Российская академия наук Дальневосточное отделение

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн



# СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ И ФИЗИКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Сборник докладов V международной конференции

2-7 августа 2010 года с.Паратунка Камчатский край



Петропавловск-Камчатский 2010

# Российская академия наук Дальневосточное отделение

# Институт космофизических исследований и распространения радиоволн

# СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ И ФИЗИКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

## Сборник докладов V международной конференции

# 2-7 августа 2010 года с.Паратунка Камчатский край

Петропавловск-Камчатский 2010 Russian Academy of Sciences Far Eastern Branch

Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation



# SOLAR-TERRESTRIAL RELATIONS AND PHYSICS OF EARTHQUAKES PRECURSORS

Collection of the reports of V International Conference

2–7 August 2010, v. Paratunka Kamchatsky kray

Petropavlovsk-Kamchatsky

2010

## УДК 551.509.336 + 550.344.37

**Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений**: V междунар. конф., с. Паратунка, Камчат. край, 2–7 авг. 2010 г. : сб. докл. / *отв. ред. Б.М. Шевцов, В.В. Богданов.* – Петропавловск-Камчатский : ИКИР ДВО РАН, 2010. – 497 с. – Рус., резюме англ.; англ., резюме рус.

ISBN 978-5-7442-1498-2

Доклады отражают результаты исследований в области физики Солнца, атмосферы, ионосферы и магнитосферы; изучения ионосферных эффектов и аномалий естественного КНЧ-ОНЧ во время солнечного затмения; экспериментальные и теоретические вопросы трансформации энергии солнечного ветра в энергию магнитосферно-ионосферных процессов; вопросы формирования турбулентности в ионосфере; влияния процессов в литосфере на нижнюю и верхнюю атмосферу Земли; механизмы формирования аэрозолей в стратосфере; вопросы генерации электрического поля и ИК-излучения в нижней тропосфере; исследования сейсмоэлектромагнитных, сейсмоэлектрических и сейсмоакустических и деформационных эффектов в различных частотных диапазонах в земной коре, атмосфере и ионосфере Земли; подробно рассмотрены вопросы физики предвестников землетрясений. Представлены современные методы сбора, обработки, передачи и обмена геофизической информации.

*Ключевые слова:* солнечный ветер, космические лучи, атмосфера, ионосфера, магнитосфера, турбулентность, электромагнитное поле, солнечная активность, магнитная буря, моделирование, электромагнитное излучение, ИК-излучение, геоакустическая эмиссия, деформационный мониторинг, сейсмическое событие, предвестники землетрясений.

**Solar-terrestrial relations and physics of earthquakes precursors** : V intern. conf., v. Paratunka Kamchatka region, 2–7 August 2010 : coll. of the reports / *ed. by B.M. Shevtsov, V.V. Bogdanov.* – Petropavlovsk-Kamchatsky : IKIR FEB RAS, 2010. – 497 p.

The reports are presented the results of the researches in the field of physics of the Sun, atmosphere, ionosphere and magnetosphere, ionospheric effects and anomalies of natural SLF-VLF emissions during a solar eclipse; experimental and theoretical questions of energy transformation of solar wind to the energy of magnetosphere-ionosphere processes; mechanisms of the energy of solar wind transformation to the energy of magnetosphere-ionosphere processes, questions of the turbulence formation in the ionosphere; influences of processes in lithosphere on the bottom and top atmosphere of the Earth; mechanisms of formation of aerosols in stratosphere; the questions of the generation of the electrical field and IR-emission in low troposphere; the researches of seismoelectromagnetic, seismoelectric and seismoacoustic effects in different frequency ranges in the Earth's crust, atmosphere and ionosphere; the questions of the physics of earthquakes precursors are considered in detail. Modern methods of the collection, processing, transformation and exchange of geophysical information are presented.

*Key words:* solar wind, cosmic rays, atmosphere, ionosphere, magnetosphere, turbulence, electromagnetic field, solar activity, magnetic storm, simulation, electromagnetic emission, IR-emission, geoacoustic emission, deformational monitoring, seismic event, precursors of earthquakes.

Ответственные редакторы: д-р физ.-мат. наук Б.М. Шевцов; д-р физ.-мат. наук В.В. Богданов

Конференция проведена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 10-III-Г-02-006) и РФФИ (грант 10-05-06047)

ISBN 978-5-7442-1498-2

# СОДЕРЖАНИЕ

# Пленарные доклады

Пленирные обласов
Маров М.Я., Шари В.П. Математическое моделирование оптических характеристик
атмосферных аэрозолей
спожных системах перед экстремальными событиями
Кузненов В Л Михайлов Ю М Шевнов Б М Ферени Ш Боднар Л Корепанов В Е
Михайлова ГА Корсунова Л.П. Хегай В.В. Смирнов С.Э. Лружин ГИ. Богданов В.В.,
Капустина ОВ Современные метолы исследования электромагнитных процессов
предшествующих землетрясениям
Липеровский В.А. Силина А.С. Богданов В.В. Липеровская Е.В. Умарходжаев Р.М.
Лавыдов В.Ф. Генерация электрического поля и инфракрасного излучения в тропосфере
перед землетрясениями
Маричев В.Н. Лидарные наблюдения вертикального распределения температуры в нижней и
средней атмосфере над Западной Сибирью в 2008-2010гг
Романов А.А., Трусов С.В., Новиков А.В., Романов А.А. Автоматизированная технология
томографического зондирования ионосферы Земли и перспективы ее развития
Секция 1. Влияние солнечной активности на геосферные процессы
Балабин Ю.В., Вашенюк Э.В. Новая методика получения спектров первичных
потоков солнечных релятивистских протонов по измерениям нейтронных мониторов
(Biernat K., Möstl C., Leitner M., U. Taubenschuss, N. V. Erkaev, C. J. Farrugia) Bubpoc
корональной массы и межпланетные магнитные облака.
Варламова Е.В., Соловьев В.С. Спутниковый мониторинг растительности арктической зоны
Якутии
Афраймович Э.Л., Воейков С.В., Едемский И.К. Ионосферные эффекты полного солнечного
затмения 22 июля 2009 г. по данным плотной сети GPS в Японии (GEONET)
(Denisenko V.V., Ampferer M., Biernat H.K.) Влияние ионосферной проводимости на
проникновение электрического поля из атмосферы в ионосферу
Дружин Г.И., Исаев А.Ю., Уваров В.Н. Аномалии естественного кнч-онч излучения в
периоды солнечных затмений
(Ebel A.) Моделирование планетарных волн в страто- и тропосфере под влиянием
флуктуаций солнечной активности вследствие вращения солнца
Еркаев Н.В., Семенов В.С., Рабецкая О.И., Мезенцев А.В., Бирнат Х.К.
Холловская МГД модель «флэппинг» колебаний токового слоя магнитосферного хвоста
Козлов В.И., Соловьев В.С. Исследование вариаций облачности и интенсивности
космических лучей
Котова Г.А., Веригин М.И., Безруких В.В., Богданов В.В., Кайсин А.В. Охлаждение ионов в
плазмосфере на начальной стадии магнитной бури: моделирование динамики температуры
Криволуцкий А. А., Вьюшкова Т. Ю., Репнев А.И., Вессинг М., Черепанова Л.А., Банин
М.В. Ионизация полярной амосферы релятивисткими электронами в период
геомагнитных бурь октября-ноября 2003 года и изменения содержания химических
составляющих: численное трехмерное моделирование
соловьев в.с., козлов в.и., васильев м.с. влияние солнечной активности на облачность в
инастанов 4 Ю Вайсбара О Л. Исаловороние отристиры смоналии рордиора натача (А ГП)
шестиков А.Ю., <i>Вийсоерг</i> О.л. исследование структуры аномалии горячего потока (AI II)
плазмы у фронта околоземной ударной волны.
Секция 2. геофизические поля и их взаимооеиствие Багров В $\Gamma$ Наминико F $A$ О возможном вклада оннувательности налические в средности.
вигров Б. г., пемченко Е. А. О возможном вкладе синхротронного излучения в светимость
Поларных унании Белов А.С. Марков Г.А. Фролов В.П. Парро М. Шевнов Б.М. Бышков В.В. Ворлейстрие
мошным КВ ралиоизлучением средненииротного нагревного стенда «Сура» на докали и на
ионосферно-магнитосферные связи
Бобылев Я.М., Лумбрава З.Ф., Хомутов С.Ю. Первые результаты мониторинга магнитного
поля Земли с помощью ЦМВС-6 на магнитной обсерватории «Хабаровск»
поли основно циве о на магнитной обсерватории «насаровски»

Водинчар Г.М., Крутьева Л.К. Маломодовая модель геодинамо

Водинчар 1.М., Крутьева Л.К. Маломодовая модель геодинамо	102
Гаврилов В.А., Полтавцева Е.В. Вариации естественного электромагнитного излучения в диапазоне СНЧ по данным измерений с подземной электрической антенной Дмитриев Э.М., Филиппов В.А. Алгоритм расчета индексов геомагнитной активности	102
Дружин Г.И., Чернева Н.В., Мельников А.Н. Пеленгационные наблюдения при прохождении гроз над Камчаткой Ikeda A., Yumoto K., Shinohara M., Nozaki K., Yoshikawa A., Bychkov V. V., Shevtsov B.M.	113
Ионосферные электрические и наземные магнитные Pc5 вариации на низкоширотных станциях Климковии T.4. Городыский Ю.М. Харин F. П. Временные изменения векторов визе в	118
некоторых сейсмоактивных регионах мира Ковалевский И.В. Методы распознавания образов (PO) в исследовании сложных	121
геофизических объектов (СГО) Козлов В.И., Муллаяров В.А., Стародубцев С.А., Торопов А.А., Тимофеев Л.В. Отклик грозовой активности в данных якутского нейтронного монитора	124 128
Водинчар Г.М., Крутьева Л.К. Модель конвекции во вращающихся сферических слоях при малых надкритичностях	131
<i>Ларкина В.И.</i> Низкочастотные радиопомехи, как средство диагностики окружающей среды	135
манорикова О.Б., Богоанов Б.Б. Метод моделирования и прогнозирования данных критической частоты foF2 на основе вейвлет-преобразования Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Мищенко М.А. Результаты исследований связи между возмущениями высокочастотной геоакустической эмиссии и электрического поля в	142
приземном воздухе на пункте "Микижа" (Камчатка) летом-осенью 2006-2008 гг. Михайлов Ю.М., Рожков В.Б., Капустина О.В. Полевой автономный ОНЧ-приёмник	146 150
<i>Михайлова Г.А., Смирнов С.Э.</i> Эффекты геомагнитных возмущений в приземной атмосфере и возможный биофизический механизм их влияния на сердечно-сосудистую систему человека	152
<i>Михайлова Г.А., Михайлов Ю.М., Капустина О.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э.</i> Спектры мощности тепловых приливных и планетарных волн в приземной атмосфере, в d – и динамо - областях ионосферы на Камчатке	156
<i>Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А.</i> Береговой эффект в вариациях геомагнитного поля на камчатке <i>Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Смирнов С.Э.</i> Годовые вариации магнитовариационных параметров	159
по данным обсерваторий «Магадан» и «Паратунка» (Камчатка) Муллаяров В.А., Козлов В.И., Торопов А.А., Каримов Р.Р. Проявление грозовых процессов в	164
Новиков А. В., Романов А. А., Романов А. А. Просветное зондирование ионосферы четырехчастотным когерентным сигналом	172
<i>Орешко Н.И., Геппенер В.В., Клионский Д.М.</i> Новые технологии обработки и анализа измерительной информации на основе достижений в области частотно-временного анализа и теории вейвлетов	175
Паровик Р.И. Математическое моделирование нестационарного переноса радона в системе грунт-атмосфера с постоянными коэффициентами	179
Пережогин А.С., Шевцов Б.М. О трехмерной вязкоупругой модели Максвелла для фрактальной среды	183
Поддельский И.Н., Поддельский А.И. Особенности измерений элементов геомагнитного поля в условиях повышенных электромагнитных помех Мандрикова О.В. Полозов Ю.А. Метолы обработки и анализа спожных природных	185
сигналов Рахматулин Р.А., Хомутов С.Ю., Харченко В.В., Липко Ю.В. Магнитное поле байкальской	189
рифтовой зоны по данным высокоточной наземной съемки Романов А.А., Трусов С.В., Новиков А.В., Аджалова А.В., Романов А.А. Особенности построения космического сегмента перспективной системы томографического зондирования	193
ионосферы Земли Смирнов С. Э., Марапулец Ю. В. Воздействие одиночного молниевого разряда на	197 201

напряженность электрического поля воздуха и акустическую эмиссию приповерхостных	
пород	
Смирнов С. Э. Влияние конвективного генератора на суточный ход напряженности	
электрического поля	204
Смирнов С.Э., Анисимов С.В., Шихова Н.М. Вариации аэроэлектрического поля	• • • •
среднеширотных обсерваторий	208
Мандрикова О.В., Смирнов С.Э., Соловьев И.С. Метод определения индекса геомагнитной	010
активности К на основе вейвлет-пакетов	212
Чупин В.А., Долгих Г.И. Энергообмен между сейсмическими и гидроакустическими волнами	010
в переходнои зоне залива Посьет	218
Шереметьева О.В. Моделирование вариации магнитного поля Земли, определяемых	220
Воздеиствием приливной силы	220
(Sninonara M., Ikeda A., Nozaki K., Tosnikawa A., Bychkov V., Snevisov B., Tumoto K., ana	
MAGDAS/CPMIN group)	224
Dr2 флуктуации электрического поля, наолюдаемые сетью гмг-с w радаров (Shickawa K Nomuna P V Otsuka Shantaon P M) Цебщеления нечестворник розуниции и	224
(Sniokawa, K., Nomura K., Т. Olsuka, Snevisov В. М.) паолюдения ионосферных возмущении и	227
$(Y_{umoto} K^{-1} and the MACDAS/CPMN Group) MACDAS/CPMN uppert upg supported$	221
( <i>Tumolo K. unu me mAODAS/CTIMN Group</i> ) MAODAS/CTIMN hpoeki dix infocuepho-	221
$^{\dagger}$ Admaŭnogun $\mathcal{P}$ I Acmadu aga $\mathcal{P}$ I Kocozonog E A Georgenn $\mathcal{P}$ R Продржиње маршито	231
Африимович Э.Л., Астифбеви Э.Н., Косогоров Е.А., Исокевич Ю.Д. проявление магнито-	252
Ясюкаеци Ю В. Ратовский К.Г. Полякова А.С. Шейфлер А.А. Отлиние сутонных рарианий	232
ПЭС по данным спобальных карт GIM различных дабораторий региональных	
северозмериканских карт UIS-TEC и молели IRI	256
секция 3 Линамицеские процессы в атмосфере	230
Бычков В В Пережогин А С Шевиов Б М Маричев В Н. Черемисин А А. Пиларные	
наблюдения серебристых облаков над Камчаткой в июне 2009 года	259
Бычков В В Пережогин А С Шевиов Б М Маричев В Н Новиков П В Черемисин	207
А А Сезонные вариации аэрозольного наполнения стратосферы и мезосферы Камчатки	
по результатам лидарных наблюдений в 2007 – 2009 г.г.	261
Виниикий А.В., Казаниева В.В. О возможном механизме изменения термического режима	
атмосферы	266
Выборнов Ф. И., Алимов В. А., Рахлин А. В. Об особенности исследований тонкой	
мультифрактальной структуры ионосферной турбулентности	268
Выборнов Ф. И., Алимов В. А., Рахлин А. В. О пространственно-неоднородной структуре	
мелкомасштабной турбулентности среднеширотной ионосферы	270
Дружин Г.И., Санников Д.В., Уваров В.Н. Влияние ветровой обстановки на естественное	
электромагнитное излучение	274
Афраймович Э.Л. <sup>†</sup> , <u>Едемский И.К.</u> , Воейков С.В., Ясюкевич Ю.В. МГД природа ионосферных	
волновых пакетов, генерируемых солнечным терминатором.	277
Ишин А.Б., Живетьев И.В., Демьянов В.В. Экспериментальное исследование рассеяния	
радиосигнала GPS на ионосферных неоднородностях, вытянутых по магнитному полю	281
Маричев В.Н., Самохвалов И.В. Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в	
стратосфере над Томском в 2008-2010гг.	284
Николашкин С.В., Титов С.В., Маричев В.Н., Игнатьев В.М. Динамика зимних	
стратосферных потеплений над Якутском	289
Носов В.В., Емалеев О.Н., Лукин В.П., Носов Е.В. Полуэмпирические гипотезы теории	
турбулентности в анизотропном пограничном слое атмосферы	291
Соловьев В.С., Будищев А.А. Исследование вариаций аэрозольной оптической толщины и	
пирогенной активности в центральной Якутии	296
Черемисин А.А., Новиков П.В., Шнипов И.С., Бычков В.В., Шевцов Б.М. Лидарные	
наблюдения аэрозольных слоев в верхней атмосфере Камчатки и гравитофотофоретическая	
гипотеза их формирования	299
Черниговская М.А., Куркин В.И., Орлов И.И., Поддельский И.Н., Поддельский А.И., Шарков	
Е.А. Исследование влияния мощных метеорологических возмущений в нижней атмосфере	<b>e</b> o -
Земли на вариации параметров ионосферы в азиатском регионе России	303
$\mu_{\mu}$	

Долгопериодные вариации параметров верхней и средней атмосферы по данным экспериментальных установок Сибирского региона

## Секция 4. Радиофизика и акустика энергоактивных зон

Александров Д.В., Дубров М.Н., Ларионов И.А. Применение лазерных интерферометров-	
деформографов для регистрации геофизических процессов в акустическом диапазоне частот	312
Богомолов Л.М., Закупин А.С., Гаврилов В.А., Мубассарова В.А. О базовых физических	
эффектах, определяющих возможность влияния электромагнитных импульсов на	
трещинообразование в нагруженных образцах геоматериалов	315

Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М. Исследования деформационного и высокочастотного геоакустического процесса в осадочных породах на станции Карымшина 319 Мищенко М.А. Статистический анализ временного ряда геоакустических возмущений со станции наблюдения «Микижа» в период 2002-2007 гг. 322

Сивоконь В.П. Электромагнитные колебания в ионосферно-магнитосферном контуре

Марапулец Ю.В., Шадрин А.В. Использование информационной системы с искусственным интеллектом для выявления аномалий геоакустической эмиссии, предшествующих сильным землетрясениям на Камчатке.

Москвитин А.Е., Ларионов И.А. Автоматизация сбора, хранения и анализа данных с автономных станций геоакустических наблюдений

Щербина А.О., Марапулец Ю.В. Результаты исследования направленности геоакустической эмиссии на пункте "Микижа" (Камчатка) в период 2004 - 2009 г.г. 337

#### Секция 5. Физика предвестников землетрясений

Беляев Г.Г., Костин В.М., Овчаренко О.Я., Трушкина Е.П. Вариации параметров плазмы верхней ионосферы после подземных ядерных испытаний 342 Богданов В.В., Мандрикова О.В., Павлов А.В. К вопросу о теоретико-возможностном описании сейсмического режима 348

Виноградов Е.А., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Деформационный мониторинг структурного нарушения в сейсмически-активной зоне Прибайкалья 352

Гаврилов В.А., Журавлев В.И., Морозова Ю.В. Суточная периодичность слабых землетрясений как следствие воздействия на геосреду естественного электромагнитного СНЧ-излучения 356

Гайворонская Т.В. Концентрация и скорость дрейфа ионосферной плазмы над Дальневосточным районом землетрясений 360

Долгих С.Г. Долгих Г.И. Колебания микродеформаций земной коры, вызванных опасными сейсмическими явлениями 363

Дубров М. Н. Предвестники землетрясений: стратификация и обнаружение лазерной деформометрической системой 367

Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. Среднесрочные предвестники сильных землетрясений Камчатки как проявление взаимодействия геофизических полей

Корепанов В.Е., Дудкин Ф.Л. Сейсмомагнитные предвестники землетрясений

Корсунова Л. П., Хегай В. В. Изменения в атмосферных приземных электростатических полях в период подготовки коровых землетрясений в Японии и континентальном Китае 382 Легенька А. Д., Хегай В. В., Ким В. П.Сравнение вариаций критической частоты f2-слоя перед сильным итальянским землетрясением вблизи Рима и в период магнитной бури 386 Липеровская Е.В., Мейстер К.-В., Богданов В.В., Липеровский В.А. О пространственных масштабах сейсмоионосферных эффектов на основе данных о критической частоте foF2 по

материалам станций Токио, Петропавловск-Камчатский и Ташкент

Липеровская Е.В., Скрипачев В.О., Тертышников А.В. Первые оценки возмущений плотности верхней атмосферы над сейсмоопасными регионами по данным бортового акселерометра на космическом аппарате

(Meister C.-V., Hoffmann D.H.H., Liperovsky V.A.) Акустико-гравитационная модель литосферно-атмосферно-ионосферного взаимодействия перед землетрясениями 397

Михайлин В.В., Липеровский В.А., Силина А.С., Богданов В.В., Мейстер К.-В., Липеровская Е.В. Генерация электрического поля и инфракрасного излучения в тропосфере перед землетрясениями 401

Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Аномальные эффекты в электрическом поле Земли в п. Карымшина 405

333

371

376

390

394

328

326

(Камчатка) в связи с сильными землетрясениями Муллаяров В.А., Аргунов В.В., Абзалетдинова Л.М. Радиопросвечивание областей над	
землетрясениями с помощью грозовых электромагнитных сигналов Поддельский И. Н., Поддельский А.И. Сейсмо-ионосферные вариации 26 декабря 2009 года	407
Seismo-ionospheric variations on December, 26 2009 Проненко В Магнитометр для экспериментального исследования предвестников	411
землетрясений	415
Роокин М.В., Рукавишникова Т.А. предвестники или сопутствующие изменения режима?	419
<i>Руленко О.П., Широков В.А., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А., Смирнов С.Э.</i> Отрицательные аномалии атмосферного электрического поля у поверхности земли на станции «Карымшина» в августе 2009 г.и их связь с активизацией планетарной сейсмичности	423
Салтыков В.А., Зайцев В.Ю., Кугаенко Ю.А., Матвеев Л.А., Патонин А.В. К разработке физической модели приливного воздействия на сейсмическую эмиссию	427
Сасорова Е.В., Левин Б.В. Бимодальный характер широтных распределений гипоцентров землетрясений в Тихоокеанском регионе: общие тенденции	431
Серафимова Ю.К., Широков В.А. Уточнение долгосрочных прогнозов сильных землетрясений для регионов тихоокеанского и альпийско-гималайского тектонических	
поясов и их реализация в реальном времени	435
Силина А.С., Липеровская Е.В., Васильева Н.Э., Алимов О.А. Влияние процессов подготовки землетрясений на вариации параметров споралического споя <i>E</i> , ионосферы	439
Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. Результаты наблюдений аномальных УНЧ	107
геомагнитных возмущений на этапе подготовки и развития крупных геодинамических	4 4 4
сооытии Сычев В.Н. Богомолов Л.М. Сычева Н.А. О проявлениях электростимулированных	444
вариаций сейсмичности и возможных механизмах влияния электронагнитных импульсов	448
<i>Тристанов А.Б., Фирстов П.П.</i> Символьная аппроксимация в задачах выделения и анализа предвестниковых аномаций данных сеохимического мониторинга	452
<i>Трофименко С.В.</i> Зоны деструкции как источники аномалий геофизических полей и их	752
взаимодействия	456
<i>предвестников вследствие сейсмотектонических процессов</i>	459
Уваров В.Н., Дружин Г.И., Мельников А.Н., Санников Д.В., Пухов В.М. Обнаружение и	107
выделение сигналов литосферного происхождения	462
Умарходжаев Р.М., Липеровский В.А., Михайлин В.В., Богданов В.В., Кайсин А.В., Лексина <i>Е.Г.</i> Экспериментальное исследование генерации инфракрасного излучения в атмосфере при	
электрическом поле 10 <sup>3</sup> -10 <sup>5</sup> в/м и дополнительной ионизации.	466
Харин Е.П., Белов С.В., Шестопалов И.П. Пространственно-временные изменения	460
сеисмичности земли и солнечная активность Чернева H B Фирстов ПП Лружин ГИ Анализ атмосферно-литосферного	469
взаимодействия на динамику напряженности электрического поля атмосферы по данным	
обсерватории Паратунка (Камчатка)	473
Широков В.А., Бузевич А.В., Широкова Н.В. О причинах возникновения «удалённых»	
геофизических предвестников, регистрирующихся на заключительной, около недели, стадии	
подготовки сильных мировых землетрясений	477
Поляков С. В., Ермакова Е. Н., Резников Б. И., Щенников А. В. О возможности обнаружения,	
определения координат и эффективных параметров спорадических литосферных источников	101
электромагнитного поля с уровнем ниже регулярного шумового фона Богданов R.R. Павлов A.R. Исспедование распределений землетрясений Камиатекого	401
региона по глубине на основе вероятностной модели сейсмичности	485

# ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

## МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ OPTICAL PROPERTIES OF ATMOSPHERIC AEROSOLS: MATHEMATICAL MODELING M.Я. Mapob\*\*\*\*, В.П. Шари\*\*

\*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва \*\*Институт прикладной математики им. М.В. Келдыша РАН, Москва

Method and program complex for numerical evaluation of the full set of spectral properties of light single scattering with application to polydisperse system of spherical particles were developed, with the emphasis on spectral dependence of volume scattering coefficients and angular dependencies of phase matrix elements. This approach ensures the real time data analysis of optical properties of aerosols of natural and anthropogenic origin in the Earth's atmosphere and serves as an effective tool for remote sensing of the atmosphere and the processes involved. The data bank on light scattering of various type of terrestrial aerosols was compiled with the account for different particles size distributions, which also comprises model optical characteristics of aerosols in the Venus and Mars atmospheres.

