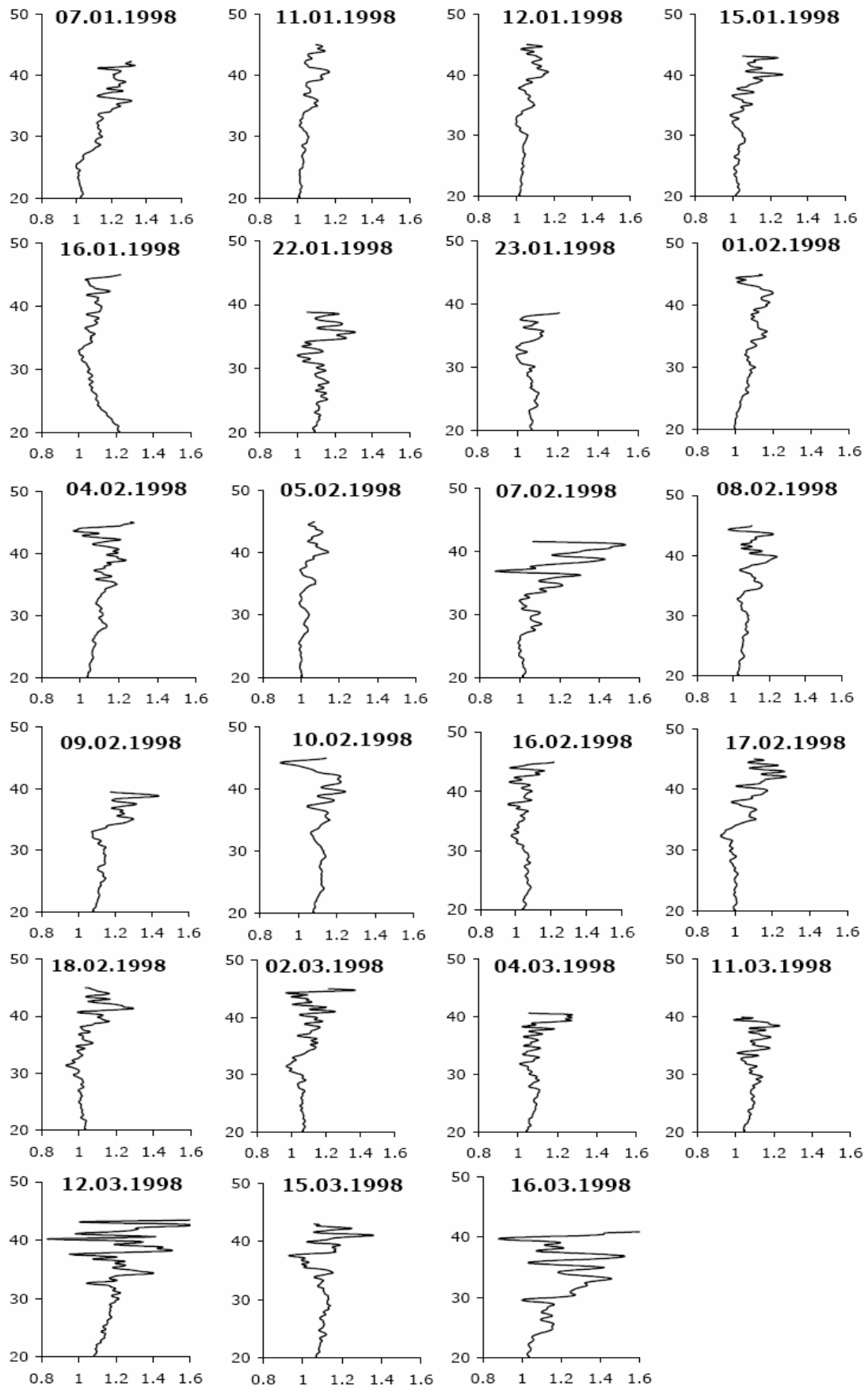


Рис 1. Отношения аэрозольного рассеяния к молекулярному, полученные на лидарной станции в Томске в январе-марте 1998 года. [Бычков и др., 2005]

Они выражены не так ярко, как летние, и охватывают меньший временной интервал, вероятно, около одного месяца. В целом сезонные вариации содержания воды на высоте 55 км невелики и составляют не более 20%. По отношению к уровню 40 км удельное содержание воды на 55 км увеличивается не более чем в два раза. На экваториальных станциях Калифорнии и на Гавайских островах, расположенных в северном полушарии, картина не так контрастна, содержание воды в среднем меньше, но качественных отличий не наблюдается.

В работе [Кочеев и др., 1976] по измерению вертикального электрического поля в атмосфере на широте 50N в области высот 50-60 км обнаружено аномальное изменение знака и повышение величины поля до значений порядка 4-6 В/м. Такое поведение поля может быть вызвано локальным изменением проводимости в области высот 50-60 км и объяснено образованием в этой области аэрозоля, разделяющего ионизацию [Maynard et. al, 1981], аналогично разделению заряда в облаках.

Эти наблюдения, также как и полученные над Томском аэрозольные профили, свидетельствуют о том, что на средних широтах в области стратопauзы могут наблюдаться слои с повышенными значениями коэффициента аэрозольного рассеяния. Рассмотрению возможных причин их образования и посвящена данная работа.

О роли воды в верхней стратосфере и мезосфере. Напомним особенности нижней части слоя D ионосферы, приведенные в работе [Кошелев и др., 1983]. По данным этой работы основными положительно заряженными компонентами на высоте 50 км и выше, примерно до 70 км, являются кластерные ионы, протон-гидратные комплексы $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_3$ и $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_4$ с примерно равным содержанием порядка 10^3 см^{-3} . Модельными расчетами было показано, что разумные изменения температуры в области мезосферы слабо сказываются на концентрации ионов, тогда как уменьшение содержания воды может значительно, в разы, уменьшить содержание комплекса $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_3$ и на порядок уменьшить содержание $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_4$. Там же отмечается, что в фотохимических реакциях выше 50 км суммарная скорость потерь молекул воды больше скорости образования их в других реакциях, все реакции идут с недостатком воды, и значение концентрации ионов на всех высотах в значительной степени определяется процессами переноса ее паров из нижних слоев.

Возможность конденсации воды в области высот 20-80 км проиллюстрирована рис. 3а и 3б, для зимы и летних условий, на которых в логарифмической шкале отображены содержание паров воды, давление насыщенных паров и общее давление атмосферы. Для сравнения на рис. 3с представлены данные модели [McClatchey, 1971], содержащей данные о наличии воды.

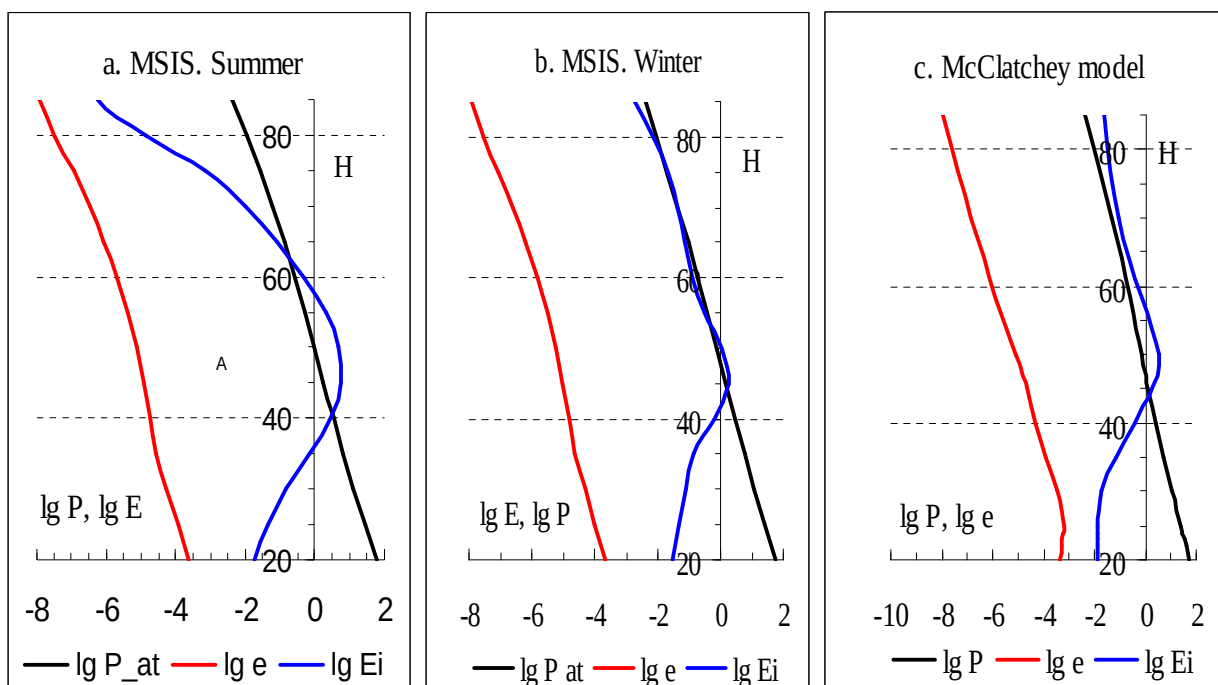


Рис.2. Содержание воды (мб), давление насыщенных паров воды над льдом и давление атмосферы на высотах 20-80 км.

Данные температуры и давления атмосферы посчитаны по модели MSIS-2000. Содержание паров воды для высот 40-80 км получено аппроксимацией данных приведенных в работе [Nedoluha et al.], для января-февраля 2001 года. Для высот 20-35 км содержание воды взято равным 4.2 ppmv, в соответствии с данными Мастенбрука [Mastenbrook H.J., 1974], по результатам большой серии наблюдений 1964-1973 годов получившего для отношения смеси значение $2.6 \cdot 10^{-6}$ г/г в области высот от 16 до 28 км [Хргиан, 1978]. Давление насыщенных паров воды над льдом E_i вычислялось по формуле Магнуса $E = E_0 \cdot 10^{(9.5 \cdot t / (265.5 + t))}$, где t – температура по шкале Цельсия, $E_0 = 6.1078$ мб. [Матвеев, 1976]. Полученное очень низкое значение относительной влажности стратосферы, равное 0.7% для высоты 20 км, согласуется с оценками Хргиана, приводящего для области высот 16-20 км значение 0.6-0.3 %. Из рис. 3 видно, что несмотря на повышенную удельную влажность в области стратопauзы, давление паров воды во всей области высот 20-80 км не достигает и тысячной доли миллибара. В области высот 40-60 км летом конденсация воды в условиях определяемых моделями стандартной атмосферы вообще не представляется возможной, поскольку необходимое давление паров воды превышает общее давление атмосферы. Обычным является недостаток 2-5 порядков фактического содержания воды по отношению к давлению насыщенных паров, но наблюдающиеся иногда в верхней стратосфере перламутровые облака, и серебристые в мезосфере, свидетельствуют о том, что относительная влажность там бывает значительно выше.

Связь с явлениями в ионосфере. Для выяснения возможных причин образования водных аэрозолей на этой высоте, нами была проведена оценка состояния слоя D ионосферы по имеющимся ионосферным данным. Доступным для анализа параметром, характеризующим состояние слоя D, является **fmin** – минимальная частота, на которой появляется след слоев E или F. Использовались наиболее полно представленные данные расположенной в 250 км от Томска ст. Ключи, Новосибирск.

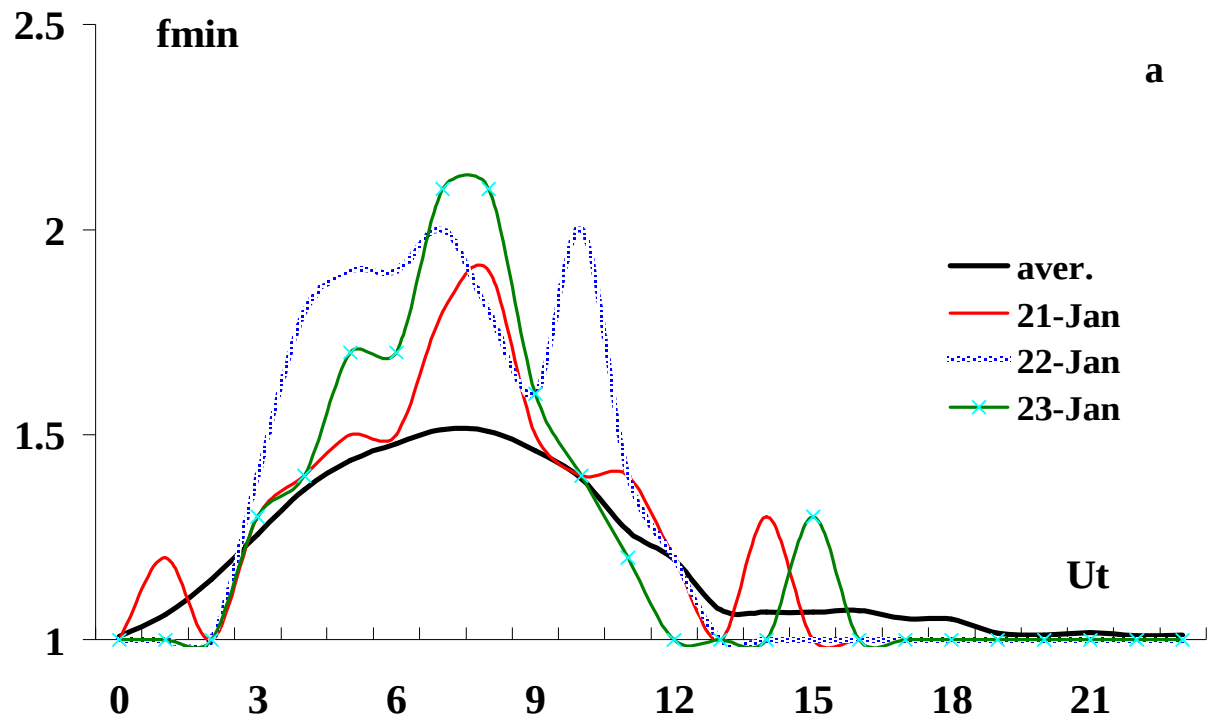


Рис.3. Средний ход значения f_{min} за январь, февраль, март 1998 года в сравнении с суточным ходом в дни с аномальным поведением.

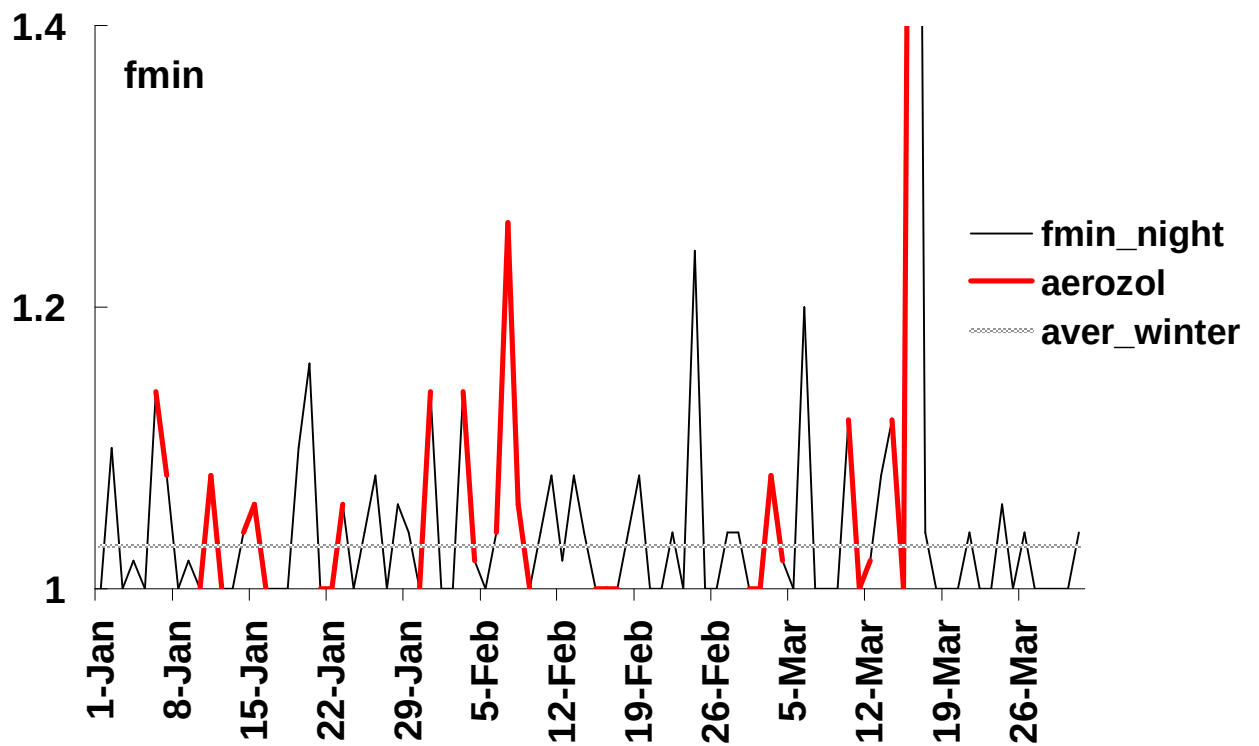


Рис.4. Средний за ночные часы ход f_{min} по данным ст. Ключи за январь-март 1998 года.

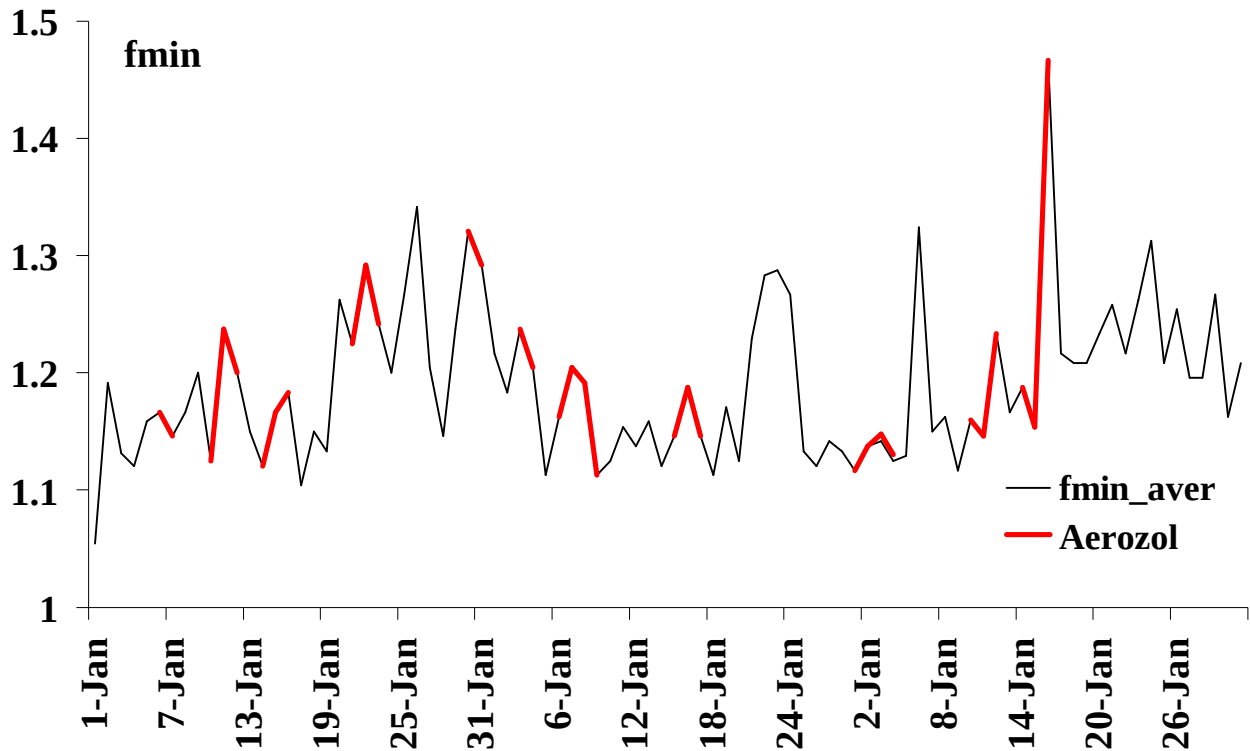


Рис.5. Среднесуточный ход стандартного ионосферного параметра f_{min} за январь-март 1998 года по данным ст. Ключи, Новосибирск.

На рис. 3 приведен суточный ход параметра f_{min} за январь, февраль и март 1998 года по данным станции Ключи, усредненный за весь период [<http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/index.jsp>]. Обычным ночным значением этого параметра для зимы в 1998 году было значение 1 мГц ночью и 1.2-1.4 мГц для дневных условий. Максимальное среднее значение 1.5 мГц в районе 7-9 Ut объясняется статистическим вкладом дней с аномальным поведением этого параметра. На этом же графике приведен суточный ход параметра f_{min} за 21-23 января с аномальным повышением над средним на срок от 2 до нескольких часов, иногда на величину превышающую 0.5 мГц.

На рис. 4 представлен ход параметра f_{min} , усредненного за ночные часы, совпадающие примерно со временем лидарных наблюдений (21.00 - 02.00Lt), за весь период наблюдений с января по конец марта, на рис. 5 представлены те же данные, но параметр f_{min} усреднен за сутки. Жирной линией на графике выделено время проведения наблюдений аэрозольных слоев, представленных на рис. 1. Выбор такого ночного интервала обусловлен разницей в продолжительности светового дня в январе и марте и практикой проведения лидарных наблюдений. Время накопления данных для каждого профиля составляло несколько часов. Прямая линия на рисунке – среднее за сезон значение, дополнительно усредненное за эти же часы Lt. Непосредственно из рис. 5 видно, что появление аэрозольных слоев в подавляющем большинстве случаев сопровождается повышенным средним ночным значением f_{min} и, следовательно, увеличением концентрации плазмы в слое D. Несущественные ночные превышения над средним значением, например, 21-23 января объясняются большими дневными превышениями, что видно из рис. 3.

Расчет коэффициента корреляции для рядов данных всех 28 дней между средними в интервале высот 35-45 км значениями плотности аэрозоля (коэффициента R), и средними значениями f_{min} за эти дни, дал величину коэффициента корреляции $k=0.83$ для ночных значений f_{min} , и $k=0.61$ для среднесуточных. Анализ данных других месяцев с января по март 1996-2000 годов, в том числе и данных ионосферной станции г. Томска, позволяют предположить, что появление аэрозольных слоев всегда сопровождается

аномальным дневным или ночным поведением f_{min} , характеризующим поглощение в слое D.

Зимнее аномальное поглощение в ионосфере. Зимняя аномалия в области D ионосферы была исследована как в рамках посвященной ей международной комплексной программы в 1975-1976 году, так и независимыми исследователями. Основные характерные особенности зимней аномалии следующие:

- зимняя аномалия – явление, приводящее к повышенному поглощению радиоволн, наблюдающееся обычно с ноября по март в области широт от 30 до 60 градусов, как в Северном, так и в Южном полушарии. Продолжительность явления от двух до шести дней.
- зимняя аномалия имеет место на пространственных масштабах порядка 1000-2000 км и часто сопровождается стратосферными потеплениями.
- область, ответственная за аномальное поглощение радиоволн, расположена в интервале высот 80-100 км. Она была выявлена, в том числе и прямыми ракетными измерениями и обусловлена повышенной концентрацией NO^+ и электронов. Увеличение концентрации плазмы может составлять порядок величины.
- в дни зимней аномалии наблюдается сильное повышение турбулентности отдельных областей мезосферы и нижней термосферы. Во время высокого поглощения наблюдаются сильные ветровые сдвиги в области мезопаузы.

Исследования связи электронной концентрации с температурой показали, что в дни аномального поглощения температурный профиль резко отличается от профиля обычных дней. В интервале высот 70-85 км наблюдается инверсия температуры и образование здесь второго “теплого слоя”, аналогичного слою стратопаузы. В области высот 55-70 км температура может быть на 50 градусов ниже, а в области высот 80-100 км, значительно, на 80-100 градусов выше [Offerman D. et al., 1979], чем в обычные дни. Анализ данных температуры за аномальные дни показал, что имеет место сильная изменчивость профилей не только ото дня ко дню, но и в течение суток. В обзоре [Данилов, 1979] отмечается, что по результатам измерений, для дней аномального поглощения обнаружена большая изменчивость профилей проводимости в области высот ниже 60 км и значительные, с увеличением на порядок и более, изменения концентрации ионов в области стратопаузы.

В работе [Кошелев и др., 1983] моделировался ионосферный слой D, ответственный за аномальное поглощение. Было показано, что одно лишь изменение температуры вызывает незначительное повышение электронной концентрации в верхней части области D и в узком интервале высот. В работе [Кошелев, 1978] проведены модельные исследования влияния коэффициента турбулентной диффузии на распределение концентрации в слое D. Главный вывод этой работы – основным фактором, определяющим аномалию в слое D, является изменение условий переноса, повышение турбулентности. Способствующим фактором является повышение температуры. Учет этих факторов позволил авторам работы [Кошелев и др., 1983] вполне однозначно воспроизвести на модели все особенности явления, известные из многочисленных экспериментов.

Эти же факторы – повышение турбулентности и изменение температурного профиля будут способствовать и образованию аэрозолей в области стратопаузы. Повышение турбулентности, часто сопровождающееся стратосферными потеплениями, вызывает усиление притока воды из нижних слоев в область стратопаузы. Значительное понижение температуры в этой области способствует конденсации воды и образованию водных аэрозолей.

Модельное исследование возможности образования условий для конденсации воды в области наблюдения аэрозолей проводилось с использованием данных по плотности и влажности атмосферы, представленных на рис. 2. Модельный температурный профиль изменялся в соответствии с экспериментальными данными, для дней аномального

поглощения. В области 55-60 км температура занижалась по сравнению с модельными данными на 50 градусов, на высоте 40 км температура выбрана равной -40°C , в области 85 км выбрано значение около 0°C . Остальные точки построены из соображений гладкого хода кривой.