#### Введение

Оптический метод представляет собой наиболее доступный способ дистанционного зондирования состояния атмосферы и происходящих в ней процессов, включая последствия стихийных бедствий и катастроф. В его основе лежит исследование переноса излучения в среде, содержащей газовые и аэрозольные составляющие естественного и антропогенного происхождения, и соответствующие математические модели вместе с комплексом программ для проведения оперативных расчетов.

Авторами разработана методика и программная реализация численного расчета полного набора спектральных свойств однократного рассеяния света полидисперсной системой сферических частиц (рассеяние Ми), включающая объемные коэффициенты и угловые зависимости элементов фазовой матрицы. Ее основой служат алгоритмы, использующие классические методы анализа характеристик светорассеяния. Это позволило выполнить широкое параметрическое исследование для различных модельных аэрозолей земной атмосферы. При этом достигнута возможность расчета характеристик светорассеяния частиц в поглощающих и рассеивающих средах и устойчивого расчета коэффициентов Ми для частиц больших относительных размеров, что необходимо в случае широких распределений частиц по размерам, аппроксимирующих распределения реальных аэрозолей, таких как степенное распределение Юнге, модифицированное гамма-распределение, логарифмическинормальное распределение и их суммы (Шари, 1984;1988; Маров и др., 1989). Указанным методом ранее нами были успешно проанализированы результаты нефелометрических измерений в атмосфере Венеры на космических аппаратах "Венера 9-14", что позволило отождествить структуру и микрофизические свойства ее облачного слоя (Маров и др., 1979, 1983; Marov et al., 1980; Marov, Grinspoon, 1997). В рамках европейского эксперимента по глобальному озонному мониторингу методом затмения света звезд земной атмосферой (GOMOS) был исследован вклад в ослабление излучения аэрозолем в интервале высот от 15 до 80 км (Маров и др., 1994; Ioltukhovski, Marov, 1998). Были заложены основы создания банка данных по характеристикам светорассеяния аэрозолями атмосферы Земли, включающий также оптические свойства аэрозолей атмосфер Венеры и Марса (Маров, Шари, 1997), который доступен для использования на коммерческой основе. Опыт исследования оптических характеристик водонефтяных эмульсий и морского аэрозоля открывает возможности обнаружения загрязнения океана при выбросах нефти и при решении вопросов ее транспортировки, а также при разработке и безопасной эксплуатации нефтяных и газовых месторождений.

## Исходные модели аэрозолей

При математическом моделировании оптических свойств аэрозолей в качестве базисных использованы модели, предложенные Рабочей группой по стандартной радиационной атмосфере (SRA) Радиационной комиссии Международной ассоциации по метеорологии и атмосферной физике IAMAP (*SRA 1978; 1984*). Несмотря на то, что эти модели созданы более 20 лет назад, они представляются нам наиболее полными, хотя не целиком согласуются с результатами более позднего мониторинга атмосферы Земли, (см., напр., *Hansen et al., 2002; Виролайнен и др., 2004; Schmidt et al.* 

2006; Kondratyev et al, 2006). Эти отличия можно, по-видимому, хотя мы частично, отнести на счет динамики происходящих атмосферных процессов.

Модели континентального тропосферного (в чистой атмосфере над сушей и загрязненного городского) аэрозоля в приземном слое и морского аэрозоля в пограничном слое над морем приведены в Табл. 1, а модели аэрозоля в стратосфере и мезосфере Земли – в Табл. 2. Использованы оптические характеристики для 61 длины волны от 0,2 до 40 мкм типичных аэрозолей всех основных высотных областей земной атмосферы.

Model	Aerosol component	$c_v^{(i)} = \frac{V_i}{V}$	$c_N^{(i)} = \frac{N_i}{N}$
	(W) WATER-SOLUBLE	0.29	9.37437-01
(C) CONTINENTAL	(D) DUST-LIKE	0.70	2.26278-06
	(S) SOOT	0.01	6.25607-02
(U) URBAN/INDUSTRIAL	(W) WATER-SOLUBLE	0.61	5.88931-01
	(D) DUST-LIKE	0.17	1.64128-07
	(S) SOOT	0.22	4.11069-01
(M) MARITIME	(W) WATER-SOLUBLE	0.05	9.99573-01
	(O) OCEANIC	0.95	4.29942-04

		,
Аэрозольные молели	нижней атмосферы Земли (SRA	1978 1984)
тэрозольные модели	пимпен итмосферы земли (этет	1770, 1701)

Таблица 2

Таблица 1

Аэрозольные модели стратосферы и мезосферы Земли (SRA 1978, A	1984	!)
---	------	----

Модель аэрозоля	Высоты, км	Тип аэрозоля	Оптическая толщина $\tau(0.55 \text{ мкм})$	k <sub>ex</sub> (0.55 мкм) км <sup>-1</sup>
	12-20	75% H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	1.744·10 <sup>-3</sup>	2.18.10-4
BSA	20-30	75% H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0.003	2.18·10 <sup>-4</sup> линейная интерполяция 3.32·10 <sup>-5</sup>
	12-20	<i>t</i> ≤1 месяца: Volcanic Ash <i>t</i> >1 месяца: 75% H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0.0306	3.83·10 <sup>-3</sup>
VSA $20-30$ $t \le 1$ года: Volcanic Ash $20-30$ $1 < t \le 5$ лет 75% H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> $20-30$ $5 < t \le 30$ лет 75% H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	20-30	<i>t</i> ≤1 года: Volcanic Ash	0.3	2.31·10 <sup>-2</sup> линейная интерполяция 3.20·10 <sup>-5</sup>
	0.1	7.68·10 <sup>-3</sup> линейная интерполяция 3.20·10 <sup>-5</sup>		
	5< <i>t</i> ≤30 лет 75% H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0.05	3.83·10 <sup>-3</sup> линейная интерполяция 3.20·10 <sup>-5</sup>	
UAA	35 40 45 50 70 100	Meteoric dust (SRA 1978) Meteoric dust (SRA 1984)		$\begin{array}{c} 2.45 \cdot 10^{-05} \\ 8.00 \cdot 10^{-06} \\ 4.02 \cdot 10^{-06} \\ 2.10 \cdot 10^{-06} \\ 1.60 \cdot 10^{-07} \\ 9.30 \cdot 10^{-10} \end{array}$

Для тропосферы и пограничного приземного (0-2 км) слоя атмосферы (Табл. 1) приняты

фоновая модель континентального (continental–C) аэрозоля, модель городского (urban/industrial–U) аэрозоля в загрязненном приземном слое и модель морского (maritime–M) аэрозоля в пограничном слое над морем. Модели континентального, городского и морского аэрозоля, в свою очередь, являются комбинациями 4-х основных компонентов: растворимых в воде частиц (water-soluble–W) - аммиака, сульфата кальция и органических соединений; пылевых, нерастворимых в воде частиц почвенного происхождения (dust-like–D); углеродного антропогенного аэрозоля (soot–S); океанического аэрозоля или частиц морских брызг (oceanic–O) - 30% морских солей и 70% жидкой воды. Для верхней атмосферы (h > 30 км) в Табл. 2 - это модели метеорной пыли (meteoric dust–Md) и стратосферы ( $12 \le h \le 30$  км), а также фонового (background–B) аэрозоля, состоящего из 75% раствора серной кислоты в воде и вулканического пепла после крупных извержений (volcanic ash–V).

Исходные объемные концентрации  $c_v^{(i)} = \frac{V_i}{V}$  и рассчитанные числовые содержания отдельных компонентов  $c_N^{(i)}$  в каждой из моделей согласно Табл. 1 используются в формулах для определения оптические характеристики смеси компонентов. Для моделей аэрозолей в стратосфере и мезосфере согласно Табл. 2 выделяются характерные высотные слои, для которых задается их оптическая толща  $\tau$  при длине волны 0,55 мкм. В слое 12-20 км объемный коэффициент экстинкции  $k_{ex}(0.55)$  предполагается постоянным, а выше - линейно меняющимся с высотой до h = 30 км. Таким образом, оптическая толща может быть трансформирована непосредственно в коэффициент экстинкции.

Суммарная оптическая толща слоя 12-30 км невозмущенного (фонового) глобального аэрозоля стратосферы (**BSA**)  $\tau = 0,0047$ , коэффициент экстинкции постоянен от 12 до 20 км при значении 2,18·10<sup>-4</sup> км<sup>-1</sup>, а выше 20 км он линейно уменьшается с высотой до величины 3,32·10<sup>-5</sup> км на высоте 30 км. Стратосферный аэрозоль после вулканического извержения (**VSA**) считается распределенным с высотой качественно так же, как и фоновый: коэффициент экстинкции постоянен в слое 12-20 км и убывает линейно до значения 3,2 10<sup>-5</sup> км<sup>-1</sup> на высоте 30 км. Очевидно, значение коэффициента экстинкции  $k_{ex}(0.55)$  в слое 12-20 км, так же как и суммарная оптическая толща, зависят от стадии

вулканической активности. В течение времени *t* меньше приблизительно одного года после вулканического извержения, когда стратосфера содержит вулканический пепел, значение  $k_{ex}(0.55) = 2,31 \cdot 10^{-2}$  км<sup>-1</sup> на высоте 20 км и соответствующая оптическая толща слоя 20-30 км  $\tau = 0,3$ ,

а аэрозоль VSA-типа. В период  $1 < t \le 5$  лет после извержения  $k_{ex}(0.55) = 7,68 \cdot 10^{-3}$  км<sup>-1</sup> ( $\tau = 0,10$ ), а в

последующие ~ 30 лет  $k_{ex}(0.55) = 3,8 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$  ( $\tau = 0,05$ ), а аэрозоль **BSA**-типа. Выше ~ 30 км (в

мезосфере) модель аэрозоля считается аналогичной по составу фоновому стратосферному (UAA) согласно *SRA 1984*, в то время как согласно *SRA 1978* главным компонентом аэрозоля является метеорная пыль (Md). В расчетах использовались два наиболее употребительных вида одномодального распределения: для аэрозолей нижней атмосферы и метеорной пыли верхней атмосферы - логарифмически-нормальные распределения, для фонового и вулканического аэрозоля – модифицированные гамма-распределения. Спектральные зависимости коэффициентов ослабления для аэрозоля серебристых облаков (Noctilucent clouds – NCI) на  $h=80\div85$  км были рассчитаны с использованием степенного распределения Юнге и вероятных значений вещественного показателя преломления частиц аэрозоля 1,33 и 1,25.

#### Методические вопросы

Метод, положенный в основу компьютерного моделирования характеристик рассеяния света полидисперсными сферическими однородными частицами, исходит из классических представлений теории переноса излучения. Его подробное рассмотрение содержится в работах (*Mapos, Шари, 2006; 2008; 2010*). Здесь мы коснемся лишь отдельных положений. По сравнению с другими известными подходами к методам расчета светорассеяния аэрозолями приблизительно сферической формы (см. напр., Борен, Хафмен, 1986, а также коды на сайтах <u>http://www.giss.nasa.gov/~crmim; http://www.t-matrix.de/</u>), он обладает, на наш взгляд, определенными преимуществами в силу простоты и экономичности.

Свойства рассеяния полидисперсной системой частиц выражаются через исходные характеристики однократного рассеяния света для одной частицы радиуса *r* путем введения факторов эффективности ослабления и рассеяния  $Q_{ex}(r)$  и  $Q_{sc}(r)$  ансамблем частиц в интервале радиусов от *r* до r + dr. Объемные коэффициенты ослабления  $k_{ex}$  и рассеяния  $k_{sc}$  (коэффициент поглощения  $k_{ab} = k_{ex} - k_{sc}$ , альбедо однократного рассеяния света  $\varpi = \frac{k_{sc}}{k_{ex}} = \frac{Q_{sc}}{Q_{ex}}$ ) определяются как суммарные сечения для всех частиц в единице объема  $k_{ex,sc} = \int_{0}^{\infty} \pi r^2 Q_{ex,sc}(r)n(r)dr$ , а  $Q_{ex}(r)$  и  $Q_{sc}(r)$  определяются соотношениями  $Q_{ex,sc} = k_{ex,sc}/G$ , где геометрическое сечение G всех частиц в единице объема  $G = \int_{0}^{\infty} \pi r^2 n r dr$ .

Нормированная фазовая матрица **Р** из 4×4 безразмерных элементов связывает векторпараметр Стокса **I** = I, Q, U, V, описывающий интенсивность I и поляризацию рассеянного света длины волны  $\lambda$  (волновое число  $\kappa = 2\pi/\lambda$ ) на расстоянии  $R >> \square$ от рассеивающего элемента объема среды dv с параметрами Стокса падающего излучения **I**<sub>0</sub> =  $I_0, Q_0, U_0, V_0$  в виде  $\mathbf{I} = \frac{k_{sc}dv}{4\pi R^2} \mathbf{PI}_0$ . Из определения параметров Стокса:  $I = I_l + I_r$ ;  $Q = I_l - I_r$ . Преобразование векторпараметра **I**' =  $I_r, I_l, U, V$  осуществляется матрицей **P**'. Для рассеяния Ми сферическими гомогенными частицами элементы матрицы **Р** и **Р**' не зависят от азимутального угла  $\varphi$ , а только от угла рассеяния  $\theta$ , и имеют простой вид:

$$\mathbf{P} = \begin{cases} P^{11} & P^{21} & 0 & 0 \\ P^{21} & P^{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_3 & P_4 \\ 0 & 0 & -P_4 & P_3 \end{cases}; \qquad \mathbf{P}' = \begin{cases} P_1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & P_2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_3 & P_4 \\ 0 & 0 & -P_4 & P_3 \end{cases}$$

Здесь элементы матрицы  $P^{11}$  и  $P^{21}$  так выражаются через параметры  $P_j \theta$  j = 1, 2, 3, 4:  $P^{11} = \frac{P_1 + P_2}{2}$ ;  $P^{21} = \frac{P_2 - P_1}{2}$ . В случае неполяризованного падающего излучения  $\mathbf{I}_0 = I_0, 0, 0, 0$  имеем  $\mathbf{I} = P^{11}, P^{21}, 0, 0$ , так что рассеянный свет линейно поляризован. Индикатриса рассеяния  $i \theta$  определяется элементом  $P^{11}$  фазовой матрицы  $\mathbf{P}$ :  $i \theta = \frac{P^{11} \theta}{4\pi} = \frac{P_1 + P_2}{8\pi}$  с нормировкой  $\mathbf{N} = \int_{4\pi} i \theta \ d\Omega = 2\pi \int_{0}^{\pi} i \theta \ \sin \theta \ d\theta = 1$ ; она дает вероятность рассеяния в данном направлении неполяризованного излучения  $I \theta = i \theta \frac{k_{sc} dv}{R^2} I_0$ , при этом коэффициент направленного рассеяния  $\beta \theta = k_{sc} i \theta$ , а интегралы в переднюю и заднюю

полусферы: 
$$N_1 = 2\pi \int_{0}^{\pi/2} i \theta \sin \theta d\theta$$
 и  $N_2 = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} i \theta \sin \theta d\theta$ .

Отношения  $N_1/N_2$  и  $N_2/N$ , а также параметр анизотропии  $\langle \cos \theta \rangle = 2\pi \int_0^{\infty} \cos \theta \sin \theta d\theta$ характеризуют форму индикатрисы. Величина этого параметра изменяется от 1 до -1, а значение  $\langle \cos \theta \rangle = 0$  соответствует изотропному рассеянию. Степень линейной поляризации рассеянного света в случае неполяризованного падающего суть:  $\frac{I_r - I_l}{I_r + I_l} = -\frac{Q}{I} = -\frac{P^{21}}{P^{11}} = \frac{P_1 - P_2}{P_1 + P_2}$ ; поляризация положительна при  $P_1 > P_2$  и отрицательна при  $P_1 < P_2$ . В общем случае рассеяния произвольно поляризованного света вектор Стокса определяется также и элементами  $P_3$  и  $P_4$ . Параметры  $P_j \theta$  в случае распределения частиц по размерам выражаются через безразмерные параметры интенсивности  $i_i \theta, r$  для рассеяния частицей радиуса

*г* в виде 
$$\frac{P_j \ \theta}{4\pi} = \frac{1}{\kappa^2 k_{sc}} \int_{0}^{\infty} i_j \ \theta, r \ n \ r \ dr; \quad j = 1, 2, 3, 4$$

В свою очередь,  $i_j \theta, r$  определяются не зависящими от азимутального угла  $\varphi$  комплексными амплитудными функциями  $S_1 \theta, x, m$  и  $S_2 \theta, x, m$  – диагональными элементами матрицы рассеяния **S**:  $i_1 = S_1 S_1^*$ ;  $i_2 = S_2 S_2^*$ ;  $i_3 = \text{Re } S_1 S_2^*$ ;  $i_4 = -\text{Im } S_1 S_2^*$ , причем независимыми являются только три параметра  $i_j$  из четырех, поскольку между ними имеется одно соотношение:  $i_1 * i_2 = i_3^2 + i_4^2$ . Вычисление функций  $S_1 \theta, x, m$  и  $S_2 \theta, x, m$  является первоочередной задачей теории Ми, т.к. все характеристики рассеяния выражаются через них.

Параметрами, определяющими характеристики рассеяния света длины волны  $\lambda$  одной сферической частицей радиуса r, являются относительный размер частицы  $x = \kappa r = \frac{2\pi}{\lambda}r$ ; ее комплексный показатель преломления относительно окружающей среды  $m = m_{\rm Re} - i m_{\rm Im}$  и нормированный параметр размера  $\rho = 2x |m-1|$ . В случае рассеивающих частиц с показателем  $m^{(a)}$  в среде с показателем преломления  $m^{(s)}$ , отличным от 1 (в вакууме), значения m и $\lambda$  определяются, соответственно, в виде  $m = \frac{m^{(a)}}{m^{(s)}}$ ;  $\lambda = \frac{\lambda}{m^{(s)}_{\rm Re}}^{vacuum}$ . Если поглощение частиц и среды мало (малы мнимые части показателей преломления по сравнению с действительными), то  $m_{\rm Re} \approx m^{(a)}_{\rm Re} / m^{(s)}_{\rm Re}$ ;  $m_{\rm Im} \approx m^{(a)}_{\rm Im} / m^{(s)}_{\rm Re} \left[ 1 - m^{(a)}_{\rm Re} / m^{(s)}_{\rm Re} + m^{(s)}_{\rm Im} / m^{(a)}_{\rm Im} \right]$ .

Для рассеяния одной частицей радиуса r или монодисперсным аэрозолем  $P_j \ \theta, r$  и индикатриса выражаются через безразмерные параметры интенсивности  $i_j \ \theta, r$  следующим образом:  $\frac{P_j \ \theta, r}{4\pi} = \frac{i_j \ \theta, r}{\kappa^2 \pi r^2 Q_{sc}} r$ ,  $i \ \theta = \frac{1}{\pi x^2 Q_{sc}} \frac{i_1 \ \theta + i_2 \ \theta}{2}$ . Параметры  $P_j \ \theta, r$  при всех углах связаны соотношением:  $P_1 P_2 = P_3^2 + P_4^2$ . Для ансамбля рассеивающих гетерогенных частиц с различными размерами или оптическими свойствами  $P_1 \ \theta \ P_2 \ \theta \ge P_3^2 \ \theta \ + P_4^2 \ \theta$ , а

фактор деполяризации 
$$D(P): 0 \le \left\{ D = \frac{P_1 P_2 - P_3^2 + P_4^2}{P_1 P_2 + P_3^2 + P_4^2} \right\} \le 1.$$

Так как каждая частица рассеивает и ослабляет количество света, пропорциональное сечениям рассеяния и, соответственно, ослабления  $\sigma_{sc,ex} = \pi r^2 Q_{sc,ex}(r,m)$ , то наилучшими параметрами, описывающими рассеяние света ансамблем частиц будут средние радиусы для рассеяния и

ослабления  $r_{sc,ex} = \frac{\int_{0}^{\infty} r \pi r^2 Q_{sc,ex}(r,m) n(r) dr}{\int_{0}^{\infty} \pi r^2 Q_{sc,ex}(r,m) n(r) dr}$ . Рассеяние света ансамблем частиц достаточно хорошо

(особенно при  $r \ge \lambda$ ) описывается эффективным радиусом  $r_{ef}$  и безразмерной эффективной шириной распределения  $v_{ef}$  относительно  $r_{ef}$ . К сожалению, угловые элементы фазовой матрицы, а тем более объемные характеристики рассеяния, не очень чувствительны к точной форме функции распределения, что было показано нами на примере сравнения характеристик для гаммараспределения, бимодального гамма-распределения, логарифмически нормального и Юнге распределения (степенной закон). Это означает, что невозможно выделить точную форму распределения частиц из измерений светорассеяния, но можно получить параметры

$$r_{ef} = \frac{1}{G} \int_{0}^{\infty} r \pi r^2 n \ r \ dr$$
 и  $v_{ef} = \frac{1}{Gr_{ef}^2} \int_{0}^{\infty} r - r_{ef}^2 \pi r^2 n \ r \ dr$ , где  $G$  – геометрическое сечение всех

частиц в единице объема.

Теория Ми дает для  $S_1$  и  $S_2$ , а также для  $Q_{sc}$  и  $Q_{ex}$ , выражения в виде сходящихся рядов через

комплексные коэффициенты  $a_n m, x$  и  $b_n m, x$  и вещественные угловые коэффициенты  $\pi_n \theta$  и

$$\tau_n \ \theta \ : \ S_1 \ \theta, m, x \ = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n \ n+1} \ a_n \pi_n + b_n \tau_n \ ; \ S_2 \ \theta, m, x \ = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n \ n+1} \ a_n \tau_n + b_n \pi_n \ ;$$

соотношения:

 $Q_{sc}$   $m, x = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} 2n+1 |a_n|^2 + |b_n|^2$  и  $Q_{ex}$   $m, x = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} 2n+1$  Re  $a_n + b_n$ . Ряды быстро

сходятся при n > x. Для расчета угловых коэффициентов  $\pi_n \ \theta$  и  $\tau_n \ \theta$  используются следующие

рекуррентные

$$\pi_n \ \theta \ = \frac{2n-1}{n-1} \pi_{n-1} \cos \theta - \frac{n}{n-1} \pi_{n-2};$$

$$\tau_n \ \theta = \pi_n - \pi_{n-2} \ \cos \theta - 2n - 1 \ \pi_{n-1} \sin^2 \theta + \tau_{n-2};$$
  
 $\pi_0 \ \theta = 0; \ \pi_1 \ \theta = 1; \ \tau_0 \ \theta = 0; \ \tau_1 \ \theta = \cos \theta$  при во

 $\pi_0 \ \theta = 0; \ \pi_1 \ \theta = 1; \ \tau_0 \ \theta = 0; \ \tau_1 \ \theta = \cos \theta$  при всех  $\theta : \ 0 \le \theta \le \pi$  (Дейрменджан, 1971; Маров, Шари, 2000; 2008). Коэффициенты Ми  $a_n$  и  $b_n$  определяются как

$$a_{n} = \frac{\left[ \begin{array}{cccc} m^{-1}A_{n} & y + n/x \right] \operatorname{Re} w_{n} & x & -\operatorname{Re} w_{n-1} & x}{\left[ \begin{array}{cccc} m^{-1}A_{n} & y + n/x \right] w_{n} & x - w_{n-1} & x} \\ b_{n} = \frac{\left[ \begin{array}{cccc} m^{+1}A_{n} & y + n/x \right] \operatorname{Re} w_{n} & x & -\operatorname{Re} w_{n-1} & x}{\left[ \begin{array}{cccc} m^{+1}A_{n} & y + n/x \right] w_{n} & x - w_{n-1}} \end{array};$$

При этом комплексные функции  $w_n x$  рассчитываются по рекуррентному соотношению:

 $w_0 \ x = \sin x + i \cos x; \ w_{-1} \ x = \cos x - i \sin x; \ w_n \ x = \frac{2n-1}{x} w_{n-1} \ x - w_{n-2} \ x$ , а коэффициенты  $A_n \ y - по рекуррентной формуле \ A_n \ y = -n/y + \left[ n/y - A_{n-1} \ y \right]^{-1};$ 

$$A_{0} \quad y = \frac{\sin p \cos p + i \sin q \cosh q}{\sin^{2} p + \sin^{2} q}, \text{ rge } y \equiv mx = p - iq; \quad p = m_{\text{Re}}x; \quad q = m_{\text{Im}}x.$$

Для всех этих вычислительных процедур созданы эффективные алгоритмы, успешно апробированные при решении задач в научных исследованиях и многочисленных приложениях. Хотя метод обеспечивает моделирование светорассеяния сферическими однородными частицами, он может быть приближенно использован, если допустима аппроксимация реальных частиц частицами правильной геометрической формы (ромбом, тетраэдром, октаэдром) путем введения поправочных множителей, определяемых экспериментально (см., напр., *Toon, Pollack, 1976*). Мы не касаемся при этом разработанных к настоящему времени методов расчета характеристик светорассеяния частицами различной формы (см., напр., *Mishchenko et al, 2002; Liu et al, 2006*), оказывающих, в частности, существенное влияние на величину оптической толщи слоя при обработке данных дистанционного зондирования (*Mishchenko et al., 2003*).