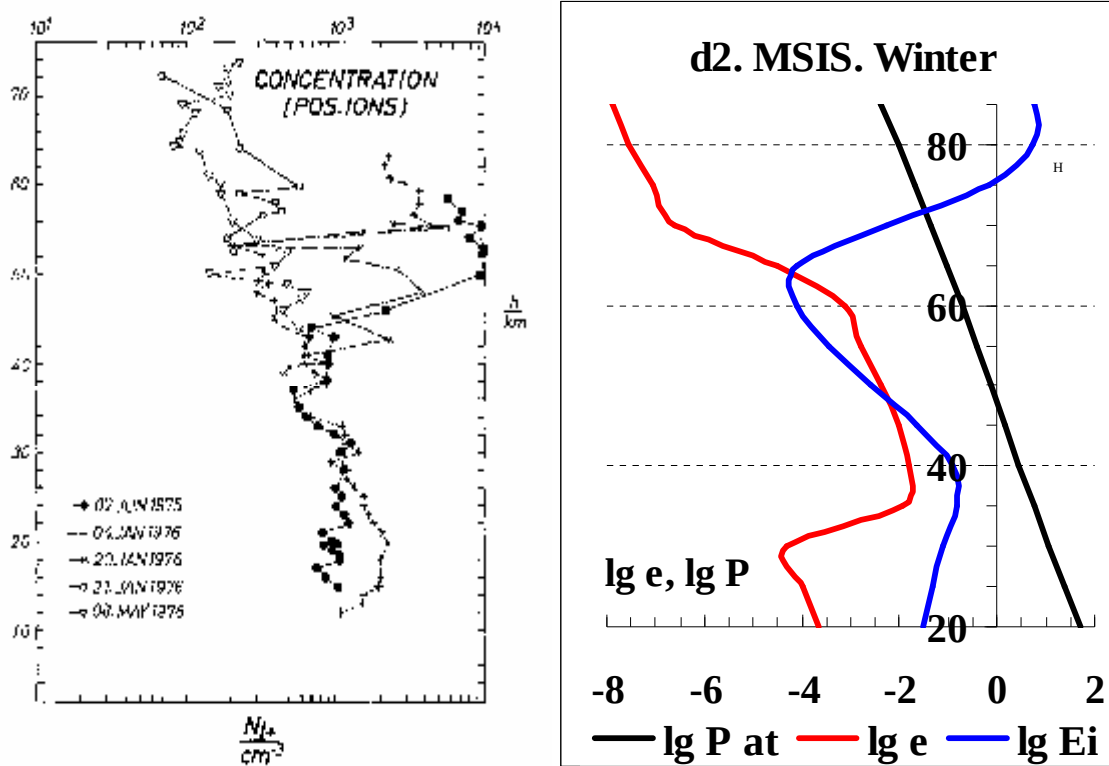


Рис.6. Содержание положительных ионов (а) и воды (б) в области стратопauзы для дней аномального поглощения в ионосфере.

Для оценки увеличения содержания паров воды использовались данные работы [H.J Widdel et al, 1979] об увеличении концентрации положительных ионов в области стратопauзы в аномальные дни на 2 порядка, приведенные на рис 6а. В соответствии с результатами модельных расчетов с “влажной” и “сухой” мезосферой [Кошелев и др.,1983], для увеличения на порядок концентрации плазмы в области мезосферы необходимо увеличить содержание воды в 20 раз. Следовательно, в дни аномального поглощения, изменение содержания воды может быть оценено увеличением в 400 раз.

На рис. 6 представлены результаты такого эксперимента. На профиле $\lg(e)$ увеличено удельное содержание воды на высотах 40-60 км на 2.5 порядка. Выше 60 км и ниже 40 км содержание воды оставлено без изменения. Профиль $\lg(E_i)$ вычислен по температурному профилю для дней аномального поглощения. Непосредственно из рисунка видно, что в дни аномального зимнего поглощения, над стратопauзой могут создаваться условия для конденсации воды и образования водных аэрозолей. Стратопauза при этом может смещаться до высот около 40 км.

Заклучение

Показано, что все рассмотренные нами случаи наблюдения аэрозольных слоев в области стратопauзы сопровождаются увеличением стандартного ионосферного параметра f_{min} – минимальной частоты отражения зондирующего импульса от слоев E или F и, следовательно, повышением поглощения в слое D ионосферы. Приведенные в работе оценки и экспериментальные данные позволяют также сделать вывод о том, что понижение температуры в области стратопauзы и увеличение содержания воды за счет процессов переноса, характерные для явления аномального зимнего поглощения радиоволн в ионосфере, могут приводить к образованию слоев аэрозолей в области высот

45-60 км. Наиболее благоприятные условия для образования водных аэрозолей возникают над стратопазой, которая в дни аномального поглощения радиоволн в ионосфере может опускаться до высоты 40 км.

Авторы выражают благодарность профессору ИСЗФ СО РАН Пономареву Е. А. за поддержку и полезные замечания при обсуждении работы.

Список литературы

1. Кочеев А.А., Смирных Л.Н., Тютин А.А. Прямые одновременные измерения концентрации ионов, электрической проводимости и вертикальной составляющей напряженности электрического поля атмосферы на высотах 0-85 км. // Космические исследования. 1976. Т.14, вып. 1. С. 148-151.
2. Кошелев В.В., Климов Н.Н., Сутырин Н.А. Аэрoномия мезосферы и нижней термосферы. – М.: Наука. 1983. – 183с.
3. Кошелев В.В., Федченко С.Г. Ионная структура и явление зимней аномалии в области D ионосферы. Геомагнетизм и аэрoномия. 1978. Т.18, №2. С. 356-358.
4. Хриган А. Х. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеoиздат, 1978 г., Т. 2. – 320 с.
5. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеoиздат.1978. – 649с.
6. Маричев В.Н., Богданов В.В., Живетьев И.В., Шевцов Б.М. Влияние геомагнитных возмущений на образование аэрозольных слоев в стратосфере // Геомагнетизм и аэрoномия. 2004. Т. 44, № 6. С. 841-848.
7. Бычков В.В., Маричев В.Н., Матвиенко С.Г., Шевцов Б.М. О механизмах образования аэрозольных слоев в стратосфере. // Оптика атмосферы и океана. 2005. №12. С. 1083-1088/
8. Данилов А.Д., Ледомская С.Ю. Зимняя аномалия области D – аэрoномический и метеорологический аспекты. // Геомагнетизм и аэрoномия. 1979. №6. С 961-980.
9. Maynard N.C., Grockey C.L., Mitchell J.D., Hale L.C. Measurement of voltmeter vertical electric fields in the middle atmosphere //Geoph. Res. Lett. 1981. Vol. 8. P. 923-926
10. Mastenbrook H. J. Stratospheric water vapor and distribution and variability. – In: Proceed. Intern. Conf. Struct. gen. Circ. of upper atmosphere. Melbourne, 1974, p.233-238.
11. Offerman D., Curtis P., Cisneros I.M. et al. Atmospheric temperature structure during the Western European Anomaly Campaign 1975/1976 // J. Atmos. and Terr. Phys., 1979, vol. 41, N 10/11, p. 1051-1062.
12. COSPAR International Reference Atmosphere, 1972, In: Akad.-Verl., 1972, p.450
13. G.E. Nedoluha, R.M. Bevilacqua, R.M. Gomez, and B.C. Hicks. WVMS: Measuring Water Vapor in the Middle Atmosphere. - <http://www.nrl.navy.mil/content.php?P=02REVIEW97>
14. R.A. McClatchey, R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Wolz, J.S. Garing – Optical properties of the atmosphere. (Revised). – AFCRL-7102-79, 10 May 1971, Environmental research papers, № 354.
15. H.J Widdel et al. Results of conductivity, ion mobility and ion concentration // J. Atmos. and Terr. Phys. 1979. vol. 41, N 10/11. P. 1141.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОДНОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ СНЧ-ОНЧ ИЗЛУЧЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОДЗЕМНОЙ И НАЗЕМНОЙ АНТЕНН

THE RESULTS OF THE SIMULTANEOUS MEASUREMENTS OF THE NATURAL VLF-ELF ELECTROMAGNETIC EMISSIONS BY THE MEANS OF UNDERGROUND AND ON-GROUND ANTENNAS

В.А. Гаврилов¹, Г.И. Дружин², Е.В. Полтавцева¹

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

The paper provides the compared results from measurements of the natural electromagnetic emission level in ULF-VLF range. The measurements were carried out during the last three years simultaneously at a G-1 station, equipped by the underground electrical antenna (Institute of Volcanology and Seismology, Far Eastern Division of the Russian Academy of Sciences) and at Karymshina station, where is used the ground magnetic antenna (Institute of Cosmophysical Researches and Radio Wave Propagation, Far Eastern Division of the Russian Academy of Sciences). The armoured cable conductor of the geophone more than 1 km long and a borehole casing tube are used as elements of underground electric antenna on the G-1 station. The Karymshina station is located 50 km far from the G1 station in a place where the industrial noise is low. We use for the measurement the ground multiloop frame antenna with effective area of 11250 m². The measurement result analysis shows that both observing systems before the earthquakes ($M_{LH} \geq 5.0$ within a zone with $R \leq 550$ km from the observation station) in most cases recorded the abnormal alterations of natural electromagnetic emission characteristics. This included: the distortion of diurnal variations, mid-level anomalies with unchanged amplitudes of diurnal variations. In some instances the above anomalies were recorded simultaneously at the both stations.

The significant (more than 20 dB) anomaly of changes of a minimum natural electromagnetic emission level with the help of system with the underground antenna by duration in some months was observed. This anomaly is presumably caused by largest ($M_w = 8.3$) earthquake, occurred near the Simushir island (Kuril islands) in November 2006. The data of electromagnetic measurements thus are compared to the data of measurements of density and level of water in a borehole. The efficiency of application of underground electrical antenna for researches connected with monitoring of the intense - deformed condition of the geoenvironment is marked.

Надежная регистрация естественного электромагнитного излучения (ЕЭМИ) литосферного происхождения измерительными системами с антеннами, расположенными над поверхностью земли, весьма затруднена ввиду более высокой в сравнении с воздухом проводимости земли, особенно на частотах выше первых сотен Гц. По этой причине для измерений ЕЭМИ, связанных с мониторингом напряженно-деформированного состояния геосреды, логично применение подземных антенн. Большой положительный опыт в этом направлении получен, в частности, японскими исследователями К. Takahashi и Y. Fujinawa [8]. В этом случае использовалась подземная вертикальная электрическая антенна, состоящая из монополя (металлическая обсадная труба скважины длиной 300-800 м), окруженного в радиусе 10-20 м проводником, расположенным в земле на глубине около 1 м. Измерения проводились в трех диапазонах частот: 0÷0,7 Гц; 0,01÷0,7 Гц и 1 кГц÷9 кГц.

В мае 2003 г. измерения ЕЭМИ с применением подземной вертикальной электрической антенны были начаты на пункте Г-1 Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН. Пункт Г-1 создан на базе скважины глубиной 2542 м, расположенной в районе г. Петропавловска – Камчатского. В этом случае элементами подземной электрической антенны являются обсадная труба скважины и изолированная жила бронированного кабеля длиной более километра, опущенного в скважину. Измерения ведутся в диапазоне частот 30÷1200 Гц [1].

В рамках данной работы проводилось сравнение данных трехлетних рядов измерений ЕЭМИ на пункте Г-1 с результатами, полученными на пункте Карымшина, где используется система с наземной антенной. Пункт Карымшина Института космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН расположен на расстоянии около 50 км от пункта Г-1 в районе с низким уровнем индустриальных помех. Целью такого сравнения являлась оценка преимуществ и недостатков измерительных систем с разными типами антенн.

Аппаратура и методика измерений. Сигнал, поступающий с выхода подземной электрической антенны на пункте Г-1, после усиления разделяется полосовыми узкополосными третьооктавными фильтрами на четыре полосы с центральными частотами 30, 160, 560 и 1200 Гц с измерением на выходах фильтров средневыпрямленных значений сигналов. Дальнейшая цифровая обработка сигналов в реальном времени производится измерительно-связным контроллером, в функции которого, в том числе, входит аналого-цифровое преобразование сигналов, вычисление их средних значений на интервале в одну минуту, а также запись данных в память для дальнейшей передачи по каналам телеметрии.

На пункте Карымшина используется наземная многовитковая рамочная магнитная антенна с эффективной площадью 11250 м². Для уменьшения влияния помех от местной сети 50 Гц, антенна вместе с предусилителем установлена на расстоянии более 200 метров от возможных источников помех. Предусилитель содержит фильтр нижних частот с частотой среза 8,5 кГц. Сигнал с выхода предусилителя разделяется узкополосными полосовыми фильтрами на полосы с центральными частотами 450, 720, 1200, 2500 и 5300 Гц. Сигналы с выходов фильтров усиливаются, детектируются для выделения огибающей, затем интегрируются однонаправленным интегратором с отношением времени заряда к времени разряда более 20, усиливаются по постоянному току и снова интегрируются с постоянной времени, равной одной минуте. При превышении на выходе окончного усилителя определенного уровня, сигнал отрицательной обратной связи поступает на усилитель переменного тока и общий коэффициент усиления уменьшается. По этой причине амплитудная характеристика измерительного тракта получается близкой к логарифмической, что позволяет увеличить динамический диапазон тракта. Однонаправленный интегратор служит для лучшего выделения шумовой составляющей сигнала и ограничения влияния импульсных атмосферных помех. Пороговая чувствительность измерительных каналов аппаратуры оценивается величиной порядка $2 \cdot 10^{-7} \text{ нТ/Гц}^{1/2}$. Аналоговые сигналы с выходов окончных усилителей подаются на входы цифровой радиотелеметрической системы, производящей измерения с частотой 1 мин⁻¹.

Основные результаты анализа данных. При сравнении результатов одновременных измерений на пунктах Г-1 и Карымшина рассматривались изменения амплитуд и искажения суточного хода, изменения среднего и минимального уровней регистрируемого ЕЭМИ, а также возмущения ЕЭМИ импульсного характера.

Суточный ход ЕЭМИ, обусловленный в первую очередь грозовыми разрядами в удаленных мировых центрах гроз [3], наиболее четко и стабильно проявлялся на канале 160 Гц системы с подземной электрической антенной. Системой с наземной магнитной антенной суточный ход наиболее четко регистрировался каналами с частотами 450 Гц и 720 Гц. На рис. 1 приведен пример регистрации суточного хода в период его отчетливого проявления по всем каналам обеих систем.

Нарушения нормального суточного хода ЕЭМИ, которые можно было бы связать с подготовкой землетрясений, были отмечены неоднократно по данным измерений обеих систем. При этом наиболее уверенные аномалии такого характера регистрировались при использовании подземной антенны по каналу 1200 Гц. Для системы с наземной магнитной антенной более характерными были возмущения ЕЭМИ импульсного характера, регистрируемые перед достаточно сильными близкими сейсмическими событиями

(рис.2,3). При этом в ряде случаев достаточно мощные всплески излучений отмечались одновременно за сутки и более на обоих измерительных пунктах: на частотах 560 и 1200 Гц при измерениях с подземной электрической антенной и на частотах 450, 1200 и 2500 Гц при измерениях с наземной антенной. О подобном характере возмущений ЕЭМИ ранее отмечалось в [5].

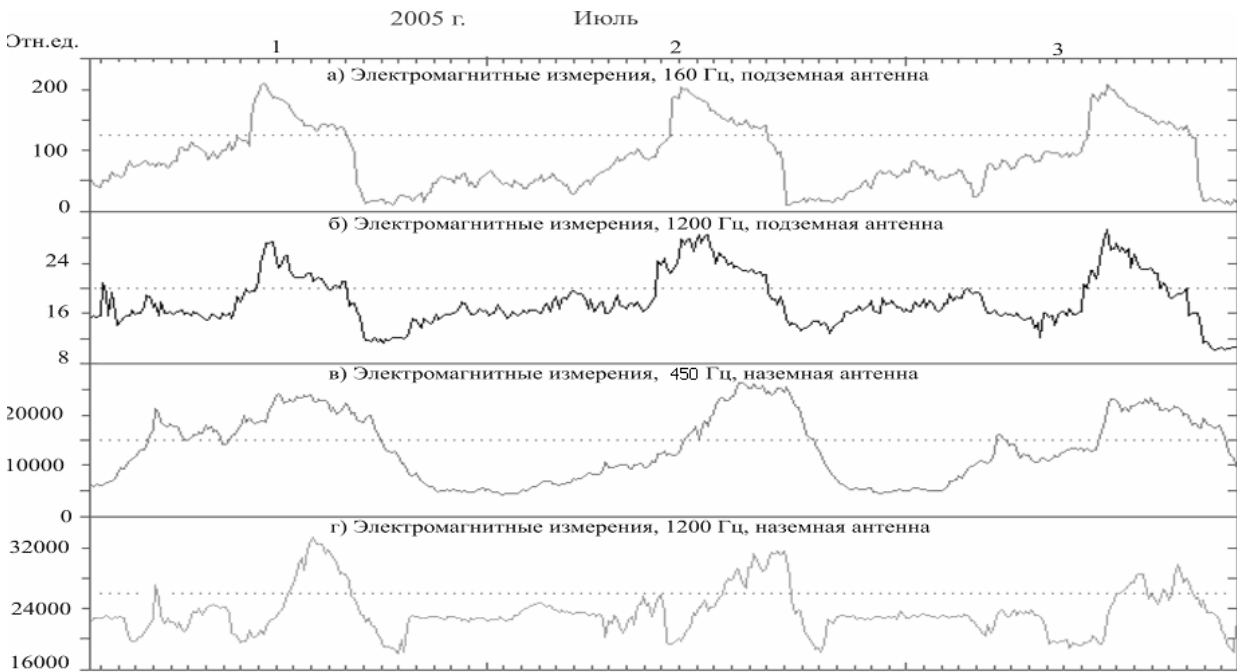


Рис.1. Пример регистрации суточных вариаций ЕЭМИ по различным каналам.

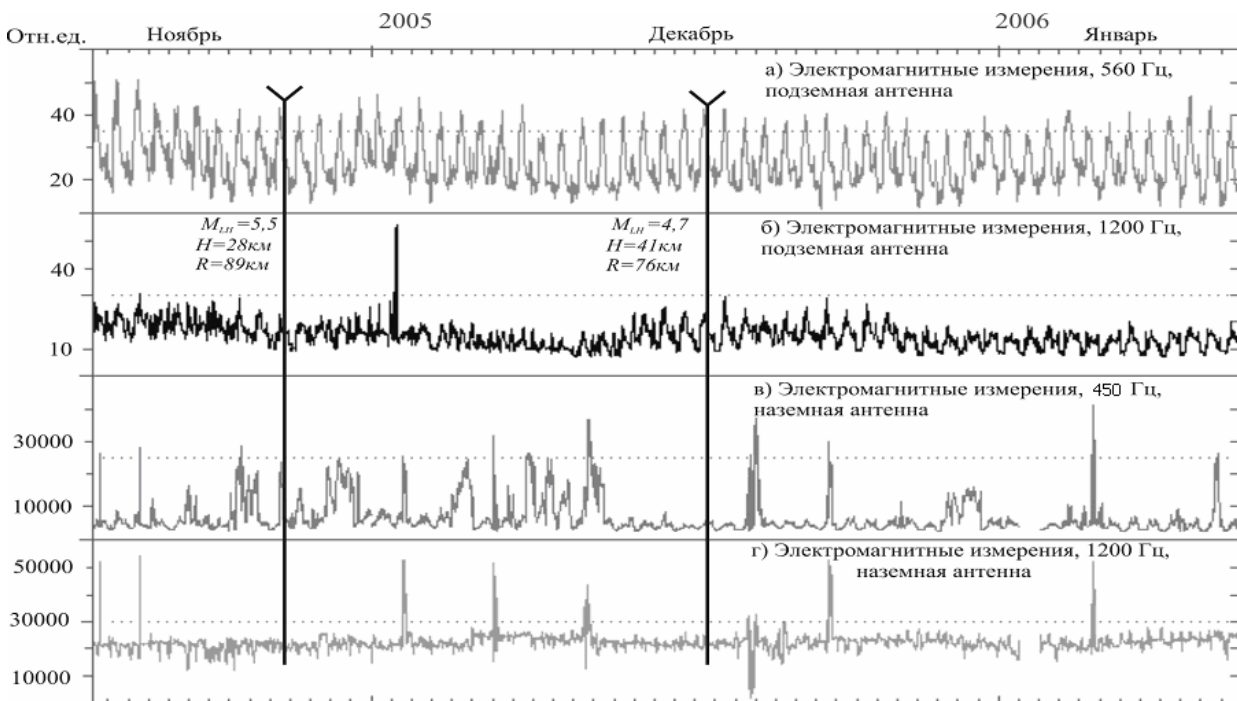


Рис.2. Пример возмущений ЕЭМИ перед близкими землетрясениями: нарушения суточного хода (каналы 1200 Гц, подземная и наземная антенны); импульсные возмущения (каналы 450 и 1200 Гц, наземная антенна).

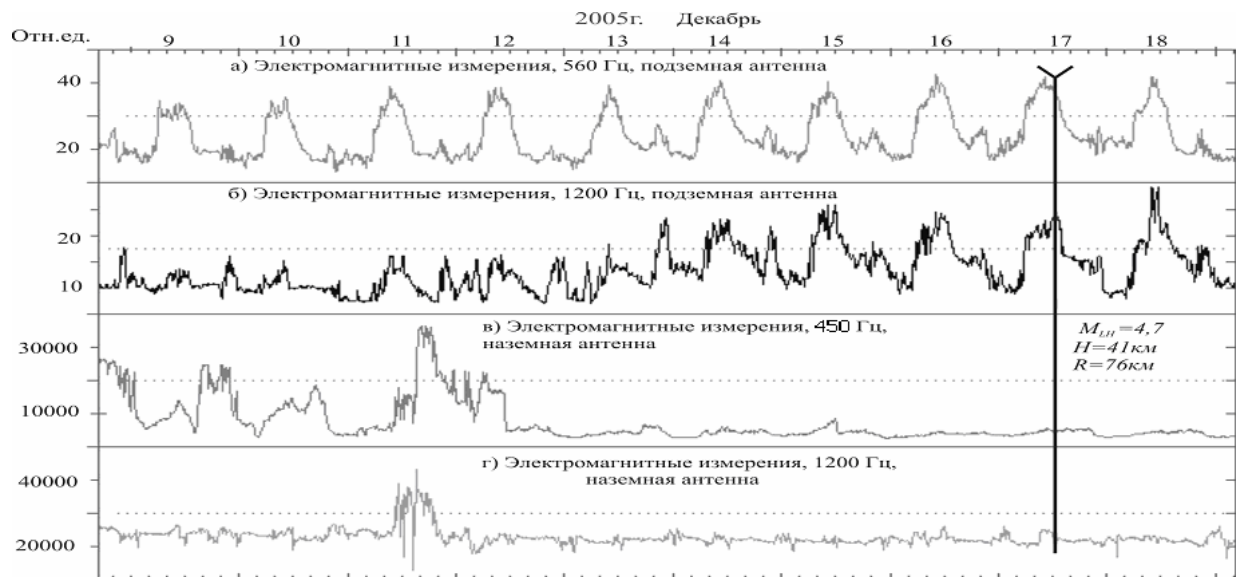


Рис.3. Пояснения те же, что и по рис.2.

Наиболее сильным сейсмическим событием, произошедшим за время одновременных измерений на двух пунктах, явилось землетрясение в районе о.Симушир (Курильские о-ва) в ноябре 2006 г. - самое сильное за время наблюдений как по магнитуде ($M_w=8.3$), так и по отношению размера очага к гипоцентральному расстоянию (29%). Аномалии ЕЭМИ, связанные по времени с указанным землетрясением, в наибольшей степени проявились на канале 160 Гц системы с подземной электрической антенной и на канале 450 Гц системы с наземной магнитной антенной (рис.4).

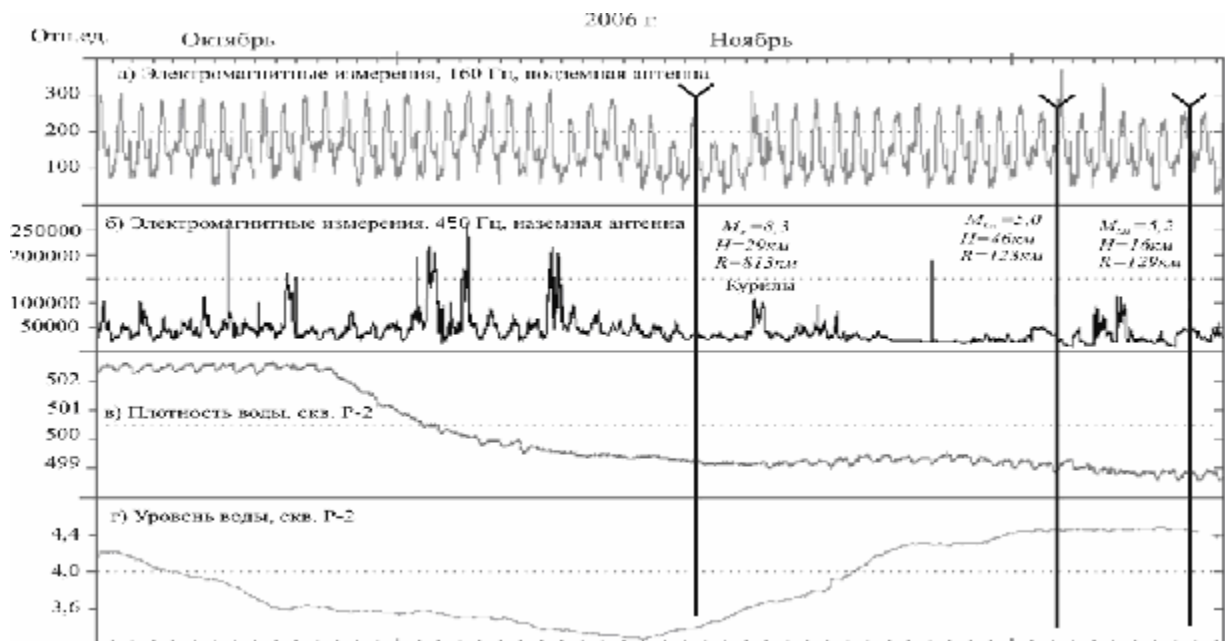


Рис.4. Аномалии ЕЭМИ, плотности и уровня воды в скважине, зарегистрированные перед Симуширским землетрясением с $M_w=8.3$.

Как видно на рис.4, для канала 160 Гц с подземной антенной аномалия проявилась в виде уменьшения амплитуды суточного хода и уменьшения минимального (фоновое) уровня ЕЭМИ. Для канала 450 Гц с наземной антенной было также зарегистрировано уменьшение амплитуды суточного хода ЕЭМИ. Кроме этого на указанном канале более чем за месяц до землетрясения были зарегистрированы достаточно мощные всплески импульсного характера, которые прекратились за несколько суток до землетрясения.

Аналогичный характер изменений ЕЭМИ отмечался ранее в [4]. Для интерпретации полученных данных нами были привлечены результаты измерений уровня и относительной плотности воды, проводимых ИВиС ДВО РАН на скважине Р-2, расположенной в 20 км от пункта Г-1. [2]. По своей физической сути изменения плотности воды в скважине зависят, прежде всего, от изменения объемов свободных и растворенных в воде газов, что в свою очередь определяется процессами трещинообразования в результате деформирования горных пород. При этом понижение относительной плотности воды означает увеличение объемов растворенных и свободных газов, что можно интерпретировать как следствие увеличения сжимающих напряжений. Изменения уровня воды в скважине в значительной мере (с учетом влияния осадков и тензочувствительности скважин) также отражают изменения напряженно-деформированного состояния геосреды [6]. При этом повышение уровня воды в скважине соответствует сжатию водоносных пород и развитию упругих деформаций, а понижение уровня воды - растяжению пород. Как следует из данных, представленных на рис.4, аномалии ЕЭМИ, зарегистрированные обеими системами, по времени совпали с резким уменьшением плотности воды и началом увеличения уровня воды в скважине Р-2. Согласно результатам измерений плотности и уровня воды в скважине непосредственно перед Симуширским землетрясением в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона отмечалось повышение уровня сжимающих напряжений. С таким выводом согласуются и результаты измерений с подземной электрической антенной, представленные на рис.4, имея ввиду, что увеличение интенсивности потока газов (в том числе радиоактивных) способно вызвать изменение условий распространения ЕЭМИ и соответствующее уменьшение амплитуды суточного хода [7].

Минимальный (фоновый) уровень регистрируемого электромагнитного излучения определяется несколькими составляющими: уровнем собственных шумов измерительного тракта, уровнем внешних помех техногенного происхождения и уровнем шумов естественного, в том числе, литосферного происхождения. Исходя из известных законов электродинамики можно предположить, что изменения уровня электромагнитных шумов литосферного происхождения, связанные с изменениями напряженно-деформированного состояния геосреды, в большей степени должны проявляться при регистрации с использованием подземной антенны. В этой связи нами было проведено сравнение данных мониторинга относительной плотности воды в скважине Р-2 с данными по изменениям минимального уровня регистрируемого ЕЭМИ (рис.5).

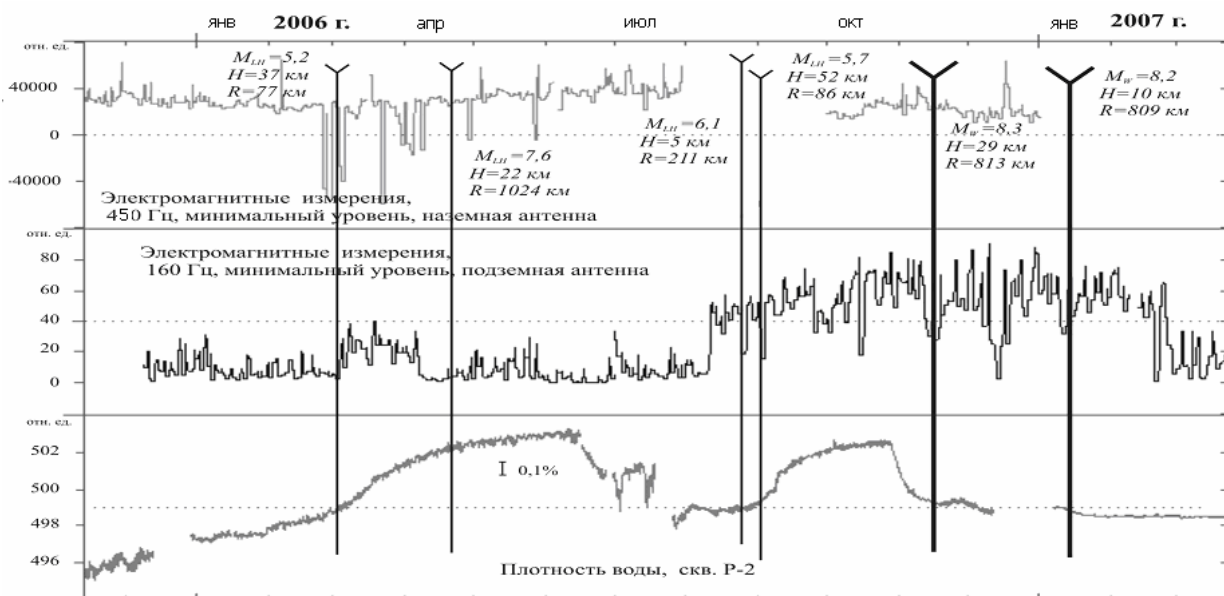


Рис.5. Изменения минимального уровня ЕЭМИ в сопоставлении с изменениями плотности воды в скважине Р-2.

Как видно из представленных на рис.5 данных, на достаточно длительном интервале (более года) системой с подземной электрической антенной зарегистрированы согласованные изменения минимального уровня ЕЭМИ и изменений плотности воды. В первую очередь это относится к интервалу август – ноябрь 2006 г., перед двумя сильнейшими землетрясениями в районе о-ва Симушир. За этот период минимальный уровень ЕЭМИ на канале 160 Гц с подземной антенной вырос в среднем примерно на 22 дБ. По данным канала 450 Гц с наземной антенны за октябрь-декабрь 2006 г. также видно, что уровень сигнала повысился в среднем на 12 дБ. Необходимо отметить, что результаты подобных измерений могут значительно зависеть от геологических условиях мест расположения пунктов наблюдений, особенностей аппаратуры и других причин. Можно предположить, что измерения с аналогичной подземной антенной в другом месте дадут другие результаты, в первую очередь, из-за геологических различий мест проведения измерений. Тем не менее, полученные результаты дают основания для вывода о том, что использование подземных электрических антенн позволяет значительно повысить эффективность измерений, проводимых в целях мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды.

Работа выполнена при частичной поддержке ДВО РАН (проект 06-III-A-08-327) и РФФИ (проект 06-05-96071).

Список литературы

1. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С.52-67.
2. Гаврилов В.А., Власов Ю.А., Денисенко В.П., Морозова Ю.В., Яковлева Ю.Ю. Опыт комплексных скважинных геофизических наблюдений в целях мониторинга состояния геосреды // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. Изд-во КГУ. Петропавловск-Камчатский. 2006. № 2. Вып. 8. С. 43-53.
3. Дружин Г.И., Торопчинова Т.В., Шапаев В.И. Регулярный шумовой фон в ОНЧ излучении и мировые очаги гроз // Геомагнетизм и аэрономия. 1986. Т.24. №2. С.258-264.
4. Дружин Г.И. Опыт прогноза камчатских землетрясений на основе наблюдений за электромагнитным ОНЧ излучением. Вулканология и сейсмология. №6, 2002. с. 51-52.
5. Дружин Г.И., Санников Д.В. Краткосрочные предвестники в ОНЧ излучении перед камчатскими землетрясениями // Распространение радиоволн: сборник докладов XXI Всероссийской научной конференции. Йошкар-Ола. 2005 г. Т1. С.417-420.
6. Киссин И.Г. Гидрологический мониторинг земной коры // Физика Земли. 1993. №8. С.58-69.
7. Методы анализа сейсмоэлектромагнитных процессов/ Под ред. Барсукова О.М. М.: Наука, 1991. 102 с.
8. Fujinawa Y., Takahashi K. Anomalous subsurface vertical electric field changes in VLF and ULF bands by use of borehole antennas // Techn. Note Nat. Res. Inst. Earth Sci. and Disaster Prev. 1993. №157. P.109-117.

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ СНЧ-ДИАПАЗОНА В СРАВНЕНИИ С РЕЗУЛЬТАТАМИ СКВАЖИННЫХ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

CHANGES OF NATURAL ELECTROMAGNETIC EMISSION VALUES IN VLF RANGE IN COMPARISON WITH BOREHOLE GEOACOUSTIC MEASUREMENTS

В.А. Гаврилов, Ю.В. Морозова, Е.В. Полтавцева, Ю.Ю. Яковлева

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Since May 2003 at the G-1 station, located within Petropavlovsk-Kamchatsky, continuous natural electromagnetic emission (EME) level measurements are carried out. The measurements are made by means of the underground electric antenna in 30-1200 Hz frequency range. The G-1 station has full depth cased borehole 2540 m deep. Since 2000 continuous geoacoustic measurements are also realized with the geophone placed in a borehole at a depth 1000 m in the same station. The armoured cable conductor of the geophone more than 1 km long and a borehole casing tube are used as elements of underground electric antenna. The data analysis evidences that electromagnetic measurements in the 30-1200 Hz range are of considerable interest for physical nature of precursor anomalies in different geophysical fields investigation and strong earthquakes precursors detection. During continuous electromagnetic measurements on the G-1 station we noted several kinds of natural EME anomalies, presumably associated with the alteration of mode of deformation of geoenvironment before the earthquakes.

Согласно современным теоретическим представлениям, процессы трещинообразования при деформировании горных пород отражаются во взаимосвязанных изменениях основных характеристик как акустической эмиссии (ГАЭ), так и естественного электромагнитного излучения (ЕЭМИ). В значительной мере физические теории электродинамических явлений, сопутствующих землетрясениям, основываются на результатах экспериментов на образцах горных пород, позволивших выявить ряд интересных закономерностей, имеющих важное значение для понимания физических механизмов предвестниковых аномалий ЕЭМИ, землетрясений. В частности, это можно отнести к эффекту повышения уровня ЕЭМИ в определенных полосах частот непосредственно перед разрушением образца на фоне значительного снижения акустической активности [6]. Структурированность и самоподобие свойств геосреды предопределяет проявление сходных реакций на различных масштабных уровнях. Иными словами – эффект, стабильно проявляющийся при экспериментах на образцах горных пород, должен наблюдаться и в реальных условиях, если не учитывать ограничения технического и методического характера. В этой связи результаты одновременных электромагнитных и геоакустических измерений в реальных условиях представляют значительный интерес для понимания физических механизмов аномалий ЕЭМИ, связанных с подготовкой сильных землетрясений, разработки методов мониторинга напряженно-деформированного состояния геосреды и прогноза землетрясений. Вместе с тем, интерпретация результатов натурных измерений, проводимых в сейсмоактивных районах в целях мониторинга состояния геосреды и прогноза землетрясений, является в большинстве случаев сложной задачей. Во многом сложность этой задачи связана с тем, что аномальные изменения характеристик ЕЭМИ, наблюдаемые в периоды высокой сейсмической активности, могут иметь различные физические причины, обусловленные как процессами перестройки геосреды и изменениями состояния ионосферы, так и следствием одновременного проявления нескольких причин [5]. Интерпретация результатов электромагнитных и геоакустических измерений, в частности, выявление физических причин аномальных изменений их характеристик перед сильными землетрясениями, облегчается, если в обработке могут быть использованы данные одновременных измерений других геофизических величин, отражающие изменения напряженно – деформированного состояния геосреды.

С 2000 г. Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН) на пункте Г-1, расположенном в районе г. Петропавловска-Камчатского, ведутся комплексные геофизические измерения, нацеленные на разработку новых методов геофизического мониторинга и прогноза землетрясений. Пункт оснащен скважиной глубиной 2540 м. Скважина самоизливающаяся, обсажена на всю глубину. С августа 2000 г. на пункте ведутся непрерывные геоакустические измерения в диапазоне 30-1200 Гц с установкой геофона в скважине на глубине более 1000 м. В мае 2003 г. на пункте были начаты непрерывные электромагнитные измерения в том же диапазоне частот с использованием подземной электрической антенны. В апреле 2004 г. указанные наблюдения были дополнены измерениями, позволяющими контролировать изменения плотности воды в скважине. По своей физической сути изменения плотности воды в скважине зависят, прежде всего, от изменения объемов свободных и растворенных в воде газов, что в свою очередь определяется процессами трещинообразования в результате деформирования горных пород. Целью настоящей работы являлось сопоставление данных натурных синхронных измерений уровней ГАЭ, ЕЭМИ и относительной плотности воды на временных интервалах, связанных с близкими сильными землетрясениями и сравнение полученных результатов с результатами экспериментов на образцах горных пород.

Аппаратура и методика измерений

Сигналы, поступающие с выходов геофона и подземной электрической антенны, подвергаются предварительной аналоговой обработке, которая заключается в дополнительном усилении и последующем разделении исходных сигналов полосовыми узкополосными третьооктавными фильтрами на четыре полосы с центральными частотами 30, 160, 560 и 1200 Гц с измерением средневыпрямленных значений сигналов на выходах каждого из фильтров. Дальнейшая цифровая обработка сигналов производится измерительно-связным контроллером, в функции которого, в том числе, входит аналого-цифровое преобразование поступающих на вход сигналов (14 –разрядный АЦП, частота квантования 32 Гц на канал), вычисление средних значений сигналов на интервале в одну минуту, а также запись данных в память. Сигналы с выходов датчиков плотности воды поступают на вход измерительно-связного контроллера непосредственно без предварительной аналоговой обработки. По запросу оператора данные измерений по телефонному каналу связи передаются в центр сбора и обработки информации Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Более подробно описание используемого на пункте Г-1 аппаратного комплекса приводится в [3].

Для ***геоакустических измерений*** применяется геофон МАГ-3С с датчиками на основе магнитоупругих материалов [1]. Сигнал на выходе датчика такого типа пропорционален третьей производной от смещения грунта, а крутизна амплитудно - частотной характеристики датчика в пересчете к смещению составляет 60 дБ на декаду изменения частоты. Такая характеристика позволяет измерять уровень естественного геоакустического фона с амплитудами сигналов в пересчете к смещению грунта менее $1 \cdot 10^{-10}$ м. Геофон установлен на глубине 1035 м и прижат к обсадной трубе скважины рессорным прижимом. Предварительными усилителями геофона производится усиление сигналов датчиков на 60 дБ. Чувствительность вертикального канала геофона по выходу его предварительного усилителя составляет $0,15 \text{ В} \cdot \text{с}^3/\text{м}$, резонансная частота датчика - 1250 Гц. Чувствительность горизонтальных каналов составляет $0,60 \text{ В} \cdot \text{с}^3/\text{м}$, резонансная частота датчиков - 300 Гц.

Для ***электромагнитных измерений*** применена подземная электрическая антенна оригинальной конструкции, элементами которой являются свободная жила кабеля геофона длиной более километра и обсадная труба скважины. В сравнении с традиционными измерительными системами, использующими антенны, расположенные над поверхностью земли, системы с подземными антеннами позволяют более эффективно регистрировать ЭМИ литосферного происхождения, поскольку значительно более

высокая в сравнении с воздухом проводимость земли делает маловероятным выход электромагнитного излучения из литосферы в атмосферу. В свою очередь возможность регистрации ЭМИ литосферного происхождения имеет немаловажное значение для правильной интерпретации данных геофизического мониторинга. На начальном этапе результаты электромагнитных наблюдений использовались для понимания физических причин суточных вариаций уровня ГАЭ. С этой задачей был связан и выбор диапазона частот (30÷1200 Гц) для электромагнитных измерений, совпадающий с диапазоном частот геоакустических измерений на пункте Г-1. Последующие исследования показали перспективность электромагнитных измерений в СНЧ-диапазоне частот с использованием подземной электрической антенны для решения широкого круга задач.

Для непрерывного автоматизированного *мониторинга изменений плотности воды* в скважинах Г-1 и Р-2 используется собственная оригинальная методика. Измерения ведутся с частотой 32 Гц с последующим усреднением данных. По результатам измерений делаются оценки изменений концентраций свободных и растворенных в воде газов.

Основные результаты измерений

Как показали результаты измерений, установка геофона на глубине около 1000 м привела к снижению уровня шумов техногенного происхождения примерно на два порядка и позволила практически полностью устранить влияние метеоусловий на результаты измерений [2]. Такие условия измерений дали возможность измерять уровень естественного геоакустического фона в диапазоне до 1,2 кГц с амплитудами сигналов в пересчете к смещению грунта порядка $1 \cdot 10^{-10}$ м и уверенно наблюдать эффекты отклика геосреды на изменения ее напряженно-деформированного состояния. Совместные геоакустические и электромагнитные измерения на пункте Г-1 позволили получить ряд интересных результатов, среди которых следует выделить следующие два.

Первый результат – выявленный эффект модулирующего воздействия ЕЭМИ на интенсивность геоакустической эмиссии горных пород в условиях их естественного залегания [2,4]. Результаты синхронных геоакустических и электромагнитных измерений на пункте Г-1 показали, что в интервалах времени, соответствующих спокойной сейсмической обстановке в регионе, степень коррелированности временных рядов уровня ГАЭ и уровня ЕЭМИ очень высока. Коэффициент корреляции ρ на таких интервалах имеет значения порядка $\rho=0,81 \div 0,99$.

Суть второго результата заключается в получении данных, показывающих, что геоакустический отклик геосреды на воздействие ЕЭМИ меняется перед достаточно сильными близкими сейсмическими событиями, что, по мнению авторов [2,4], объясняется существенным изменением физических характеристик геосреды на последних стадиях подготовки землетрясений. Как было установлено по результатам наблюдений на пункте Г-1, за сутки и более перед подавляющим числом землетрясений с магнитудами $M_{LH} \geq 5.0$ в зоне радиусом $R \leq 300$ км от пункта наблюдений и с магнитудами $M_{LH} \geq 5.5$ в зоне $R \leq 550$ км, а также в периоды релаксации после землетрясений, стабильно происходило нарушение синхронизации уровней ГАЭ и ЕЭМИ. Характер вариаций уровней ГАЭ и ЕЭМИ на таких интервалах существенно различался, коэффициент корреляции уменьшался до значений $\rho=0,001 \div 0,80$.

Целью настоящей работы являлось выявление закономерностей взаимосвязанных изменений уровней ГАЭ и ЕЭМИ на временных интервалах, связанных с сильными близкими землетрясениями, и сравнение полученных результатов с результатами экспериментов на образцах горных пород. В качестве примера были рассмотрены данные одновременных измерений уровней ГАЭ, ЕЭМИ (в двух частотных диапазонах) и относительных изменений плотности воды в скважине Г-1 за июль-декабрь 2005 г. (рис.1). В этот период произошли три достаточно близких (эпицентральных расстояния около 100 км) землетрясения с нормальной глубиной гипоцентров и магнитудами $M=5,3 \div 5,8$ в

одном и том же районе (Авачинский залив, восточное побережье Камчатки, использовались данные каталога Камчатского филиала Геофизической службы РАН).

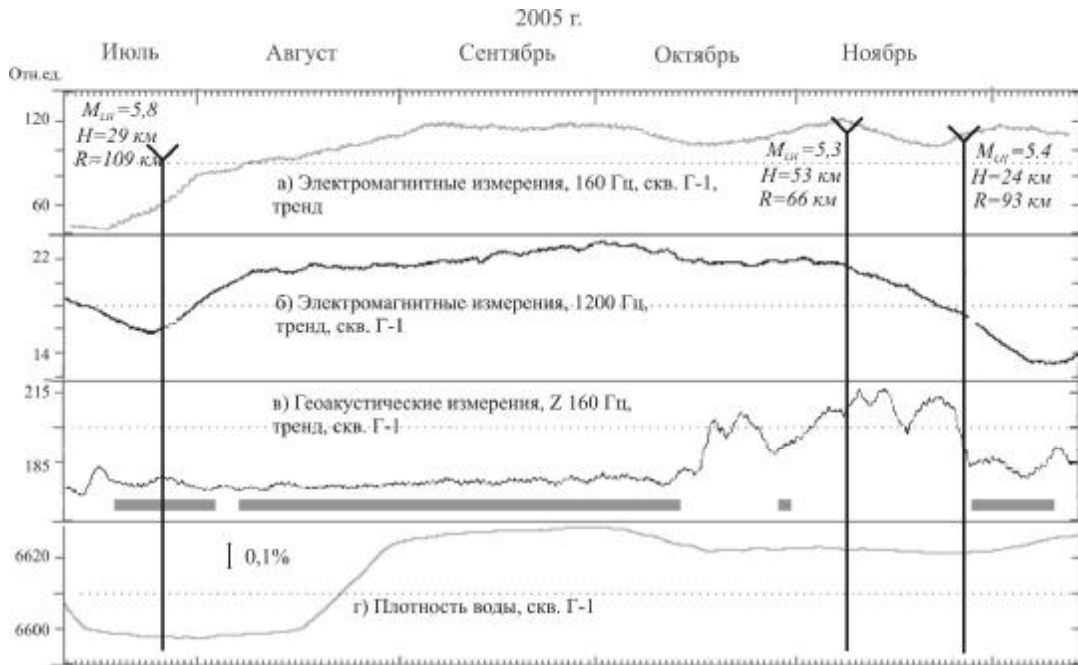


Рис.1. Изменения уровней ЕЭМИ (а,б), ГАЭ (в) и относительной плотности воды (г) по данным измерений на пункте Г-1. — наличие суточного хода ГАЭ.

Первое из указанных сейсмических событий произошло 26.07.2005 г., два последующих – в ноябре 2005 г. В данном случае можно условно говорить об июльском и ноябрьском интервалах повышенной сейсмической активности. Из данных, представленных на рис.1, следует, перед ноябрьскими землетрясениями отмечалось достаточно длительное нарушение суточного хода ГАЭ, что соответствует ранее полученным результатам [2]. Землетрясение 26.07.2006 г. произошло на фоне суточного хода ГАЭ, который восстановился за неделю до землетрясения. (За все время наблюдений можно отметить не более трех аналогичных случаев для землетрясений с $R \leq 300$ км и $M_{LH} \geq 5.5$). Как июльскому, так и ноябрьским землетрясениям предшествовали бухтообразные повышения среднего уровня ГАЭ. При этом бухтообразные повышения среднего уровня ГАЭ совпадают по времени с интервалами относительного понижения плотности воды в скважине Г-1 (рис.1,г). Понижение плотности воды свидетельствует об увеличении объемов свободных и растворенных в воде газов, что может являться следствием относительного повышения уровня сжимающих напряжений в геосреде. Таким образом, и в июле и в ноябре 2005 г. на временных интервалах, связанных с сильными близкими землетрясениями, наблюдались изменения характеристик ГАЭ, в т.ч. изменения характера суточного хода и бухтообразные повышения среднего уровня, которые, по нашему мнению, можно считать откликами на соответствующие изменения напряженно-деформированного состояния геосреды.

Несколько более сложными для интерпретации являются данные изменений среднего уровня ЕЭМИ в диапазонах 1200 Гц и 160 Гц. Можно отметить заметные (более 10%) бухтообразные понижения уровня ЕЭМИ в диапазоне 1200 Гц перед землетрясениями в июле и ноябре 2005 г. (рис.1,б). Подобные аномалии перед сейсмическими событиями по результатам наших наблюдений неоднократно отмечались и ранее. Более детально характер вариаций уровня ЕЭМИ в сравнении с вариациями уровня ГАЭ представлен на рис.2 и 3. Из приведенных данных видно, что изменения уровня ЕЭМИ в диапазоне 1200 Гц были противофазны изменениями уровня ГАЭ диапазона 160 Гц на интервале 11.07 ÷ 3.08.2005 г.: бухтообразным повышениям уровня

ГАЭ на стадии увеличения сжимающих напряжений (по данным мониторинга плотности воды) соответствовали понижению уровня ЕЭМИ. Такой характер аномалий ГАЭ и

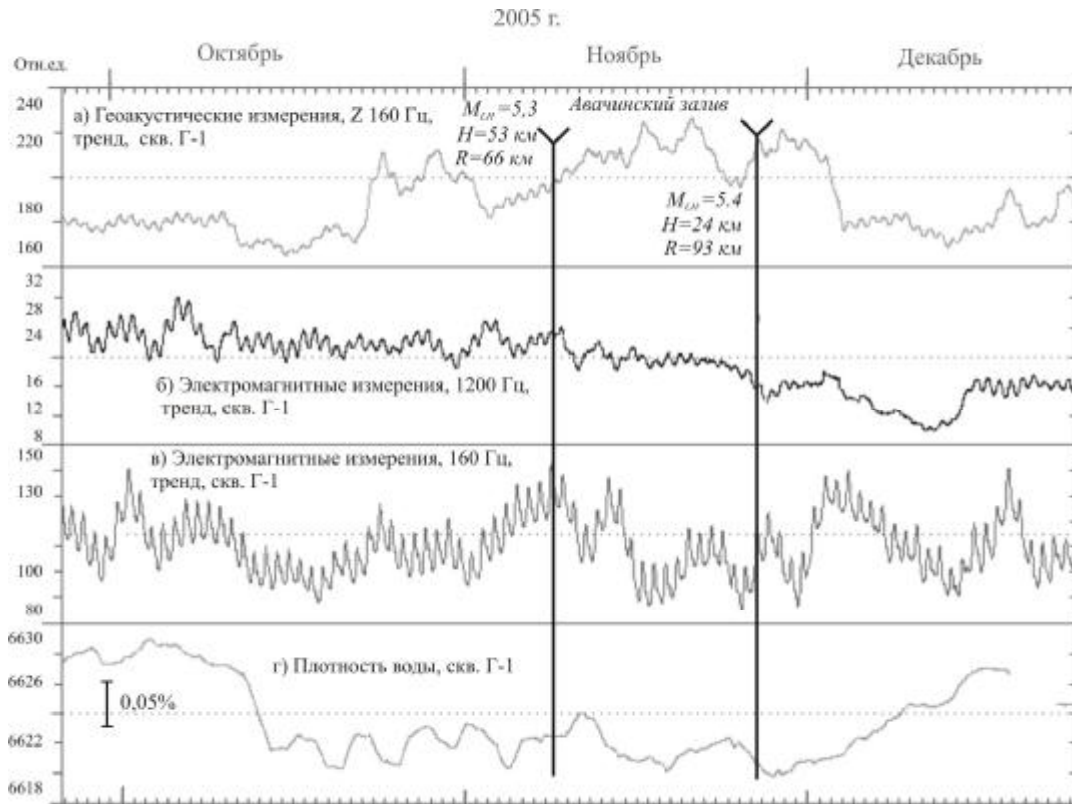


Рис.2. Изменения уровней ЕЭМИ (а,б), ГАЭ (в) и относительной плотности воды (г) в июле-августе 2005 г.

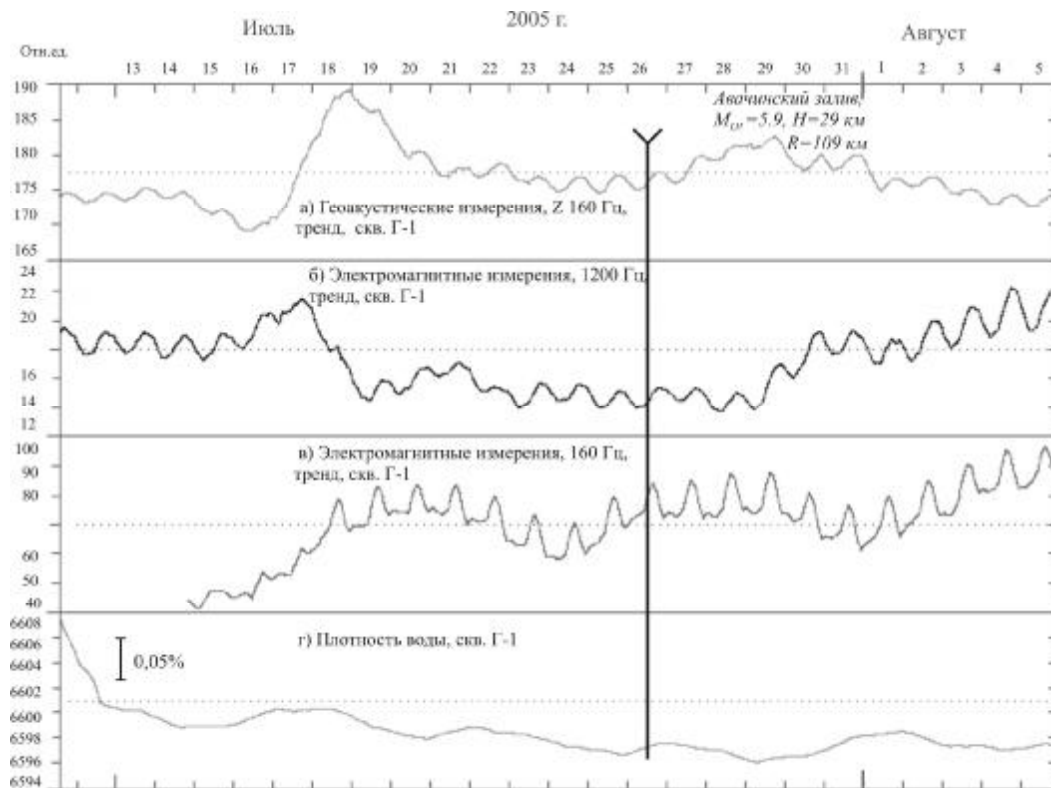


Рис.3. Изменения уровней ЕЭМИ (а,б), ГАЭ (в) и относительной плотности воды (г) в октябре-декабре 2005 г.