### Результаты расчетов

Для каждого компонента аэрозоля рассчитан полный набор характеристик однократного рассеяния, включающий в себя объемные коэффициенты рассеяния, ослабления и поглощения, а для углов рассеяния от 0 до 180° рассчитаны также все элементы фазовой матрицы **P** с шагом 1°, где  $P^{11}/4\pi$  – нормированная на 1 индикатриса рассеяния неполяризованного падающего света,  $-100P^{21}/P^{11}$  – его процентная линейная поляризация, а также  $P_3/P^{11}$  и  $P_4/P^{11}$ . Это обеспечивает высокую степень надежности отождествления микрофизических характеристик и состава частиц при решении обратных задач светорассеяния. Они могут быть использованы для оценки роли аэрозольной составляющей в переносе излучения при дистанционном зондировании атмосферы и при анализе вклада климатических эффектов. Для облегчения обращения результатов измерений получены аналитические полиномиальные функции, аппроксимирующие спектральные зависимости объемных характеристик ослабления излучения в области длин волн 0,2-1 мкм (*Mapoe, Шари, 2000*).

В качестве примера приведены результаты расчетов спектральной зависимости объемных коэффициентов ослабления  $k_{ex}$  и рассеяния  $k_{sc}$  и сравнение полных фазовых матриц на  $\lambda = 0,55$  мкм для четырех основных компонентов (рис. 1-2) и моделей аэрозоля нижней атмосферы (рис. 3-4).

На рис. 5,6 приведены спектральные зависимости полной фазовой матрицы в области длин волн 0,2-0,7 мкм для модели фонового (75% H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> in H<sub>2</sub>O-B) и вулканического аэрозоля (volcanic ash-V) для стратосферы ниже ~30км. Наряду с обширными исследованиями различных классов аэрозолей атмосферы Земли, авторами получены оригинальные результаты расчетов характеристик светорассеяния лля ряда длин волн И микрофизических свойств пылевых частиц в атмосфере Марса и модельных аэрозолей облаков Венеры (Маров и др., 1997). Частицы минеральной пыли Марса моделировались силикатами и лимонитами, а аэрозоли в атмосфере Венеры капельками серной кислоты и частицами кристаллической серы.



Рис. 1,2. Спектральные зависимости  $k_{ex}$  и  $k_{sc}$  и полные фазовые матрицы для аэрозольных компонентов.



Рис. 3,4. Спектральные зависимости  $k_{ex}$  и  $k_{sc}$  и полные фазовые матриц для моделей аэрозоля.

В качестве примера на рис. 7-8 приведены угловые зависимости элементов фазовых матриц с разрешением в 1° при всех углах рассеяния для аэрозолей различного состава в атмосфере Марса. Рассмотрено влияние различной степени поглощения марсианских аэрозолей на спектральные характеристики светорассеяния. Заметим, что приведенные результаты носят в известном смысле иллюстративный характер, показывая влияние на формирование фазовой матрицы частиц с различным показателем преломления. Результаты наземных наблюдений и исследований с космических аппаратов позволили к настоящему времени существенно уточнить свойства пылевых частиц в атмосфере Марса (см., напр., *Ockert-Bell et al.,1997; Длугач и др.,2003*), для которых предполагается проведение дополнительных расчетов.



12

Спектральная зависимость фазовой	Спектральная зависимость фазовой
матрицы	матрицы
для модели фонового аэрозоля	для вулканического пепла в стратосфере
стратосферы	



Рис. 5,6. Спектральные зависимости фазовой матрицы аэрозолей стратосферы.

#### Рис. 7,8. Фазовые матрицы для марсианских аэрозолей.

В свою очередь, для каждой из четырех мод венерианских аэрозолей, наряду с полной матрицей рассеяния света на длине волны 0,63 мкм, исследована спектральная зависимость ИКнепрозрачности аэрозоля в интервале длин волн от 2 до 40 мкм с целью оценки вклада облаков в характеристики переноса теплового излучения и создание парникового эффекта. Для каждого из основных слоев облаков Венеры проведено сравнение угловых зависимостей элементов матриц каждой моды аэрозолей, составляющих эти слои.

#### Заключение

Разработана методика и программная реализация численного расчета полного набора спектральных свойств однократного рассеяния света полидисперсной системой сферических частиц (рассеяние Ми) в широком спектральном интервале, включающая объемные коэффициенты и угловые зависимости элементов фазовой матрицы. Рассмотрены методические вопросы, на которых базируются эффективные вычислительные алгоритмы, исходные модели аэрозолей естественного и антропогенного происхождения (размеры, распределения по размерам, показатели преломления) в тропосфере, стратосфере и мезосфере Земли для континентальных и морских районов. Приведены примеры расчетов соответствующих объемных коэффициентов рассеяния (экстинкции), их спектральной зависимости и элементов фазовых матриц для различных классов аэрозолей сферической формы или аппроксимируемых частицами правильной геометрической формы. Эти результаты, используемые в научных исследованиях и различных приложениях, составляют основу банка данных, который, наряду с аэрозолями атмосферы Земли, включает также аэрозоли атмосфер соседних планет – Венеры и Марса.

## ЛИТЕРАТУРА

*Борен, Хафмен.* Поглощение и рассеяние света малыми частицами. МИР, М., 1986. *Виролайнен и др.* Известия РАН, ФАО 2004, 40(2) 255-266.

- *Дейрменджан Д.* Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами / М.: Мир, 1971.165 с.
- Длугач Ж.Ф. и др. Астрон.вестн. 2003, 37(1) 3-22.
- Маров М.Я., Лебедев В.Н., Лукашевич Н.Л. и др. Оптические и микроструктурные характеристики аэрозольной компоненты в атмосфере Венеры. М.: Депонир. ВИНИТИ, 1979. № 1192-79.
- *Маров М.Я., Бывшев Б.В., Баранов Б.П. и др.* Исследование структуры облаков Венеры при помощи нефелометров на станциях "Венера-13" и "Венера-14" // Космич. исслед. 1983. Т. 21. Вып. 2. С. 269-278.
- *Маров М.Я., Шари В.П., Ломакина Л.Д.* Оптические характеристики модельных аэрозолей атмосферы Земли. М.: Ин-т прикл. матем. АН СССР, 1989. 229 с.
- Маров М.Я., Иолтуховский А.А., Колесниченко А.В. и др. О методе космического мониторинга озоносферы Земли по затмению звезд. Препринт № 33. М.: Ин-т прикл. матем. РАН, 1994, 40 с.
- *Маров М.Я., Шари В.П.* Оптические характеристики модельных аэрозолей атмосфер Марса и Венеры // Астрон. вестн. 1997. Т. 31. № 4, С. 291-313.
- *Маров М.Я., Шари В.П.* Оптические характеристики модельных аэрозолей стратосферы и мезосферы Земли (аналитические аппроксимации). Препринт № 1. М.: Ин-т прикл. матем. им. М.В. Келдыша РАН, 2000. 32 с.
- Маров М.Я., Шари В.П. Математическое моделирование оптических характеристик атмосферных аэрозолей естественного и антропогенного происхождения. Труды пятой Международной конференции "Естественные и антропогенные аэрозоли", посвященной 70-летию Л.С.Ивлева. 22-26 мая 2006 года, Санкт-Петербургский государственный университет, НИИ физики им. В.А. Фока. СПб: СПбГУ, 2007.С 1-12.
- Маров М.Я., Шари В.П. Математическое моделирование оптических характеристик атмосферных аэрозолей естественного и антропогенного происхождения: Методические вопросы, результаты расчетов и создание банка данных //Энциклопедия низкотемпературной плазмы (ред. В.Е. Фортов), т. VII-2 "Математическое моделирование в низкотемпературной плазме", серия "Б", раздел VII, М.: Изд-во ЯНУС-К, 2008. С. 1 -21.
- *Маров М.Я., Шари В.П.* Математическое моделирование оптических характеристик атмосферных аэрозолей. //Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы. 2010. Т.44 (в печати).
- Шари В.П. Характеристики однократного рассеяния света стратосферным аэрозолем Земли. В сб. "Численное решение задач атмосферной оптики". М.: Ин-т. прикл. матем. им. М.В. Келдыша АН СССР, 1984. С. 212-223.
- Шари В.П. Некоторые вопросы численного расчета на ЭВМ характеристик однократного рассеяния света полидисперсной системой сферических частиц. Препринт № 187. М.: Ин-т прикл. матем. им. М.В. Келдыша АН СССР, 1988а. 27 с.
- Hansen et al. JGR, 2002, 107(D18), 4347.

http://www.giss.nasa.gov/~crmim

http://www.t-matrix.de/

- *Ioltukhovski A.A., Marov M.Ya.* Spectral remote sensing of the atmosphere by the occultation of stars: Retrieval of the constituents and evaluation of the refraction effect.// J. Atmosperic and Solar-Terrestrial Physics, 1998, v. 60, pp. 1555-1571.
- Kondratyev K.Ya. et al. Atmospheric Aerosol Properties, Formation Processes and Impacts, Berlin, Springer, 2006 Liu et al. JQRST, 2006, 101, 488-497.
- Marov M.Ya., Lystsev V.E., Lebedev V.N et al. The structure and microphysical properties of the Venus clouds: Venera 9, 10, and 11 data // Icarus. 1980. V. 44. № 3. P. 608-639.
- Marov M.Ya., Grinspoon D. The Planet Venus. Yale University Press, 1997.
- *Mishchenko, Travis, Lacis.* Scattering, absorption, and emission of light by small particles. Cambridge University Press, Cambridge, 2002
- Mishchenko et al. JQRST, 2003, 79-80, 953-972.
- Ockert-Bell et al. JGR 1997, 102 (E4) 9039-9050.

Schmidt et al. Journal of Climate 2006, 19, 153-192.

- SRA 1978: Report of the IAMAP Radiation Commission Working Group on a Standard Radiation Atmosphere, Seattle, Washington, U.S.A., 29 August 1977 (Revised 17 Feb. 1978).
- *SRA 1984:* A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. International Association for Meteorology and Atmospheric Physics. Radiation Commission. Boulder, Colorado, U.S.A., 1984.
- *Toon O.B., Pollack J.B.* A global average model of atmospheric aerosol for radiative transfer calculations // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 33. P. 5733-5748.

## ИЗМЕНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПО РАЗМЕРАМ СОБЫТИЙ ФОНОВОЙ АКТИВНОСТИ В СЛОЖНЫХ СИСТЕМАХ ПЕРЕД ЭКСТРЕМАЛЬНЫМИ СОБЫТИЯМИ CHANGE OF SCALING OF BACKGROUND ACTIVITY EVENTS IN COMPLEX SYSTEMS BEFORE EXTREME EVENTS

А.А.Соловьев

# Учреждение Российской академии наук Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН

Socio-economic and natural complex systems persistently generate extreme events also known as disasters, crises, or critical transitions. Here we analyze patterns of background activity preceding extreme events in four complex systems: the U.S. economy, a megacity (Los Angeles), the Earth magnetosphere, and the Earth lithosphere. Economic recessions, surges in homicides in a megacity, magnetic storms, and strong earthquakes are considered as extreme events in these systems. We use as a starting point the indicators describing the system's behavior. Rather than analyze the whole time series of an indicator, we identify sufficiently strong changes in an indicator's trend. Those changes constitute our background events (BE). We demonstrate a premonitory pattern common to all four systems considered: relatively large magnitude BEs become more frequent before an extreme event. A premonitory change of scaling has been found in various models and observations. Here we demonstrate this change in scaling of uniformly defined BEs in four real complex systems, their enormous differences notwithstanding.

Экстремальные события. В природных и социоэкономических сложных системах постоянно происходят редкие экстремальные события, которые также известны как катастрофы, кризисы, критические переходы и т.п. Исследование возможности прогноза экстремальных событий рассматривается в качестве одной из главных нерешенных задач фундаментальной науки.

В докладе исследуется некоторое наблюдаемое явление, предшествующее экстремальным событиям. Оно может быть обнаружено в виде изменения распределения размеров событий, составляющих фоновую активность рассматриваемого процесса. Само это распределение является одним из главных предметов в изучении сложных систем. Но его изменение перед экстремальными событиями до сих пор было найдено только в сейсмичности и других формах множественного трещинообразования с главным разрывом (например, землетрясением) в качестве экстремального события [например, 1, 2].

Ниже вводится универсальное определение фоновых событий ( $\Phi C$ ) для рассматриваемых сложных систем, которое дает возможность единообразно анализировать данные наблюдений, относящиеся к экономическим рецессиям, подъемам числа убийств, магнитным штормам и сильным землетрясениям. Обнаруженное изменение распределения размеров  $\Phi C$  выглядит перспективным с точки зрения прогноза экстремальных событий.

**Определения.** Рассматриваются дискретные ряды значений индикаторов, описывающих сложные системы. Пусть f(m) – один из таких рядов. Обозначим  $W^{f}(l/q,p)$  локальную линейную регрессию функции f(m), полученную методом наименьших квадратов в скользящем окне (q, p):

 $W^{t}(l/q,p) = K^{t}(q,p)l + B^{t}(q,p), q \le l \le p,$ 

(1)

Здесь предполагается, что *m*, *l*, *q* и *p* являются целыми числами, которые обозначают дискретные моменты времени в течение рассматриваемого периода. Введем функцию  $S^{f}(m/s, u) = K^{f}(m-s, m) - K^{f}(m-s-u, m-s)$ . Эта функция отражает различие в тренде функции f(m) в течение *s* моментов времени после и *u* моментов времени до момента *m-s*. Ее величина относится к моменту *m*, чтобы избежать использования для ее вычисления информации из «будущего». Если экстремальные события в рассматриваемой сложной системе связаны с отклонением вниз тренда функции f(m), то  $\Phi C$  происходит в момент *m*, если  $S^{f}(m/s, u) < 0$ . В случае, когда экстремальные события связаны с отклонением вверх тренда функции f(m), то  $\Phi C$  происходит в момент *m*, если  $S^{f}(m/s, u) < 0$ . В случае, когда экстремальные события связаны с отклонением вверх тренда функции f(m),  $\Phi C$  происходит, если  $S^{f}(m/s, u) > 0$ . И в том, и в другом случае  $\mu^{f}(m/s, u) = |S^{f}(m/s, u)|$  считается магнитудой  $\Phi C$ . Путем применения описанной выше процедуры ряд f(m) преобразуется в последовательность  $\Phi C$ , происходящих в моменты  $m_1, m_2, \ldots$  и имеющих магнитуды  $\mu^{f}(m_1/s, u), \mu^{f}(m_2/s, u), \ldots$  Результат преобразования определяется исходным рядом f(m) и значениями параметров *s* и *u*. Отметим, что, если исходный ряд дан для периода времени от момента  $m_0$  до момента  $m_{\rm T}$ , то  $\Phi C$  могут быть определены только, если  $m_0 + s + u \leq m_{\rm T}$  и моменты их возникновения принадлежат отрезку времени [ $m_0 + s + u, m_{\rm T}$ ].

*Анализ данных.* Анализировались данные, связанные со следующими экстремальными событиями: начала экономических рецессий (в экономике США), начала подъема месячного числа убийств (в Лос-Анджелесе), магнитные штормы (в магнитосфере Земли) и сильные землетрясения (в Южной Калифорнии).

Экономика США. Для определения  $\Phi C$  был выбран индикатор промышленного производства **IP**. Это месячный индикатор, отражающий реальный (в постоянных долларах) выход всей экономики. Рассмотрен период от января 1959 г. до марта 2009 г. Данные по **IP** взяты со страницы в Интернете Секции экономических исследований Федерального резервного банка Сент-Луиса [3]. Периоды экономических рецессий в США определены в соответствии с данными Национального бюро экономических исследований [4]. Начало экономической рецессии рассматривается в качестве экстремального события для экономики США, и оно связано с отклонением вниз от тренда индикатора **IP**. Следовательно, в соответствии с определением, данным выше,  $\Phi C$  происходит в месяц *m* когда  $S^{IP}(m/s,u) < 0$ . Ряды  $\Phi C$  были получены при различных значениях параметров *s* и *u*. Распределение  $\Phi C$  по размерам характеризуется частотно-магнитудной (*ЧМ*) зависимостью  $P(\mu) = N(\mu)/N(0)$  от  $\mu$ , где  $N(\mu) -$  число  $\Phi C$  с магнитудой  $\mu^{IP}(m/s, u) \ge \mu$ . Оказалось, что при рассмотренных значениях *s* и *u*. зависимость  $P(\mu)$  от  $\mu$  близка к степенной зависимости

$$\lg P(\mu) = \alpha - \beta \mu$$

(2)

Возникает вопрос, изменяется ли распределение  $\Phi C$  по размерам перед экстремальным событием? С целью такого анализа рассматриваемый период времени делится на периоды трех типов: **D**, **N** и **X**. В случае экономики в качестве сложной системы и начал экономических рецессий в качестве экстремальных событий в ней формальное определение этих периодов выглядит следующим образом. Вводятся два целых параметра  $\Delta_D > 0$  и  $\Delta_X \ge 0$ . Месяцы принадлежащие периодам рецессий и  $\Delta_X$  месяцев после каждой рецессии включаются в **X**-период. Среди оставшихся месяцев  $\Delta_D$  месяцев перед каждой рецессией включаются в **D**-период. Месяцы, которые не вошли ни в **X**-период, ни в **D**-период, образуют **N**-период. Обозначим как  $P_D(\mu)$  функцию  $P(\mu)$ , полученную для  $\Phi C$ , произошедших в течение **D**-периода, и как  $P_N(\mu)$  функцию  $P(\mu)$  для  $\Phi C$ , произошедших в течение **N**-периода. Различие между этими двумя функциями отражает изменение распределения размеров  $\Phi C$  перед экстремальными событиями.

Графики, приведенные на рис. 1, показывают функции  $P_D(\mu)$  и  $P_N(\mu)$ , полученные для **D**- и **N**периодов, соответствующих различным значениям  $\Delta_D$  и  $\Delta_X = 1$  месяцу. На рис. 1 видно очевидное различие между  $P_D(\mu)$  и  $P_N(\mu)$ , которое устойчиво к изменению значения  $\Delta_D$ . Это различие означает, что величина  $\beta$  в формуле (2) становится меньше перед экстремальными событиями (началами экономических рецессий).



Рисунок 1. Функции  $P_D(\mu)$  (жирные кривые) и  $P_N(\mu)$  (тонкие кривые) для  $\Phi C$ , полученных на основе **IP** при s = 6 и u = 48 месяцев, и **D**- и **N**-периодов, соответствующих следующим значениям параметров:  $\Delta_X = 1$  и  $\Delta_D = 4$  (a),  $\Delta_D = 6$  ( $\delta$ ), и  $\Delta_D = 12$  (s).

**Мегаполис (Лос-Анджелес).** Месячное число нападений с использованием огнестрельного оружия **FA** в Лос-Анджелесе выбрано для определения  $\Phi C$ . **FA** является числом нападений с использованием огнестрельного оружия, зарегистрированным Полицейским департаментом Лос-Анджелеса в течение месяца и отнесенным к 3 000 000 жителей города. Рассмотрен период с января 1974 г. по декабрь 2003 г. Данные по месячному числу убийств в Лос-Анджелесе и по индикатору **FA** взяты со страницы в Интернете Национального архива данных уголовного судопроизводства [5]. Начало роста месячного числа убийств рассматривается в качестве экстремального события, и оно связано с отклонением вверх тренда индикатора **FA**. Следовательно, в соответствии с определением, приведенным выше,  $\Phi C$  происходит в месяц *m*, когда  $S^{FA}(m/s,u) > 0$ . Анализ рядов  $\Phi C$ , полученных при различных значениях параметров *s* и *u*, показывает, что зависимость  $\lg P(\mu)$  от  $\mu$ , как и в случае  $\Phi C$ , полученных на основе индикатора **IP**, близка к линейной.

Как и в случае рецессий, **D**-, **N**-, и **X**-периоды выделяются посредством двух параметров  $\Delta_D > 0$  и  $\Delta_X \ge 0$ : месяцы, принадлежащие периодам роста числа убийств, и  $\Delta_X$  месяцев после таких периодов образуют **X**-период, среди оставшихся месяцев  $\Delta_D$  месяцев перед началом каждого из

периодов роста числа убийств включаются в **D**-период, а месяцы, которые не вошли ни в **X**–период, ни в **D**-период, относятся к **N**-периоду. Графики функций  $P_D(\mu)$  и  $P_N(\mu)$  для **D**- и **N**-периодов, соответствующих различным величинам  $\Delta_D$  и  $\Delta_X = 3$  приведены на рис. 2. Можно видеть, что изменение распределения размеров  $\Phi C$  перед началом роста числа убийств аналогично его изменению перед началом рецессии (рис. 1).



Рисунок 2. Функции  $\overline{P}_{D}(\mu)$  (жирные кривые) и  $P_{N}(\overline{\mu})$  (тонкие кривые) для  $\Phi C$ , полученных на основе **FA** при s = 6 и u = 48 месяцев, и **D**- и **N**-периодов, соответствующих следующим значениям параметров:  $\Delta_{X} = 3$  и  $\Delta_{D} = 4$  (a),  $\Delta_{D} = 6$  ( $\delta$ ), и  $\Delta_{D} = 12$  (s).

*Магнитосфера Земли.* Рассматриваемые данные являются почасовыми значениями времени штормового возмущения (Disturbance Storm Time) **DST** за период с 1 часа 01.01.1991 до 13 часов 08.04.2005. **DST** вычисляется из наблюдений группы магнетометров на поверхности Земли и является мерой силы кольцевого тока, постоянно присутствующего в магнитосфере Земли. Это также мера геомагнитной активности. Данные по **DST** взяты со страницы в Интернете НАСА [6]. Экстремальные события ассоциируются с периодами интенсивной геомагнитной активности и характеризуются очень большими и отрицательными значениями **DST**. В данном исследовании принималось, что экстремальные события (магнитные штормы) происходят в те часы, когда **DST** <br/>– 200. Индикатор **DST** используется также для определения  $\Phi C$ , и  $\Phi C$  происходит в час *m*, когда  $S^{DST}(m/s,u) < 0$ . Как и в предыдущих случаях, для  $\Phi C$ , полученных при различных величинах параметров *s* и *u*, зависимость lg  $P(\mu)$  от  $\mu$  близка к линейной (2).

Как и в предыдущих случаях, **D**-, **N**- и **X**-периоды определяются с помощью двух параметров  $\Delta_D > 0$  и  $\Delta_X \ge 0$ : часы магнитных штормов и  $\Delta_X$  часов после них формируют **X**–период, среди оставшихся часов выбираются  $\Delta_D$  часов перед каждым магнитным штормом, и они образуют **D**-период, а часы, которые не вошли ни в **X**–период, ни в **D**-период, образуют **N**-период. В некоторых случаях моменты магнитных штормов образуют плотные группы. Для того, чтобы исключить из рассмотрения моменты времени внутри таких групп и тем самым рассматривать группу как одно экстремальное событие, задавалось достаточно большое значение  $\Delta_X = 96$  часам. Графики функций  $P_D(\mu)$  и  $P_N(\mu)$ , которые соответствуют различным величинам  $\Delta_D$ , приведены на рис. 3. Из этих графиков следует, что изменение распределения размеров  $\Phi C$  перед магнитными штормами аналогично его изменению перед рецессиями и периодами роста числа убийств (рис. 1 и 2).



Рисунок 3. Функции  $P_D(\mu)$  (жирные кривые) и  $P_N(\mu)$  (тонкие кривые) для  $\Phi C$ , полученных на основе **DST** при s = 4 и u = 20 часам, и **D**- и **N**-периодов, соответствующих следующим значениям параметров:  $\Delta_X = 96$  и  $\Delta_D = 4$  (a),  $\Delta_D = 6$  ( $\delta$ ), и  $\Delta_D = 12$  (s).

**Литосфера Земли (Южная Калифорния).** Рассматривается сейсмоактивный регион Южная Калифорния и сильные землетрясения (с магнитудой  $M \ge 6.4$ ), произошедшие в регионе с 1932 по 2005 гг., в качестве экстремальных событий. Данные по сейсмичности Южной Калифорнии взяты из каталога землетрясений Центра данных по землетрясениям Южной Калифорнии [7]. Сейсмичность

Южной Калифорнии характеризуется месячными значениями функции <u>></u>, которая вычисляется по формуле

$$\Sigma \P_{i} = \sum_{i} 10^{M_{i}} . \tag{3}$$

Здесь  $M_i$  – магнитуды землетрясений, произошедших в регионе в течение месяца номер *m*. В соответствии с формулой (3) значение  $\sum(m)$  пропорционально общей площади очагов землетрясений, произошедших в регионе в течение рассматриваемого месяца. Функция  $\sum(m)$  используется в качестве индикатора для определения  $\Phi C$ , и  $\Phi C$  происходит в месяц *m*, когда  $S^{\Sigma}(m/s,u) > 0$ . Как и в предыдущих случаях, для  $\Phi C$ , полученных при различных значениях параметров *s* и *u*, зависимость lg  $P(\mu)$  от  $\mu$  близка к линейной (2).

**D**-, **N**- и **X**-периоды определяются с помощью двух параметров  $\Delta_D > 0$  и  $\Delta_X > 0$ : месяц, когда произошло сильное землетрясение, и  $\Delta_X - 1$  месяцев после него включаются в **X**-период, среди оставшихся месяцев выделяются  $\Delta_D$  месяцев перед каждым месяцем, когда произошло сильное землетрясение, которые формируют **D**-период, остальные месяцы, которые не вошли ни в **X**-период, ни в **D**-период, образуют **N**-период. Графики функций  $P_D(\mu)$  и  $P_N(\mu)$ , полученные при  $\Delta_X = 24$  месяцам и различных значениях  $\Delta_D$  приведены на рис. 4. Изменение распределения размеров  $\Phi C$  перед сильными землетрясениями здесь аналогично его изменению перед экстремальными событиями в других рассмотренных сложных системах (рис. 1 - 3).



Рисунок 4. Функции  $\overline{P}_{D}(\mu)$  (жирные кривые) и  $P_{N}(\mu)$  (тонкие кривые) для  $\Phi C$ , полученных на основе  $\sum(m)$  при s = 6 и u = 24 месяцам, и **D**- и **N**-периодов, соответствующих следующим значениям параметров:  $\Delta_{X} = 24$  и  $\Delta_{D} = 8$  (a),  $\Delta_{D} = 12$  ( $\delta$ ), и  $\Delta_{D} = 24$  (s).

Заключение. Рассмотрены четыре сложных системы различной природы. Во всех этих системах обнаружено явление изменения распределения размеров определенных универсальным образом событий фоновой активности перед экстремальными событиями в системе. Возникновение этого явления устойчиво к вариациям параметров, определяющих события фоновой активности и периоды, где ведется его поиск. Приведенный анализ может рассматриваться как имеющий отношение к прогнозу экстремальных событий в сложных системах. Следующим шагом должно быть создание на его основе формализованных алгоритмов прогноза и оценка их достоверности и надежности.

#### Литература

- 1. Наркунская Г.С., Шнирман М.Г. Об одном алгоритме прогноза землетрясений // Компьютерный анализ геофизических полей. М.: Наука. С.27-37 (Вычисл. сейсмология; Вып. 23), 1990.
- 2. Ботвина Л.Р., Ротвайн И.М., Кейлис-Борок В.И., Опарина И.Б. О характере графика повторяемости на различных стадиях дефектообразования и подготовки землетрясения // ДАН, т.345, № 6. С.809-812, 1995.
- 3. Economic Research Section of Federal Reserve Bank of St. Louis Web site http://research.stlouisfed.org/fred2/series/INDPRO/downloaddata/xls
- 4. National Bureau of Economic Research Web site http://www.nber.org/cycles/cyclesmain.html
- 5. National Archive of Criminal Justice Data Web site http://www.icpsr.umich.edu/NACJD/
- 6. NASA Web site <u>http://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html</u>
- 7. SCEDC web site http://www.data.scec.org/about/data\_avail.html.

## СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПРОЦЕССОВ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ MODERN METHODS OF THE ELECTROMAGNETIC PROCESSES RESEARCH BEFORE EARTHQUAKES B.Д.Кузнецов<sup>1</sup>, Ю.М.Михайлов<sup>1</sup>, Б.М.Шевцов<sup>2</sup>, Ш.Ференц<sup>3</sup>, Л.Боднар<sup>3</sup>, В.Е.Корепанов<sup>4</sup>, Г.А.Михайлова<sup>1</sup>, Л.П.Корсунова<sup>1</sup>, В.В.Хегай<sup>1</sup>, С.Э.Смирнов<sup>2</sup>, Г.И.Дружин<sup>2</sup>, B.B.Богданов<sup>2</sup>, О.В.Капустина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН им.Н.В.Пушкова, yumikh@izmiran.ru

<sup>2</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, ikir@ikir.kamchatka.ru

<sup>3</sup>Университет Этваша, Будапешт, Венгрия, <u>spacerg@sas.elte.hu</u> <sup>4</sup>Центр космических исследований НАНУ и НКАУ, Львов, Украина vakor@isr.lviv.ua

Studding of electromagnetic processes before earthquakes was base purpose of the IZMIRAN and IKIR investigations in Kamchatka region. They included necessary measurements of quasi-static electromagnetic fields and VLF as well as special magnetic and ionospheric investigations. In so doing, one useful fact has been revealed that the apparent velocity of the precursor propagation in electric fields and with ionosphere parameters is, roughly speaking, the same, so coinciding approximately with 1 m/s. That is confirmed by ionospheric EQ precursors non Japan islands in Pacific Ocean and so geophysical and biological precursors investigations, including Earth currents measurements. This fact, that different processes are controlled by same time scales is attested about their analogy nature, however dependence of this moving from Earth surface properties is not jet stated. At present there have been developed special satellites, main goal of which is to look EQ-precursors (Demeter, Compass 2). The first results of Compass 2 satellite have been brought in report. Satellite measurements allow to carry global control seismic situation under consideration. But some difficulty arises here due slow time varying effects of EQ preparing and quick flight of satellite. It is required developing of detection methods.

#### Введение

Многолетние разрозненные наземные наблюдения различных геофизических параметров в сейсмоактивных регионах мира показали, что перед сильными землетрясениями (3T) были обнаружены аномалии в их поведении. В частности, аномальный эффект в вариациях вертикальной составляющей градиента потенциала электрического поля (Еz-компонента) в приземной атмосфере проявляется преимущественно в виде бухтообразного понижения интенсивности, а в вариациях естественного электромагнитного поля в КНЧ- и ОНЧ-диапазонах – как в изменении интенсивности, так и возрастании потоков дискретных сигналов. Хотя природу этих эффектов связывают с изменением напряженно-деформированного состояния верхней литосферы в результате подготовки



Рис.1. Суточные вариации Ег-компоненты электрического поля (*a*), потока дискретных электромагнитных импульсов (N имп/мин) (*б*), азимутов источников этих импульсов в прямоугольной системе координат 02-03 октября (*в*).

очага землетрясений, механизм аномалий этих геофизических явлений до сих пор не ясен. Очевидно, только, что наблюдения этих явлений следует проводить не только непрерывно, но и комплексно. Исходя из этого уже в течение многих лет, начиная с 1991г. в районе Паратунской гидротермальной системы (обс.Паратунка,  $\phi = 52^{\circ}58,3'$ N,  $\lambda = 158^{\circ}14,9'$ E) Институтом космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН ведутся регулярные целенаправленные наблюдения целого комплекса геофизических параметров. Первые результаты одновременных наблюдений КНЧ-излучения на частоте 1,2 кГц и Ez - компоненты электрического поля показали следующее. За 2,8 ч перед ЗТ 13 ноября 1993г. с магнитудой M = 7.0 в вариациях электрического поля наблюдалось возмущение длительностью 67 мин, одновременно появилось возмущение в

электромагнитном поле, которое длилось ~ 33 мин.

#### Основные результаты

а) Электрические поля и ОНЧ

Ниже приводится анализ одновременных записей суточных вариаций квазистатического электрического поля в приземной атмосфере, потока дискретных электромагнитных импульсов в ОНЧ-диапазоне, азимутов их источников, интенсивности излучений на выходе узкополосных фильтров на частотах 4,65 и 5,3 кГц, а также временных форм и амплитудных спектров ОНЧимпульсов в октябре 2002г. и августе 2004г. Аномалии в поведении этих параметров с различным запаздыванием по времени сопровождались землетрясениями на юго-восточном побережье п-ова Камчатка на расстояниях 250-400 км от пунктов регистраций. Наблюдаемые аномальные вариации напряженности электрического поля, как видно на рис.1, имеют характерные особенности при грозовой активности в приземной атмосфере. Одновременно с регистрацией электрического поля велись наблюдения интенсивности ОНЧ-излучения на частоте 5,3 кГц, а также определялись азимуты источников дискретных электромагнитных импульсов с помощью ОНЧ-пеленгатора. Кроме азимутов, по записям пеленгатора определялся поток дискретных сигналов в одну минуту. Оказалось, что в момент первого скачкообразного понижения величины Еz-компоненты электрического поля наблюдался интенсивный всплеск потока дискретных электромагнитных сигналов. Длительность этого всплеска значительно короче длительности аномалии электрического поля. На рис.1 в качестве иллюстрации приведены: суточные вариации электрического поля за 2-3 октября (а); поток импульсов N имп/мин (б) и азимуты их источников в прямоугольных координатах (в). На рис.16 вертикальные линии в интервале времени 09-15 UT во всем диапазоне азимутов указывают на локальный («над головой») источник интенсивного потока импульсов. Стрелкой на рисунке указан момент времени ЗТ.

В период, предшествовавший ЗТ 6 марта 1992г. с магнитудой М=6,1 и эпицентром в Авачинском заливе на глубине 30 км на расстоянии 130 км от пункта регистрации, наблюдалось бухтообразное понижение квазистатического поля величиной до –300 В/м (рис.26). Аналогичное



понижение величины квазистатического электрического поля наблюдалось также перед 3Т 18 сентября 1999г. с M=6,0 магнитудой И эпицентром на глубине 60 км на расстоянии 190 км пункта регистрации от Обращает (рис.2а). на себя внимание подобие временных форм предвестников, однако упреждения время 3T несколько различно: в первом случае - 10 ч, во втором – 29 ч. Полагая, что разность времен скорости зависит от

Рис.2. Изменения квазистатического электрического поля E<sub>z</sub> по измерениям на Камчатке в периоды подготовки и развития землетрясений 19 сентября 1999 г. (*a*) и 6 марта 1992 г. (б). А и А' - предполагаемые предвестники землетрясений.

распространения предвестника, находим её: V = 0,87 м/с [1]. б) Ионосферные параметры.

В связи с измерениями предвестников ЗТ в квазистатических электрических полях возникла задача о связи этих явлений с ионосферными предвестниками ЗТ. Первая попытка сопоставить эти два вида явлений была сделана в работе [2]. На рис.3 приведены результаты этого сопоставления и представлены отклонения основных ионосферных параметров с временем опроса 30 мин в период подготовки ЗТ 18.09.99 г. с М = 6,0 и Еz-компоненты электрического поля. Расстояние от эпицентра ЗТ до пункта наблюдения (R) составляло 190 км. Момент удара обозначен штриховой линией со стрелкой. Время появления электрического предвестника землетрясения (ЭПЗ) определялось по моменту возникновения отрицательной бухты во временных изменениях Ez, а ионосферного предвестника землетрясения (ИПЗ) – по регистрации аномально высокого Es. Зачерненные всплески в ионосферных параметрах, отвечающие указанным выше критериям, отнесены к предполагаемым



Рис.3. Изменения величины вертикального градиента электрического потенциала (*a*), параметров ионосферы (*б-г*) и Кр-индекса (*d*) в период подготовки землетрясения 18.09.1999.

суточных изменений Еz. Времена упреждения оценить скорость распространения ИПЗ ~ 1 м/с. Ранее этот результат был получен для среднесрочных ИПЗ при измерениях на одном из островов в Тихом океане на станции Кокубунджи (Япония) [2].

### в) Магнитное поле.

Нами сделана попытка проанализировать записи горизонтальной компоненты магнитного поля для CT. Петропавловск-Камчатский. Результаты анализа данных за период 1 – 10 марта представлены на рис.4. Справа по вертикали снизу вверх шкала времени (UT) для этого Горизонтальными интервала. линиями указаны 3T с магнитудой M > 5 (согласно шкале М). 2.03.92 г. наблюдались триплеты ЗТ с интервалом между афтершоками ~40 мин, а 6.03.92 г. дуплет ЗТ с интервалом ~30 мин. Слева на горизонтальной шкале приведены спектры Н в интервале периодов от 6 до 40 мин. Обращает на себя гармоника с периодом 35 мин, которая наиболее ярко выражена перед ЗТ 2.03.92 г. с интервалом между форшоками примерно 20 МИН. Это обстоятельство может быть существенно при прогнозировании афтершоков. В работе ИКИР-ИЗМИРАН детально изучено поведение Н-компоненты, как в Петропавловске-Камчатском, так и в Барроу.

предвестникам. На нижней панели приведены изменения Кр-индекса [2] за тот же период времени. Видно, что подготовка землетрясения 18.09.99 г. во время магнитных возмущений. проходила Именно поэтому положительные отклонения в частотных параметрах слоёв Еz и F2 очень малы, но появление их в тот же период времени, что и аномалий в Ez и h'Es, и нарушение наблюдаемой тенденции к отрицательным отклонениям в f<sub>0</sub>F2 свидетельствует об их сейсмогенной природе. Однако, в отсутствие данных по Es-слою выделение ИПЗ только по f<sub>0</sub>F2 во время магнитных возмущений соответствуют, весьма по-видимому. идентифицированным нами электрическим **(ЭПЗ)** предвестникам землетрясений первого порядка срочности. Для камчатских землетрясений в вариациях Еz-компоненты электрического поля уверенно выделяются предвестники землетрясений в пределах суток до момента (3T) [2,3], отвечающие характеристикам предвестников ЗТ второго порядка срочности по нашей классификации. Возможно, это связано с тем обстоятельством, что величина сейсмогенных аномалий в Еz второго порядка срочности обычно в несколько раз превышает изменения поля для группы первого порядка срочности так, что их трудно выделить на фоне для ЭПЗ и ИПЗ примерно совпадают, что позволяет



Рис.4. Последовательность спектров мощности горизонтальной компоненты магнитного поля в зависимости от периода. Справа – серия землетрясений.

Показано, что накануне 3T спектр расширяется в область периодов <2 час [3].

г) Космические исследования

По инициативе ИЗМИРАН в рамках федеральной космической программы России был разработан и реализован в 2006-2007гг. проект «Вулкан-Компас 2», предназначенный для мониторинга ионосферы и поиска аномальных физических явлений, связанных с ЗТ и другими природными катастрофами. Экспериментальный малый космический аппарат (МКА) «Вулкан-Компас 2» был выведен 26 мая 2006г. на околоземную орбиту с наклонением 78,9°, апогеем 412,3 км и периодом обращения 93,59 мин. Общая масса МКА – 80 кг, в том числе масса научной аппаратуры – 20 кг.

На этом спутнике [1] нами сделана попытка рассмотреть прохождение сигналов сильных атмосфериков, которые могли быть предвестниками землетрясений. На рис.5 приведен динамический спектр низкочастотного волнового излучения, полученный при пролёте над Камчаткой 27.02.2007г. в 21:35:49 (рис.5). Источником частично-диспергированного свистящего атмосферика (СА) с



максимумом в спектре ~5 кГц (в левой части рисунка) мог быть молниевый в зоне полготовки 3T. разряд прошедший расстояние ~1000-1500 км до входа в ионосферу. Серия следов СА в правой части с дисперсией ~72. вероятно, результат распространения траекториям в по многоканальным условиях неоднородной сильно TOGA ионосферы. Системой локализована группа атмосфериков на юго-востоке Австралийского могли континента, которые быть источниками СА.

Рис.5. Динамический спектр ОНЧ-записи, полученной при пролете спутника «Компас-2» над Камчаткой

Выводы

В поведении электрического и магнитного полей в сейсмоактивные периоды прослеживается много особенностей, присущих сейсмогравитационным пульсациям Земли. В частности, эти аналогии прослеживаются на структуре спектра горизонтальной компоненты магнитного поля Н. Наиболее чувствительным к сейсмическим процессам оказывается участок спектра с периодами 0,2 ÷ 4 часа, который мы связываем с гравитационными волнами [3]. Напомним, что наиболее интенсивные сейсмогравитационные колебания имели период ~ 1 часа. Из измерений Е и ионосферных предвестников удалось оценить виртуальную скорость распространения предвестников. Если принять эту величину как изменение скорости на интервале времени упреждения, можно получить величину ускорения  $\sim 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup>, а эта величина уже близка к некоторым сейсмическим моделям. Наконец, отношение времён упреждения для долгосрочных предвестников и краткосрочных равно примерно 2÷10, и эту величину можно сопоставить с сейсмогравитационными параметрами. Таким образом, электромагнитные исследования позволяют как подтвердить предыдущие, так и получить новые данные о литосферно-ионосферном взаимодействии.

## Литература

1. Mikhailov, Yu. M., Kuznetsov V.D., Ferencz, S. H., Bodnar, L., Korepanov, V. E., Mikhailova, G. A., Korsunova, L.P., Khegai, V.V., Smirnov, S. S., Kapustina, O. V.: COMPASS 2 Satellite and ground-based VLF-experiments // The Atmosphere and Ionosphere Dynamics, Processes and Monitoring. Springer. 2010. 375p.

2. Корсунова Л.П., Михайлов Ю.М., Хегай В.В., Лещенко Л.Н., Смирнов С. Э., Богданов В.В. Экспериментальное подтверждение взаимосвязи возможных предвестников землетрясений в приземных квазистатических электрических полях и в ионосфере // Солнечно-земная физика. Новосибирск: Изд-во ИСЗФ СО РАН, 2010. Вып. 14. (в печати).

3. Михайлова Г. А., Михайлов Ю.М., Капустина О. В., Дружин Г. И., Смирнов С. Э. Прохождение внутренних гравитационных волн на высоты D- и динамо- областей ионосферы в сейсмически активном регионе (Камчатка): предварительные результаты // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т.48. №2. 261-269.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛОКАЛЬНЫХ МОЗАИЧНО ВОЗНИКАЮЩИХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В АТМОСФЕРЕ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

## THE RESULTS OF INVESTIGATIONS OF LOCAL MOSAIC-LIKELY ELECTRICAL FIELDS ARISING IN THE ATMOSPHERE BEFORE EARTHQUAKES AND PERSPECTIVES OF FURTHER INVESTIGATIONS

В.А.Липеровский<sup>1</sup>, А.С.Силина<sup>1</sup>, В.В.Богданов<sup>2</sup>,

Е.В.Липеровская<sup>1</sup>, Р.М.Умарходжаев<sup>3</sup>, В.Ф.Давыдов<sup>4</sup>

<sup>1</sup>ИФЗ РАН, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10 <sup>2</sup>ИКИР ДВО РАН, Камчатская обл., Елизовский район, с. Паратунка <sup>3</sup>НИИЯФ МГУ, г. Москва, Воробьевы горы

<sup>4</sup> Московский государственный университет леса, г. Мытищи, 1-я Институтская ул.

The brief review of the works of the last decade devoted to observation and interpretation of quasy-constant anomalous electrical fields in the atmosphere before earthquakes is presented. Generation of electrical field in the atmosphere near Earth surface can be of deformation nature and local peculiarities demonstrate mosaic-like structure of physical processes in the Earth's crust. Anomalies of electrical field in the atmosphere near Earth surface can arise due to electrical processes if radon pollution, which increases conductivity, is taken into account. The generation of anomalous electrical fields also can take place due to Frenkel gravity separation of electrical charges in the clouds of aerosols with increased ionization and character size  $L \ge 100$  m. It seems reasonable that the regions with anomalous electrical fields is a splash-like. Authors confirm the point of view that further measurements of electric field anomalies should be carried out in a few remote points simultaneously with the measurements of conductivities of positively and negatively charged ions and a remote sensing of spectra of infrared radiation of the atmosphere.

Введение. В этой работе сделан краткий обзор результатов измерений квазипостоянных электрических полей, проведенных в наземных обсерваториях в сейсмоактивных зонах за последние десятилетия. Было важно выделить выявленные в связи с землетрясениями закономерности. Обсуждаются перспективы развития дальнейших исследований, как модифицировать и улучшать постановку экспериментальных работ и их интерпретацию. В связи с этим сделан краткий обзор последних работ по длиннопериодной аэроэлектрической турбулентности в атмосфере. Согласно этим работам, в атмосфере в сейсмоспокойных районах хаотично возникают и исчезают аэроэлектрические структуры, что определяется обычными метеорологическими факторами. Эти представления важны для создания адекватной физической модели специфических френкелевских аэроэлектрических структур сейсмической природы при выбросах облаков радона, приводящих к дополнительной ионизации атмосферы. Далее обсуждаются вопросы дальнейших исследований для диагностики электрического состояния атмосферы с целью осуществления возможного прогноза землетрясений. Авторы поддерживают точку зрения, что дальнейшие измерения аномалий электрического поля должны проводиться в нескольких разнесенных в пространстве точках одновременно с измерениями проводимостей положительных и отрицательных ионов и с дистанционным измерением спектров инфракрасного излучения атмосферы.

1. Изучение электрических явлений в атмосфере в связи с землетрясениями продолжается уже около полувека [1]. Исследования аномалий квазипостоянного электрического поля за последние 20 лет в связи с землетрясениями проведены в цикле работ Ю.М.Михайлова, С.Э.Смирнова и др. [2–6].Было показано, что часто аномалии электрического поля до и сразу после землетрясений на 1–2 порядка превышают фон. Наиболее вероятная величина бухтообразных вариаций 100–300 В/м на высоте в несколько метров от земной поверхности, длительности аномалий 40–100 мин. Такие характерные времена нестационарных процессов соответствуют френкелевским аэроэлектрическим структурам [7–9].

В работе [4] было показано, что в октябре 2002г. и августе 2004г. дискретные электромагнитные импульсы, наблюдаемые в аномальных потоках перед землетрясениями, были сигналами локальных грозовых процессов. Природа этих процессов пока неясна, поскольку известно, что на Камчатке грозы – довольно редкое явление, особенно в октябре месяце. Можно только

предположить, что некоторые «грозовые» явления могут быть связаны с процессами подготовки землетрясений.

О.П.Руленко с сотрудниками в цикле работ [10-13] показано, что при отсутствии видимых источников атмосферной природы за несколько часов-десятки минут до землетрясений с магнитудами M=4,0-6,3 на эпицентральных расстояниях  $\Delta$ =6-200 км при хорошей погоде, когда влиянием возмущающих электрическое состояние приземной атмосферы метеорологических факторов можно пренебречь, наблюдается уменьшение напряженности вертикального атмосферного электрического поля, причем иногда знак ее меняется. Продолжительности аномалий составляют 0,3-4 ч. Явной зависимости максимальной напряженности вариаций электрического поля от параметров землетрясения не проявляется. Интересно отметить, что отрицательные аномалии *E*, длившиеся иногда до 10ч, могли повторяться несколько раз перед землетрясениями. Заметим, что аномалии электрического поля и вертикальных токов за несколько суток до землетрясений исследованы для сравнительно небольшого числа землетрясений и только на стационарных установках в приземной атмосфере. Качественно сходные результаты получены в Китае для около полусотни землетрясений при десятилетних наблюдениях [14].

В обзоре [12] наблюдаемые аномалии электрического поля вблизи земной поверхности подразделены на два типа. Первый, с характерным временем 0.3-4 часа, соответствует уменьшению напряженности электрического поля от значений, характерных для условий хорошей погоды, до некоторого значения и последующему увеличению примерно до прежнего уровня, при этом знак поля иногда становится отрицательным. Второй тип – это пакет колебаний, продолжающихся 0.2-4 часа, возникающий внезапно на фоне нормального атмосферного электрического поля, период колебаний в пределах от секунд до двух часов.

Аномальные электрические явления в большинстве случаев атмосферной природы, но возможно в каких-то случаях в сейсмоактивной зоне являются следствием изменений в наклонах, в напряжениях, в локальных подземных явлениях, вызванных подготовкой очень сильных, но очень далеких землетрясений. Аналогично предвестникам в вариациях геомагнитного поля.

2. В последние десятилетия С.В.Анисимовым, Е.А.Мареевым, Б.М.Копровым и др. был выполнен важный цикл работ, посвященный аэроэлектрическим структурам в атмосфере в приземном слое атмосферы. [15–19]. При многолетних наблюдениях электрического поля в спокойных условиях в среднеширотной атмосфере было установлено, что атмосфера приземного слоя представляет собой турбулентную слабоионизованную среду, находящуюся в квазистационарном электрическом поле Земли.

Приземный слой характеризуется наличием аэроэлектрических структур, динамика которых отражает метеорологическое и электрическое состояние атмосферы. В целях исследования взаимосвязи структурных и спектральных характеристик аэроэлектрических пульсаций разработана и реализована специальная программа наблюдений. Основные экспериментальные работы включали разнесенный синхронный прием и цифровую регистрацию медленных вариаций составляющих электрического поля. Выяснилось, что существует иерархия масштабов аэроэлектрических структур, определяемых природой и механизмами их генерации. Методика обработки данных включала выделение временных интервалов пульсаций, длительность которых определялась временем существования аэроэлектрических структур – от 15 до 20 мин, средняя амплитуда возмущений электрического поля составляла ~30 В/м, характерные размеры структур 50 м.