ЕЭМИ на качественном уровне соответствует результатам экспериментов на образцах горных пород [6]. Вместе с тем, характер вариаций уровня ЕЭМИ в диапазоне 160 Гц на этом интервале был другим и в этом случае скорее можно говорить о синфазности вариаций уровней ЕЭМИ и ГАЭ. Однако, как это хорошо видно на рис.3, ноябрьская бухтообразная аномалия уровня ГАЭ и соответствующие по времени изменения уровня ЕЭМИ в диапазоне 160 Гц развивались в противофазе. При этом временные границы аномалий уровней ЕЭМИ (160 Гц) и ГАЭ совпали с границами аномалии плотности воды в скважине, соответствующей повышению сжимающих напряжений. Изменения уровня ЕЭМИ в диапазоне 1200 Гц на указанном временном интервале носили несколько иной (более плавный) характер, однако в целом также развивались в противофазе с изменениями уровня ГАЭ. Из приводимых данных можно сделать вывод, что приводимые данные натурных геоакустических и электромагнитных измерений не противоречат результатам экспериментов на образцах горных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 06-III-A-08-327) и РФФИ (проект 06-05-96071).

Список литературы

1. Беляков А.С. Магнитоупругие акустические геофоны для геофизических исследований // Сейсмические приборы. – М.: ОИФЗ РАН, 2000. Вып. 33. С. 27-45.
2. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью// Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 52-67.
3. Гаврилов В.А., Власов Ю.А, Денисенко В.П., Морозова Ю.В., Яковлева Ю.Ю. Опыт комплексных скважинных геофизических наблюдений в целях мониторинга состояния геосреды // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. Изд-во КГУ. Петропавловск-Камчатский. 2006. № 2. Вып. 8. С. 43-53.
4. Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // Доклады Академии Наук. 2007. Т. 414, № 3. С. 389-392.
5. Методы анализа сейсмoeлектромагнитных процессов / Под редакцией Барсукова О.М. – М.: ИФЗ АН СССР, 1991. – 102 с.
6. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. – 270 с.

ПЕЛЕНГАЦИЯ ГРОЗОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ОНЧ ИЗЛУЧЕНИЕМ

DIRECTION-FINDING OF THUNDERSTORM SOURCES ON THE RESULTS OF VLF RADIATION OBSERVATIONS

Г.И. Дружин, И.Н. Комарова, А.Н. Мельников

Институт космofизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

A comparative analysis of azimuthal distribution of thunderstorm discharge electromagnetic radiation which reached Kamchatka with the data on cyclone epicenter distribution was carried out. Detection of thunderstorm charges was conducted by VLF-direction-finder, manufactured and installed at IKIR FEB RAS, and cyclone epicenters were determined by meteorological maps. Diurnal and seasonal dependences of distribution of the received radiation from thunderstorm discharges were obtained.

В работе [4] было показано, что на Камчатке, на расстояниях до трех тысяч километров от пункта наблюдения, с помощью ОНЧ-пеленгатора можно следить за перемещениями циклонов и связанных с ними грозовых разрядов. В этой же работе были приведены за январь 2002 г. данные по пеленгу атмосфериков и по циклонам, полученные

на основе карт гидрометеослужбы Камчатской области. В данной работе проводится сравнение данных по пеленгу и циклонам в зависимости от сезона года.

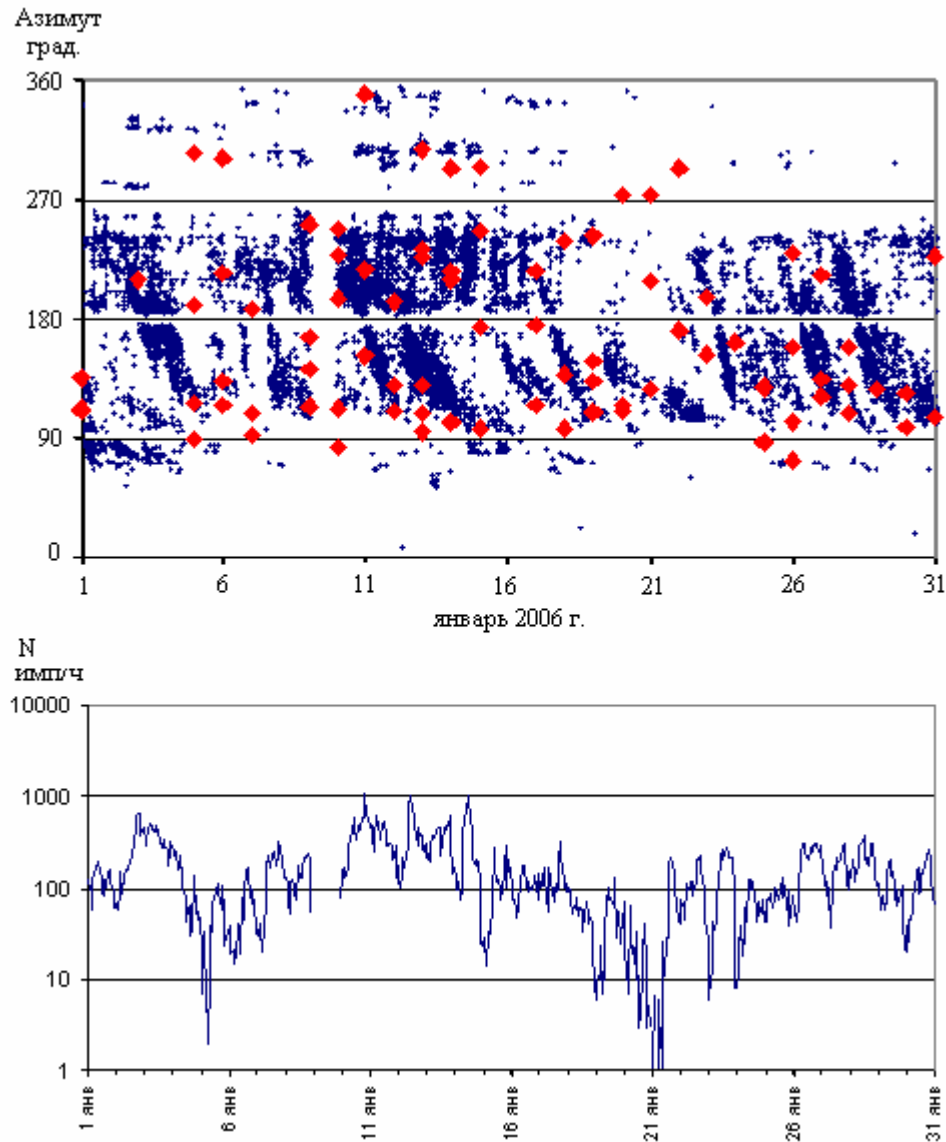


Рис.1. Азимутальное распределение атмосфериков и эпицентров циклонов (вверху) и зависимость количества атмосфериков N (внизу) в зимний период.

В ИКИР ДВО РАН разработан ОНЧ-пеленгатор, который позволяет непрерывно регистрировать электромагнитные излучения от грозových разрядов (атмосфе́рики) в диапазон частот от 3 до 60 кГц. Сигналы принимаются антенной системой, состоящей из двух взаимно перпендикулярных рамочных (магнитных) и штыревой (электрической) антенн. Информация, полученная с двух магнитных и электрической антенн обрабатывается в реальном масштабе времени и записывается на цифровой носитель информации [1].

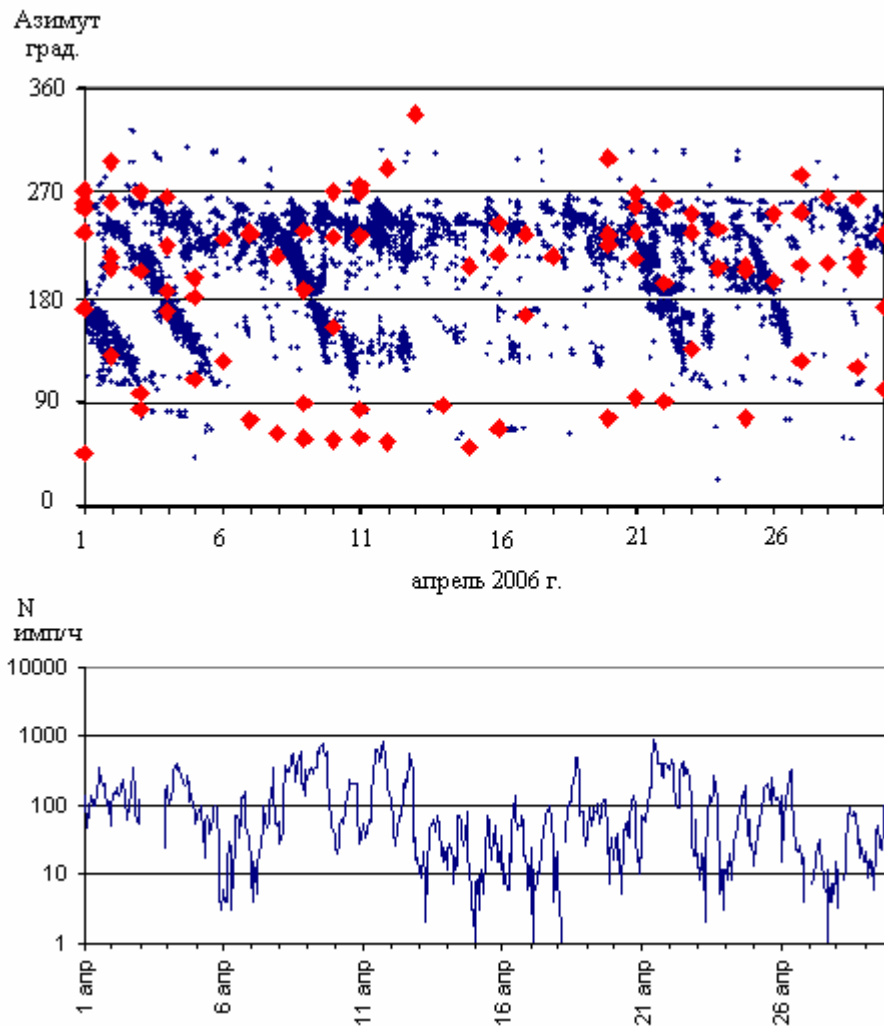


Рис.2. То же, что и на рис. 1, но в весенний период.

Азимутальное распределение грозных разрядов и циклонов. На рис. 1 (вверху) представлено азимутальное распределение грозных разрядов (точки синего цвета) и эпицентров циклонов (квадратики красного цвета) в **зимний период** (январь 2006 г). Сигнал от грозного разряда принимался при превышении порогового уровня напряженности электрического поля ~ 1 В/м. Каждая точка, показанная на рисунке, представляет один грозной разряд. Для того, чтобы не заполнять рисунок излишним количеством точек, изображен каждый десятый грозной разряд. Общее же распределение количества грозных разрядов (импульсов в час) представлено в нижней части рис. 1.

На азимутальное распределение грозных разрядов один раз в сутки были нанесены эпицентры циклонов, находящиеся на расстоянии до 5000 км от Камчатки и выполненные на основе метеорологических карт [5]. Из рис. 1 видно, что в январе наибольшая интенсивность грозных разрядов наблюдалась в диапазоне азимутальных углов от 90^0 до 270^0 . На этот же диапазон азимутальных углов приходится наибольшее количество циклонов. Причем интенсивная грозная активность начиналась на западе (в районе 270^0), затем перемещалась к югу (180^0) и заканчивалась на востоке (90^0).

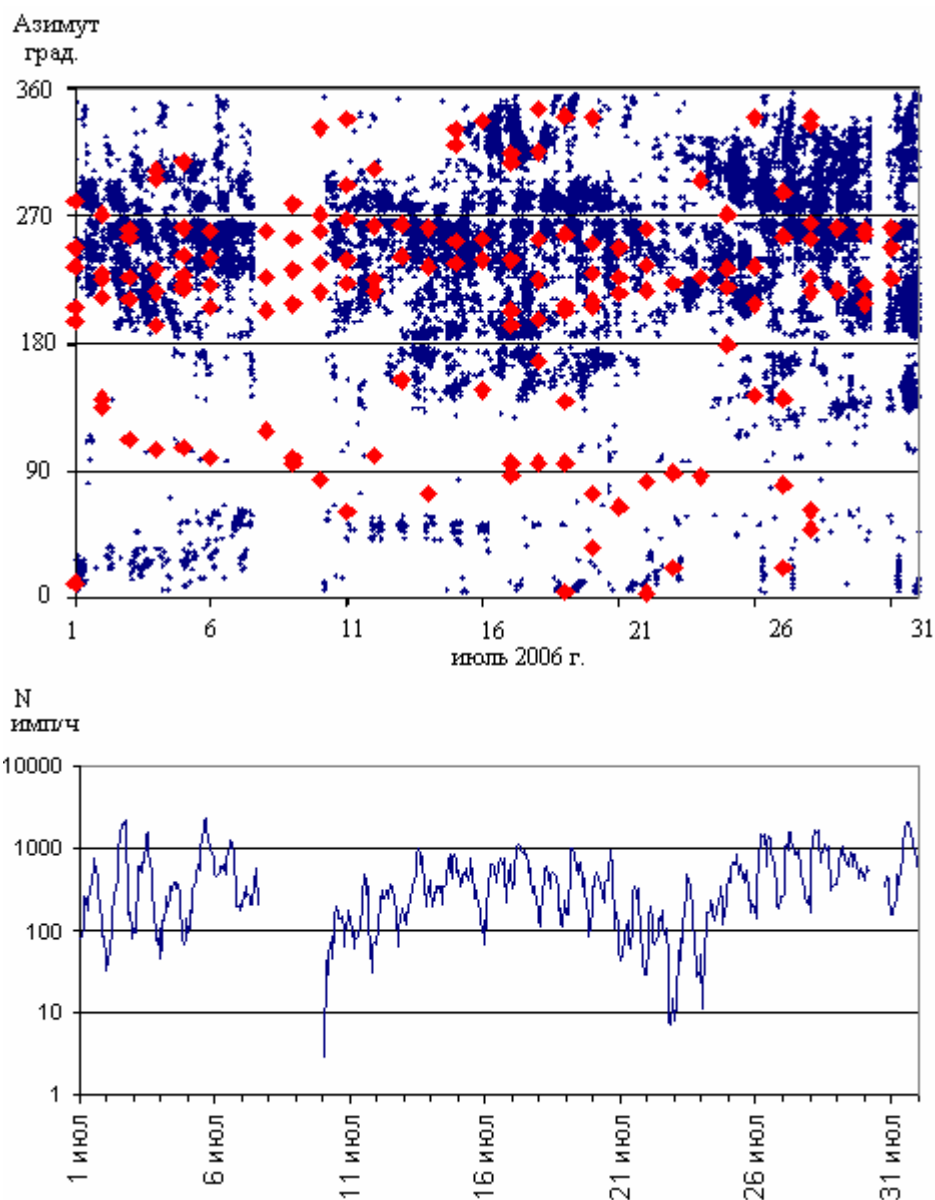


Рис.3. То же, что и на рис. 1, но в летний период.

Поскольку на рис. 1 нанесены все эпицентры циклонов (малой и большой мощности), находящихся в радиусе до 5000 км, то в данном случае трудно проследить за перемещением каждого циклона (их азимутальное расположение определялось один раз за сутки) и тем более связать отдельно взятые циклоны с грозовой активностью. Однако ранее, на основе более детального анализа о перемещении циклонов и грозовой активности [3,4], мы получили, что интенсивная грозовая активность перемещается синхронно с движением мощных циклонов (и тайфунов, возникающих на юго-западе от Камчатки в районе Тихого океана). Отметим также, что в январе 2006 г. интенсивность грозовых разрядов с течением времени сильно изменялась: от единиц до сотен импульсов за час, достигая иногда значений 1000 имп/ч. Суточный же ход количества импульсов был выражен слабо и наблюдался 5, 6, 14, 23 января, а в остальные дни практически не просматривался.

Рассмотрим азимутальное распределение грозовой и циклонической активности в **весенний период** (апрель 2006 г.). Из рис. 2 видно, что перемещение интенсивных грозовых очагов также, как и в январе, происходило с запада (270^0) через юг (180^0) на восток (90^0). Наибольшая интенсивность грозовых разрядов наблюдалась на юго-западе, в диапазоне азимутальных углов от 180^0 до 270^0 (в январе от 90^0 до 270^0). Интенсивность

грозовых разрядов с течением времени, как и в январе, сильно изменялась: от единиц до сотен имп/ч, достигая иногда значений 1000 имп/ч. Суточный ход количества импульсов стал более явным. В целом же характер поведения грозовой активности в апреле с некоторыми отличиями во многом повторяет характер поведения гроз в январе.

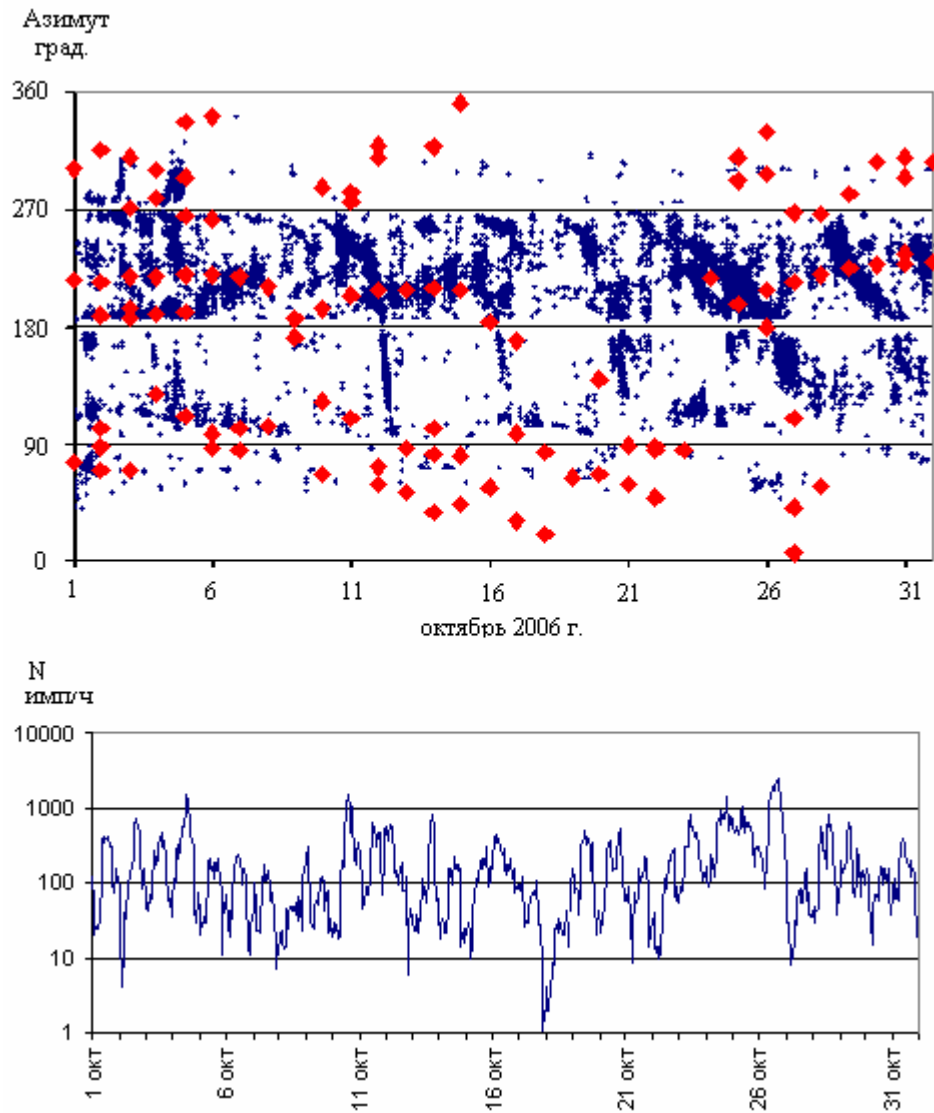


Рис.4. То же, что и на рис. 1, но в осенний период.

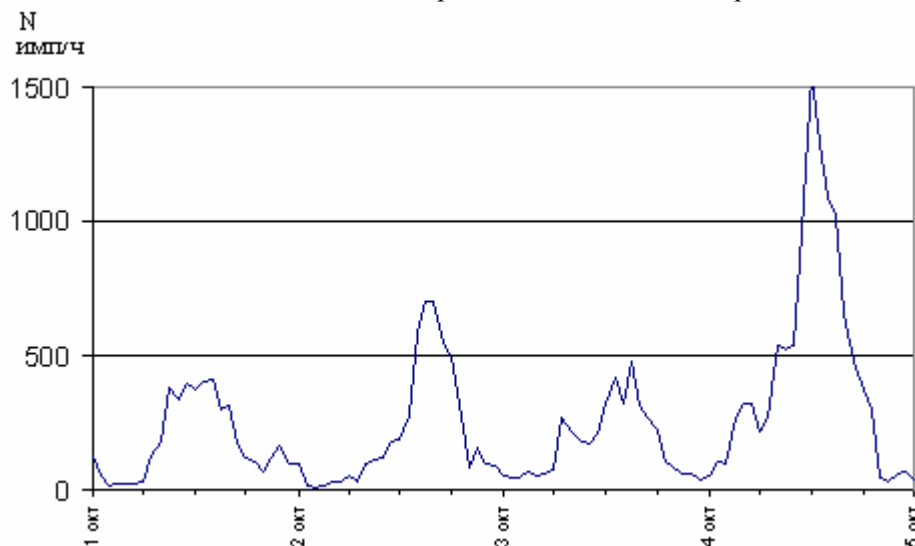


Рис.5. Суточный ход атмосфериков в октябре.

Наибольшее количество циклонов в апреле наблюдалось на юго-западе от Камчатки, где наблюдалась и наибольшая интенсивность гроз. Появились и циклоны, находившиеся на северо-востоке, хотя в этом районе грозовая активность слабая. Количество циклонов на северо-западе, как и в январе, было незначительным.

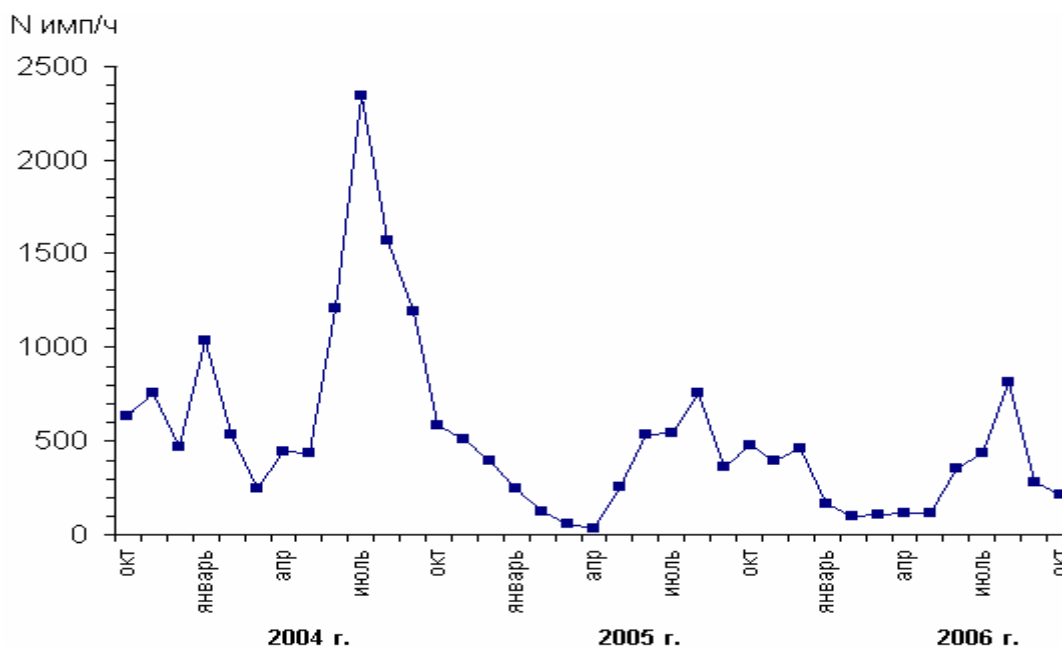


Рис.6. Сезонный ход атмосфериков.

В летний период (июль 2006 г.), как видно из рис. 3, грозовая активность значительно увеличилась и сместилась к северо-западу. Явных перемещений отдельных грозовых очагов с запада на восток, таких, какие наблюдались в январе и апреле, не было. Наиболее интенсивные грозовые разряды стали наблюдаться на западе, в диапазоне азимутальных углов от 180° до 360° . Почасовое количество импульсов в июле, по сравнению с январем и апрелем, увеличилось и их интенсивность с течением времени также сильно изменялась (10 – 2000 имп/ч). Суточный ход импульсов стал более явным.

Наибольшее количество циклонов имелось на юго-западе и западе, что в основном совпадает с интенсивной грозовой активностью. Но наблюдались также циклоны на востоке, где интенсивность гроз слабая.

Осенью (в октябре 2006 г., рис. 4), в отличие от летнего периода, интенсивность гроз несколько упала и стали наблюдаться азимутальные перемещения грозовых очагов с запада через юг на восток. Наибольшее количество грозовых разрядов имелось в диапазоне азимутальных углов 180° - 270° и очень мало было гроз на северо-востоке (270° - 360°) и северо-западе (0° - 90°). Интенсивность грозовых разрядов изменялась с течением времени от нескольких единиц до 2000 имп/ч. Суточный ход количества импульсов в октябре практически не нарушался.

Активность циклонов в октябре слабо зависела от азимута и максимальное их количество имелось на северо-востоке и северо-западе.

Суточный и сезонный ход атмосфериков. В качестве примера на рис.5 приведено **суточное распределение** принимаемых грозовых разрядов с первого по пятое октября 2006 г. Подобный суточный ход атмосфериков при отсутствии сильной циклонической активности наблюдается практически круглый год. Видно, что минимальное количество грозовых разрядов принимается днем (в 0 – 3 ч UT – по всемирному времени, 12 – 15 ч LT – по камчатскому времени), а максимальное – ночью (12 – 15 ч UT, 0 – 3 ч LT). Это связано с тем, что с одной стороны, максимальная

интенсивность гроз в месте их образования приходится на вечернее местное время, а минимальная интенсивность – на утреннее [2]. С другой стороны, ночью условия распространения ОНЧ сигналов улучшаются и за счет увеличения амплитуды атмосфериков их принимается большее количество. Поскольку сигналы от грозовых разрядов большей частью приходят с западного направления, где местное время отстает от камчатского, то максимум и минимум принимаемого излучения несколько смещаются. Максимум наблюдается после полуночи, а минимум – днем.

Сезонный ход атмосфериков за 2004 – 2006 гг. представлен на рис. 6, на котором показано усредненное за месяц общее количество атмосфериков (имп/ч). Здесь наблюдалось следующее. Максимальное количество грозовых разрядов приходилось на летний период (июль, август), а минимальное – на весенний (март, апрель). Например, в среднем в июле в 2004 г. наблюдалось 2300 имп/ч, а в январе 2005 г. – 250 имп/ч, а в апреле 2005 г. только 33 имп/ч. Но в зависимости от сезона и года, как видно из рис.6, средняя интенсивность атмосфериков может значительно меняться.

Выводы

Сравнительный анализ азимутального распределения пришедших на Камчатку электромагнитных излучений от грозовых разрядов с данными по распределению эпицентров циклонов показал, что азимутальное распределение грозовой и циклонической активности в большинстве случаев совпадают. Это говорит о том, что наблюдаемая грозовая активность во многом зависит от интенсивности проходящих через Камчатку циклонов.