Для образования всплесков электрического поля важны эффекты конвекции, которые порождаются либо неустойчивой стратификацией атмосферы, либо неоднородным нагревом поверхности. Размеры элементов хаотической конвекции от 30 до 80 м, иногда на порядок больше. Существенно, что восходящие потоки - конвективные ячейки, не только более теплые, но и более влажные, чем окружающий воздух. При интенсивной конвекции иногда наблюдаются квазипериодические последовательности аэроэлектрических структур с характерными масштабами до 1000 м и амплитудой порядка 10% от величины статического электрического поля хорошей погоды. Авторы рассматривали меняющиеся электрические поля как короткопериодные пульсации в диапазоне  $10^{-3}-1$  Гц. Пульсации связаны с турбулентным перемешиванием в атмосфере, конвективным переносом объемных зарядов, аэрозолей. Спектры пульсаций в этом диапазоне частот обладают универсальными свойствами самоподобия, подчиняясь степенному закону, при этом показатели спектра возмущений поля в большинстве случаев заметно не отличаются от соответствующих показателей в условиях хорошей погоды.

Интересные результаты были получены в работах о вариациях электрического поля и плотности тока в тумане. Такие вариации обычно интенсивнее, чем при ясной погоде, и носят

бухтообразный характер с плавным, в течение нескольких часов, переходом в область смены направления тока и сравнительно быстрым резким возвратом в стационарное состояние условий невозмущенной приземной атмосферы. В условиях температурной инверсии и тумана зарегистрированы «гигантские» структуры с амплитудой порядка величины статического поля. Уменьшение проводимости авторами связывается с прилипанием легких ионов к аэрозолям, микрокаплям воды и кристаллам льда. Важна принципиальная роль нелокальности связи напряженности электрического поля и плотности объемного заряда в условиях пространственно неоднородной турбулентности. Авторы выделили два вида электрического состояния тумана, первый из которых характеризуется наличием квазистационарных аэроэлектрических структур, второй – хаотическими структурно-временными образованиями. Энергия аэроэлектрических пульсаций в условиях тумана часто более чем на порядок превышает энергию пульсаций электрического поля хорошей погоды. В области частот 5·10<sup>-3</sup>–10<sup>-1</sup> Гц спектр носит степенной характер с показателем наклона 3.

В работе [20] рассматривались мезомаштабные конвективные системы (ММКС) – многоячейковые облачные структуры, включающие обширную, в несколько сотен км, область стратификации. Как показывают измерения, в верхней части области стратификации, лежащей в области низких температур, обычно наблюдается слой положительного заряда, а под ним – слой отрицательного заряда, занимающий меньший диапазон высот. Наблюдались случаи, когда в зависимости от высоты сильное электрическое поле изменялось по направлению несколько раз. Эти результаты свидетельствуют о большом разнообразии характерных размеров аэроэлектрических структур и их изменчивости.

Важно отметить случаи наблюдения в сейсмоактивные периоды аномалий вертикального электрического поля вблизи земной поверхности при отсутствии их на достаточно большой высоте [6, 12]. Это соответствует появлению низко над станцией наблюдения френкелевской аэроэлектрической структуры. Такая структура, опустившаяся на станцию наблюдения может дать максимальный эффект. Структура может быть высоко над землей, и на некотором расстоянии по горизонтали. Это соответствует разнообразию аномалий. Особенно, если иметь в виду горизонтальные ветры, хаотически меняющие направление.

В настоящее время актуальны совместные исследования высокочастотной геоакустической эмиссии и электрического поля [21]. Они представляют интерес как для понимания процессов, протекающих в литосфере на заключительной стадии подготовки землетрясений, так и для понимания физики литосферно-атмосферной связи. В работе обнаружена отрицательная связь между возмущениями электрического поля в атмосфере и высокочастотной геоакустической эмиссии.

В работе [22] изучался механизм образования грозовых облаков в атмосфере. Для этого механизма важную роль играют космические лучи высоких энергий  $W \ge 10^{14}$  ЭВ, образующие в атмосфере широкие атмосферные ливни. Высокоэнергичная частица с посредством высокоэнергичных вторичных частиц образует около  $10^{10}$  свободных электронов с линейной плотностью  $n_e \sim 10^2$  см<sup>-1</sup> при общей протяженности таких следов порядка  $10^8$  см.

При образовании грозовых облаков аэроэлектрические структуры - генераторы электрического поля появляются при наличии областей восходящего движения воздуха, причем верхняя часть облака заряжена положительно, нижняя – отрицательно. При достижении электрическим полем пробойного значения происходит пробой – молния.

Для появления всплесков внутириоблачного тока необходимо наличие проводящих путей. Одна космическая частица сверхвысокой энергии больше 10<sup>14</sup> эВ инициирует появление в облаке таких путей, образующих широкие атмосферные ливни с длиной до 10 км. В поперечном направлении частицы ливня разлетаются на расстояние в сотни метров. Эти процессы приводят к мелкомасштабным вариациям в электрическом поле.

Выводы процитированных работ важны для организации и проведения исследований электрического поля на Камчатке.

3. В ряде работ последнего времени было показано, что одним из важных процессов, свидетельствующим о подготовке землетрясений, является выделение радона в сейсмоактивных областях, которое ведет к дополнительной ионизации и модификации атмосферного электрического поля. В этом плане из последних работ хотелось бы отметить важную и интересную работу П.П.Фирстова, Н.В.Черневой, Е.А.Пономарева, А.В. Бузевич [23]. Для условий Камчатки в этой работе исследовался вопрос о связи подпочвенного радона, выделяющегося в атмосферу и приводящего к изменению напряженности электрического поля, и была экспериментально получена связь величины напряженности атмосферного электрического поля с выделением радона. Радон

перед землетрясением – это одна их специфических причин аномалий в электрической обстановке в атмосфере перед землетрясениями [24–26]. Другая причина – это «обычные» метео причины – наличие аэрозолей, разделение зарядов, турбулентные конвективные потоки. В приземном слое атмосфере в несколько километров ионизация неравномерна и имеет облачный характер, обусловленный турбулентными ветрами. В области подготовки землетрясений за несколько дней до них имеет место ионизация из-за эманации радона, приводящая к френкелевским аэроэлектрическим структурам в не грозовой атмосфере. В совокупности эти структуры образуют структуры большего масштаба [7–9].

4. Благодаря градиентам горизонтального ветра могут наблюдаться горизонтальные составляющие электрических полей. Верхняя (положительно заряженная) часть облака сносится быстрее, чем, чем нижняя, вследствие профиля горизонтальной скорости ветра, дипольный момент приобретает горизонтальную составляющую вдоль скорости ветра.

Согласно работе [19] в вариациях напряженности электрического поля вблизи подстилающей поверхности присутствует компонента, вызванная неравномерным по горизонтали распределением заряда в приземном слое и переносом этого поля заряда средним ветром. Между вариациями напряженности и вертикальной скорости ветра наблюдается положительная корреляция, а между вариациями напряженности и продольного ветра – отрицательная, причем она не зависит от знака параметра устойчивости в приземном слое. Для оценок использовались в обычных условиях горизонтальные размеры ячеек до 500 м. и скорости ветров до 1 м/с.

5. В настоящее время в исследовательских работах по электромагнитному прогнозу землетрясений пора перейти к «работам нового поколения», применяя новые методы, используя измерения параметров редко измеряемых в геофизике, используя дистанционные измерения. Положительным примером является постановка эксперимента в работе О.П.Руленко [13], где были изучены проводимости, связанные с положительными и отрицательными ионами в электрическом поле, а не только непосредственно вертикальное электрическое поле атмосферы. Это верный путь-изучать первопричины, а не только следствия. В цитированной работе [13] было обнаружено аномальное возмущение электрического состояния приземного воздуха. Оно началось за трое суток и закончилось за 9-12 часов до землетрясения с M=6, произошедшего на расстоянии 400 км от пункта измерений. Аномальное возмущение непосредственно перед землетрясением не наблюдалось.

Какие могут быть дальнейшие научные проекты? Хорошо бы организовать «цепочку», а еще лучше «четырехугольник» – систему четырех точек наблюдения, разнесенных на десяток км, с обсерваторией в центре. Было бы интересно, опираясь на эксперимент, анализировать некие эффективные функции от напряженности электрического поля, влажности воздуха и проводимостей легких ионов в точках наблюдения в зависимости от времени, а также анализировать флуктуации таких функций. Хотелось бы, чтобы была найдена какая-то величина, отражающая среднюю интегральную характеристику изменчивости проводимости. Подчеркнем, что в областях повышенной ионизации могут наблюдаться области пониженной проводимости при достаточной концентрации аэрозолей.

Поскольку одноточечные наблюдения электрического поля не могут дать адекватной картины явления, необходима дистанционная диагностика электрических полей и проводимостей. Так что желательны измерения инфракрасного излучения атмосферы [7–9, 27]. Желательны также одновременные радиолокационные наблюдения [28].

### Литература

1. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука. 173 с. 1988.

2. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Бузевич А.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э., Фирстов П.П. Вариации различных атмосферно-ионосферных параметров в периоды подготовки землетрясений на Камчатке: предварительные результаты // Геомагнетизм и Аэрономия. 2002. Т.42, №6. С. 805-815.

3. *Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Депуева А.Х., Бузевич А.В., Смирнов С.Э.* Особенности атмосферных шумов, наложенных на вариации квазистатического поля в приземной атмосфере Камчатки // Геомагнетизм и Аэрономия. 2005. Т.45, №5. С. 690-705.

4. *Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э.* Электрические и электромагнитные процессы в приземной атмосфере перед землетрясениями на Камчатке // Геомагнетизм и Аэрономия. 2006. Т.46, №6. С. 839-852.

5. *Михайлов Ю.М.* О свойствах предвестников землетрясений в электростатическом поле в приземной атмосфере // Физика Земли. 2007. №4. С. 76-80.

6. *Смирнов С.Э.* Особенности отрицательных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке // Геомагнетизм и Аэрономия. 2005. № 2. С. 282-287.

7. *Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Davidov V.F., and Bogdanov V.V.* On the possible influence of radon and aerosol injection on the atmosphere and ionosphere before earthquakes// Natural Hazards and Earth System Sciences, 2005, V.5. N6 P. 783 – 789.

8. Липеровский В.А., Михайлин В.В.Давыдов В.Ф., Богданов В.В., Шевцов Б.М., Умарходжаев Р.М. Об инфракрасном излучении в атмосфере перед землетрясениями // Геофиз. исслед. 2007. Вып. 8. С. 51-68.

9. *Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Bogdanov V.V.* On the generation of electric field and infrared radiation in aerosol clouds due to radon emanation in the atmosphere before earthquakes// Natural Hazard and Earth System Sciences, 2008. V.8. N 5. P.1199-1205.

10. *Руленко О.П., Иванов А.В., Шумейко А.В.* Краткосрочный атмосферно электрический предвестник Камчатского землетрясения 6.03.1992, М=6.1 // Докл.РАН. 1992. Т. 326. № 6. С.980-982.

11. *Руленко О.П., Дружин Г.И., Вершинин Е.Ф.* Измерения атмосферного электрического поля и естественного электромагнитного излучения перед Камчатским землетрясением 13.11.93 г. М=7.0 // Докл. РАН. 1996. Т.348, № 6. С. 814-816.

12. *Руленко О.П.* Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.

13. *Руленко О.П.* Новая методика выявления и изучения предвестника землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. №2. вып. №12. С. 42-47.

14. *Jianguo H.* Near earth surface anomalies of the atmospheric electric field and earthquakes. // Acta Seismol. Sin. 1989: V.2, N2, 289-298.

15. *Анисимов С.В., Мареев Е.А.* Аэроэлектрические структуры в атмосфере // ДАН. 2000. Т. 371, № 1. С. 101-104.

16. Анисимов С.В., Мареев Е.А. Спектры пульсаций электрического поля приземной атмосферы // ДАН. 2001. Т. 381, № 1. С. 107-112.

17. *Анисимов С.В., Мареев Е.А., Сорокин А.Е., Шихова Н.М., Дмитриев Э.М.* Электродинамические свойства тумана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 1. С. 58-73.

18. Анисимов С.В., Шихова Н.М., Мареев Е.А., Шаталина М.В. Структуры и спектры турбулентных пульсаций аэроэлектрического поля // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 6. С. 766-781.

19. Копров Б.М., Анисимов С.В., Копров В.М. Вариации электрического поля и турбулентность приземной атмосферы // ДАН. 2006. Т.407, № 1. С. 96-101.

20. *Евтушенко А.А., Мареев Е.А.* О генерации слоев электрического заряда в мезомасштабных конвективных системах // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т.45, № 2. С. 255-265.

21. *Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Мищенко М.А., Шевцов Б.М.* Связь высокочастотной геоакустической эмиссии с электрическим полем в атмосфере при сейсмотектоническом процессе // ДАН. 2010. Т.431. №2. С.242-245.

22. *Ермаков В.И., Стожков Ю.И.* Космические лучи в механизме образования грозовых облаков// Краткие сообщения по физике ФИАН, 2003, N1, C. 23-35.

23. Фирстов П.П., Чернева Н.В., Пономарев Е.А., Бузевич А.В. // Подпочвенный радон и напряженность электрического поля атмосферы в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2006. №1. Вып. №7.

24. *Pulinets SA, Boyarchuk KA, Hegai VV, Karelin AV* Conception and model of seismo-ionospheremagnetosphere coupling, In: Seismo-Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling, Eds. M.Hayakawa and O.A.Molchanov, TERRAPUB, Tokyo, 2002, pp. 353-361.

25. *Pulinets S.A., Boyarchuk K.A.* Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 2004. 215 p.

26. *Omori Y., Yasuoka, Y., Nagahama H., Kawada Y., Ishikawa T., Tokonami S., Shinogi M.* Anomalous radon emanation linked to preseismic electromagnetic phenomena // Natural Hazards and Earth System Sci. 2007. V. 7, N 7. P.629–635.

27. Липеровский В.А., Умарходжаев Р.М., Михайлин В.В., Богданов В.В., Мальцев С.А., Липеровская Е.В., Кайсин А.В., Лексина Е.Г. Метод поиска предвестников землетрясений на основе дистанционной регистрации локальных электрических полей в атмосфере //Сейсмические приборы. 2009. Вып. 45, № 4.С. 58-68.

28. Сливинский А.П., Терехов А.С., Липеровский В.А. Геофизический радар для наблюдения образований с повышенной ионизацией в атмосфере над областью подготовки землетрясения//Сейсмические приборы. 2008. Вып. 44, № 2, С.41-49.

## ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЕ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ В 2008-2010ГГ. LIDAR OBSERVATIONS OF THE VERTICAL TEMPERATURE DISTRIBUTION IN THE LOWER AND MIDDLE ATMOSPHERE OVER WEST SIBERIA IN 2008-2010 B.H. Маричев.

## Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск, marichev@iao.ru

The employed technique of temperature sensing based on the Rayleigh and Raman light scattering is briefly described. The special features of the modernized lidar complex intended for temperature sensing are discussed. Results of stratospheric temperature sensing in 2008-2010 are presented. Results of observations of stratospheric warming in winter months are given.

Лидарные измерения вертикального распределения температуры по молекулярному ( или по называемому иначе в литературе релеевскому) рассеянию света основаны на однозначной связи между коэффициентом обратного молекулярного рассеяния  $\beta_M(H)$  и плотностью атмосферы q(H) для высоты H. В свою очередь, лидарные сигналы пропорциональны величине  $\beta_M(H)$ , тогда как плотность атмосферы связана с температурой T(H) через давление p(H) известным законом состояния идеального газа:

$$p(H) = R^* q(H)T(H), \qquad (1)$$

где R<sup>\*</sup> - удельная газовая постоянная.

При условии выполнения гидростатического равновесия

$$dp(H) = -q(H)g(H)dH,$$
(2)

и отсутствия на зондируемом интервале аэрозольных слоев может быть установлена связь между температурой и лидарными сигналами:

$$T(H) = \frac{P^{2}(H)}{N(H)H^{2}} \left| \frac{N(H_{m})H_{m}^{2}T(H_{m})}{P^{2}(H_{m})} + \frac{1}{R^{*}} \int_{H_{m}}^{H} \frac{N(h)h^{2}g(h)dh}{P^{2}(h)} \right|$$
(3)

Здесь и выше - g – ускорение свободного падения, N(H) - лидарный сигнал, P(H) - прозрачность молекулярной атмосферы от уровня расположения лидара до высоты H, H<sub>m</sub>- максимальная высота, с которой регистрируются достаточно надежные для обработки сигналы.

## Результаты наблюдений температурных аномалий в стратосфере над Томском.

Ниже приводятся результаты лидарных наблюдений вертикального распределения температуры в стратосфере над Томском в 2008-2010гг. с акцентом на исследование проявлений зимних стратосферных потеплений. Данные представлены в виде вертикальных профилей температуры, построенным по ночным сигналам, полученными с накоплением в течение 2-х часов и более и пространственным разрешением 100-300м. Максимальный интервал высот расчета температуры по лидарным измерениям простирался от 10 до 60км. На графиках показаны лидарные профили температуры со стандартными отклонениями и гладкими кривыми модельные профили CIRA-86. Там, где было возможным, приведены температурные профили аэрологического (ближайшие станции Новосибирск и Колпашево - удаление от Томска 210 и 240км) и спутникового (Aura) синхронного зондирования.

Выборочные результаты наблюдений за период октябрь 2008 – март 2009 приведены на рис. 1. Как видно из графиков, в наблюдениях за октябрь 2008г. и март 2009г. вертикальное распределение температуры с небольшими отклонениями следует модельному. Более близкое соответствие лидарных и модельных профилей характерно для периода между указанными месяцами, т.е. лету и ранней осени. Поэтому мы не стали приводить их графики, а ограничились замечанием. Значительные стратосферные потепления были замечены в декабре и январе. Так, для более сильных январских потеплений, наблюдаемых 21 и 22 января, максимальное отклонение достигало 50К, а высота стратопаузы опускалась до 37км. Лидарные наблюдения СП подтверждаются спутниковыми. Так, за 20 декабря и 21 января отмечается подобие в поведении вертикальных профилей температуры, а за 22 и 31 января их хорошее совпадение. Также последние два профиля интересны тем, что выглядят относительно модельного профиля температуры в идее положительных и отрицательных полуволн: 1-ый с отрицательной полуволной в нижней части (15-30км) и



положительной (30-50км), а 2-ой с отрицательной внизу (15-23км), положительной в средней части (23-35км) и отрицательной вверху (35-50км). На подавляющем большинстве профилей отмечается хорошее соответствие с данными аэрологического зондирования.

март 2009г.

Далее при анализе наблюдений мы пропустим менее интересный период со стабильной ситуацией, подчиняющийся модельным представлениям вертикального распределения температуры, а остановимся на рассмотрении данных зондирования за зимне-весенний период 2009-2010гг., охватывающим начало формирования, развитие и разрушение СП.

Наблюдения стратификации температуры за декабрь приведены на рис.2.





Из рисунка в целом видно, что для второй половины декабря 2009г. вертикальное распределение температуры, рассчитанное из лидарных измерений, начиная с высот 30 км, следовало модельному. Небольшое отклонение в положительную сторону начало проявляться с 21 декабря. В нижней части профиля до высот 30км (наблюдения за 18-ое и 23-е декабря) лидарные значения температуры были ниже зондовых примерно на 5-7<sup>0</sup> С.

Очень динамичным поведением вертикальное распределение температуры отмечалось в январе 2010г. (см. рис.3).

Рис. 3. Лидарные наблюдения аномального распределения температуры в стратосфере в январе 2010г.



Первое температурное возмущение в январе было зарегистрировано 15-го числа. Это был очаг теплого воздуха в области высот 34-44км с отклонением от модельного профиля от 20 до 40К в максимуме на высоте 40км. К 18 января произошла некоторая его трансформация с опусканием вцелом и перемещением максимума на высоты 34-36км. Далее

19-го января весь профиль температуры в области высот 32-44км по значениям оставался выше модельного, а 21 января появилась двугорбная структура с четко обозначенными максимумами на высотах 36 и 40км с отклонениями от среднеянварского профиля примерно на 20К.

Следующее мощное стратосферное потепление было зафиксировано 22-го января. Стратопауза резко опустилась на высоту 38км. Перепад температур на уровне стратопаузы (максимум в вертикальном распределении), составил более 60К, что для Томска за весь период лидарных наблюдений, начиная с 1996г [1], было обнаружено впервые. Подобная структура распределения, в виде мощного очага потепления в стратосфере и похолодания в мезосфере (в смысле классического определения высотных интервалов этих областей атмосферы в невозмущенном состоянии) оставалась и 23 января. 24 января происходит трансформация структуры этого мощного теплового очага в достаточно локализированный слой меньшей интенсивности на нижних высотах 34-43 км с максимумом на H=40км. Таким образом, на основании непрерывных измерений от 21 до 24 января было установлено, что мощное СП просуществовало около 2-х суток.

В последующие дни 25 января область высот протяженности теплового очага восстанавливается в интервале дат наблюдения за 22-23 января – 30-5окм, интенсивность потепления возрастает, а 26 января как по форме (положительная и отрицательная полуволна), так и по интенсивности очаг потепления становится подобным максимальному СП за 22-23 января с пиком на высоте 38км.

28 и 29 января мощность потепления убывает, а стратопауза продолжает опускаться до уровня 30км. При этом полуволновая структура продолжает существовать. В последние дни января потепление продолжает убывать, оставаясь в нижней части графика, а в верхней выходит на модельный профиль.

Стратосферные потепления, насколько меньшей интенсивности, наблюдались и в феврале (рис.4). В первых двух декадах февраля потепление регистрировалось в интервале высот от 20 до 40км с некоторым его уменьшением в отдельных наблюдениях. Однозначно уровень высоты стратопаузы определить было нельзя, поскольку в обозначенном выше интервале высот могло оказаться несколько пиков профилей температуры либо его квази- постоянный ход с высотой. Максимальное значение температуры за первую декаду, , кроме дат 1,2 февраля, находилось на отметке около 240К. С 12 декабря происходит очередное опускание высоты тропопаузы, которое за 19 февраля четко обозначилось высотой 23км. Эта высота сохранилась для последней декады. Также для этой декады начало проявляться незначительное похолодание выше 35 км., а ниже тепловой очаг практически разрушается и остаются лишь некоторые его следы.


Рис. 4. Лидарные наблюдения аномального распределения температуры в стратосфере в феврале 2010г.

Часть наблюдений в феврале нам удалось сопроводить данными аэрологического и спутникового зондирования. Сравнение с показаниями метеозондов для первой декады показало их отличное количественное совпадение с лидарными измерениями (см. нижнюю часть графиков). Количественное совпадение с данными спутникового зондирования было несколько хуже, но качественное подобие вертикальной структуры температурных профилей

отмечается. Указанное несоответствие вполне может быть вызвано большим пространственным усреднением спутниковых измерений, различием времени и местом наблюдений.

На следующем рис.5. показаны результаты зондирования температуры в марте 2010.



Рис.5.Лидарные наблюдения вертикального распределения температуры в марте 2010г.

Особенность вертикальной структуры температуры в марте определяется завершением возмущений стратосферы потеплениями и переходу к спокойному периоду. В таких условиях, как видно из рис. 12, вертикальное распределение температуры следует модельному. Соответствие лидарных профилей модельным профилям усиливается в апреле (рис.6).



Рис.6.Лидарные наблюдения вертикального распределения температуры в апреле 2010г.

По результатам зимне-весеннего зондирования температуры в 2009-2010гг. можно сделать следующие выводы. Выявленные за этот период потепления были самые продолжительные за весь опыт лидарных наблюдений с 1996г, которые начались с 15 января и завершились в конце февраля. Также это были самые мощные потепления, при которых температура в отдельные ночи в стратопаузе доходила до 30<sup>°</sup> С, а уровень стратопаузы опускался до 37-38км. Почти до конца января характерным для профиля температуры была структура с положительной полуволной в стратосфере и отрицательной в мезосфере. С конца января и весь февраль очаг потепления постепенно убывал и был локализован только в нижней части профиля ниже 40км. Стратопауза опускалась до рекордно низких высот 23-25км. В верхней части профиля распределение температуры было близко к модельному и измеренному со спутника.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке интеграционного научноисследовательского проекта СО РАН – ДВО РАН - НАН Украины «Диагностика динамических процессов в среднеширотной и субполярной атмосфере» и гранта РФФИ 10-05-00907-а «Выявление региональных особенностей условий формирования и механизмов образования аэрозольных слоев в стратосфере и мезосфере северного полушария».

#### Литература

1. Маричев В.Н. Лидарные наблюдения зимних стратосферных потеплений над Томском в 1996-2000гг.// Метеорология и Гидрология. 2001. № 8. С.41-48.

# АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ТОМОГРАФИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ РАЗВИТИЯ AUTOMATED TECHNOLOGY OF THE SATELLITE IONOSPHERE TOMOGRAPHY AND ITS PERSPECTIVES

Романов А.А.<sup>1</sup>, Трусов С.В.<sup>1</sup>, Новиков А.В.<sup>1</sup>, Романов А.А.<sup>1</sup> <sup>1</sup>ОАО «Российские космические системы», romanov@rniikp.ru

The description of the automated technology of the ionosphere satellite tomography is presented in the frameworks of this research. The modeling results for the inverse problem solving are described and the real tomography reconstructions are represented also.

The obtained data comparison was carried out with almost whole available ionosphere data space based sources: satellite altimeters, satellite "occultation" systems and with ground based ionosond also.

It was shown that due to different physical restrictions the most suitable information for comparison process with satellite tomography information was ionosond data. Besides it was revealed a good correlation between two data rows – 84% and the data row discrepancy was about 15%.

The further development of the technique of satellite ionosphere tomography is possible in two perspective but connected ways. From one hand it is really important to solve the problem of phase ambiguity for the measurements. It allows significantly simplifying the data processing procedure. From the other hand if we remove the receiving segment to the satellite we make possible the global ionosphere reconstruction in the satellite orbit plane.

The first problem might be solved with the aid of the proposed method of the multifrequency ionosphere sounding which theoretically allows calculating the absolute TEC on the ray-path between "source and receiver" upon phase signal characteristics.

The first problem might be solved with the aid of the new generation satellite equipment creation which allows developing satellite segment of the perspective system using small satellites. And the ionosphere state could be reconstructed for 15-100 min time period depends on the satellites amount (5-36).

The modeling results of the different ways of the perspective tomography system space segment realization are showing that the errors of the vertical distributions of the ionosphere electron concentration will be less than 30%.

## Введение

Изучение состояния ионосферной плазмы необходимо для решения широкого круга задач, связанных не только с распространением радиоволн, но и с обеспечением бесперебойного функционирования навигационных и спутниковых систем [1], диагностированием предвестников землетрясений [2, 3] и даже оценкой влияния космической погоды на состояние здоровья метеозависимых людей [4].

До недавнего времени, исследование ионосферы ограничивались схемами вертикального или наклонного зондирования радиосигналами с Земли. Подобные схемы исследований позволяли исследовать ионосферу исключительно до слоя максимума, восстанавливая, в том числе, пространственную структуру критических частот. С появлением спутниковых навигационных систем первого поколения, технологий автоматизированной реконструкции вертикальных распределений электронной концентрации на основе данных подобных систем [5], появилась возможность исследований всей толщи ионосферы до высот орбиты спутников на постоянной основе.

С учетом развития новых подходов и автоматизированных технологий и систем регистрации состояния ионосферы [6] появилась необходимость непосредственного сравнения и верификации данных, используя максимальное количество доступных на сегодняшний момент источников информации о состоянии ионосферы, с одной стороны, а также рассмотреть возможные перспективные направления развития систем мониторинга состояния ионосферы, с другой.

# Автоматизированная технология томографического зондирования ионосферы Земли

Разработанная технология томографического зондирования ионосферы Земли базируется на методе фазоразностной томографии [7]. Основные параметры методики обработки данных были получены в результате численного моделирования проведенного для геометрии сети приемных установок, расположенной на о. Сахалин [6].

Оперативная передача данных в рамках разработанной технологии осуществляется путем подключения ЭВМ приемных установок и центра обработки данных к глобальной сети Интернет [8]. Для типовой скорости передачи информации региональными провайдерами

Интернет 128 Кбит/с время передачи данных одного сеанса радиопросвечивания (220 Кб) составляет 14 секунд.

Для реализации технологии было разработано специализированное программное обеспечение, которое осуществляет не только сбор и тематическую обработку данных томографического радиопросвечивания ионосферы, но также хранение и представление информации. Были решены вопросы информационного обеспечения процедур сбора и обработки баллистической информацией, организован контроль выполнения процессов сбора и обработки информации, а также управление процессами в системе.

Пользовательский web-интерфейс технологии позволяет получать доступ к результатам обработки данных, а также выполнять управление процессами сбора и обработки в интерактивном режиме с любой ЭВМ, подключенной к сети Интернет [5].

Достоверность информации, представляемой разработанной технологией, подтверждается результатами численного моделирования [9]. Также была проведена целая серия экспериментов, состоящих в сравнении получаемых томограмм и альтернативной информации о состоянии ионосферы.

# Сравнение данных радиотомографии ионосферы с информацией спутниковой альтиметрии

На первый взгляд наиболее подходящим источником информации об ионосфере Земли является спутниковый альтиметр. Спутниковый альтиметр, излучающий в надир на частоте ~ 13 ГГц активный прибор, который установлен на спутниках JASON-1, JASON-2, ENVISAT и GFO с высотами орбит от 800 до 1300 км. Альтиметр измеряет время между испущенным и принятым сигналом, из которого рассчитывается мгновенная высота фазового центра антенны альтиметра над уровнем океана. Для учета ионосферной задержки сигнала альтиметра используется второй когерентный сигнал на частоте ~5-6 ГГц.

Однако в силу специфики работы прибора оценить полное электронное содержание в надир спутниковый альтиметр может только над акваторией океана.

С другой стороны, в соответствии с [10] точность ионосферной поправки альтиметра не превышает 2-3 см. Если пересчитать данную величину в термины полной электронной концентрации вдоль луча распространения сигнала получится, что точность определения электронной концентрации спутниковыми альтиметрами не превышает 5 ТЕСИ (1 ТЕСU =  $10^{16}$  эл.\*м<sup>-2</sup>). На самом деле точность определения полной электронной концентрации спутниковыми альтиметрами может быть и несколько хуже.

Результат анализа информации со спутниковых альтиметров, установленных на КА JASON-1 и ENVISAT для одной точки пространства показал, что абсолютная разница измерений двух альтиметров составляет порядка 10 TECU, что делает использование данных альтиметрии не целесообразным для верификации [11].

# Сравнение данных радиотомографии ионосферы и вертикальными профилями, рассчитанными на основе информации систем FORMOSAT3/COSMIC и GPS

В 2006 году была запущена космическая система FORMOSAT-3/COSMIC, являющаяся продолжателем космической миссии экспериментального спутника CHAMP, низкоорбитальные КА которой оснащены приборами для регистрации сигналов системы GPS для осуществления затменного зондирования ионосферы и нижней атмосферы.

Было проанализировано более чем 200 профилей электронной концентрации, полученных по данным системы COSMIC.

Характер кривых профилей показывает, что кривые профилей плохо согласуются друг с другом [11]. Наиболее вероятная причина подобного несовпадения профилей, рассчитанных на основе информации томографических реконструкций вертикального распределения электронной концентрации по данным навигационных и специализированных низкоорбитальных систем и системой COSMIC, лежит, по всей видимости, в геометрической конфигурации схемы измерений.

Профиль системы COSMIC представляет собой не измерение электронной концентрации в надир, а имеет существенную (~ 800 км) протяженность под некоторым углом к поверхности Земли. Поэтому, не совсем ясно на какой широте из томографической реконструкции следует выбирать вертикальный профиль для сравнения с данными системы COSMIC. Так, расстояние между сравниваемыми в [11] профилями по поверхности Земли превышают 100-150 км, которые составляют

пространственный радиус корреляции в ионосфере. Таким образом, к сожалению, данные системы COSMIC, также не подходят для верификации информации спутниковой томографии ионосферы.

## Сравнение данных томографии ионосферы с информацией наземного ионозонда

Следующий этап верификации данных томографии ионосферы связан с анализом данных ионозонда. Необходимо отметить, что ионозонд позволяет оперировать значениями максимума электронной концентрации (значениями критической частоты) и значениями высоты максимума ионосферы.

Для верификации абсолютных значений электронной концентрации, получаемых в процессе реконструкции, были использованы данные ионозонда Вакканай (Wakkanai), расположенного на о. Хоккайдо, в 150 км к югу от наиболее южной приемной установки.

В работе [11] показано, что данные, рассчитанные из реконструкций, неплохо совпадают с моделью, однако данные томографических реконструкций несколько меньше по абсолютной величине соответствующих им значений критической частоты, рассчитанной по модельным представлениям. Данные ионозонда неплохо соответствуют критическим частотам, рассчитанным из IRI2007 [11], что и не удивительно, поскольку модель, в том числе, строится на основе измерений ионозондов по всему миру. Дисперсия данных критических частот, рассчитанных на основе томографии, и, измеренных ионозондом, по отношению к модели ионосферы практически одинакова. Измерения, полученные на основе анализа сигналов системы GPS, также неплохо согласуются с моделью IRI2007 и несколько хуже с данными ионозонда и томографии в ночное время,. В дневное время, измерения по данным систем ГЛОНАСС/GPS существенно смещены в область более высоких критических частот, что, по-видимому, связано с возросшей ошибкой расчета ПЭС по «кодовым» данным в силу усиливающегося шума сигналов из-за влияния солнечной активности на ионосферу Земли [11].

Средняя невязка (среднее разности) составила 15%,  $\delta_2$  [2] = 0.13. Коэффициент корреляции между двумя рядами данных R=0.84. Т.е. результаты определения *foF2* двумя различными способами, непосредственными измерениями и решением обратной задачи, хорошо соответствуют друг другу

## Определение абсолютного ПЭС на основе многочастотных фазовых измерений

Основными проблемами спутниковой томографии ионосферы является необходимость устранения фазовой неоднозначности, и, как следствие, сложности при решении обратной задачи, а также невозможность глобального мониторинга состояния ионосферы, в силу размещения установок исключительно в определенном регионе. В дальнейшем будет сделана попытка показать пути решения данных проблем.

Действительно, в случае использования двух когерентных сигналов необходимо применять различные методы определения абсолютной фазы [7]. Однако, в работе [12] представлен метод, позволяющий получить абсолютные значения полной электронной концентрации вдоль луча визирования приемник-передатчик с использованием многочастотного излучения. Продемонстрируем его эффективность для четырехчастотного сигнала 150, 400, 1067, 2833 МГц [13]. Для простоты дальнейшего изложения будем обозначать данные частоты по порядковым номерам: 1, 2, 3, 4.

Для получения точного абсолютного значения ПЭС необходимо максимизировать неоднозначность и минимизировать ошибку определения ПЭС. Максимальная неоднозначность в 532 ТЕСИ достижима при использовании нескольких комбинаций частот, наименьшую ошибку из них дает комбинация 1214, однако, эти комбинации накладывают высокие требования на разрешающую способность приемной аппаратуры. Комбинация 1324 дает неоднозначность 66,6 ТЕСИ, что перекрывает практически весь физически обоснованный диапазон значений ПЭС для средних широт. С другой стороны, требования к точности все ещё высоки, например, для обеспечения разрешения в 1 ТЕСИ, точность определения разности фазы должна составлять 1,7 град.

Требования к точности разрешения фазы можно ослабить при последовательном использовании комбинаций, дающих грубые измерения для разрешения неоднозначностей более точных. Так при разрешении неоднозначности в 22,2 ТЕСИ комбинации 2434 с помощью измерений по комбинации 1324, достаточно разрешения по фазе в 38 град. Этого же разрешения достаточно для последующего перехода к комбинации 1323 (неоднозначность 8,31 ТЕСИ), затем 2334 (неоднозначность 2,77 ТЕСИ), затем 1223 (неоднозначность 1,04 ТЕСИ). Далее возможно использование простых двухчастотных комбинаций. Наибольшую, а, следовательно, легко разрешимую, неоднозначность дает комбинация 34, с помощью нее может быть разрешена

неоднозначность самой точной комбинации 14. При фазовом разрешении в 38 град разрешение этой комбинации составит около 0,01 ТЕСИ.

Таким образом, использование описанной выше последовательности измерений позволяет достичь неоднозначности в 66,6 ТЕСИ при точности не хуже 0,01 ТЕСИ, не предъявляя завышенных требований к приемной аппаратуре.

# Восстановление распределения электронной концентрации в ионосфере с использованием низко- и среднеорбитальных ИСЗ

Бесспорно, перспективными в рамках спутниковой томографии ионосферы являются исследования по разработке специализированной системы мониторинга на базе низкоорбитальных космических аппаратов, на которых установлены как приемники, так и передатчики когерентного радиоизлучения. Подобная схема измерений позволит проводить глобальные исследования состояния электронной концентрации ионосферы, а в комбинации с данными традиционных наземных цепочек существенно повысит точность восстанавливаемых реконструкций за счет добавления «горизонтальных» проекций.

Была проанализирована возможность томографической реконструкции поля электронной концентрации ионосферы в плоскости орбиты КА системы FORMOSAT-3/COSMIC (F3C). В данном случае источником когерентных сигналов являются среднеорбитальные КА системы GPS, а приемники установлены на низкоорбитальных КА системы F3C. Более подробные результаты данного исследования представлены в [14].

Результаты обработки данных с нескольких десятков витков КА F3C показали, что недостаток проекций не позволяет восстановить распределение с достаточной точностью, а недостаток измерений (малое количество источников сигнала) является причиной существования областей, для которых отсутствуют измерения. Площадь этих областей занимает около 50 % площади ионосферы, находящейся в плоскости орбиты низкоорбитального КА.

# Восстановление распределения электронной концентрации в ионосфере с использованием низкоорбитальных ИСЗ

Для оценки качества реконструкции распределения электронного содержания в ионосфере по данным низкоорбитальных группировок, было проведено томографическое восстановление модельного распределения электронной концентрации. В качестве схемы регистрации ПЭС использовались следующие конфигурации размещения КА на низкой орбите:

- 72 КА (40 передатчиков, 32 приемника);
- 56 KA (32 передатчика, 24 приемника);
- 36 КА (20 передатчиков, 16 приемников).

Распределение электронной концентрации задавалось с помощью модели ионосферы NeQuick аналогично предыдущему случаю, размер элемента изображения 100 × 100 км. Частота регистрации данных составляла 0,1 Гц. В качестве начального приближения использовалось постоянное значение  $4 \cdot 10^{11}$  эл·м<sup>-3</sup>. Ошибки реконструкции  $\delta_2/\delta_m$  для соответствующих ОГ составили: 72 КА – 0.05/0.09, 56 КА – 0.06/0.09 и 36 КА – 0.09/0.13, соответственно.

Результаты реконструкции модельного распределения электронной концентрации в ионосфере для рассмотренных вариантов низкоорбитальных ОГ демонстрируют хорошее качество восстановления и достаточно низкие значения ошибок. Наилучший результат получен для группировки из 72 КА, реконструкция практически идентична модельному распределению, средняя ошибка восстановления 5% ( $\delta_2 = 0.05$ ), максимальная ( $\delta_m$ ) 9%. Подобными характеристиками обладает и реконструкция, полученная при помощи ОГ из 56 КА. Томографическая реконструкция, полученная с помощью схемы регистрации на основе 36 КА, характеризуется средней ошибкой 9%, и максимальной 13%.

# Восстановление распределения электронной концентрации в ионосфере с использованием кластера низкоорбитальных ИСЗ

К сожалению, разработка, изготовление и запуск 36, а тем более большего количества космических аппаратов являются крайне затратными. Поэтому необходимо предложить такую конфигурацию орбитальной группировки мониторинга ионосферы, которая обеспечила бы требуемый уровень ошибок реконструкции при существенно меньшем количестве космических аппаратов. В этом случае необходимо отказаться от требования получать реконструкцию вертикального распределения электронной концентрации ионосферы во всей плоскости орбиты спутников за 15 минут.

Поскольку настоящее исследование направлено преимущественно на диагностику нерегулярных явлений в ионосфере, которые представляют собой естественные или искусственные неоднородности, и располагаются в районе слоя максимальной ионизации, то область восстановления по высоте следует ограничить диапазоном высот слоя-максимума. Высота его центра, а также нижняя и верхняя границы варьируют в зависимости от сезона, времени суток, а также магнитной широты, и солнечной активности, однако в подавляющем большинстве случаев слой с максимальной концентрацией располагается в диапазоне высот 200 - 500 км [14], который и будет рассматриваться при реконструкции. Выше этого диапазона реконструкция также будет производиться, но с меньшей точностью, из-за недостатка проекций. Ниже диапазона реконструкция не будет возможна в принципе, из-за полного отсутствия данных для этих высот [14].

Еще одним параметром, который будет определять количество КА в кластере, это пространственное разрешение реконструкции, и в большей степени является размер элемента по высоте. Так, при шаге 50 км, в восстанавливаемый диапазон попадает 6 дискретов по высоте ((500-200)/50), и для уверенного восстановления электронной концентрации необходимо минимум 6 радиотрасс различного направления. Исходя и изложенного выше, целесообразно рассмотреть три варианта использования кластера, с 4 - 5 КА и вертикальным размером элемента реконструкции 50 и 75 км.

Реконструкция с использованием начального приближения для кластера из 5 КА с 5 % несоответствием базовому распределению (а с учетом наложенных неоднородностей 10 %), показала среднюю ошибку 6%, максимальную 20 %. Не восстановилась лишь одна неоднородность на высоте 200, размером 50 х 50 км. Остальные неоднородности, в том числе провал, восстановились, и хорошо различимы на реконструкции. В случае использования начального приближения с 30 % несоответствием, средняя ошибка составила 11 %, максимальная осталась на прежнем уровне.

Целесообразно использовать 4 или 5 малоразмерных космических аппарата, в качестве базовых элементов кластера космической группировки перспективной системы мониторинга ионосферы. Оптимальные углы расстановки приемных и передающих КА в орбитальной плоскости несколько различаются в зависимости от количества КА в кластере. Для кластера из 5 КА они составили – передающие: 0, 1.5, 2.5; принимающие: 48, 53.5, для 4 КА – передающие: 0, 3.5; принимающие: 45.5, 52.5, соответственно.

Небольшие неоднородности практически невозможно восстановить без использования априорной информации, так как их величина находится в пределах ошибки реконструкции (около 30%). При использовании начального приближения качество восстановления, как общей картины, так и небольших неоднородностей резко улучшается; средняя ошибка реконструкции в этом случае составляет 5-10%.

## Заключение

В заключении необходимо подчеркнуть, что в рамках данной работы представлено описание автоматизированной информационной технологии реконструкции состояния ионосферной плазмы на базе спутниковой радиотомографии ионосферы.

В качестве базового метода обработки сигналов навигационных спутниковых систем выбран метод фазоразностной томографии, эффективность которого подтверждена независимыми экспериментами, а также исследованиями, проведенными в дальневосточном регионе России. Коэффициент корреляции информации полученной по данным наземного ионозонда и спутниковой томографии составил 84%.

Показаны дальнейшие пути развития, как инструментария, так и методов измерения значений ПЭС, необходимых для решения основных проблем спутниковых томографических исследований ионосферы: разрешение фазовой однозначности и региональная привязанность измерительных сетей.

Предложены принципиально новые методы получения абсолютного полного электронного содержания ионосферы Земли на основе регистрации характеристик многочастотных когерентных сигналов. Показано, что фазовая неоднозначность, выраженная в терминах электронной концентрации, превышает характерное значение полного электронного содержания ионосферы земли не менее чем в пять раз, что позволяет говорить о возможности абсолютного измерения.

Перспективным направлением развития спутниковой томографии ионосферы является перенос сегмента приема радиосигналов с поверхности Земли на орбиту спутника. Рассмотрены несколько вариантов построения перспективных орбитальных группировок. Показана принципиальная возможность реконструкции вертикального распределения электронной концентрации ионосферы Земли на основе межспутникового томографического зондирования.

Анализ восстановленных распределений электронной концентрации по данным систем FORMOSAT-3/COSMIC и GPS продемонстрировал наличие больших ошибок при решении обратной задачи вследствие недостаточности исходных данных.

Смоделированы различные варианты построения орбитального сегмента перспективной космической системы мониторинга вертикального распределения электронной концентрации ионосферы в орбитальной плоскости перспективной низкоорбитальной группировки КА.

Обоснована принципиальная возможность построения глобальной системы томографии электронной концентрации в ионосфере Земли, в том числе, на базе 4-х космических аппаратов. Ошибки реконструкции модельных распределений электронной концентрации ионосферы не превышают 13%.

В качестве источников и приемников многочастотного когерентного сигнала перспективной глобальной спутниковой системы мониторинга состояния ионосферы целесообразно рассматривать малоразмерные космические аппараты, разрабатываемых в ОАО «Российские космические системы».

### Литература

- 1. <u>Афраймович</u> Э.Л., <u>Косогоров</u> Е.А., <u>Лесюта</u> О.С., <u>Ушаков</u> И.И. Спектр перемещающихся ионосферных возмущений по данным глобальной сети GPS//<u>Известия высших учебных заведений.</u> <u>Радиофизика</u>, 2001. Т. 44. №10. С.828-839
- 2. Pulinets S. A., Boyarchuk K. A. Ionospheric Precursors of Earthquakes// Berlin: Springer, 2004.
- Pulinets S.A., Romanov A.A., Urlichich Yu.M., Romanov A.A., Jr., Doda L.N., Ouzounov D. The First Results of the Pilot Project on Complex Diagnosing Earthquake Precursors on Sakhalin// Geomagnetism and Aeronomy, 2009. V. 49. N1. P.123–132.
- 4. Кулешова В. П., Пулинец С. А., Сазанова Е. А., Харченко А. М. Биотропные эффекты геомагнитных бурь и их сезонные закономерности// Биофизика, 2001. Т. 46. №5. С.930-934.
- 5. Романов А.А., Романов А.А., Трусов С.В., Урличич Ю.М. Современные подходы к созданию автоматизированной системы регистрации ионосферных предвестников землетрясений по спутниковым данным// Космонавтика и ракетостроение, 2006. №1. С.167-172.
- 6. <u>Романов А.А., Трусов С.В., Романов А.А., Крючков В.Г.</u> Исследование ионосферных неоднородностей методом фазоразностной томографии в дальневосточном регионе России // Исследование Земли из космоса, 2008. №2. С.14-20.
- 7. Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Андреева Е.С. Радиотомография ионосферы. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2007. 336 с.
- 8. Kelso T.S. Real-World Benchmarking // Satellite times, 1996. November/December, P. 80-82.
- 9. <u>Трусов С.В., Романов А.А., Романов А.А., Новиков А.В. Современные подходы к созданию программного комплекса сбора и обработки данных спутникового мониторинга ионосферы и ионосферных предвестников землетрясений // Труды научно-технической конференции "Актуальные проблемы ракетно-космического приборостроения и информационных технологий" 19-21 июня 2007 г., М.: ФИЗМАТЛИТ, 2008. С. 284-290.</u>
- 10. Benada J. R. MERGED GDR (TOPEX/POSEIDON) Generation B. Handbook Version 2// JPL, 2002.
- 11. А.А. Романов, С.В. Трусов, А.В. Новиков, А.А. Романов Сравнение данных радиотомографии ионосферы на средних широтах с данными ионозонда, затменного зондирования и моделей ионосферы/Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Сборник научных статей. Выпуск 6. Том II. – М.: ООО «Азбука-2000», 2009. с. 296-304
- 12. Богданов В.А., Сорочинский В.А., Якшевич Е.В. Спутниковые системы морской навигации // М.: Транспорт, 1987. 200 с.
- 13. Новиков А.В., Романов А.А., Романов А.А., Селин В.А. Метод определения абсолютного полного электронного содержания в ионосфере на основе анализа характеристик немодулированных когерентных сигналов//Радиотехника и электроника, т.55, №2, с. 179-183, 2010
- 14. Романов А.А., Трусов С.В., Новиков А.В., Аджалова А.А., Романов А.А., Селин В.А. Восстановление двумерного распределения электронной концентрации ионосферы в плоскости орбиты низкоорбитальных ИСЗ на основе анализа характеристик когерентного излучения // Вопросы электромеханики, 2009. Т.111, №4, с.37-42

## СЕКЦИЯ 1

# ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ НА ГЕОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ

# НОВАЯ МЕТОДИКА ПОЛУЧЕНИЯ СПЕКТРОВ ПЕРВИЧНЫХ ПОТОКОВ СОЛНЕЧНЫХ РЕЛЯТИВИСТСКИХ ПРОТОНОВ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ НЕЙТРОННЫХ МОНИТОРОВ А NEW METHODICS FOR DERIVING OF PRIMARY SPECTRA OF RELATIVISTIC SOLAR PROTON FLUXES VIA WORLDWIDE NEUTRON MONITOR NETWORK Ю.В. Балабин, Э.В. Вашенюк

Полярный геофизический институт Кольского научного центра PAH, balabin@pgia.ru

During hard solar flare cosmic ray flux ejects from the Sun into the space. The ejection produces increases on ground based cosmic ray detectors with energetic range up to 20 GeV. We developed a new advanced methodics to restore a primary energetic spectrum by solving the inverse problem. The methodics uses data of the worldwide neutron monitor network. The deriving spectra are compared to direct measures of complementary energetic interval on spacecrafts and balloons. The spectra could be useful to calculate atmosphere ionization, accepted radiation dose etc.

## 1. Солнечные космические лучи и методика решения задачи.

В околоземном пространстве наблюдаются события, когда в течение короткого времени происходит возрастание потока радиации по отношению к фону галактических космических лучей (ГКЛ). Эти возрастания регистрируются на поверхности земли различными приборами, имеют амплитуду до 5000 % (по сравнению с фоном), длительность от часа до нескольких суток, а энергетический спектр потока протонов простирается от десятка МэВ до десятков ГэВ. Источник этой дополнительной радиации находится на Солнце, отчего и названо явление солнечные космические лучи (СКЛ). СКЛ отличаются видом спектра и сильной анизотропией, тогда как поток ГКЛ в первом приближении изотропен. Мягкая часть СКЛ поглощается в атмосфере, повышая степень ионизации, жесткая часть может достигать поверхности земли. События, когда наблюдаются наземные возрастания от СКЛ, называются событиями GLE.