В осенние, зимние и весенние периоды времени 2006 г. наибольшее количество сигналов от гроз приходило с юго-западного, южного и юго-восточного направлений. При этом наблюдалось очень мало излучений с северо-восточного, северного и северо-западного направлений. В летний же период 2006 г. азимутальный диапазон сигналов от гроз расширился и интенсивные излучения стали наблюдаться и в северо-западном направлении.

Следует заметить, что интенсивность излучений сильно зависит от времени суток и циклонической активности и может меняться от единиц имп/ч до нескольких тысяч имп/ч. При отсутствии активной циклонической деятельности в суточном распределении наибольшее количество атмосфериков наблюдается ночью, минимальное – днем. В сезонном распределении наибольшая интенсивность излучений наблюдалась в летний период, а наименьшая – весной. Полученные данные могут быть полезными для прогноза грозовой активности на Северо-востоке России.

Список литературы

1. Дружин Г.И., Тарасенко Д.В., Пухов В.М., Злыгостев А.В. Аппаратурный комплекс для определения азимутальных углов прихода импульсных ОНЧ излучений // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений. Тезисы докладов II международного совещания 14-19 августа 2001 года. Петропавловск-Камчатский. С. 32-33. 2001.
2. Дружин Г.И., Торопчинова Т.В., Шапаев В.И. Регулярный шумовой фон в ОНЧ излучении и мировые очаги гроз // Геомагнетизм и аэрономия. 1986. Т. 24. №2. С. 258-264.
3. 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. 2005. Т. 45. №6. С. 824-839.
4. Чернева Н.В., Дружин Г.И. О возможности регистрации по электромагнитному ОНЧ излучению циклонов Камчатки // III междунар. конф., с. Паратунка Камч. обл., 16-21 авг. 2004 г. <http://ikir.kamchatka.ru/Russian/Science/2004/2-10.pdf>
5. <http://www.imoc.co.jp/wxfax/asas.gif>

Секция 4 «Моделирование геофизических процессов и полей»

ПРИМЕНЕНИЕ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ – МЕТОДА МОНТЕ-КАРЛО ПРИ АНАЛИЗЕ СЕЙСМОИОНОСФЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ

Е.В. Липеровская

Институт физики Земли РАН

Ways of salvation of a number of model search problems of earthquake effect-“precursor” are suggested for different time series variations: time series with normal distribution law, time series with non-normal distribution law, time series with clearly defined periodicity. Different alternatives of series normalization are discussed. A precursor is detected by the method of epoch superposition. The validity of the discovered effect is evaluated by the method of background distribution modeling (Monte-Karlo method). A model problem of evaluation of part of an “earthquake”, having clear “effect-precursor”, is solved for different amplitudes of “seismo-impact”.

Введение

При исследовании эмпирических закономерностей каких-либо процессов неизбежно возникает необходимость математической обработки результатов измерений, в частности, если мы изучаем предвестники землетрясений, имея в распоряжении временные ряды каких-либо измеряемых величин. Следует отметить, что аномальные явления – предвестники, т.е. специфические явления, или вариации с очень большой амплитудой, которые перед землетрясениями наблюдаются, а без землетрясений не наблюдаются, встречаются редко. Поэтому исследователи ищут неспецифические вариации измеряемых величин, которые могли бы быть вызваны процессами подготовки землетрясений [1]. С процессами подготовки пытаются связывать вариации, которые чаще встречаются перед землетрясениями, чем в остальное, так называемое «фоновое» время. Что подразумевают, когда говорят «чаще встречаются перед землетрясениями»? За какое время перед землетрясениями? И перед всеми событиями, или только перед некоторыми?

Обсудим эти вопросы.

В настоящее время принято различать долгосрочные предвестники – за годы и десятки лет, среднесрочные – за месяцы, краткосрочные и оперативные – возникающие за время от нескольких недель до часов.

Последние исследования сейсмологических предвестников, проведенные М.В.Родкиным – сотрудником Геофизического Центра РАН в Москве – показали, что так называемые долгосрочные и среднесрочные предвестники скорее характеризуют состояние среды, в которой может произойти землетрясение, чем непосредственно процесс подготовки землетрясения, в частности? ожидаемую магнитуду и интервал времени между появлением предвестника и моментом землетрясения [2]. Соответственно, случае (в согласии с распространенным на Западе мнением о принципиальной непредсказуемости землетрясений) так называемые долгосрочные и среднесрочные предвестники на самом деле (строго говоря) предвестниками не являются. Поэтому тем большее значение приобретает изучение краткосрочных и оперативных предвестников землетрясений.

Здесь необходимо подчеркнуть, что **речь идет не о прогнозе землетрясений, а об изучении предвестников**. Полученные закономерности помогут построить адекватные физические модели сейсмического процесса и его связи с процессами на поверхности Земли, в атмосфере и ионосфере.

Итак, задача исследователя – достоверно выявить закономерности, возникающие перед землетрясениями.

Предположим, что у исследователя создалось впечатление, что за несколько дней перед землетрясением вариации некоторого измеряемого параметра возникают чаще, чем без землетрясений. Например, увеличивается (или уменьшается) значение измеряемой частоты, увеличивается вероятность наблюдения какого-то явления, изменяются спектральные характеристики изучаемого параметра. Соответственно возникает вопрос: связаны ли с подготовкой землетрясения наблюдаемые вариации, или они случайно возникли в это время. Или точнее, какова вероятность того, что наличие вариации перед землетрясениями не случайно. И здесь на помощь приходит статистический анализ.

До использования современной вычислительной техники вопросы статистического анализа решались в рамках аналитической статистики, представлявшей собой специальный и весьма развитый раздел математики.

В последние годы благодаря развитию вычислительной техники стало возможным проводить статистический анализ численно, даже не зная и не умея проводить соответствующие аналитические вычисления, путем статистического моделирования.

Такой численный анализ во-первых, не требует овладения аппаратом аналитической статистики, который достаточно специфичен и сложен. И, во-вторых, при правильном использовании численный подход более удобен, более гибок и может лучше отвечать условиям конкретной задачи, чем методы аналитической статистики.

При анализе данных наблюдений часто молчаливо используют закономерности, строго справедливые только для нормального закона распределения. Однако известно, что такое (нормальное, Гауссовское) распределение справедливо как предельный закон распределения при действии большого числа (реально 5-10) ограниченных по величине независимых факторов. Более часто встречающееся ограничение связано с тем, что в реальности, факторы часто оказываются зависимыми.

При использовании численного моделирования никаких исходных предположений о характере исследуемого распределения не делается.

В предлагаемых лекциях будут рассмотрены несколько модельных задач с использованием «виртуальных» экспериментальных данных и к этим данным применено численное моделирование.

Во всех предлагаемых случаях будет поставлен вопрос о достоверности наблюдаемого эффекта и решаться этот вопрос будет с использованием численных методов.

Перейдем к модельным примерам.

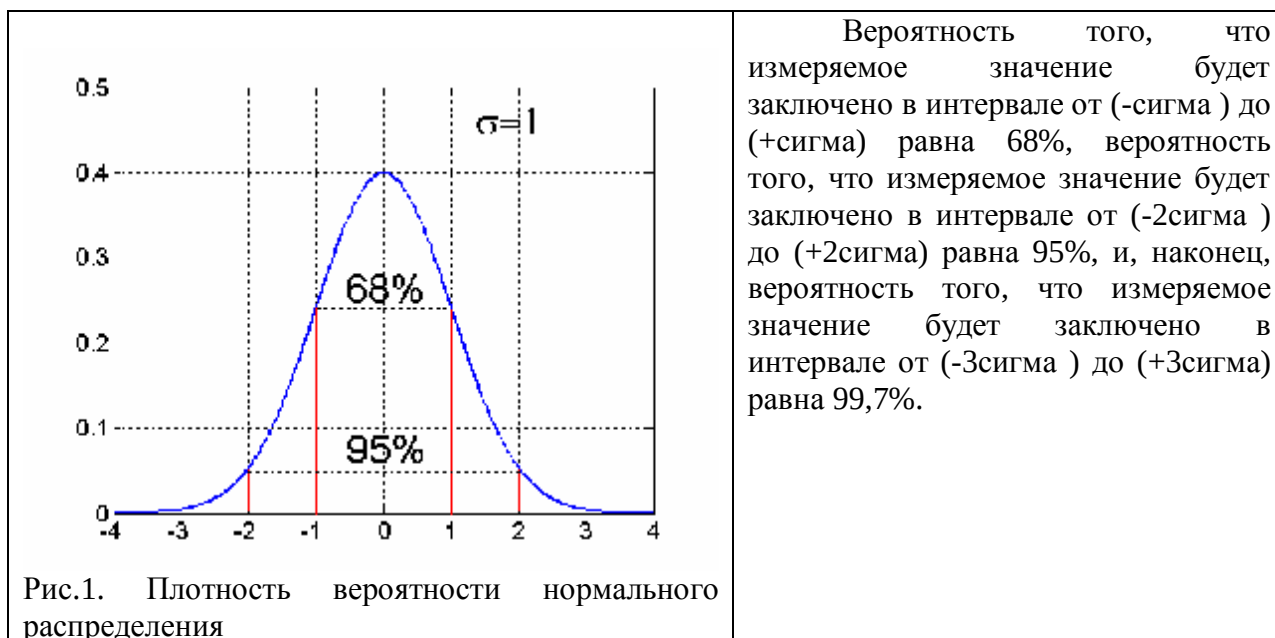
1. При наличии рядов данных ионосферных измерений для большого числа землетрясений (например, нескольких десятков) часто бывает удобно применить **метод наложения эпох**. Этот метод особенно эффективен, когда амплитуда сейсмогенной вариации меньше амплитуды шума.

В таких случаях выявить эффект визуально практически невозможно и благое пожелание ученых докомпьютерной эпохи «приведите пример аномалии» может оказаться является плохо выполнимым.

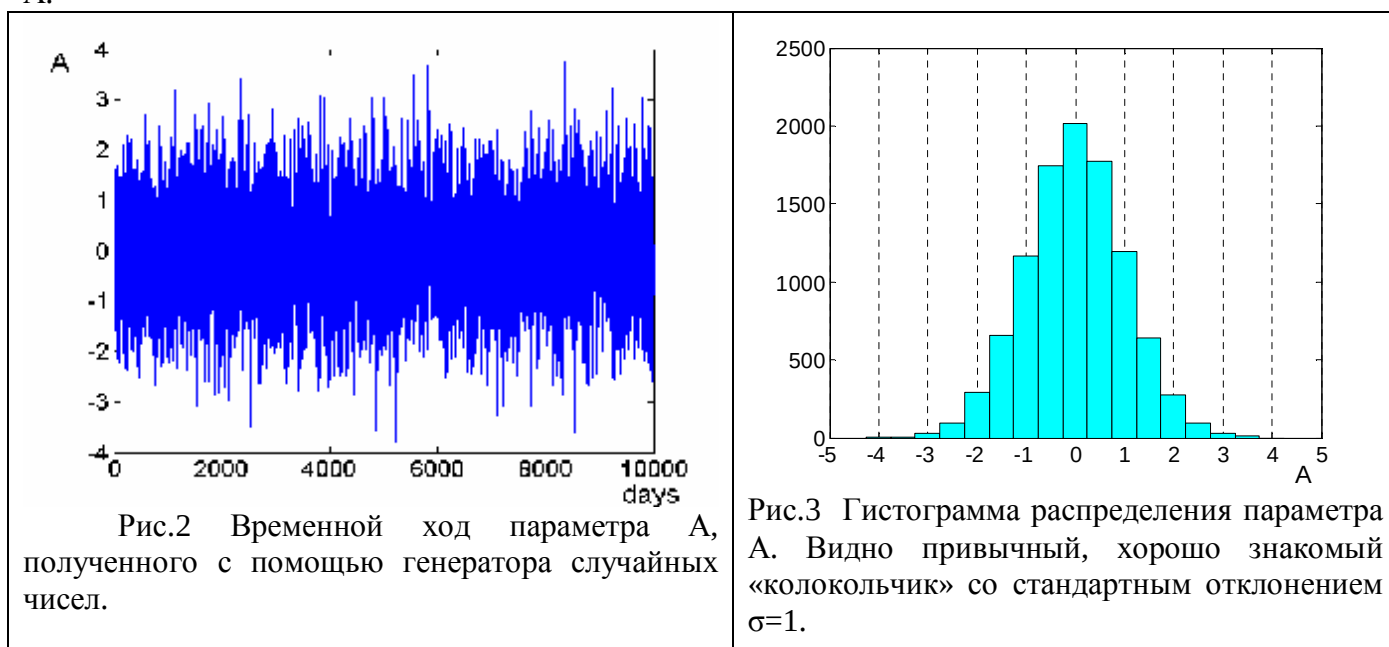
Приведем пример. Смоделируем временной ход гипотетического параметра A , подчиняющегося законам нормального распределения с $X=0$ и $\sigma=1$.

Пусть задан ход некоторого параметра A на отрезке времени в 10 тыс отсчетов (например, дней). Ход моделируется с помощью генератора случайных чисел – используется стандартная Матлабовская программа.

Напомним, что плотность вероятности нормального или гауссовского распределения выражается формулой $f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x-X)^2}{2\sigma^2}\right)$, вид этой функции представлен на Fig_0 для среднего значения $X=0$ и стандартного отклонения $\sigma=1$.



На следующих рисунках – временной ход и гистограмма распределения параметра А.



Будем везде рисовать ненормированные гистограммы, по оси ОУ –число случаев наблюдения. Это дает дополнительную информацию о числе случаев, и помогает оценивать достоверность.

Предположим, что за 10 000 дней произошли 300 «событий» – назовем их «реальными землетрясениями». Дни «реальных землетрясений» тоже определяем с помощью генератора случайных чисел.

При работе с временными окрестностями землетрясений часто используют обозначения (0) день – сутки, в которые произошло землетрясение, (-1) день – сутки перед ним, (+1) день – сутки после него и т.д.

Моделируем воздействие процесса подготовки землетрясения на ход исследуемого параметра. Пусть для землетрясений с номерами 1,4,7,10, ... происходит увеличение исследуемого параметра A на (-1) день на 0.5σ : для землетрясений 2, 5, 8, 11 ... – увеличение параметра A на (-2) день на 0.5σ , для землетрясений 3,6,9,12, ... увеличение A на (-3) день на 0.5σ .

При такой небольшой «сейсмодобавке» на фоне случайного процесса исследователь этого не увидит!. Рассмотрим временные окрестности первых 6 землетрясений.

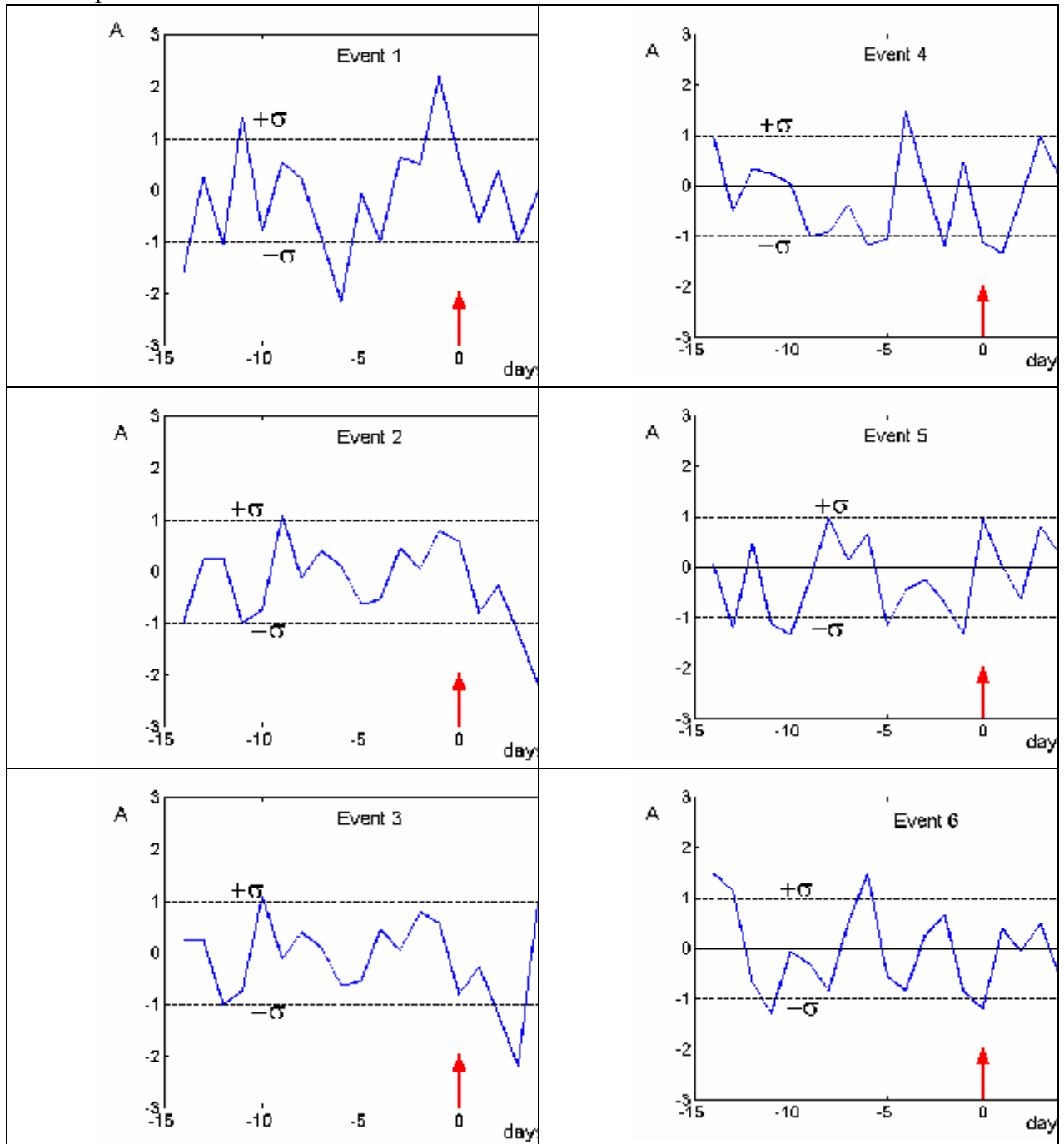


Рис.4 Временной ход параметра A в окрестности первых 6 землетрясений. Воздействие процессов подготовки «включено».

Для событий 1 и 4 смоделировано увеличение на (-1) день.

Для 1 события можно вроде бы видно увеличение на (-1) день, а для четвертого – нет.

Для событий 2 и 5 – увеличение на (-2) день – не наблюдается вовсе.

Для событий 3 и 6 увеличение на (-3) день также не наблюдается.

А для события 4 наблюдается всплеск на (-4) день, а мы его не моделировали! Всплеск получился случайно!

Тут было бы уместно сказать несколько слов о любви геофизиков к 2σ .

Вообще говоря, к 2σ , а тем более к величинам поменьше, нужно относиться очень осторожно. В статьях порой можно прочесть, что при исследовании какого-нибудь одного!!! сильного землетрясения обнаружили, что исследуемый параметр на (-3) день превысил, например, среднее на 1.7σ . При этом на рисунке показывают интервал от (-5) до (+1) дня, то есть показана неделя. Но ничего не говорится о законе распределения параметра – насколько он близок к нормальному.

Предположим даже, что он нормальный. Рассчитаем теоретическую вероятность того, что в один из рассмотренных дней параметр выйдет за интервал $\pm 1.7\sigma$.

Вероятность того, что в один день случайно окажется такое значение, равна 0.09. Соответственно, вероятность того, что значение не выйдет за границу $\pm 1.7\sigma$, равна 0.91.

Вероятность того, что ни в один из 7 дней (причем значения в соседние дни считаются независимыми, а для ионосферных параметров это не совсем так!) составит 0.91^7 , что составляет 0.52. Значит, вероятность того, что хотя бы одно значение за неделю выйдет за интервал $\pm 1.7\sigma$, составляет $1-0.52=0.49$.

Практически, половина. Причем исследователь заранее не знает, будет ли у него уменьшение или увеличение исследуемого параметра перед землетрясением, в одних работах по исследованию предвестников землетрясений провозглашается увеличение, в других уменьшение исследуемого параметра, причем одного и того же. И то и другое можно интерпретировать, и знак эффекта может зависеть от свойств землетрясения.

Самое интересное, что часто исследователь бывает прав, научная интуиция позволила правильно выявить возможный эффект, вызванный процессами подготовки землетрясений. И при статистическом исследовании подтверждается наличие эффектов именно такого знака и с такими характерными временами.

В частности, именно благодаря научной интуиции Бейкера и Девиса, заметивших отклик на сильнейшее Аляскинское землетрясение, сейчас существует целое направление – сейсмоионосферные исследования, это направление интенсивно развивается, по данной тематике опубликованы несколько сотен статей и несколько монографий.

Это с одной стороны. А с другой стороны, человеку свойственно искать закономерности даже там, где их нет, где процесс случайный. Биологами специально проводились эксперименты: испытуемым предлагали с одной стороны, зашумленные закономерности, а с другой – случайные последовательности. И в случайных последовательностях испытуемые закономерности также «успешно» находили. Такие исследования проводили в Москве, в Институте высшей нервной деятельности, и на эту тему еще в 1970 году был опубликован сборник статей, удостоенный Государственной премии [2]. Исследования в этом направлении продолжаются и сейчас.

А теперь рассмотрим поведение нашего параметра $A(i)$ относительно любимой геофизиками границы в 2 стандартных отклонения.

До того, как мы «включили» землетрясения и слегка испортили нормальное распределение, у нас 2.5% всех значений превышали 2σ , т.е. примерно 250 значений из 10 000 (для данного набора случайных чисел получилось 238 значений)

А теперь выясним: сколько значений $A(i)$ из 10000 превышает 2σ после «включения» действия процессов подготовки землетрясений?

Подсчитав, получим, что таких значений стало 252. Т.е. при «включении» воздействия процессов подготовки 300 землетрясений добавились **всего** 14 дней, когда амплитуда параметра А превысила 2 стандартных отклонения!

Напомним, что по нашему предположению процессы подготовки оказывают действие перед **всеми** землетрясениями, только в разные дни –от (-1) до(-3).

А теперь наложим эпохи – т.е. вычислим среднее значение параметра А за каждый день –за (-14), (-13).... и т.д. до(+5)) по всем 300 землетрясениям (см. рис...).

Теперь видно, что на (-3,-2,-1) дни наблюдается увеличение параметра А. Полученные в результате наложения эпох значения $\bar{A}$ больше в (-3,-2,-1) дни.

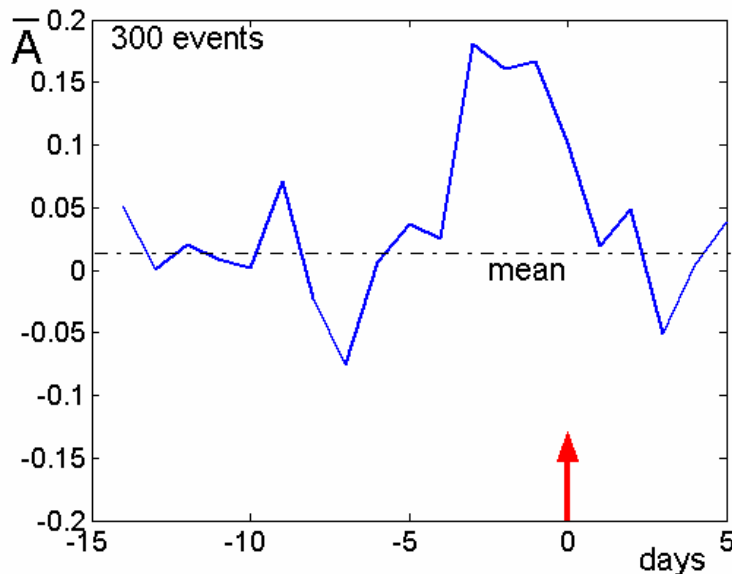


Рис.5 Результат наложения эпох для 300 землетрясений. Штрих - пунктирная линия показывает среднее значение, полученное по всем 10000 дням.

Среднее значение параметра А по всему массиву в 10000 дней теперь не так близко к 0, оно стало чуть больше за счет увеличения параметра А перед 300 событиями. Возникает естественный вопрос о том, какова достоверность полученного результата.

Поскольку исходное распределение нормальное, и «сейсмодобавки» его практически не испортили, возможны два варианта ответа на этот вопрос.

В первом варианте оценки предполагается параметрический подход, можно показать ошибки, используя законы нормального распределения параметра А. Для оценки ошибки используем стандартное отклонение среднего $\sigma_{\bar{A}} = \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$

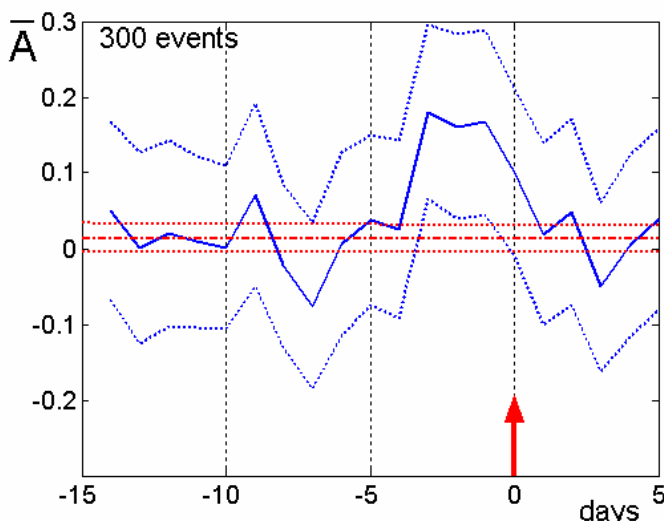


Рис.6. Жирная линия – результат наложения эпох, пунктир – 95% доверительный интервал

Нанесем на график линии $\bar{A} \pm 2\sigma_{\bar{A}}$ для значений, полученных в результате наложения эпох.

На этом рисунке еще полезно показать ошибку среднего значения, которое равно 0.015, и показать, что интервалы ошибок не перекрываются.

Для этого также используют стандартное отклонение среднего для 10000 чисел, оно равно стандартному отклонению, вычисленному по всей совокупности измерений $\sigma/\sqrt{N}$.

В данном случае $\sigma=1$, $N=10000$; получаем ошибку среднего значения на 95% доверительном уровне составляет $2*0.01=0.02$.

Во все дни, кроме (-1,-2,-3) интервалы ошибок перекрываются, но в «сейсмодни» интервалы ошибок не перекрываются. Значит, на 95% уровне значимости, или можно сказать, с вероятностью не меньшей 0.95 наблюдается повышение A в (-1,-2,-3) дни перед землетрясением.

Во втором варианте оценки предполагает численный подход.

А теперь попробуем получить тот же результат, не делая никаких предположений о распределении параметра A . Применим численные методы.

Метод Монте-Карло (методы Монте-Карло) — общее название группы численных методов, основанных на получении большого числа реализаций случайного процесса, который формируется таким образом, чтобы его вероятностные характеристики совпадали с аналогичными величинами решаемой задачи. Этот метод широко используется для решения задач в областях физики, математики, экономики, оптимизации, теории управления и др.