Нейтронный монитор (HM) предназначен для постоянной регистрации потока космических лучей в глубине атмосферы. А распределенную по земному шару сеть HM можно рассматривать как единый многонаправленный спектрометр для измерения характеристик потока СКЛ за пределами магнитосферы Земли. При этом характеристики релятивистских солнечных протонов (РСП): энергетический спектр, анизотропия и питч-угловое распределение определяются методами решения обратной задачи (оптимизации): минимизации разности модельных откликов нейтронных мониторов с наблюдаемыми значениями [1, 2]. Именно сильная анизотропия СКЛ приводит к тому, что данные не менее чем 20-25 станций нейтронных мониторов необходимы для такого анализа. Если характеристики РСП определены в последовательные моменты времени, можно проследить их динамику во время события GLE, а также построить расчетный профиль изменения потока СКЛ для любого места на Земле.

Так как Земля окружена магнитосферой, движение заряженных частиц в ней существенно искажается, и чтобы определить направления, из которых данная станция принимает радиацию, нужно вычислить ее асимптотический конус приема во всем диапазоне энергий. Это возможно выполнить только численным моделированием движения частиц разной энергии от границы атмосферы до границы магнитосферы. Для того, чтобы приступить к решению обратной задачи (оптимизации), необходимо провести вышеперечисленные операции с хорошей точностью, так как от точности их выполнения сильно зависит точность окончательных результатов. Подробно методика описана в [3].

В отличие от большинства предыдущих методик решения обратной задачи в СКЛ, нами применен метод двух длин пробегов Каминера [4] при вычислении барометрического эффекта в СКЛ. Для расчета асимптотических конусов станций используются современные модели магнитосферы Цыганенко Т-01 и Т-03, шаг расчета 0.001 ГВ. Такой мелкий шаг позволяет обойтись без вычисления эффективных значений пенумбры, которые дают заметный вклад в ошибку. Нами разработана новая модель приема радиации НМ из всей верхней полусферы, а не только вертикально падающий поток. Использование в оптимизации удельной функции сбора Дебруннера [5] позволяет получать решение в абсолютных единицах – протон /(м<sup>2</sup> с стер ГэВ) и непосредственно сравнить результат с прямыми измерениями спектра в смежном энергетическом интервале, сделанных с помощью шаров-зондов и на космических аппаратах.

Итак, отклик станции НМ на анизотропный поток СКЛ запишется в виде

$$G(J_0, \gamma, \Delta \gamma, c, \Theta, \Phi) = \sum_{L} \langle N_L(J_0, \gamma, \Delta \gamma, c, \Theta, \Phi) - DN_L \rangle^2$$
(1)

где  $\Delta N_L(J_0, \gamma, \Delta \gamma, c, \Theta, \Phi)$  – расчетное возрастание на L-ой станции, обусловленное потоком СКЛ на границе магнитосферы с параметрами ( $J_0, \gamma, \Delta \gamma, c, \Theta, \Phi$ );  $G(J_0, \gamma, \Delta \gamma, c, \Theta, \Phi)$  – минимизируемая функция, а  $DN_L$  – реально наблюдавшееся возрастание на L-ой станции. При этом параметры, описывающие поток СКЛ, суть следующее:  $J_0$  – поток протонов через единичную площадка с единичной энергией;  $\gamma$  – показатель спектра;  $\Delta \gamma$  – спектральная поправка, С – ширина питчуглового распределения;  $\Theta$  и  $\Phi$  – углы (широта и долгота в системе GSE), задающие направление оси анизотропии потока СКЛ. При этом расчетное возрастание на L-ой станции определяется как:

$$\Delta N_{L}(J_{0},\gamma,\Delta\gamma,c,\Theta,\Phi) = \sum_{R=1}^{20} J_{0}R^{\gamma+\Delta\gamma(R-1)} \exp\left(\frac{-\theta_{L}(R)^{2}}{c}\right)S(R) A_{L}(R)dR$$
(2)

где  $R^{\gamma+\Delta\gamma(R-1)}$  – общая форма задания спектра РСП, S(R) – удельная функция сбора,  $A_L(R)$  – величина, характеризующая разрешенные и запрещенные траектории в магнитосфере для L-ой станции, выражение  $exp(-\theta(R)^2/c)$  задает питч-угловое распределение, в нее в неявной форме входят величины  $\Theta$  и  $\Phi$ , R – жесткость частицы, dR – шаг по жесткости при вычислении.

Современные численные методы и вычислительные мощности позволяют вполне уверенно провести поиски минимума функции G и за приемлемый интервал времени получить решение. Более того, возможно выполнить оптимизацию событий GLE с шагом в 5 минут и проследить динамику параметров потоков СКЛ в течение всей длительности GLE. По завершении оптимизации результаты переводятся в привычную энергетическую шкалу, при этом спектральная функция имеет аналитический вид: спектр с переменным наклоном описывается экспоненциальной зависимостью:

$$I(E) = J_0 \exp(-E/E_0)$$
(3)

а степенной спектр

$$\mathbf{I}(\mathbf{E}) = J_1 \ \mathbf{E}^{\gamma}$$
(4)

## 2. Примеры использования методики

По данной методике обработаны были все значительные события GLE, зарегистрированные с начала наблюдений космических лучей. Таких событий около четырех десятков. В большинстве событий имеются данные прямых измерений спектра в смежном энергетическом интервале; сравнение полученных в ходе оптимизации спектров с данными прямых измерений показывает хорошее согласие расчетных и измеренных спектров. В качестве иллюстрации результатов и демонстрации возможностей методики приведем два примера.

# Событие 4 мая 1960 года (GLE 08).

Событие GLE 08 отличается большой амплитудой при малой длительности. А полученные спектры на протяжении большей части времени имеют экспоненциальную форму. На рис.1 приводятся для примера профили возрастаний и вычисленные асимптотические конусы приема станций. На профилях отмечены стрелками моменты времени, для которых на рис.2 приведены спектры РСП и питч-угловое распределение. На карте конусов знаком "+" показано положение оси анизотропии, а тонкими линиями – изогоны равных питч-углов. Во время GLE 08 были проведены прямые измерения потока РСП в стратосфере на шарах-зондах. Прямые измерения спектра хорошо согласуются с вычисленными (рис.2а).

### Событие 20 января 2005 года (GLE 69)

Событие GLE 69 является вторым по величине амплитуды возрастаний за всю историю наблюдений. (На первом месте находится GLE 05 с амплитудой 5400 %.) Во время GLE 69 были выполнены прямые измерения потока РСП на шарах-зондах и на космическом аппарате GOES-11. Отметим, что GLE 69 имело на стадии роста и максимума редкую особенность – двунаправленную анизотропию: поток состоял из двух частей (Ia и Ib), каждая из которых характеризовалась своими параметрами спектра.



42

Рис. 1. **а** — профили возрастаний на станциях: СМ — Сульфур Маунтин, ДР — Дип Ривер. Стрелками отмечены моменты времени определения параметров РСП; **б** — карта асимптотических конусов станций: Ко — Колледж, СМ — Сульфур Маунтин, Ре — Резольют, Бе — Беркли, Че — Чёрчилл, ДР — Дип Ривер, Эл — Элсворт, Ту — Туле, Уп — Уппсала, Хе — Херстмонсо, Мо — Моусон. Линии равных питчуглов показаны относительно определенной в ходе оптимизации оси анизотропии для 11:05 UT.



Рис. 2. **а** — Энергетические спектры РСП, полученные по данным сети НМ для указанных моментов времени; **б** — питч-угловое распределение потока РСП.



Рис. 3. а — профили возрастаний на станциях: ЮП — Южный Полюс, МкМ — Мак-Мёрдо, Оу — Оулу. Стрелками отмечены моменты времени определения параметров потока РСП; б — карта асимптотических конусов станций (GSE коорд.): ФС — Форт Смит, На — Наин, Ба — Баренцбург, ЮП — Южный Полюс, МкМ — Мак-Мёрдо, Мо — Моусон, Оу — Оулу, Ап — Апатиты, Ке — Кергелен, ТА — Терре Адели, Ти — Тикси, МШ — мыс Шмидта. Линии равных питч-углов показаны относительно определенной в ходе оптимизации оси анизотропии для 07:00 UT (+).



Рис. 4. **а** — Энергетические спектры РСП, полученные по данным сети НМ для указанных моментов времени; **б** — питч-угловое распределение потока РСП.

В таблице представлены результаты обработки значительных событий GLE. В колонках "Компонента 1" даются величины для задания спектра по формуле (3), а в "Компоненте 2" приволятся значения для (4). Естественно, эти спектры существуют в разное время в событии.

Nº	Nº GLE	Дата события	Гелио-	Тип вспышки	Ампл. возраста- ниия %	Компонента 1		Компонента 2	
			коорди- наты			$\mathbf{J}_0$	E <sub>0</sub>	$\mathbf{J}_1$	-γ
1	05	23.02.1956	N23W80	3B	5400	$7.4 \cdot 10^5$	1.37	$5.5 \cdot 10^5$	4.6
2	08	04.05.1960	N13W90	3B	335	$6.6 \cdot 10^4$	0.67	$1.6 \cdot 10^3$	4.2
3	31	07.05.1978	N23W82	1B/X2	208	$3.5 \cdot 10^4$	1.11	$1.3 \cdot 10^4$	4.0
4	38	07.12.1982	S19W86	1B/X2.8	37	$5.7 \cdot 10^3$	0.65	$7.2 \cdot 10^3$	4.5
5	39	16.02.1984	- W132	-	95	-	-	$5.2 \cdot 10^4$	5.9
6	42	29.09.1982	- W105	- /X9.8	260	$1.5 \ 10^4$	1.74	$2.5 \cdot 10^4$	4.1
7	44	22.10.1989	S27W31	2B/X2.9	154	$7.5 \ 10^4$	0.91	$1.5 \cdot 10^4$	6.1
8	47	21.05.1990	N35W36	2B/X5.5	20	$6.3 \cdot 10^3$	1.13	$2.7 \cdot 10^3$	4.3
9	55	06.11.1997	S18W63	2B/X9.4	11	$8.3  10^3$	0.92	$8.2\ 10^3$	4.6
10	59	14.07.2000	N22W07	3B/X5.7	40	$3.3 \cdot 10^5$	0.50	$5.0 \cdot 10^4$	5.4
11	60	15.04.2001	S20W85	2B/X14.4	120	$1.3 \cdot 10^5$	0.62	$3.5 \cdot 10^4$	5.3
12	65	28.10.2003	S16E08	4B/X17.2	27	$1.2 \cdot 10^4$	0.60	$1.5 \cdot 10^4$	4.4
13	67	2.11.2003	S14W56	2B/X8.3	16	$4.6 \cdot 10^4$	0.51	$9.7 \cdot 10^3$	6.3
14	69	20.01.2005	N14W61	2B/X7.1	4300	$2.5 \cdot 10^{6}$	0.49	$7.2 \cdot 10^4$	5.6
15	70	13.12.2006	S06W24	2B/X3.4	95	$3.5 \cdot 10^4$	$0.59^{*}$	$4.3 \cdot 10^4$	5.7

\* - среднее значение, спектр не точно соответствует экспоненциальной зависимости.

## Заключение

Разработана новая методика решения обратной задачи: восстановления первичного спектра СКЛ по данным наземных измерений сети нейтронных мониторов. Методика использует современные модели магнитосферы и точно учитывает поток радиации на НМ со всей небесной полусферы. Методика дает абсолютные значения спектра, падающего на магнитосферу. Спектры верифицированы прямыми измерениями в смежном энергетическом интервале. Спектры могут быть использованы при расчетах дополнительной ионизации и проводимости атмосферы при событиях GLE, вычисления поглощенных доз радиации на всех высотах в любой точке земного шара.

## Литература

- 1. Smart D.F., Shea M.A Theoretical response of the Deep River neutron monitor to an anisotropic solar cosmic ray event: Preprint AFCRL-72-0456, Belford MA, USA, 1972.
- 2. Cramp J.L., Duldig M.L., Flueckiger E.O., et al. The October 22, 1989, solar cosmic ray enhancement: An analysis of the anisotropy and spectral characteristics // J. Geophys. Res. 1997, V.102, A11. P.24237-24248.
- 3. Балабин Ю.В. Автореферат канд. диссертации "Динамика релятивистских солнечных космических лучей по измерениям на уровне земли". М, ИЗМИРАН 2008. 18 с.
- 4. Каминер Н.С. Об учете барометрического эффекта нейтронной компоненты во время вспышек космических лучей // Геомагнетизм и Аэрономия. 1967, Т.7, N 5. С.806-809.
- 5. Debrunner H., Flueckiger E., Lockwood J.A. Response of Neutron Monitors to Solar Cosmic Ray Events // 8th European Cosmic Ray Symposium, Rome, 1984, Book of abstracts.

43

# ВЫБРОС КОРОНАЛЬНОЙ МАССЫ И МЕЖПЛАНЕТНЫЕ МАГНИТНЫЕ ОБЛАКА CORONAL MASS EJECTIONS AND INTERPLANETARY MAGNETIC CLOUDS

H. K. Biernat<sup>1,2</sup>, C. Möstl<sup>1</sup>, M. Leitner<sup>3</sup>, U. Taubenschuss<sup>4</sup>, N. V. Erkaev<sup>5</sup>, C. J. Farrugia<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Space Research Institute, Austrian Academy of Sciences, Graz A-8042, Austria,

helfried.biernat@oeaw.ac.at

<sup>2</sup> Institute of Physics, University of Graz, A-8010, Austria

<sup>3</sup> Institute for Astro- and Particle Physics, University of Innsbruck, A-6020, Austria

<sup>4</sup> Department of Physics and Astronomy, University of Iowa, USA

<sup>5</sup> Institute of Computational Modelling, Russian Academy of Sciences, 660036 Krasnoyarsk-36, Russia <sup>6</sup> Space Science Center and Dept. of Physics, University of New Hampshire, Durham, NH 03834, USA

Coronal mass ejections, the hurricanes of space, are massive expulsions of plasma and magnetic fields from the outer solar atmosphere into the interplanetary medium. Much effort in theoretical modeling and data interpretation is devoted to the understanding of their origin on the Sun, their interplanetary propagation, and their properties when they arrive at Earth as magnetic clouds.

In this report, we review on some recent developments in these areas of solar-terrestrial relations.

**Introduction.** Coronal mass ejections (CMEs) from the Sun, and their subsequent counterparts, interplanetary coronal mass ejections (ICMEs), observed in situ by spacecraft in the solar wind, are one of the most spectacular manifestations of solar activity. Magnetic clouds (MCs) (Burlaga et al. 1981) are those ICMEs which satisfy the definition of a higher than average magnetic field strength, a smoothly rotating magnetic field vector and low proton temperature. They are thought to form enormous loops, extending from the Sun into interplanetary space.

In this paper a review is given on various aspects of recent research on CMEs and magnetic clouds at the Space Research Institute in Graz, Austria in collaboration with Russian and US institutions. Basically, magnetic clouds are largescale (0.2 AU radial size near Earth) and expanding magnetic flux ropes detected in situ in the solar wind at all heliospheric distances. Three papers are discussed to show details on their observed evolution, numerical modeling of the interaction of the cloud with the ambient medium, and imaging observations by the new NASA STEREO mission covering the complete distance from the Sun to 1 AU.

In Leitner et al. (2007), 130 magnetic clouds (observed by the spacecraft Voyager, Pioneer, Helios, Wind and others) were modeled using a classic force-free modeling approach. From this, general laws on the MC expansion are derived. Numerical modeling by Taubenschuss et al. (2010) shows how reconnection between the outer MC magnetic fields with the solar wind influences the propagation of the MC. Finally, in Möstl et al. (2009), a case study is reported on the observations and modeling of a CME that has been tracked from the Sun to 1 AU using unique white light images of the solar wind from the new NASA STEREO mission.

For forecasting the geo-effectiveness of CMEs, i.e. their ability to drive geomagnetic storms, these results are essential, because MCs are known to be the strongest storm drivers. The reason is that their smoothly varying internal magnetic fields are able to produce strong and long lasting  $-B_z$  (in the GSM coordinate system) intervals impinging the magnetopause. Research in this area is at a stage where observations, modeling and numerical simulation efforts are combined and compared to make the most progress.



Fig. 1 - Double logarithmic plot of the fitted magnetic field strength inside magnetic clouds, averaged in each radial bin, versus heliospheric distance (Mean values with standard deviation for each  $r_h$ -bin). The solid line in the big panel gives a weighted curve fit ( $W = 1/\sigma^2$ ) through all values, and the shorter dashed line is a fit for  $r_h > 2$  AU. The inset shows a fit using values in  $r_h \le 1$  AU.

**Force-free modeling and the evolution of magnetic clouds.** Leitner et al. (2007) examined the implications of the widely used, force-free, constant- $\alpha$  flux rope model of interplanetary magnetic clouds to show the evolution of these transients.

Magnetic clouds are supposed to have a huge flux rope like geometry, which is expanding along its propagation through the interplanetary media. When sweeping over a spacecraft, a first approximation for modeling is to regard them as straight cylindrical objects, with a circular cross section. For such tubes there exists a solution for the shape of the magnetic field lines (Lundquist 1950), and such solutions can be fitted to the observations (Lepping et al. 1990). The Lundquist solution is given by terms of Bessel functions of zeroth and first order ( $J_0$ ,  $J_1$ ) and is a two component field in cylindrical coordinates (radial component vanishes) and given as

$$B_{\alpha} = B_0 J_0(\alpha R), \tag{1}$$

$$B_{\Phi} = HB_0 J_1(\alpha R)$$

with  $B_{\alpha}$  the component along the axis of the cylinder (axial component),  $B_{\Phi}$  the azimuthal component (tangential component),  $B_0$  magnetic field strength in the center, H the helicity (±1, equal to right or left handed),  $\alpha$  a constant given by  $\alpha = 2.4/R_0$ , with  $R_0$  the radius of the cylinder, and R the radial distance from the axis of the cylinder  $0 \le R \le R_0$ .



Fig. 2. - Average diameter of the magnetic cloud flux ropes versus heliospheric distance. Results in the inner heliosphere are shown on the inset (note the linear axes here). To obtain  $\langle D \rangle$  the result from the least-squares fit is taken into account and is used to correct the simple  $\nu \cdot t$  relation, which gives the apparent diameter.

A least squares fit is executed to obtain the magnetic field strength  $B_0$ , the orientation of the cylinder axis, an impact parameter p which gives the closest approach to the center and the sign of the helicity. A set of 130 magnetic clouds, mainly from Wind and Helios observations, were then studied and discussed based on the given model. Thus, the evolution of MCs as a function of heliospheric distance was given for the orientation of the axis,  $B_0$ , the tube size D, the density, the temperature, the plasma  $\beta$  and solar wind quasiinvariant.

Figure 1 gives the behavior of  $B_0$  as a function of heliospheric distance  $r_h$ . While the large plot gives the result for all examined MCs the inset shows the results just for the inner heliosphere. The solid lines are fits of the type  $y = a \cdot r_h^b$ , which are weighted by the inverse squared standard deviation  $W = 1/\sigma^2$ . For all values, this yields ( $B_0$  in nT and  $r_h$  in AU),

$$\langle B_0 \rangle = (18.8 \pm 1.4) \cdot r_h^{(-1.30 \pm 0.09)}$$
 (3)

and for the inner heliosphere we have

$$\langle B_0 \rangle = (18.1 \pm 3.8) \cdot r_h^{(-1.64 \pm 0.40)} \tag{4}$$

The functional dependence  $\langle D \rangle (r_h)$  is shown in Figure 2, and the inset (note the linear scales) shows again the results for the inner heliosphere. The fit through all averaged events is (D and  $r_h$  both in AU)

$$\langle D \rangle = (0.195 \pm 0.017) \cdot r_h^{(0.61 \pm 0.087)}$$
 (5)

and the result for the inner heliosphere is

$$\langle D \rangle = (0.23 \pm 0.05) \cdot r_h^{(1.14 \pm 0.44)}$$
 (6)

The radial behavior of  $B_0$  and D show both a kink in the profiles which appear at about  $r_h = 2$  AU, suggesting that for  $r_h > 2$  AU,  $\langle B_0 \rangle$  and  $\langle D \rangle$  decrease less rapidly than in the inner heliosphere. This may be a spurious result due to poor statistics for high  $r_h$ . If so, this can be remedied by taking more events.

However, its cause may be more fundamental. In past work on a self-similarly expanding flux rope model (e.g. Farrugia et al. 1993), it was argued that the axial and azimuthal components of the flux rope field depend differently on  $r_h$ , the axial field  $B_{\alpha}$  decreasing as  $B_{\alpha} \propto 1/r_h^2$ , and the azimuthal field as  $B_{\Phi} \propto 1/r_h$ . In this model, therefore, as time from ejection at the Sun (and  $r_h$ ) increases, the decline in  $B_0$  becomes increasingly determined by that of  $B_{\Phi}$ , leading to a slower decrease at large  $r_h$ . This might be the cause of the kink.

Ideal MHD simulations and the role of magnetic handedness. During propagation, magnetic clouds interact with the structured ambient solar wind (e.g. the fast wind emanating from the polar coronal holes) leading to substantial distortion and deformation. Taubenschuss et al. (2010) have studied these effects in the frame of ideal magnetohydrodynamic (MHD) simulations. In ideal MHD, the solar wind plasma can be described by a set of eight nonlinear first-order partial differential equations (PDEs) of the hyperbolic type (Toro 1999; LeVeque 2002). This set comprises the conservation equations for mass density, momentum density, magnetic induction and energy density (Powell et al. 1999). For a numerical solution, the computational domain is divided into a 2-D spherical polar grid of cells ranging in radial direction from the outer regions of the solar corona at 0.05 AU up to a distance beyond Earth (1.75 AU). The second dimension either creates an equatorial or a meridional plane depending on the investigated scenario of MC propagation. So, actually the propagation of a 2-D cross section of the magnetic cloud through the inner heliosphere is the subject to MHD simulations. Each cell of the grid is interpreted as a "finite volume". Numerical fluxes between the cells are computed on the basis of solutions to a local Riemann problem (Godunov 1959). Furthermore, instead of solving the original nonlinear system of PDEs, a Roe-type approximate Riemann solver is applied to the linearized version of the system (Roe 1981; Brio & Wu 1988; Zachary & Colella 1992). Eigenvalues and eigenvectors for the linearized system have already been calculated by Powell (1994) in terms of the primitive variables, i.e., mass density, bulk velocity, magnetic induction, and thermal pressure.



Fig. 3. - The simulated MC's cross section in the equatorial plane after several hours of propagation from the outer solar corona to a distance of 1 AU. Radial velocities are shown in rainbow colors. Projections of magnetic field lines into the equatorial plane are over-plotted in white. They reveal the MC's elliptical shape. The fast-mode shock ahead of the MC is evident according to the jump in solar wind speed. Magnetic reconnection between the MC and the IMF takes place in the front side sheath at positive y-coordinates.

Four different scenarios of initial MC configurations have been simulated with special emphasis placed on the role of the initial magnetic handedness or sign of the helicity (H = +1 or H = -1, see Equations (1) and (2)). The initial magnetic handedness strongly influences the efficiency of magnetic reconnection between the MC's magnetic field and the interplanetary magnetic field. All four propagation scenarios, i.e., the two equatorial and the two meridional ones, comprise the following common features: Strong expansion during propagation, low values for the plasma- $\beta$  inside the MC, deceleration towards the speed of the ambient solar wind, a fast mode shock and a sheath ahead of the MC, and strong deformation of the initial circular cross section.

The propagation of an MC with its axis oriented perpendicular to the equatorial plane leads to a transformation from the initial circular shape into an elliptic one. Expansion turns out to be stronger into the direction perpendicular to the direction of propagation, i.e., into the azimuthal direction (see Fig. 3). Furthermore, MHD simulations reveal that the whole cross section is drifting along the azimuthal direction (~ 0.04 AU during a radial propagation range of 1 AU). The drift motion is caused by an acceleration of MC plasma in the azimuthal direction towards the reconnection site. Depending on the MC's handedness, magnetic reconnection between the MC and the Parker spiral IMF either occurs on the front side or on the backside. Fig. 3 presents the results obtained for a magnetic cloud near 1 AU. It is released with a circular cross section and a H = +1 near the Sun, but it gets transformed into an elliptic

shape while propagating outward. Magnetic reconnection occurs inside the sheath in front of the MC as can be seen according to the contours of projected magnetic field lines.

An orientation of the MC's axis parallel to the equatorial plane leads to a concave-outward shape for the meridional cross section. The bi-modal ambient solar wind is modeled to be typical for a solar activity minimum with higher wind speeds at higher heliographic latitudes (see Fig. 4). The initial magnetic handedness of the MC determines how the MC starts to interact with the interplanetary magnetic field. This is of vital importance especially at the front side shock and sheath because it determines the orientation of the sheath's magnetic field, and thus influences the MC's geoeffectiveness at Earth.



Fig. 4. - Speeds and magnetic field orientations for the meridional propagation scenario. The magnetic handedness (H = +1) of the cloud forces IMF field lines to be reconnected across the heliospheric current sheet in front of the MC and behind the MC. Furthermore, there is significant magnetic reconnection visible between the MC and the IMF along the rear flanks where magnetic field orientations are antiparallel. Note the concave-outward shape of the MC and the bimodal speed pattern for the solar wind as a function of latitude.

Depending on the handedness, IMF field lines are either turned around the MC body or they become reconnected across the heliospheric current sheet.



Fig. 5. - Evolution of the June 1-6 CME seen by STEREO-A (HI1, left 4 images and HI2, right 4 images). Earth (E), STEREO-B (B) are indicated as well as the elongation of Mercury (M). The CME leading edge and core for Fig. 6 are marked by yellow crosses.