Идея была развита Станиславом Уламом, который на отдыхе задался вопросом, какова вероятность того, что пасьянс «сложится». Ему в голову пришла идея, что вместо того, чтобы использовать обычные для подобных задач соображения комбинаторики, можно просто поставить «эксперимент» большое число раз и, таким образом, подсчитав число удачных исходов, оценить их вероятность. Он же предложил использовать компьютеры для расчетов методом Монте-Карло.

Появление первых электронных компьютеров, которые могли с большой скоростью генерировать псевдослучайные числа, резко расширило круг задач, для решения которых стохастический подход оказался более эффективным, чем другие математические методы. После этого произошел прорыв и метод Монте-Карло стал применяться во многих задачах, однако его использование не всегда было оправдано из-за большого количества вычислений, необходимых для получения ответа с заданной точностью.

Годом рождения метода Монте-Карло формально считается 1949 год, когда в свет выходит статья Метрополиса и Улама «Метод Монте-Карло». Название метода происходит от названия города в княжестве Монако, широко известного своими многочисленными казино, поскольку именно рулетка является одним из самых широко известных генераторов случайных чисел. Станислав Улам пишет в своей автобиографии «Приключения математика», что название было предложено Метрополисом в честь его дяди, который был азартным игроком.

Пусть задана такая же последовательность, как в рассмотренном выше примере, тот же набор «реальных» землетрясений и смоделированный на (-1,-2,-3) дни «предвестниковый эффект». Для оценки достоверности полученного при наложении эпох эффекта воспользуемся методом моделирования фонового распределения – методом Монте-Карло. Создадим 1000 серий по 300 виртуальных «землетрясений» в каждой. Для каждого такого «виртуального» землетрясения выделим интервал длительностью 20 дней, от (-14) до (+1) дня для этого виртуального землетрясения, точно так же, как для реальных землетрясений, и наложим эпохи для виртуальных землетрясений.. Получим 1000 результатов наложения эпох – 1000 кривых, а для каждого дня от (-14) до (+1) получим 1000 значений.

Исходное распределение параметра A может быть каким угодно, а эти **полученные в результате моделирования и наложения эпох 1000 значений для каждого дня будут распределены в соответствии с нормальным законом**, потому что получены с помощью усреднения (действия) 300 случайных ограниченных по амплитуде факторов.

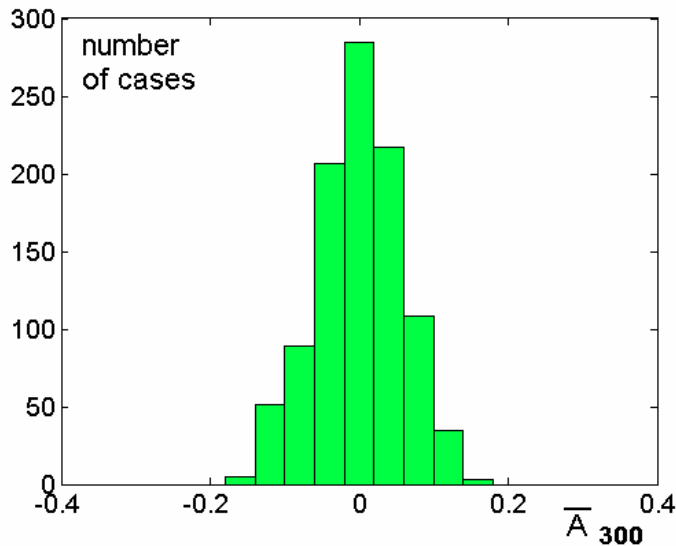


Рис.7. Гистограмма распределения средних значений полученных в 1000 сериях для (-3) дня.

Посмотрим, например, на гистограмму распределения средних значений полученных в 1000 сериях для (-3) дня (см Fig. 10 b 2.) - на «колокольчик» нормального распределения. Значит, для полученных в результате моделирования 1000 значений для каждого дня можно применять законы нормального распределения

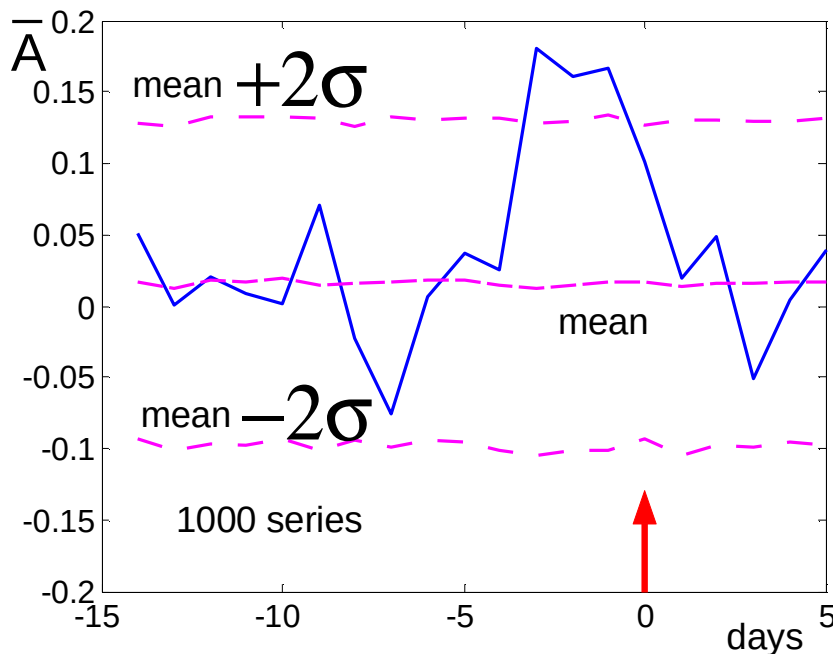


Рис.8. Результат наложения эпох для «реальных» землетрясений (жирная линия) и доверительный 95% интервал, полученный методом Монте-Карло с использованием 1000 серий.

Видно, что (-3,-2,-1) дни увеличение параметра A превышает 95% доверительный интервал.

Таким образом, как используя аналитический подход – предполагая, что исходное распределение параметра A нормальное, так и используя численное моделирование, мы получили одинаковый результат.

Далее зададимся вопросом: сколько серий нужно создавать?

Ниже на рис. Приведен пример, когда при моделировании использовано 100 серий,

Отметим, что кривые средних и 2 стандартных отклонений тем более гладкие, чем больше серий. Отсюда можно сделать практический вывод:: нужно столько серий, чтобы смоделированные кривые стали гладкими и заметно не менялись, если число серий увеличить, например, вдвое.

Обратим внимание, что картинку, близкую к Рис.8 можно получить, если подсчитать среднее по всему массиву данных – прямая линия на рис.– и провести ± 2 стандартных отклонений среднего, которое можно оценить как среднеквадратичное отклонение, деленное на $\sqrt{N}$, где $N=300$ (см. рис.). Но последняя процедура правильная, **только если исходное распределение – нормальное.**

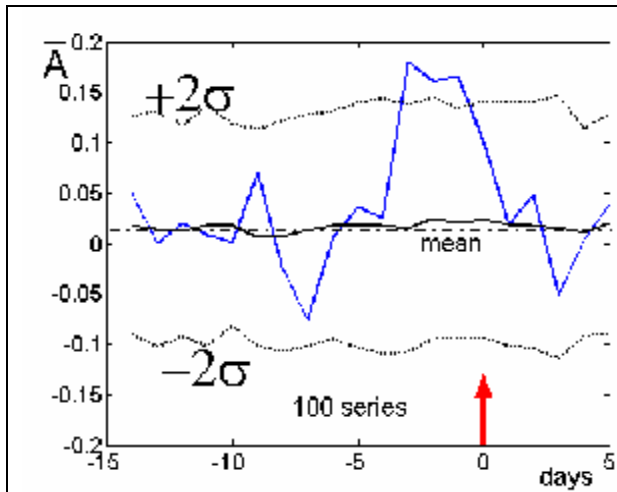


Рис.9. Результат моделирования, полученный с использованием 100 серий.

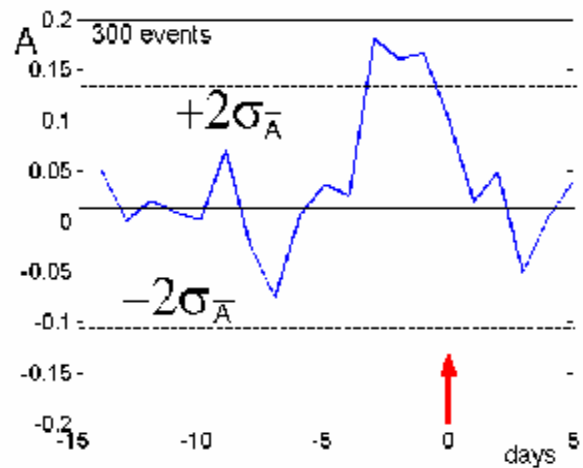


Рис. 10. Аналитическая оценка погрешности

2. Усложним модельную задачу.

Создадим последовательность элементов, распределение которых нельзя назвать нормальным. Например, рассмотрим последовательность чисел Вольфа – числа солнечных пятен.

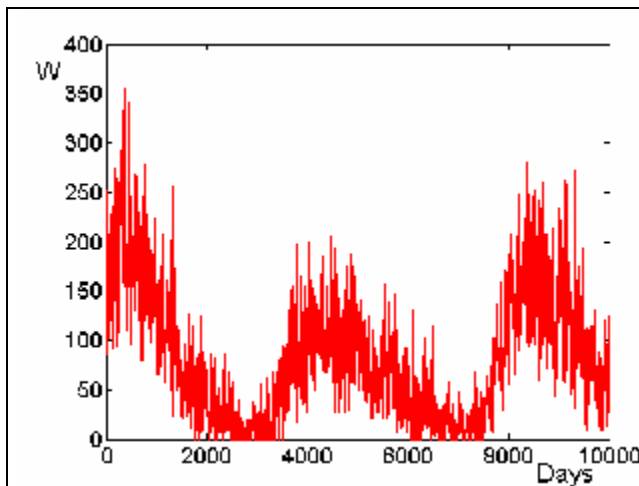


Рис. .11 На рис представлен ход W –числа Вольфа за 10 000 дней начиная с января 1957 г. – примерно за 30 лет.

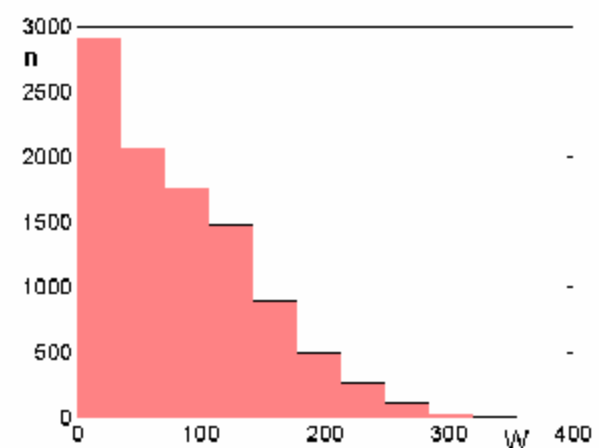


Рис. 12. Гистограмма распределения W.

Для такого распределения $\text{mean}=83$, $\text{median}=72$, $\text{std}=63$.

Теперь с помощью генератора случайных чисел выберем из этой совокупности чисел Вольфа 10 000 значений.. Конечно, получится, что некоторые значения взяты по несколько раз, а некоторые – ни разу, но в данном случае это не важно, наоборот, так и

надо, мы моделируем числовой ряд. Назовем эту последовательность смоделированных чисел последовательностью A .

В этом ряду есть нулевые значения, для удобства заменим их на единичные.

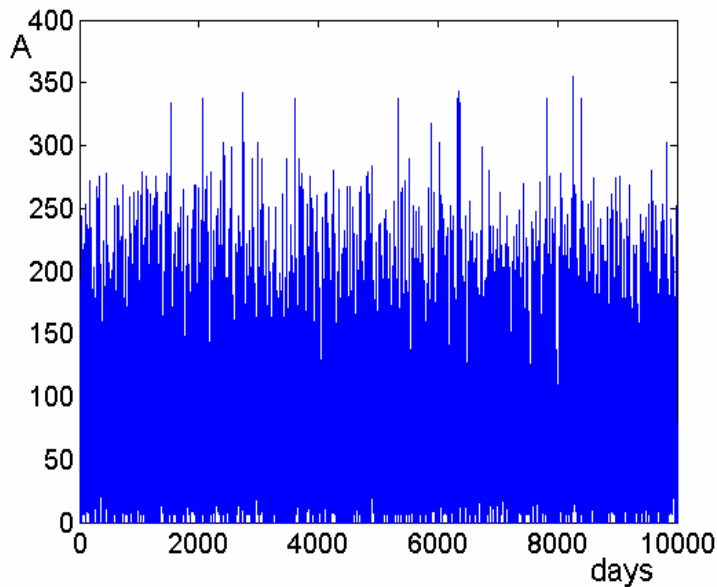


Рис. 13. Смоделированный числовой ряд A

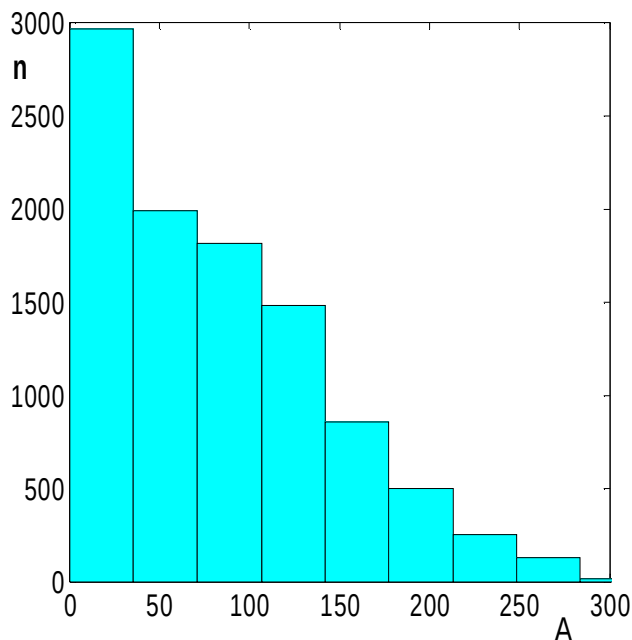
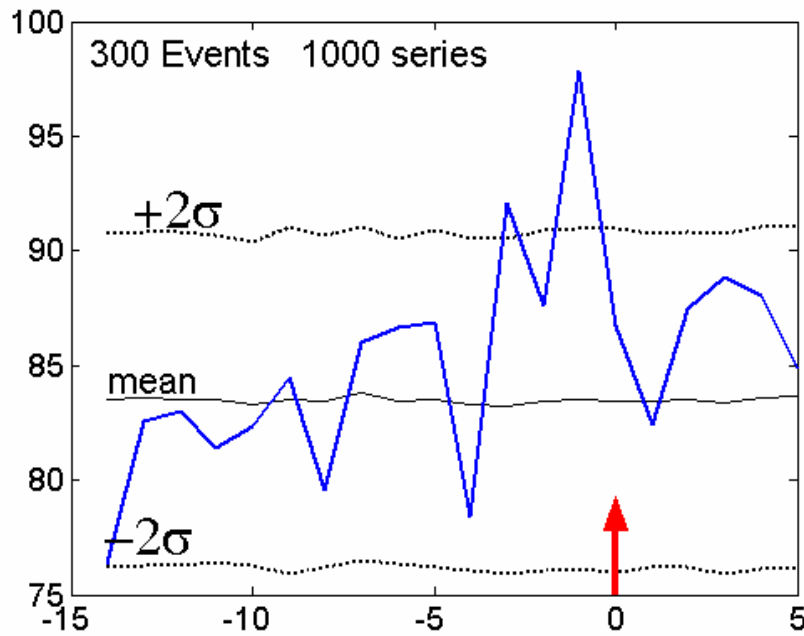


Рис..14 Гистограмма распределения этого числового ряда A

Среднее значение элементов этого ряда A $\text{mean}=83$, медиана $\text{median}=71$ стандартное отклонение $\text{std}=64$. Числа, естественно, близки к аналогичным для исходного ряда чисел Вольфа W .

Выберем с помощью генератора случайных чисел 300 событий, которые назовем “реальными землетрясениями» и повторим процедуру – задаем увеличение A на 0.5 стандартного отклонения для землетрясений с номерами (1, 4, 7, ...), на (-1) день, для землетрясений с номерами 2, 5, 8, ... величину A увеличиваем на (-2) день, для землетрясений с номерами 3, 6, 9, ... величину A увеличиваем на (-3) день.

Проведем наложение эпох и моделирование случайного процесса, используя 1000 серий по 300 виртуальных событий.



Обратим внимание, что на (-3) и (-1) дни эффект есть, а на (-2) день эффекта нет, значение, полученное в результате наложения эпох за этот день находится в пределах ошибки.

Рис. 15. Результат наложения эпох для 300 «реальных» землетрясений

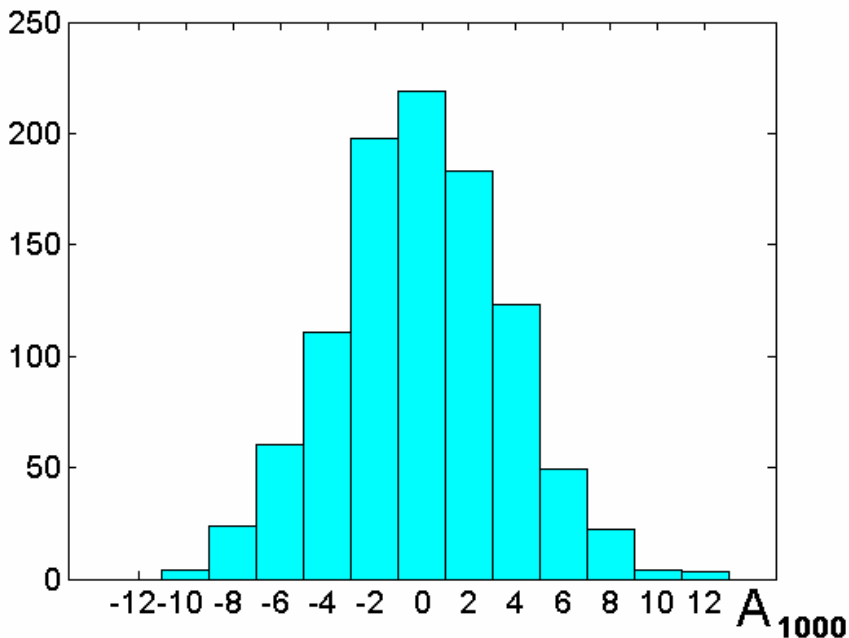


Рис. 16. Гистограмма распределения значений A_{1000} для (-5) дня, полученная при моделировании случайного процесса, использовано 1000 серий по 300 виртуальных событий.

Ранее отмечалось, что для каждого дня результаты наложения эпох, взятые по 1000 сериям, распределены нормально - потому что при наложении эпох одновременно действуют несколько независимых факторов (300 в данном случае). Покажем это на примере. Нарисуем гистограмму, например, для (-5) дня.

Чтобы упростить рисунок, сначала вычислим среднее за этот день по 1000 сериям, и затем вычтем это среднее из каждого значения из 1000, чтобы сместить гистограмму и

центр поместить в начало координат для удобства восприятия. Получаем нормальный «колокольчик».

При анализе «сейсмoeffекта» на исходной выборке с нормальным распределением было достаточно «сейсмодобавки» величиной в $\frac{1}{2}$ стандартного отклонения, чтобы эффект с достоверностью выше 95% выделялся при наличии данных всего лишь за 100 землетрясений. При исходном «ненормальном» распределении амплитуда добавки, вызванной «подготовкой землетрясений» мала, чтобы выявить эффект, имея в распоряжении данные только для 100 событий.

3. Теперь рассмотрим модельную задачу, более приближенную к реальной ситуации. Воспользуемся для моделирования хода исследуемого параметра А настоящим рядом чисел Вольфа.

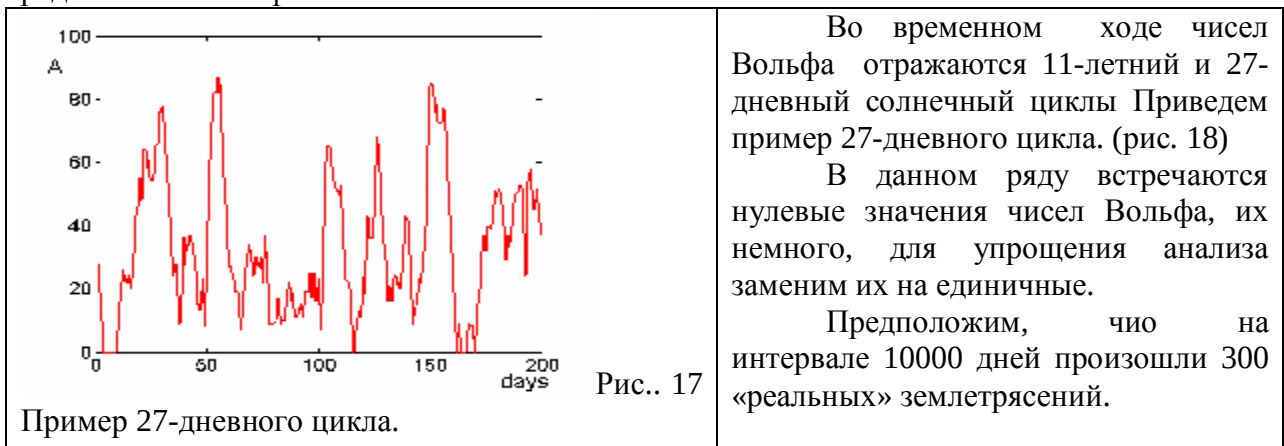


Рис.. 17

Предположим, что для половины землетрясений на (-1) день происходит увеличение величины А на 10%, а для половины ничего не меняется.

Теперь проанализируем четыре различных способа обработки и выявления «сейсмoeffекта».

1 способ. Если «в лоб» просто наложить эпохи, эффект статистически надежно выявить не удастся, поскольку разные годы 11-летнего солнечного цикла очень различаются амплитуды параметра А., а землетрясений немного, всего 300.



Рис. 18. Применение метода наложения эпох для ряда, составленного из чисел Вольфа. Каждое второе землетрясение «воздействует» в (-1) день на ход изучаемого параметра, $A_{seism}(i) = A(i) * 1.1$.

2 способ. Теперь попробуем наложить эпохи, используя тот же набор землетрясений, предварительно пронормировав накладываемые ряды на среднее значение по этому же интервалу. Далее оценим достоверность методом Монте-Карло.

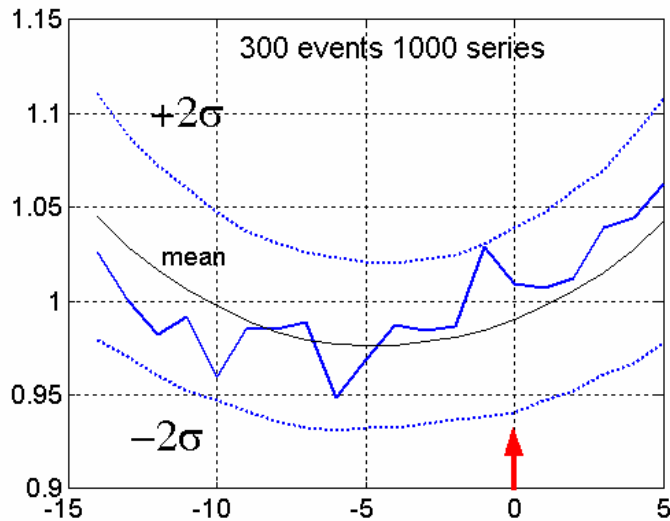


Рис.19 Наложение эпох для ряда с сильной периодичностью; значения нормированы на среднее за рассматриваемый интервал.

Из рис.19 видно, что получается некое увеличение на (-1) день получается. Но, кроме того, получаем тренд среднего значения и доверительного 95% интервала, вызванный 27-дневным солнечным циклом. В целом, и достоверность недостаточная, и сам метод плохой из-за периодичности исходного ряда..

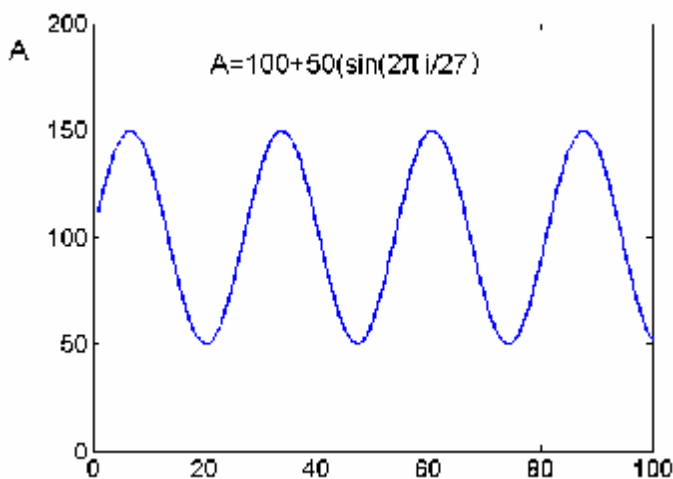


Рис.20 Модельная функция $A(i)=100+50*\sin(2\pi i/27)$

Кстати, с помощью моделирования можно убедиться, что именно 27-дневная периодичность создает такой тренд. Сделать это можно, например, рассмотрев периодическую модельную функцию $A(i)=100+50*\sin(2\pi i/27)$ – составленную из константы и периодической добавки.

Значения в каждом накладываемом интервале нормируются на среднее по этому интервалу, и когда мы берем интервалы в окрестности минимума, мы получаем большую кривизну. Из-за разницы в крутизне при наложении эпох центральная часть кривой опускается.

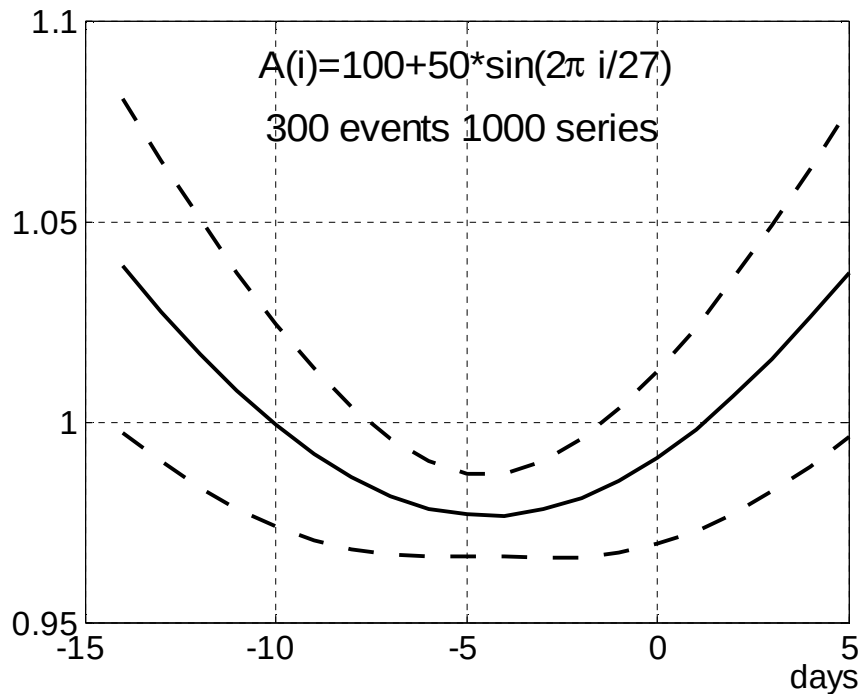


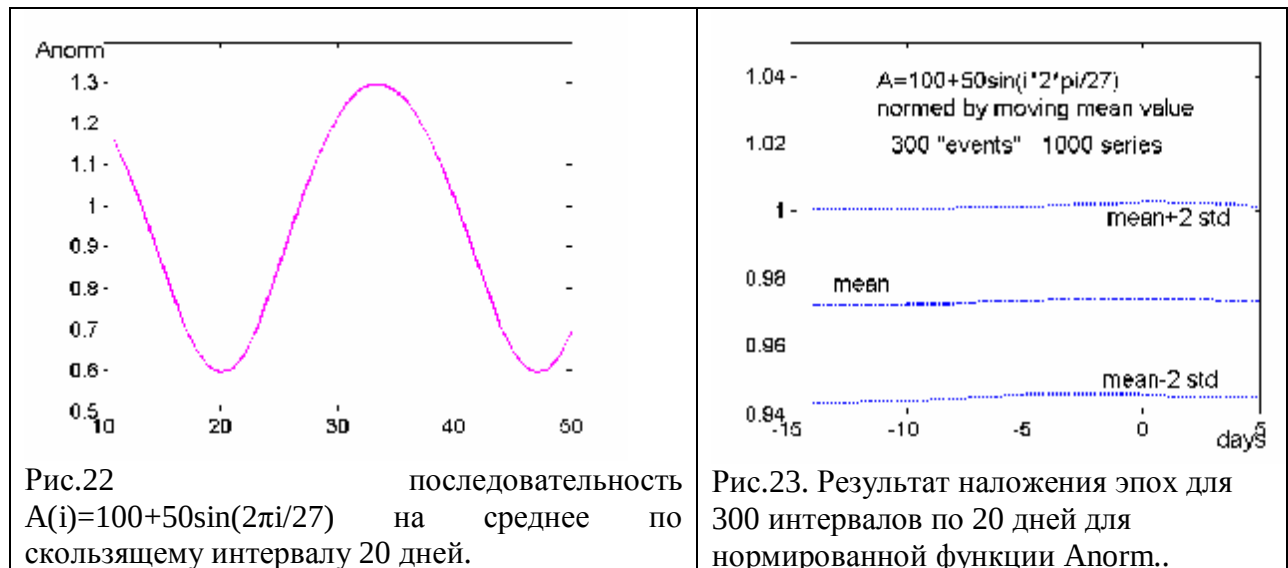
Рис. 21 Результат наложения эпох для модельной функции, используется, как обычно, 300 интервалов по 20 дней в 1000 сериях. Получается тренд такого же типа.

Часто исследователь рад-радехонек, что у него есть данные за интервалы в окрестности землетрясений, а что находится за этими интервалами— это фон, и он как бы несущественен. А в результате можно совершить методическую ошибку и получить «эффект уменьшения исследуемого параметра» в середине интервала. Без моделирования фонового распределения с помощью случайного процесса такую методическую ошибку не выявить.

Опять вернемся к рис. 19. На рис. 19 кривая наложения эпох для землетрясений почти касается пунктирной кривой, показывающей 95% доверительный интервал.. Результат недостоверный на 95% уровне значимости и метод нельзя признать удачным.

Теперь пронормируем последовательность $A(i)=100+50\sin(2\pi i/27)$ на *среднее по скользящему интервалу 20 дней*.

Видно, что крутизна кривой больше в окрестности минимумов, чем в окрестности максимумов. Для этого на рис. Рис.22 для фрагмента кривой выбран более крупный масштаб по оси ОХ.



Но если сейчас промоделировать наложение эпох, никакой вогнутости не получится! Получится прямая! По-видимому, происходит это потому, что на краях при наложении эпох «участвуют» значения, непосредственно не входящие в исследуемый интервал.

Обратим внимание на то, что среднее значение – отнюдь не единица.

3 способ. Теперь попробуем наложить эпохи, пронормировав наш ряд A , соответствующий ряду реальных солнечных пятен на скользящее среднее за $(-10, +9)$ дни. Набор «реальных землетрясений» все те же.

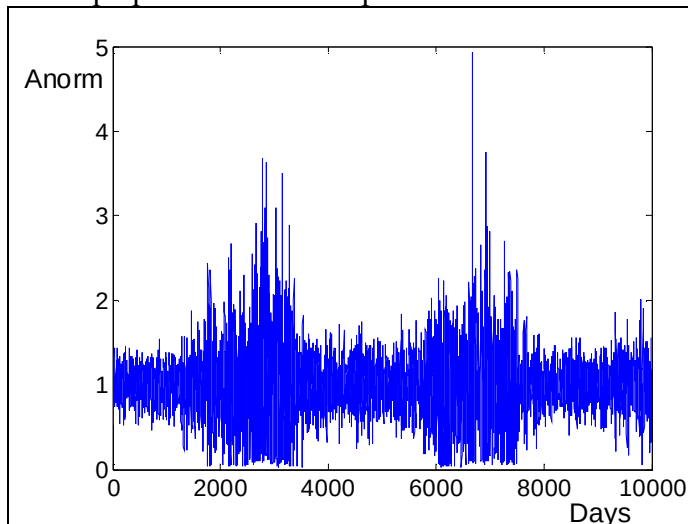


Рис.24 A_{norm} -нормированная на скользящее среднее по интервалу 20 дней последовательность A

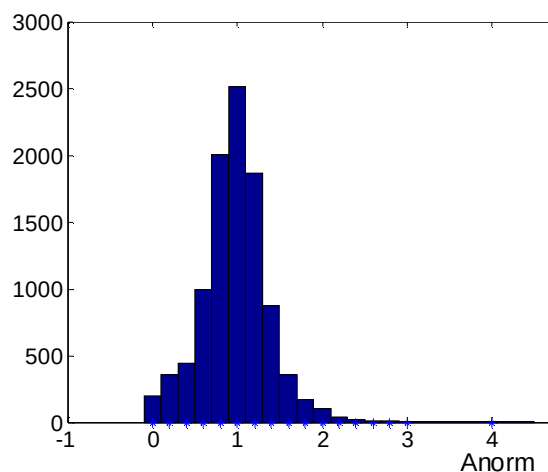


Рис. 25 Гистограмма ряда A_{norm}

Распределение A_{norm} близко к нормальному – потому что элементы получены в результате действия (в данном случае деления на среднее) нескольких ограниченных по величине факторов. Конечно, эти факторы не являются независимыми – значения солнечных пятен в соседние дни достаточно зависимы, но и, соответственно, распределение не совсем нормальное.

Наложим эпохи для последовательности A_{norm} .

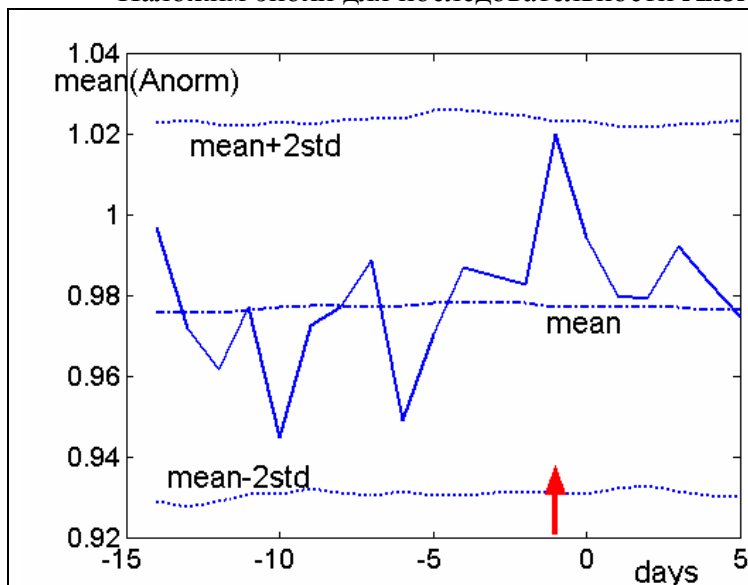


Рис. 26. Результат наложения эпох для последовательности A_{norm} и моделирования фонового распределения

На рис. 26 кривая наложения эпох для землетрясений почти касается пунктирной кривой, показывающей $mean+2\ std$ (среднее + 2 стандартных отклонения), но в целом результат недостоверный на 95% уровне значимости.

4 способ. Теперь проведем исключение периодичности и нормирование данных на среднеквадратичное отклонение. Далее применим метода наложения эпох и определим достоверность выявленного эффекта с использованием метода Монте –Карло.

Для моделирования используем тот же исходный ряд данных, и те же «реальные землетрясения». Так же как в предыдущих трех случаях предполагаем, что для половины землетрясений на (-1) день происходит увеличение величины A на 10%, $A_{seism}(i)=A(i)*1.1$, а для половины ничего не происходит.

Попробуем избавиться от 11-летнего и 27-дневного циклов.

Часто для исключения правильной периодичности используют, например, быстрое преобразование Фурье, т.е. раскладывают в ряд Фурье, далее проводят обратное преобразование Фурье для некоторого диапазона частот, восстанавливая часть функции, вычитают восстановленную функцию из исходной. Мы так поступать не будем, а будем из текущего значения вычитать скользящее среднее, учитывая перечисленные ниже соображения.:

1.Спектр анализируемого ряда значений «розовый», и 27 дневная гармоника сравнительно слабая.

Ниже приведены примеры: розовый спектр последовательности чисел Вольфа (рис. 27) и для сравнения, спектр белого шума (рис. 28).

2. Периодичность анализируемого ряда неправильная. Солнце делает оборот за 27 земных дней, а экстремумы числа солнечных пятен приходятся на разные дни 27-дневного цикла.

3. Вычесть скользящее среднее технически проще.

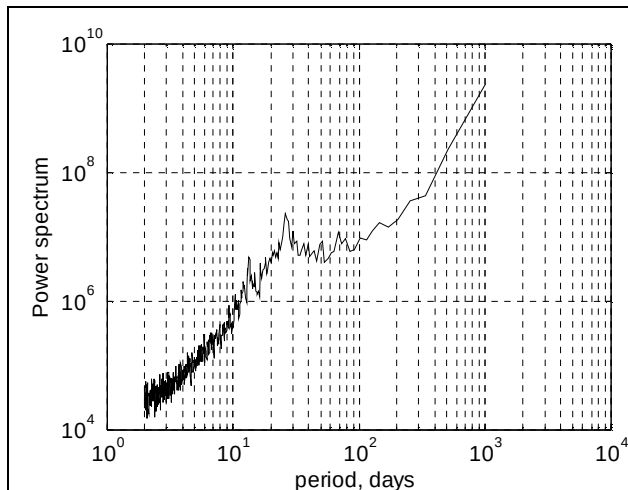


Рис.27 Розовый спектр индекса Вольфа

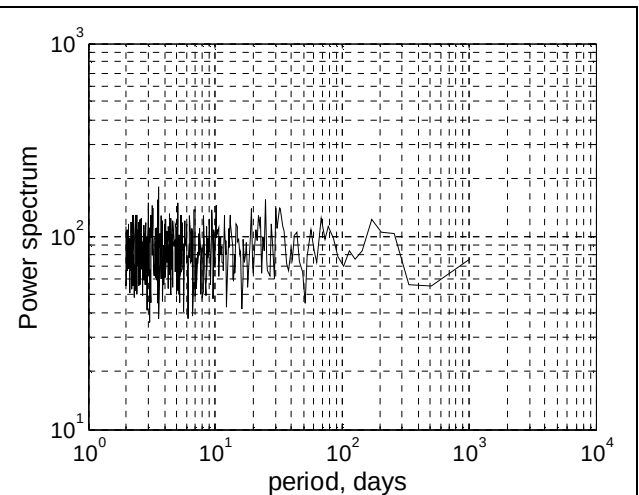


Рис 28 Белый спектр последовательности случайных чисел

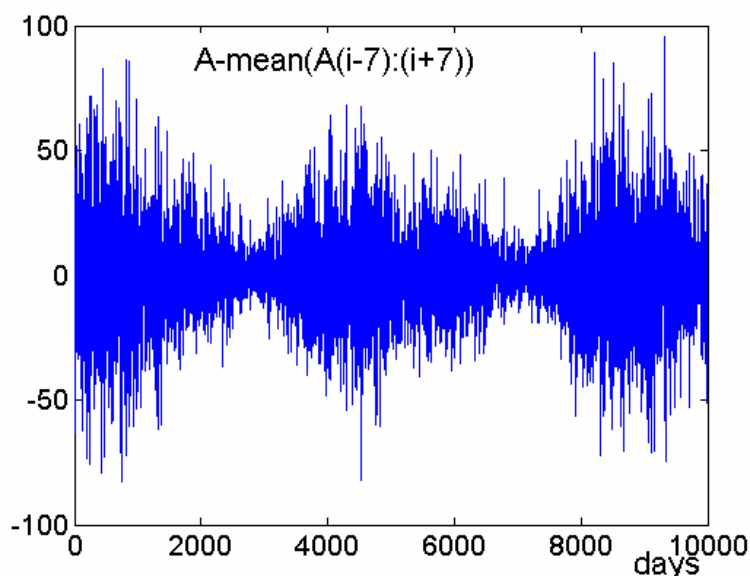


Рис. 29. Последовательность значений параметра $A-A_{\text{усредненное по 15 дням}}$

После вычитания скользящего среднего, получим последовательность, изображенную на рис. 23. Интервал усреднения возьмем меньше 27 дней – например, 15 дней. Это означает, что ищется эффект с характерным временем, много меньше 15 дней – от одного до 4 дней, т.е. примерно до четверти интервала усреднения. Конечно, амплитуда вариации краткосрочного эффекта уменьшится при вычитании среднего,

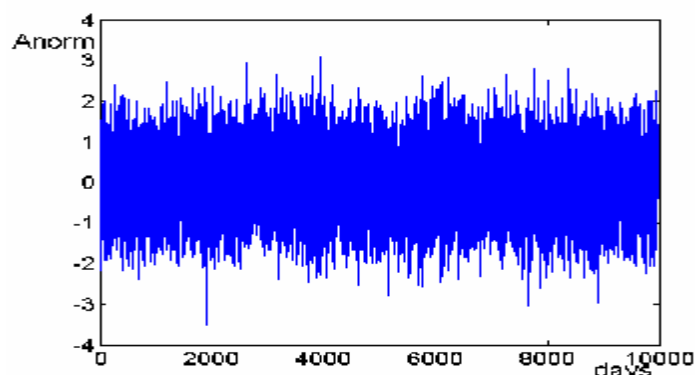


Рис.30. $Anorm$ –разница текущего значения и сглаженного по скользящему интервалу параметра A , нормированная на скользящее среднеквадратичное отклонение по 15 дням.

усредненного по сравнительно короткому интервалу, но при таком усреднении хотя бы исчезнет 27-дневная зависимость. Но зависимость от 11-летнего солнечного цикла ещё остается. Одна из возможностей её исключения – следующая. Пронормируем получившийся ряд, поделив каждый элемент на скользящее среднеквадратичное отклонение по тому же интервалу 15 дней. В результате зависимость от 11-летнего солнечного цикла практически исключена.

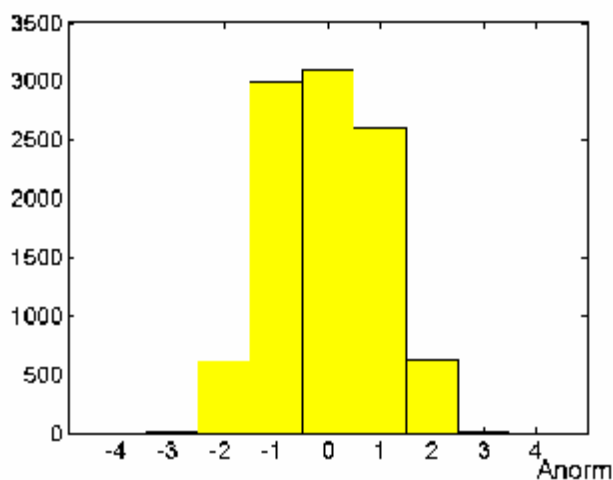


Рис. 31 Гистограмма полученного параметра $Anorm$.

Построим гистограмму распределения полученной величины $Anorm$.

Параметр имеет распределение, близкое к нормальному – поскольку значения $Anorm$ получены при наличии воздействия (вычитание среднего и деление на среднеквадратичное) нескольких ограниченных по амплитуде и отчасти независимых факторов. Поэтому и распределение приближается к нормальному.

Такой метод можно применить и для исключения сезонной зависимости исследуемого параметра, если она имеет место.

Далее наложим эпохи для интервалов $(-14, +5)$ во временной окрестности землетрясений и проведем моделирование фонового распределения методом Монте-Карло. Как и раньше, создадим 1000 серий по 300 виртуальных землетрясений в каждой, наложим эпохи временных интервалов $(-14, +5)$ дней в окрестности виртуальных землетрясений. Как уже отмечалось, 1000 значений $\bar{A}_{\text{norm}}(i)$ для каждого дня i , полученные в 1000 сериях, распределены по нормальному закону. Для каждого дня вычисляем среднее значение и доверительный 95% интервал.

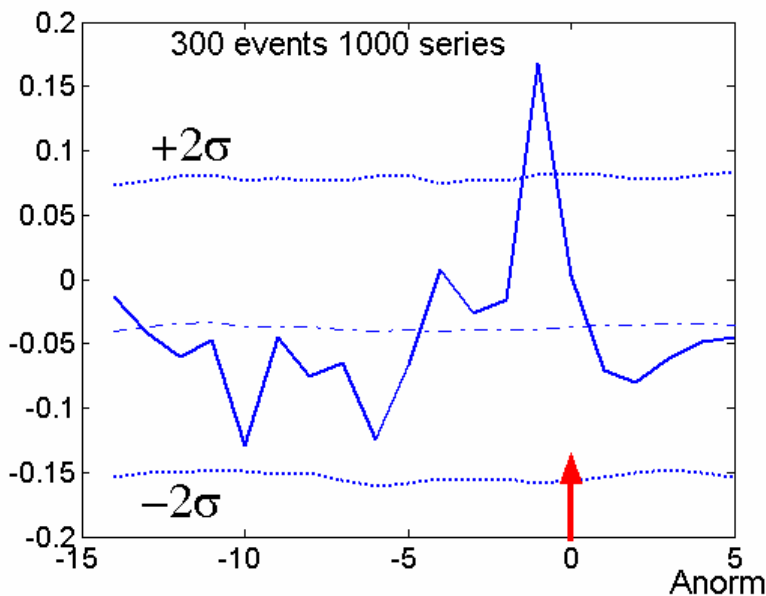


Рис.32 Результат наложения эпох для параметра A_{norm} . Пунктир – 95% доверительный интервал, полученный методом Монте-Карло.

В (-1) день кривая, полученная в результате наложения эпох, выходит за доверительный 95% интервал. Эффект выявлен. На (-1) день наблюдается увеличение параметра A_{norm} на высоком, свыше 99%, уровне значимости, поскольку фактически увеличение в этот день превышает 3 среднеквадратичных отклонения.

Зададим вопрос: для скольких событий параметр $A_{\text{norm}}(-1)$ больше, и для скольких событий меньше медианы (или среднего)? Из чего складывается значение 0.17, -результат наложения эпох в (-1) день, которая с запасом превышает значение, равное среднему $+2$ среднеквадратичных отклонения?

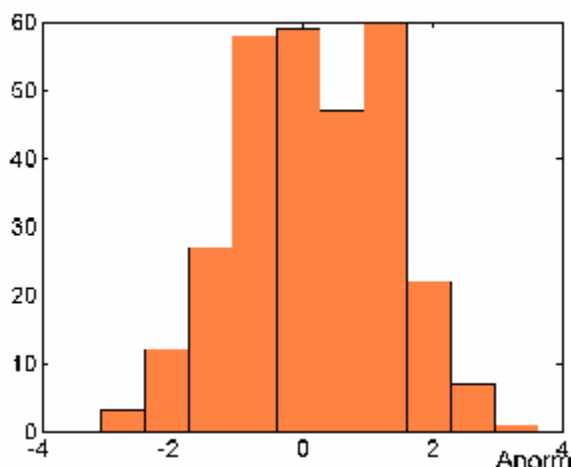


Рис.33 Гистограмма распределения A_{norm} за (-1) день

Представим гистограмму распределения $A_{\text{norm}}(-1)$ для всей совокупности «реальных» землетрясений. Нормальным такое распределение назвать можно только с натяжкой.

Среднее значение параметра A_{norm} по всему массиву составляет -0.04 , медиана -0.07

Проанализировав распределение параметра A_{norm} за (-1) день для 300 «реальных землетрясений», получаем, что для 170 событий в (-1) день A_{norm} больше медианы, а для 130 A_{norm} меньше медианы. Другими словами, для 57% землетрясений наблюдается увеличение, для 43%-уменьшение величины A_{norm} . Ясно, что уменьшение и увеличение равновероятны, если нет никаких целенаправленных воздействий, (вызванных процессами подготовки землетрясений, например) если мы сравниваем величину A_{norm} с медианой, вычисленной по всей большой выборке в 10000 дней. Здесь же, однако, по выборке, состоящей из 300 значений за (-1) день разница составляет $57-43=14\%$, что соответствует 40 землетрясениям.

При моделировании мы полагали, что для каждого второго события (или для 150 землетрясений) наблюдается увеличение измеряемого параметра A на 10%. А в результате расчетов получили, что как бы только 40 землетрясений приводят к наблюдаемому эффекту.

Исследователю интересно знать, как географически распределены землетрясения, процессы подготовки которых вызывают предвестниковый эффект, какими свойствами (магнитуда, глубина, возможно тектонические особенности) они обладают. Словом, хотелось бы знать, какие землетрясения вызывают эффект, а какие нет. И далее от обработки данных и моделирования обратиться к изучению причин возникновения предвестников – к изучению возможных геофизических процессов в системе литосфера-атмосфера-ионосфера.

Представим графически массив значений $A_{norm}(-1)$ для наших «реальных» землетрясений.

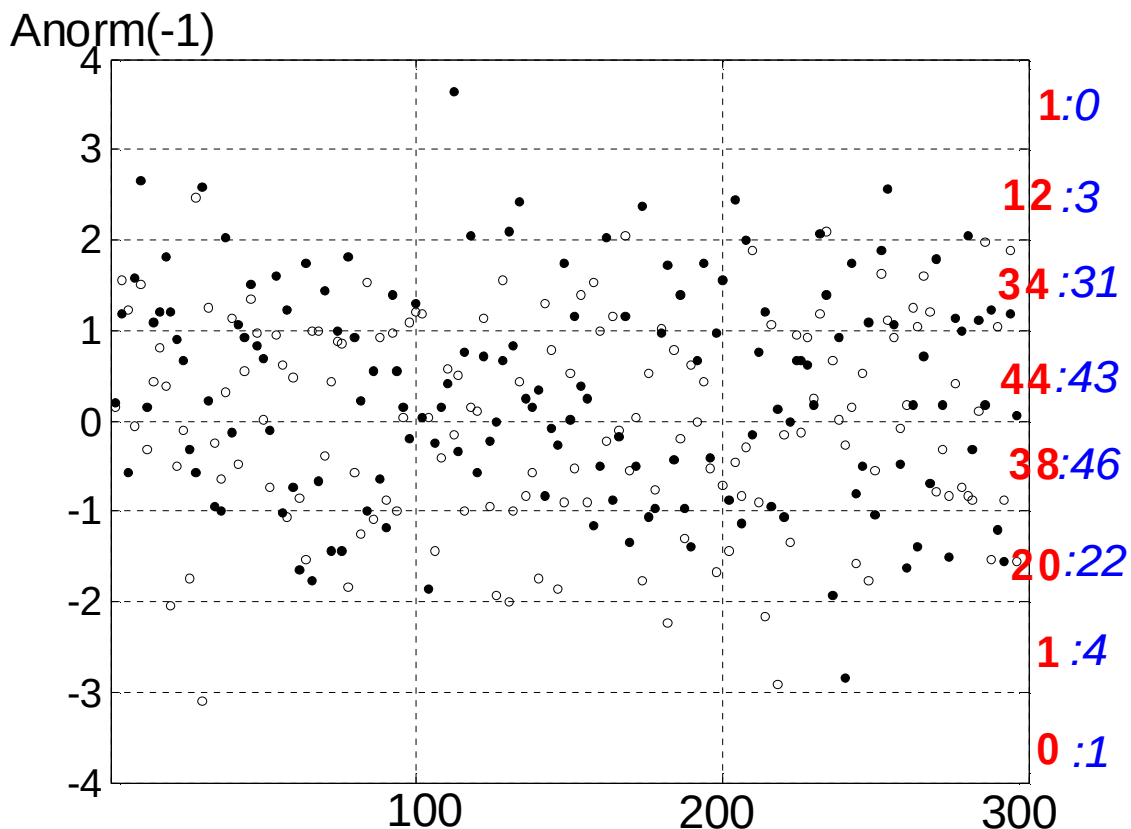


Рис.34 Темные точки показывают $A_{norm}(-1)$ для землетрясений, процессы подготовки которых «воздействуют» на ход параметра A . Пустые кружочки показывают $A_{norm}(-1)$ для землетрясений, для которых воздействия процессов подготовки не было, так как мы

его не моделировали. Прямым шрифтом показаны числа землетрясений в соответствующем диапазоне A_{norm} , для которых моделировался предвестниковый эффект. Наклонным шрифтом показаны числа землетрясений, для которых эффект не моделировался. По оси ОХ отложены номера событий.

В целом массив черных точек смещен вверх относительно массива синих звездочек.

Можно визуально оценить, какие землетрясения как бы дают предвестниковый эффект, а какие как бы не дают. Получается, что если отобрать землетрясения с большими амплитудами $A_{norm}(-1)$, то это будут скорее всего те землетрясения, которые вызвали увеличение $A_{norm}(-1)$. Значение $A_{norm}(-1) > 3$ встречается один раз; землетрясение отмечено красной звездочкой, процессы подготовки перед этим землетрясением воздействовали на исследуемый параметр А.

Если проанализировать землетрясения с меньшими амплитудами $A_{norm}(-1)$, то получаем, что при амплитудах $2 < A_{norm}(-1) < 3$ воздействие процессов подготовки имело место перед 12 событиями из 15.

А при меньших амплитудах $A_{norm}(-1)$, при $0 < A_{norm}(-1) < 2$ получаются примерно равные числа землетрясений, которые дали предвестниковый эффект, и которые его не дали. Нельзя сделать вывод, случайная ли вариация наблюдается в (-1) день, или скорее всего эта вариация вызвана процессами подготовки землетрясения.

В результате, однако, получилось, что с разумной вероятностью (например, с вероятностью выше 80%) можно выделить лишь 16 землетрясений, процессы подготовки которых вызывают эффект на (-1) день. Имеет смысл посмотреть, где эти землетрясения расположены и какими свойствами обладают.

Конечно, приведенные примеры предварительные. Следовало бы повторить компьютерное моделирование например, 1000 раз, и посмотреть уточненные цифры. Но ясно, что при принятой модели воздействия процессов подготовки на изучаемый параметр при выявлении событий, продуцировавших предвестниковый эффект, нет смысла рассматривать события с $A_{norm}(-1) < 2$.

Итак, мы получили, что если процессы подготовки землетрясений воздействуют в каждом втором случае, увеличивая измеряемый параметр на 10%, а всего анализируются 300 землетрясений, то мы можем отследить примерно полтора десятка землетрясений, т.е. 5%, которые с высокой степенью вероятности дали предвестниковый эффект. Более точно эту вероятность можно оценить с помощью моделирования случайного процесса методом Монте-Карло.

А если увеличение измеряемого параметра происходит для всех землетрясений на 10%, а не только для половины событий, что увидит исследователь? Промоделируем такую ситуацию. Создадим 100 серий, в каждой серии на нашей исходной последовательности А «включим действие» 100 виртуальных землетрясений, и пусть в (-1) день для каждого землетрясения $A(-1)$ увеличивается на 10%. Далее произведем вычитание скользящего среднего, пронормируем последовательность, получим значения A_{norm} . Значения $A_{norm}(-1)$ для 100 виртуальных землетрясений запоминаем для каждой серии. В следующих сериях процесс повторяем, используя исходную последовательность А.

По всем 100 массивам A_{norm} из 10 000 элементов каждый вычислим среднее = -0.04, медиана = -0.07, среднеквадратичное отклонение = 1.01. Среднее не равно нулю, потому что наша исходная последовательность чисел Вольфа была несимметричная, и мы получили после нормировки распределение близкое к нормальному, но не совсем нормальное.

Последовательности A_{norm} , полученные в различных сериях, немного различаются, потому что различаются дни виртуальных землетрясений, и, следовательно, значения A_{norm} в (-1) дни для этих виртуальных землетрясений.

Смоделированных $A_{norm}(-1)$ дней будет $100 \times 100 = 10000$. По совокупности таких дней среднее значение равно 0.35., т.е. оно значительно выше среднего значения по всем массивам, которое мы назовем «фоновым» средним значением.

Далее выясним, какая доля $A_{norm}(-1)$ в «сейсмоактивные» (-1) дни превышает «фоновое» среднее значение. В результате получается, что в 61% случаев $A_{norm}(-1)$ больше среднего значения, и, следовательно в 39% случаев $A_{norm}(-1)$ меньше среднего значения, или, иначе говоря, наблюдается приблизительно соотношение 3:2. Примерно такого порядка соотношения и получаются при исследовании сейсмоионосферных эффектов [3].

При той модели, которая здесь применялась – увеличении амплитуды исходного измеряемого параметра на 10 % и при числе землетрясений, равном 100, при наложении эпох получается, что амплитуда эффекта достигает 4 стандартных отклонений. На Рис. 35 представлен результат наложения эпох.

Но величина стандартного отклонения, которую мы получаем с помощью моделирования, зависит от числа событий – она обратно пропорциональна корню из числа событий, если событий много. Так что если событий будет примерно 50, а не 100, стандартное отклонение увеличится в 1.4 раза, и тогда амплитуда нашего эффекта будет превышать 2 стандартных отклонения, но будет меньше 3, что вполне реально в практике исследований.

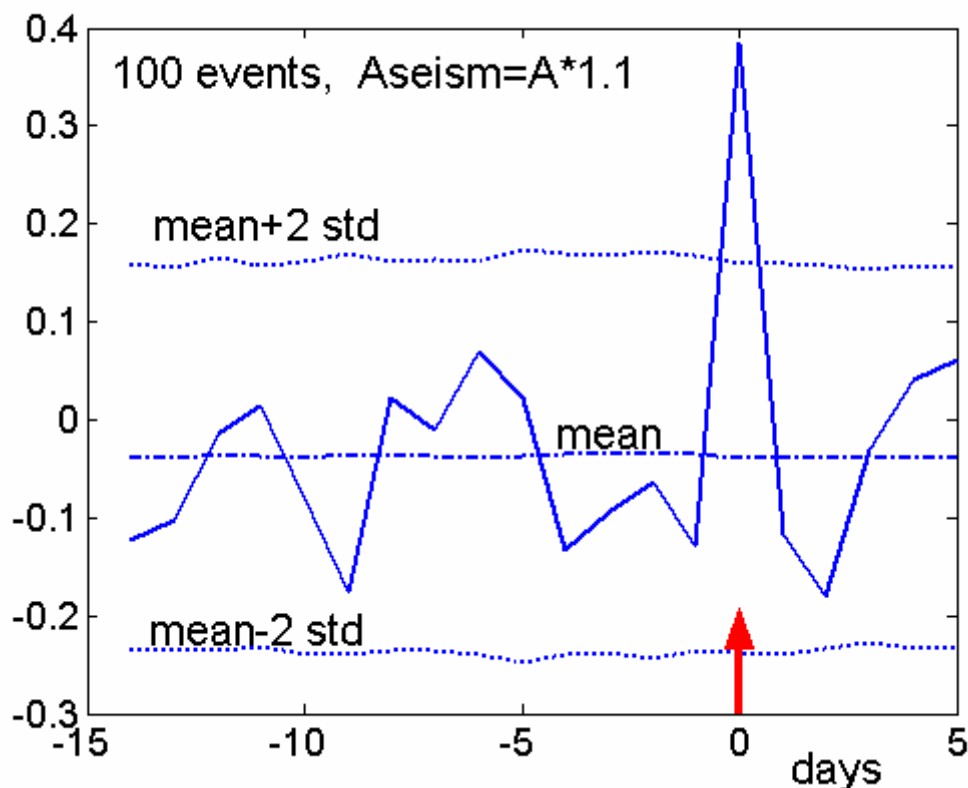


Рис. 35 Результат наложения эпох при $A_{seism}=A*1.1$ в день проявления сейсмoeffекта –(-1) день

Поэтому исследователю не следует удивляться, если у него получилось, что только для 2/3 землетрясений вроде бы наблюдается изменение изучаемого параметра в

«нужную сторону», а для $1/3$ – не наблюдается. Нужно иметь в виду, что сравнительно слабое воздействие процессов подготовки землетрясений накладывается на случайные вариации исследуемого параметра.

До сих пор рассматривались модельные задачи на временных рядах без пропусков. Но при реальных исследованиях данные всегда с пропусками. Эффект, тем не менее, выявить можно, несмотря на пропуски, если данных много. Пропуски, уменьшая число данных, влияют на точность.

При применении моделирования фонового распределения методом Монте-Карло следует точно следовать алгоритму, примененному для выявления эффекта при наложении эпох. Например, если за рассматриваемый интервал произошли 200 землетрясений, а часть данных пришлось отбросить – например, данные в возмущенные дни – и для исследования осталось 60% данных, то при наложении эпох для реальных землетрясений для каждого дня будем располагать не 200 значениями, а приблизительно 120.

При создании серии с виртуальными землетрясениями следует проверять, совпадают ли числа данных для одного дня для данного набора виртуальных землетрясений с числом данных для реальных землетрясений. Желательно не допускать различия, большего 10-15%. Если же серия виртуальных землетрясений случайно оказалась столь неудачной, что число значений, используемых при наложении эпох, значительно отличается от аналогичного числа для реальных землетрясений, то полученные в такой серии значения не следует использовать при вычислении среднего и среднеквадратичного отклонения.

Выводы

1. Метод наложения эпох представляет собой мощный метод, позволяющий выделять слабый эффект на фоне шума. Достоверность выделения эффекта будет более высокой, если перед применением наложения эпох данные будут «очищены» от шумовых вариаций в не интересующем исследователя диапазоне характерных времен и «очищены» от вариаций, не интересующего исследователя происхождения.
2. Оценку достоверности результата проще всего провести методом моделирования фонового распределения – методом Монте-Карло.
3. В ряде случаев метод моделирования фонового распределения позволяет избежать методических ошибок, утрируя их.
4. Метод моделирования позволяет сделать некоторые заключения об амплитуде предполагаемого эффекта, поскольку подбирая различные амплитуды, мы как бы решаем обратную задачу.

Список литературы

- Липеровский В.А., Похотелов О.А., Шалимов С.Л.* Ионосферные предвестники землетрясений. – М.: Наука. 1992. – 304 с.
- Симонов П.В.* К вопросу о нарастающей тенденции синтеза наук // Методологические вопросы физиологии высшей нервной деятельности. – Л.: Наука. 1970. – 300с.
- Rishbeth H.* Ionoquakes: earthquake precursors in the ionosphere? // Eos. 2006. V.87, N32. P. 316-317.
- Pulinets S.A., Boyarchuk K.A.* Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 2004. – 215 p.

МОДЕЛЬ КОНВЕКЦИИ В ШАРОВОМ ВРАЩАЮЩЕМСЯ СЛОЕ

Водинчар Г.М., Шевцов Б.М.

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

The model of convection in a spherical layer of the viscous liquid rotating with constant angular speed is constructed. The field of temperatures is presented by a combination of eigen functions of Laplas operator in a layer. The field of speed is spread out on toroidal and poloidal components. The dynamic system for amplitudes of temperature and speed is received.

Проблема генерации магнитного поля Земли является одной из основных задач геофизики. Механизм, который объяснял бы все наблюдаемые вариации поля, в настоящее время не известен. Наиболее распространенной является теория гидромагнитного динамо, восходящая к работам Лармора, Эльзассера, Булларда. Однако в этой теории разработаны лишь кинематические модели, когда распределение скоростей предполагается заданным. Проблемы динамики и энергетики практически не разработаны [1]. В настоящей работе предпринята попытка построения модели динамики жидкости во внешнем ядре, без учета электрических токов.

Вывод уравнений модели.

Для описания конвекции используем приближение Буссинеска [2]. Модель включает уравнение Навье-Стокса

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \cdot \mathbf{v} = n \Delta \mathbf{v} - \frac{1}{r_0} \nabla P - b \cdot T \cdot \mathbf{g} - 2(\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v}) \quad (1)$$

уравнение теплопроводности

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \cdot T = k \cdot \Delta T \quad (2)$$

и уравнение неразрывности

$$\text{div} \mathbf{v} = 0 \quad (3)$$

Здесь n - кинематическая вязкость, r_0 - среднее в слое давление, b - коэффициент объемного расширения, k - коэффициент температуропроводности, $\mathbf{g}$ - ускорение свободного падения, $\boldsymbol{\omega}$ - угловая скорость. Поля давления P и температуры T представляют собой отклонения от средних значений, соответствующих гидростатическому равновесию.

Система уравнений дополняется краевыми условиями для температуры и условиями непроницаемости для скорости:

$$T|_{r=r_1} = T_1, \quad T|_{r=r_2} = T_2, \quad v_r|_{r=r_1} = v_r|_{r=r_2} = 0 \quad (4)$$

Система (1)-(4) образует модель конвекции.

Выполним обезразмеривание, используя в качестве характерных масштабов по длине – толщину слоя h , по температуре – температурный градиент на границах слоя dT . Получим безразмерную модель

$$\begin{cases} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \cdot \mathbf{v} = \Delta \mathbf{v} - \nabla P + G \cdot T \cdot \mathbf{e}_r - a \cdot (\mathbf{e}_z \times \mathbf{v}) \\ \frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \cdot T = \frac{1}{s} \cdot \Delta T \\ \text{div} \mathbf{v} = 0 \\ T|_{r=r_1} = T_1, \quad T|_{r=r_2} = T_1 - 1, \quad v_r|_{r=r_1} = v_r|_{r=r_2} = 0 \end{cases} \quad (5)$$

Для ядра $r_1 = 0,664$, $r_1 = 1,664$. Здесь $G = \frac{dTgh^3b}{n^2}$ – число Грассхофа, $s = n/k$ – число Прандтля, $a = \frac{2wh^2}{n}$.

По аналогии с двумерной моделью конвекции Лоренца [3], выполним в системе (5) для поля T переход к отклонению температуры $\tilde{T}$ от линейного по радиусу профилю $T = -r + r_1 + T_1 + \tilde{T}$ и получим систему (тильда опущена) с однородными краевыми условиями

$$\begin{cases} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \cdot \mathbf{v} = \Delta \mathbf{v} - \nabla P + G \cdot (-r + r_1 + T_1 + T) \cdot \mathbf{e}_r - a \cdot (\mathbf{e}_z \times \mathbf{v}) \\ \frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \cdot T - v_r = \frac{1}{s} \cdot \left(-\frac{2}{r} + \Delta T \right) \\ \text{div} \mathbf{v} = 0 \\ T|_{r=r_1} = T|_{r=r_2} = 0, \quad v_r|_{r=r_1} = v_r|_{r=r_2} = 0 \end{cases} \quad (6)$$

Для того, чтобы удалить из модели поле давления, возьмем ротор первого уравнения и получим окончательную систему

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial t} \nabla \times \mathbf{v} + \nabla \times ((\mathbf{v} \cdot \nabla) \cdot \mathbf{v}) = \nabla \times \Delta \mathbf{v} + G \cdot \nabla \times (T \mathbf{e}_r) - a \cdot \nabla \times (\mathbf{e}_z \times \mathbf{v}) \\ \frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \cdot T - v_r = \frac{1}{s} \cdot \left(-\frac{2}{r} + \Delta T \right) \\ \text{div} \mathbf{v} = 0 \\ T|_{r=r_1} = T|_{r=r_2} = 0, \quad v_r|_{r=r_1} = v_r|_{r=r_2} = 0 \end{cases} \quad (7)$$

Поле температуры будем раскладывать по системе собственных функций оператора Лапласа в слое. Поле скоростей разложим на тороидальные и полоидальные моды, где в качестве производящих функций также будем использовать собственные функции оператора Лапласа.

Собственные функции оператора Лапласа в слое.

Найдем собственные функции оператора Лапласа, т.е. решения задачи краевой задачи $\begin{cases} \Delta T + mT = 0 \\ T|_{r=r_1} = T|_{r=r_2} = 0 \end{cases}$. Разделяя переменные в уравнении, получим собственные

функции в виде $T_{kn}^m = R_{kn}(r)Y_n^m(q, j)$, где $Y_n^m(q, j)$ – сферические функции, а $R_{kn}(r) = A \frac{J_{n+1/2}(\sqrt{m}r)}{\sqrt{r}} + B \frac{J_{n-1/2}(\sqrt{m}r)}{\sqrt{r}}$ [4]. Здесь J – функции Бесселя первого рода.

Использование краевых условий дает уравнение на собственные значения $J_{n+1/2}(\sqrt{m}r_1) \cdot J_{n-1/2}(\sqrt{m}r_2) - J_{n+1/2}(\sqrt{m}r_2) \cdot J_{n-1/2}(\sqrt{m}r_1) = 0$. Это трансцендентное уравнение допускает аналитическое решение лишь при $n=0$. Для каждого n уравнение имеет счетное семейство положительных решений m_{kn} .

Таким образом, возникает система функций $R_{kn}(r) = A_{kn} \frac{1}{\sqrt{r}} J_{n+1/2}(\sqrt{m_{kn}}r) + B_{kn} \frac{1}{\sqrt{r}} J_{n-1/2}(\sqrt{m_{kn}}r)$, где $A_{kn} = J_{n-1/2}(\sqrt{m_{kn}}r_1)$ и

$B_{kn} = -J_{n+1/2}(\sqrt{m_{kn}} r_1)$. Эти функции ортогональны при фиксированном n и различных k на отрезке $[r_1; r_2]$ с весом r^2 . Характерная структура функций представлена на рис. 1. Индекс k равен количеству нулевых узлов.

Далее, коэффициенты A_{kn} и B_{kn} домножаем на нормирующий коэффициент и получаем систему нормированных функций.

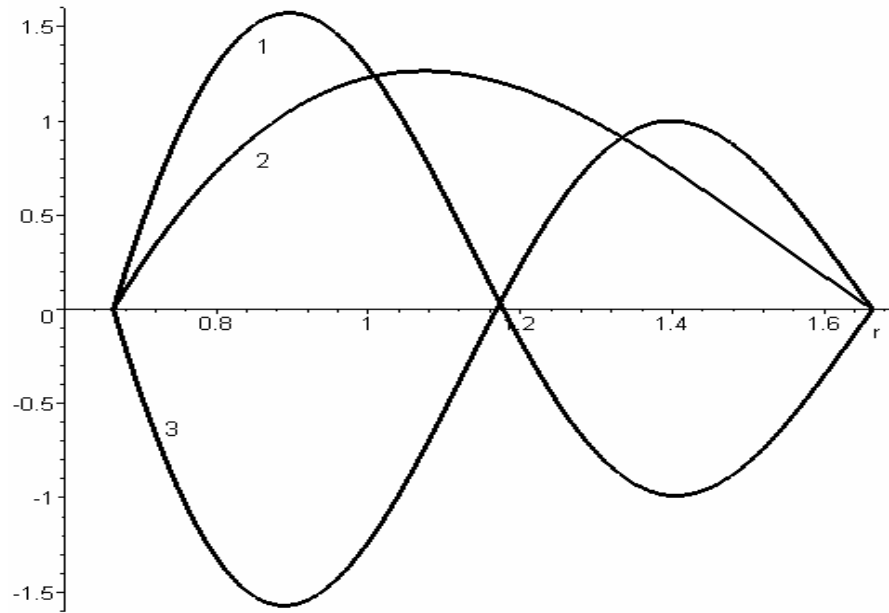


Рис. 1. Радиальные компоненты собственных функций 1 – ($n=2, k=1$); 2 – ($n=0, k=0$); 3 – ($n=1, k=1$).

Так как собственные значения m_{kn} при ненулевых n можно определить только численно, сами коэффициенты A_{kn} и B_{kn} функций $R_{kn}(r)$ можно найти приближенно. Для низших мод коэффициенты функций и собственные значения с точностью 10^{-19} приведены в таблице 1.

Таблица 1.

k	n	m_{kn}	A_{kn}	B_{kn}
0	0	p^2	-0.5479485964309416876	-2.7337628909429647612
0	1	11.4550331341427498641	-1.4509212916873424298	-2.8171528277350989696
0	2	14.5726383976473466062	2.7723411649155921777	-1.6647410625853884214
1	0	$4p^2$	-2.2855946273519994979	3.8098905498187729154
1	1	41.2197542680730133671	4.3403160639773456066	-0.9656930125642802201
1	2	44.7091850015094186573	-1.7360014362064302505	-4.1020338556147590522

Разложение полей.

В разложениях полей будем для упрощения записи использовать одноиндексные обозначения. Представим поле скоростей в виде $\mathbf{v} = \sum_{i=1}^N a_i(t) \mathbf{v}_i$. Здесь $\mathbf{v}_i$ - поля вида $\mathbf{rot}(R_{kn} Y_n^m \mathbf{e}_r)$ (тороидальные компоненты) и/или $\mathbf{rot rot}(R_{kn} Y_n^m \mathbf{e}_r)$ (полоидальные компоненты). Поскольку радиальная составляющая $\mathbf{v}_i$ равна 0 в тороидальном случае и

равна $-\frac{R_{kn}}{r^2} \left(\frac{\partial^2 Y_n^m}{\partial q^2} + ctgq \frac{\partial Y_n^m}{\partial q} + \frac{\partial^2 Y_n^m}{\partial j^2} \right)$ для полоидальных компонент, то граничное условие для скорости выполняется автоматически. Выполняется и уравнение неразрывности.

Поле температуры представим в виде $T = \sum_{j=1}^M b_j(t) T_j$, где T_j - поля вида $R_{kn} Y_n^m$.

Граничные условия для температуры также выполнены.

Подставив разложения в первое уравнение системы (7) получим

$$\sum_{i=1}^N \frac{da_i}{dt} + \sum_{i,j=1}^N a_i a_j \nabla \times ((\mathbf{v}_i \cdot \nabla) \cdot \mathbf{v}_j) = \sum_{i=1}^N a_i \nabla \times \Delta \mathbf{v}_i + G \sum_{j=1}^M b_j \nabla \times (T_j \mathbf{e}_r) - a \sum_{i=1}^N a_i \nabla \times (\mathbf{e}_z \times \mathbf{v}_i)$$

Домножим полученное уравнение скалярно на $\nabla \times \mathbf{v}_k$ и проинтегрируем по слою. В результате получится система уравнений обыкновенных дифференциальных уравнений

$$\sum_{i=1}^N A_i^k \frac{da_i}{dt} = \sum_{i,j=1}^N B_{ij}^k a_i a_j + \sum_{i=1}^N C_i^k a_i + G \sum_{j=1}^M D_j^k b_j + a \sum_{i=1}^N E_i^k a_i \quad k=1..N \quad (8)$$

Здесь $A_i^k = \int (\nabla \times \mathbf{v}_k) (\nabla \times \mathbf{v}_i) dV$, $B_{ij}^k = -\int (\nabla \times \mathbf{v}_k) (\nabla \times ((\mathbf{v}_i \cdot \nabla) \cdot \mathbf{v}_j)) dV$, $C_i^k = \int (\nabla \times \mathbf{v}_k) (\nabla \times \Delta \mathbf{v}_i) dV$, $D_j^k = \int (\nabla \times \mathbf{v}_k) (\nabla \times T_j \mathbf{e}_r) dV$, $E_i^k = -\int (\nabla \times \mathbf{v}_k) (\nabla \times (\mathbf{e}_z \times \mathbf{v}_i)) dV$.

Все эти интегралы несложно могут быть вычислены, причем интегрирование по q и j проводится аналитически, а по r - численно.

Можно показать, что система полей $\nabla \times \mathbf{v}_k$ относительно интегрирования по слою почти ортогональна: ортогональны роторы любой полоидальной и любой тороидальной компоненты, ортогональны и однотипные компоненты отличающиеся какими-либо индексами сферических функций. Поэтому матрица $\mathbf{A}$ в системе (8) почти диагональная и легко обратима. Умножая на обратную матрицу, получим динамическую систему для амплитуд компонент скорости

$$\frac{da_i}{dt} = \sum_{i,j=1}^N \bar{B}_{ij}^k a_i a_j + \sum_{i=1}^N \bar{C}_i^k a_i + G \sum_{j=1}^M \bar{D}_j^k b_j + a \sum_{i=1}^N \bar{E}_i^k a_i \quad k=1..N \quad (9)$$

Аналогичным образом поступим со вторым уравнением системы (7). Подставив разложение для скорости и температуры, домножив почленно на T_s и проинтегрировав по слою, получим систему

$$\frac{db_s}{dt} = \sum_{i,j=1}^{N,M} F_{ij}^s a_i b_j + \sum_{i=1}^N H_i^s a_i + \frac{1}{s} (I_s + m_s b_s) \quad s=1..M \quad (10)$$

Здесь $F_{ij}^s = -\|T_s\|^{-2} \int T_s (\mathbf{v}_i \cdot \nabla) T_j dV$, $H_i^s = \|T_s\|^{-2} \int T_s \mathbf{v}_{ir} dV$, $I^s = -\|T_s\|^{-2} \int \frac{2T_s}{r} dV$.

В результате получается объединенная система для амплитуд искомых полей

$$\begin{cases} \frac{da_i}{dt} = \sum_{i,j=1}^N \bar{B}_{ij}^k a_i a_j + \sum_{i=1}^N \bar{C}_i^k a_i + G \sum_{j=1}^M \bar{D}_j^k b_j + a \sum_{i=1}^N \bar{E}_i^k a_i & k=1..N \\ \frac{db_s}{dt} = \sum_{i,j=1}^{N,M} F_{ij}^s a_i b_j + \sum_{i=1}^N H_i^s a_i + \frac{1}{s} (I_s + m_s b_s) & s=1..M \end{cases}$$

Выводы.

В работе получена модель конвекции во вращающемся слое вязкой жидкости в приближении Буссинеска. Эта модель может быть использована для описания конвекции во внешнем ядре Земли в пренебрежении силы Лоренца. Гидродинамические токи разложены на полоидальные и тороидальные компоненты, что позволяет осуществлять

селекцию мод. Получена динамическая система для амплитуд компонент скорости и температуры. Эта система является аналогом классической системы Лоренца [3] маломодовой конвекции, и, как представляется авторам, позволит в дальнейшем исследовать различные режимы конвекции в ядре.

Список литературы

1. Джекобс Дж. Земное ядро. – М. : Мир, 1979.
2. Монин А.С. Теоретические основы геофизической гидродинамики. – Л.: Гидрометеиздат, 1988.
3. Табор М. Хаос и интегрируемость в нелинейной динамике. – М.: Эдиториал УРСС, 2001.
4. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. – М.: Наука, 1977.

СОДЕРЖАНИЕ

Секция 2 «Геофизические поля и их взаимодействие»

<i>Бычков В.В., Маричев В.Н., Шумейко А.В.</i> Формирование аэрозолей в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере.....	5
<i>Гаврилов В.А., Дружин Г.И., Полтавцева Е.В.</i> Результаты одновременных измерений естественных электромагнитных СНЧ-ОНЧ излучений с использованием подземной и наземной антенн.....	14
<i>Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Полтавцева Е.В., Яковлева Ю.Ю.</i> Изменения уровня естественного электромагнитного излучения снч-диапазона в сравнении с результатами скважинных геоакустических измерений.....	20
<i>Дружин Г.И., Комарова И.Н., Мельников А.Н.</i> Пеленгация грозových источников по результатам наблюдений за ОНЧ излучением.....	25

Секция 4 «Моделирование геофизических процессов и полей»

<i>Е.В. Липеровская.</i> Применение численного моделирования – метода Монте-Карло при анализе сейсмоионосферных эффектов.....	32
<i>Водинчар Г.М., Шевцов Б.М.</i> Модель конвекции в шаровом вращающемся слое	54
СОДЕРЖАНИЕ	59

CONTENTS

Section 2 «Geophysical fields and their interaction»

<i>V.V. Bychkov, V.N. Marichev, A.V. Shumeiko</i> Aerosol formation in upper stratosphere at the period of winter anomalous absorption of radio wave in ionosphere.....	5
<i>V.A. Gavrilov, G.I. Drushin, E.V. Poltavtceva</i> The results of the simultaneous measurements of the natural VLF-ELF electromagnetic emissions by the means of underground and on-ground antennas.....	14
<i>V.A. Gavrilov, Yu.V. Morozova, E.V. Poltavtceva, Yu.Yu. Yakovleva.</i> Changes of natural electromagnetic emission values in VLF range in comparison with borehole geoacoustic measurements.....	20
<i>G.I. Drushin, I.N. Komarova, A.N. Melnikov.</i> Direction-finding of thunderstorm sources on the results of VLF radiation observations.....	25

Section 4 «Simulation of geophysical processes and fields»

<i>E.V. Liperovskaya.</i> Application of numeral simulation – Monte-Karlo method for seismoionospheric effect analysis	32
<i>G.M. Vodinchar, B.M. Shevtsov.</i> The model of convection in the sphere revolving layer.....	54
CONTENTS	59

Научное издание

Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений
IV международная конференция., с. Паратунка Камчатской обл., 14–17 авг. 2007 г.
Сборник докладов
Дополнительный том

Ответственный редактор Шевцов Борис Михайлович,
доктор физико-математических наук

Утверждено к печати Ученым советом Института космических
исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Технические редакторы: В.Б.Булгакова, Н.П.Рогожина
Макет книги выполнен в ИКИР ДВО РАН

Лицензия ПД 14-2 от 14.07.2000 г.
Подписано к печати Формат 60х84/8
Гарнитура Times New Roman Печать офсетная. Усл.печ.л. Уч.-изд.л.
Тираж 100 экз. Заказ

Отпечатано Центром оперативной полиграфии ЧП Романенко М.И.
683000, г. Петропавловск-Камчатский, ул. Ленинская, 46