The presence of an equatorward flow of plasma showing up in front of concave-outward shaped magnetic clouds could be confirmed (Manchester et al. 2005; Liu et al. 2008). MHD simulations reveal that equatorward flows develop independently of the magnetic handedness of the MC, and they seem to be a direct consequence of the shape of the cloud's shock front. The maximum amplitude derived for these flows is rather low ( $< 20 \text{ km s}^{-1}$ ), but would increase with increasing curvature for the MC and its front side shock.

Finally, the issue of force-free magnetic fields is also addressed by (Taubenschuss et al. 2010). The degree of force-freeness is parameterized, and its evolution is pursued during propagation of the MC

from the inner boundary up to the distance of Earth. Despite the strong deformation of the cross section, an initial force-free configuration for magnetic clouds seems to be conserved very well, at least in an average sense since we average over the whole cross-section.

**Observations of a coronal mass ejection from the Sun to 1 AU.** Möstl et al. (2009) presents for the first time the relationship between a CME observed from the Sun to 1 AU and the flux rope orientation derived from modeling the in situ magnetic field and plasma observations. The observations where done with both of the new NASA STEREO spacecraft (launched in October 2006) of a CME from 1-6 June 2008. The two observatories are orbiting the Sun close to 1 AU in the ecliptic plane. The orbits were chosen in such a way that one increasingly lags the Earth due to a slightly larger heliocentric distance (accordingly called STEREO-Behind) and the other one (STEROE-Ahead ) is separating from Earth in the direction of Earth's orbit (Kaiser et al. 2008). Every year the two STEREO spacecraft separate by about 44 degrees in longitude. Besides other instruments, STEREO is equipped with two novel "Heliospheric imager" (HI) cameras on each spacecraft (Eyles et al. 2009). For the first time, it is possible to image the solar wind density for the complete Sun-Earth line. The physics behind this is continuous Thomson scattering of white light with free electrons in the hot and mostly ionized solar wind (Vourlidas & Howard 2006).

On June 1-6 2008, an intriguing coronal mass ejection, blown out along a helmet streamer, has been observed by STEREO-A. It did not have any accompanying signatures, like a flare, on the solar surface (Robbrecht et al. 2009). The CME was directed toward STEREO-B, separated to STEREO-A about 55 degrees in longitude. The CME direction was inferred by Möstl et al. (2009) using four different techniques. Figure 5 shows images from the STEREO-Ahead HI camera with the CME being observed as two bright fronts sweeping through the inner heliosphere - the earlier one (left X in Fig. 5) is called the CME's leading edge, and the second one the CME core.



Fig. 6. - Magnetic field and plasma data (STEREO-B). Two outer solid lines indicate the forward and reverse shock. Dashed lines are the arrival time of the CME leading edge (left) and core (right). From top to bottom: magnetic field magnitude and magnetic field components in RTN coordinates, proton bulk velocity, proton number density, proton temperature (black) and expected temperature (red), proton beta and the total, magnetic and plasma pressure.

The position of the STEREO-B spacecraft is also indicated in the lower four images. It is seen in a straightforward way that the leading edge is at the same elongation angle as STEREO-B around 16:00 UT, June 6, 2008.

In Figure 6, a plot showing the in situ data observed directly in the solar wind with the STEREO-B instruments PLASTIC (proton bulk parameters; Galvin et al. 2008) and IMPACT (magnetic field components; Luhmann et al. 2008) is presented. Indeed, the first density wave in Figure 5 (equal to the CME leading edge) is associated with a strong rise in the solar wind proton density, from less than 5 protons/ccm to 20-40 protons/ccm. The transition is delineated in the front by a shock wave, accompanied by jumps in the magnetic field components, density, temperature and velocity. After the first density enhancement, signatures of a large-scale magnetic flux rope are observed, including a rotating magnetic field vector, but not a clearly lower proton temperature which precludes the flux rope from being a magnetic cloud. The magnetic field signature is consistent with an orientation of a cylindrical flux rope with its axis tilted roughly 45 degrees to the ecliptic (for details and modeling see Möstl et al. 2009). The second density peak, i.e. the CME core, arrived only after the flux rope has ended and was accompanied by a more irregular magnetic field, but might include another, though much smaller flux rope.

**Conclusions.** Leitner et al. (2007) have modeled a large set of magnetic clouds to find general laws on their expansion, extending the famous study by Bothmer & Schwenn (1998). Taubenschuss et al. (2010) presented results gained from MHD simulations which turned out to reflect quite well the picture for magnetic clouds which has been derived from long-term in-situ observations.

One big disadvantage of in-situ observations is that they are performed just along a single path, and an additional model is always required to get a more global picture of physical relationships. The global solution obtained from MHD simulations enables a detailed parameterization of the evolution of important quantities in the whole computational domain. Thus, they serve as a basis under more general conditions in order to support the interpretation of in-situ observations. Particularly the effects of different magnetic handedness for magnetic clouds have been elaborated clearly here. The consequences of magnetic reconnection between the magnetic cloud and the interplanetary magnetic field became evident. Another way to directly see the evolution of CMEs and MCs is to use the new heliospheric imager instruments on the two NASA STEREO satellites (Möstl et al. 2009). This showed that it is indeed possible to image CMEs all the way from the Sun to the Earth owing to intelligent instrument design which makes use of the physics of Thomson scattering.

In conclusion, we see that combining different types of research, both data-driven and by using numerical simulations, is probably the best way to make progress in this area. The research presented here is aimed at enhancing our basic level of understanding, but will nevertheless help one day to enhance our ability to forecast disturbances of the Earth's magnetosphere, detrimental to some key parts of mankind's technology, for some days in advance.

**Acknowledgements.** We acknowledge the Austrian Science Fund (FWF) under Projects P20145-N16 and I193-N16. This work is supported by NASA grants NAS5-00132, NNG06GD41G and NNX08AD11G. We thank the STEREO/SECCHI and Wind SWE/MFI teams for their open data policy.

#### **Bibliography**

1. Bothmer, V., & Schwenn, R. 1998, Annales Geophysicae, 16, 1

- 2. Brio, M., & Wu, C. C. 1988, Journal of Computational Physics, 75, 400
- 3. Burlaga, L., Sittler, E., Mariani, F., & Schwenn, R. 1981, J. Geophys. Res., 86, 6673
- 4. Eyles, C. J., et al. 2009, Sol. Phys., 254, 387
- Farrugia, C. J., Burlaga, L. F., Osherovich, V. A., Richardson, I. G., Freeman, M. P., Lepping, R. P., & Lazarus, A. J. 1993, J. Geophys. Res., 98,7621
- 6. Galvin, A. B., et al. 2008, Space Science Reviews, 136, 437
- 7. Godunov, S. K. 1959, Mat.Sb.
- Kaiser, M. L., Kucera, T. A., Davila, J. M., St. Cyr, O. C., Guhathakurta, M., & Christian, E. 2008, Space Science Reviews, 136, 5
- 9. Leitner, M., Farrugia, C. J., Möstl, C., Ogilvie, K. W., Galvin, A. B., Schwenn, R., &Biernat, H. K. 2007, Journal of Geophysical Research (Space Physics), 112, 6113
- 10. Lepping, R. P., Burlaga, L. F., & Jones, J. A. 1990, J. Geophys. Res., 95, 11957
- 11. LeVeque, R. J. 2002, Finite volume methods for hyperbolic problems, (Cambridge University Press)
- 12. Liu, Y., Manchester, W. B., Richardson, J. D., Luhmann, J. G., Lin, R. P., & Bale, S. D. 2008, Journal of Geophysical Research (Space Physics), 113, 0
- 13. Luhmann, J. G., et al. 2008, Space Science Reviews, 136, 117
- 14. Lundquist, S. 1950, Ark. Fys.
- 15. Manchester, IV, W. B., et al. 2005, ApJ, 622, 1225
- 16. Möstl, C., Farrugia, C. J., Temmer, M., Miklenic, C., Veronig, A. M., Galvin, A. B., Leitner, M., & Biernat, H. K. 2009, ApJ, 705, L180
- 17. Powell, K. G. 1994, Approximate Riemann solver for magnetohydrodynamics (that works in more than one dimension), Tech. rep., NASA Langley Research center
- 18. Powell, K. G., Roe, P. L., Linde, T. J., Gombosi, T. I., & de Zeeuw, D. L. 1999, Journal of Computational Physics, 154, 284
- 19. Robbrecht, E., Patsourakos, S., & Vourlidas, A. 2009, ApJ, 701, 283
- 20. Roe, P. L. 1981, Journal of Computational Physics, 43, 357
- 21. Taubenschuss, U., Erkaev, N. V., Biernat, H. K., Farrugia, C. J., Möstl, C., & Amerstorfer, U. V. 2010, Annales Geophysicae, submitted
- 22. Toro, E. F. 1999, Riemann solvers and numerical methods for fluid dynamics (Springer Berlin, Heidelberg)
- 23. Vourlidas, A., & Howard, R. A. 2006, ApJ, 642, 1216
- 24. Zachary, A. L., & Colella, P.1992, Journal of Computational Physics, 99, 341

# СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ РАСТИТЕЛЬНОСТИ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЯКУТИИ SATELLITE MONITORING OF VEGETATION IN ARCTIC ZONE OF YAKUTIA E.B. Варламова, В.С. Соловьев

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН,

# varlamova@ikfia.ysn.ru

A long-term of data (1998-2009) of AVHRR radiometer (NOAA satellites), received at the station SCANECS (IKFIA SB RAS, Yakutsk) were used to research variations of vegetation index of Yakutia arctic zone. In this work we used values of NDVI vegetation index (Normalized Difference Vegetation Index). Four test sites with sizes 30x30 km on territory of Yakutia have been selected: three sites in the north-east and one in central Yakutia. To investigate test sites the data received during the vegetation period may – september were used. AVHRR data have been processed. Decadal, seasonal and annual averaged values of NDVI have been calculated. In addition to AVHRR measurements, Rushydromet data were used to assess the temperature and humidity of test sites. Average values of Wolf number were used as an indicator of solar activity. Comparison of the data obtained was conducted. Analysis of vegetation index dynamics shows that during the monitoring period 1998-2009 on the background of overall increase in temperature and humidity despite noticeable interannual variations of NDVI in minimum solar activity (2006-2009) general decrease of NDVI in north-eastern of Yakutia is observed. Particularly strong decline phase of NDVI was observed for period 2001-2005. It may be noted that this declination has coincided with a phase of decreasing solar activity in the 23rd cycle.

Арктический регион является одним из тех регионов, в которых глобальные изменения климата проявляются наиболее выражено [1], о чем свидетельствует, например, сокращение площади морских льдов, деградация верхних горизонтов криолитозоны, изменения границ ареалов распространения растительных сообществ и др. [2].

Несмотря на значительные усилия исследователей в течение последних лет, детальное понимание динамики основных компонент окружающей среды региона еще не достигнуто, в частности, это относится к изучению изменений почвенно-растительного покрова. Деградация вечной мерзлоты может изменить процессы газообмена в почве и во всей экосистеме, и, таким образом, концентрацию парниковых газов в атмосфере [3]. Это повлечет изменения в растительном покрове и характеристиках гидрологического режима. Именно этими обстоятельствами обусловлена цель настоящей работы - исследование влияния изменений климата на межгодовые вариации индекса растительности арктической зоны Якутии.

Развитие и физиологическое состояние растительности, или фитоценозов, определяются влиянием ряда внешних факторов. Важнейшие из них: тип почвы, образование почвенного профиля, характеристика питательных веществ в почве, характеристика вод (соответственно влажность почвы), морфология рельефа местности и топографическая позиция объекта, солнечная радиация, климатические условия и ежегодные изменения окружающей среды (фенология). Растения реагируют на изменения окружающей среды изменениями содержания пигмента, структуры мезофилла, а также изменениями свойств поверхности листьев и влагосодержания в них. Такая реакция растений всегда воздействует на свойства спектрального отражения и поглощения света их листвой. Зависимость спектральных характеристик растений и фитоценозов в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах от их физиологического состояния имеет большое значение для дистанционного зондирования [4].

Современные технологии сбора данных, основанных на использовании методов дистанционного зондирования, обладают рядом неоспоримых достоинств – оперативность и высокая периодичность наблюдений на обширных и труднодоступных участках, широкий спектр получаемых данных, относительная дешевизна измерений и т.п. – и широко применяющихся для решения самых разнообразных задач.

Для исследования динамики растительности использовался вегетационный индекс NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) [5], рассчитываемый по данным первого и второго спектральных каналов AVHRR спутников NOAA, полученных на станции СКАНЭКС (ИКФИА СО РАН, г. Якутск) за период 1998-2009 гг. [6-8]. NDVI рассчитывался в течение вегетационного периода май-сентябрь. В результате обработки данных прибора AVHRR получены декадные, сезонные и годовые усредненные значения NDVI тестовых участков (размером ~30х30 км, расположенных на северо-востоке и в центральной части Якутии; участки пронумерованы в порядке широтного расположения по направлению «север-юг».) (рис. 1). Кроме спутниковых измерений, использовались данные метеорологических наблюдений сети Росгидромета по температуре и влажности.



Рис. 1. Расположение тестовых участков №1,2,3,4

На рис. 2 показаны усредненные по трем северным участкам (№1, 2, 3) среднегодовые вариации NDVI. Также приведены изменения температуры и влажности северных участков. Слева по вертикальной оси отложены значения NDVI (сплошная линия), справа – температуры (штриховая линия) и влажности (пунктирная линия). Прямыми сплошными линиями показаны соответствующие тренды.



Рис. 2. Среднегодовые вариации NDVI, температуры и влажности на северо-востоке Якутии за период 1998-2009 гг.

Как следует из рис. 2, в поведении NDVI наблюдаются минимумы (1999, 2005, 2008) и максимумы (2001, 2007): с 1999 по 2001 гг. наблюдается увеличение NDVI на фоне аналогичного роста температуры; далее до 2005 г. наблюдается устойчивое снижение вегетационного индекса более чем в два раза, при этом температурный ход также падает. На протяжении последующих лет (2005-2009) вариации NDVI и температуры коррелируют слабо. При этом в течение всего периода исследований влажность абсолютно не коррелирует с NDVI.

Поведение трендов рассматриваемых параметров за последние двенадцать лет (1998-2009) показывает, что на фоне роста благоприятных факторов (температура, влажность) индекс растительности в тундровой зоне понижается.

На рис. 3 показан усредненный за период 1998-2009 сезонный ход NDVI (усредненный по трем северным участкам (№1-3) и южный участок (№4)) и усредненный за период 1979-2009 сезонный ход температуры самого северного (№1) и южного (№4) участков. NDVI обозначены сплошной (участок №4) и штриховой (участки №1-3) линиями, а температура – пунктирной (участки №1-3) и штрихпунктирной линиями. Слева по вертикальной оси отложены значения NDVI, справа – температуры.



Рис. 3. Сезонный ход NDVI (1998-2009) и температуры (1979- 2009) на северо-востоке и в центральной части Якутии

Из рис. З видно, что изменения растительности и температуры всех участков в течение сезона вегетации описываются характерными кривыми. Но, тем не менее, наблюдаются свои особенности поведения растительности и температуры отдельных участков. Разница в характере временного поведения растительности между северными (№1-3) и южным (№4) участками существенная.

Температура северного участка, находящегося в Яно-Индигирской низменности достигает плюсовых значений в июне, с этого же месяца начинает расти NDVI растительности северных участков (Яно-Индигирская и Колымская низменности), к началу августа достигает максимума, который тут же сменяется спадом. Сезон вегетации «южного» участка, расположенного в речной долине у слияния реки Лены и Алдана, имеет развитую фазу с начала июня и до конца августа, при этом в конце июля наблюдается локальный минимум. Отметим, что температура на данном участке положительная с начала мая месяца.

Количество осадков, их сезонное и географическое распределение во взаимосвязи с термическим режимом обусловливают характер растительного покрова, активность вегетации растений и т.п. Восточная Сибирь, частью которой является Якутия, по количеству годовых осадков (250-300 мм) относится к зоне полупустынь. Наибольшее количество осадков наблюдается весной и осенью, поэтому доминирующую роль в «водоснабжении» растительности этого региона в сезон вегетации играют грунтовые воды, подпитываемые сезонной оттайкой вечной мерзлоты. Мощность сезонно-талого слоя вечной мерзлоты достигает своей наибольшей величины в конце лета [9]. Возможно, это обстоятельство: больший уровень влагонасыщенности почвы за счет большей оттайки вечной мерзлоты обеспечивает наблюдаемый рост NDVI к концу лета.

Проведенные исследования по данным ДЗЗ вегетационного индекса показали интересные результаты. За последние двенадцать лет (1998-2009) на фоне роста благоприятных факторов

(температура, влажность) индекс растительности в тундровой зоне понижается. Были также выявлены региональные особенности в сезонном ходе вегетационного индекса. Интерпретация и понимание этих результатов требует проведения дальнейших исследований с привлечением комплексных данных компонентов природной среды севера Якутии.

Работа выполнена при поддержке по Программе РАН №16/3.

#### Литература

- Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (РОСГИДРОМЕТ)/ Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Техническое резюме. Изд-во ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». Москва, 2008. 90 с.
- 2. Павлов А.В., Гравис Г.Ф. Вечная мерзлота и современный климат // Природа. 2000. №4. С.10-18.
- Анисимов О.А., Лавров С.А., Ренёва С.А. Оценка изменения эмиссии парниковых газов из многолетнемерзлых болот криолитозоны России в условиях глобального потепления. Современные проблемы экологической метеорологии и климатологии. С. Пб.: Гидрометеоиздат, 2005, С.114-138.
- 4. Кронберг П. Дистанционное изучение Земли: Основы и методы дистанционных исследований в геологии: Пер. с нем.-М.: Мир, 1988. 343 с.
- 5. Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., Deering, D. W. and Harlan, J. C. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. Third NASA ERTS Symposium, NASA SP-351 I, 1973, P.309-317.
- Соловьев В.С., Козлов В.И., Варламова Е.В. Исследование проявления солнечно-земных связей в динамике облачности Северной Азии по данным ДЗЗ // Солнечно-земная физика, Вып. 12, Т. 2, 2008, С.329-331
- Соловьев В.С., Козлов В.И., Васильев М.С., Варламова Е.В. Недельная вариация площади лесных пожаров, наблюдаемая на территории Якутии / Материалы международного симпозиума: Контроль и реабилитация окружающей среды / Под общ. ред. М.В. Кабанова, А.А. Тихомирова. VI Международный симпозиум, Томск, 3-5 июля 2008 г. – Томск: Аграф-Пресс, 2008. С.133-134.
- 8. Соловьев В.С., Козлов В.И., Муллаяров В.А. Дистанционный мониторинг лесных пожаров и гроз в Якутии. Якутск: Изд-во. ЯНЦ СО РАН, 2009. 108 с.
- Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (РОСГИДРОМЕТ)/ Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2009 г. Изд-во ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». Москва, 2010. 57 с.

# ИОНОСФЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПОЛНОГО СОЛНЕЧНОГО ЗАТМЕНИЯ 22 ИЮЛЯ 2009 Г. ПО ДАННЫМ ПЛОТНОЙ СЕТИ GPS В ЯПОНИИ (GEONET)

# IONOSPHERE EFFECTS OF TOTAL SOLAR ECLIPSE OF JULY 22, 2009 AS DEDUCED FROM JAPANESE DENSE GPS NETWORK (GEONET) DATA

# Э.Л. Афраймович, С.В. Воейков, И.К. Едемский

Институт солнечно-земной физики СО РАН, serg3108@iszf.irk.ru

This paper presents analysis results of typical ionosphere response on total solar eclipse (SE) of July 22, 2009 by total electron content data from dense GPS network in Japan (network GEONET with more that 1200 sites). Good registration of SE response was possible only at short distances from total eclipse region, where value of maximum eclipse phase exceeds 85%. Value of delay between maximum SE phase observation and TEC response minimum registration does not exceed 6 min. Response amplitude decreases almost linear from -0.35 to -0.15 TECU with increasing of distance to total eclipse region.

## Введение

Наблюдения за возмущением ионосферы во время солнечных затмений (СЗ), проводимые с использованием радиофизических методов [1, 2], а также спутниковых измерений [3], позволяют получить информацию о процессах в полосе лунной тени и ее окрестностях в условиях достаточно точно оцениваемых вариаций потока солнечного излучения. В общем случае реакция ионосферы на прохождение лунной тени в верхних слоях атмосферы проявляется в ряде наблюдаемых эффектов, таких как уменьшение полного электронного содержания (ПЭС), возрастание минимальной высоты F-слоя и действующих высот отражения, падение концентрации в максимуме F-слоя, обычно характерных для ночной ионосферы. В средних широтах солнечные затмения, особенно полные, происходят относительно редко, поэтому в настоящее время не существует детальной и общепринятой модели реакции среднеширотной ионосферы на солнечное затмение.

Несмотря на то, что регулярному ионосферному отклику на C3 посвящено множество работ (например, [4-6]), в его изучении нет полной ясности. От события к событию наблюдается большой разброс значений основных параметров – величины запаздывания  $\tau$  относительно максимальной фазы затмения, амплитуды А и длительности  $\Delta T$ ,

В настоящей работе представлены результаты первичного анализа регулярного ионосферного эффекта полного СЗ, наблюдавшегося 22 июля 2009 г., по данным GPS. Уникальность этого события заключается как минимум в том, что впервые полное солнечное затмение проходило в непосредственной близости от самой плотной на сегодняшний день сети двухчастотных наземных приемников GPS – GEONET (1220 станций).

# Параметры затмения и обработка данных

Солнечное затмение 22 июля 2009 г. началось примерно в 01:00 UT над Индией, пересекло Китай, в 02:00 UT (~11:00 LT) прошло в ~100 км южнее Японии и после 04:00 UT завершилось в южной части Тихого океана. Это затмение считается очень продолжительным – максимальная фаза затмения на достаточно большом участке траектории C3 длилась более 6 минут. В районе Японии лунная тень двигалась со скоростью ~670 м/с, что сравнимо со скоростью звука на высотах F-слоя ионосферы.

Геомагнитную обстановку за период прохождения лунной тени вблизи Японии можно охарактеризовать как слабовозмущенную (Кр = 3). В рассматриваемый период времени не наблюдалось увеличения сейсмической активности, не было солнечных вспышек

Методы определения ионосферных параметров на основе фазовых измерений GPS сигналов были описаны в нескольких работах, включая работу [7]. Измерения фазы в системе GPS проводятся с высокой степенью точности, при которой ошибка в определении вариаций ПЭС не превышает  $10^{14}$  эл/м<sup>2</sup>. Это позволяет изучать вариации ПЭС в широком динамическом диапазоне, достигающем  $10^{-4}$  от полного суточного изменения ПЭС. Для измерения ПЭС использовалась общепринятая единица TECU, равная  $10^{16}$  эл/м<sup>2</sup>. В данном методе первичными данными являются временные ряды измерений ПЭС I(t) вдоль наклонного луча, связывающего приемник GPS и ИСЗ, а также соответствующие им ряды угла места и азимута текущего направления на ИСЗ. Наиболее достоверные результаты определения параметров ионосферы соответствуют большим углам места ИСЗ, поэтому среди созвездия спутников, постоянно «видимых» в любой точке земного шара,



Рис. 1. Пример обработки ряда ПЭС: на панели а – исходный ряд I(t), на панели б – отфильтрованный ряд dI(t).



Рис. 2. Зависимости запаздывания минимума вариаций ПЭС  $\tau(\Phi_m)$  (панель а) и соответствующей амплитуды  $A_{min}(\Phi_m)$  (панель б) от максимальной наблюдаемой фазы затмения.

открытому диску Солнца.

следует выбирать спутники с максимальными углами места. В нашем эксперименте такому условию соответствовал спутник с номером prn 14.

С целью исключения регулярных вариаций ионосферы, а также трендов, обусловленных движением спутника, была использована процедура удаления тренда скользящим окном длительностью 60 мин.

Для привязки зарегистрированных данных по времени производился расчет геометрической функции затмения  $\Phi(t)$  по алгоритму, описанному в [8]. Для проверки точности определения функции затмения было произведено сравнение рассчитанных значений  $\Phi(t)$  с её табличными значениями для трех пунктов. Пункты выбирались вблизи от полосы прохождения полного затмения, но за пределами этой полосы. Наибольшее отклонение расчетного времени максимальной фазы затмения от табличной составило ~2 мин.

На рис. 1а представлен пример исходного ряда ПЭС I(t) для станции 0669 и 14. спутника prn Соответствующий отфильтрованный ряд dI(t) показан на рис. 16. Для каждого ряда dI(t) определялись время регистрации минимума ПЭС t<sub>min</sub> и его Рассчитывались также величина A<sub>min</sub>. величина максимальной фазы Ф<sub>m</sub> и время её наступления T<sub>m</sub> для положения ионосферной точки, в которой достигался минимум вариаций ПЭС А<sub>тіп</sub>. Под ионосферной точкой мы понимаем точку пересечения луча «приемник-ИСЗ» GPS с плоскостью на высоте 300 км. Как уже отмечалось во Введении, одной из основных характеристик регулярного ионосферного отклика является величина запаздывания τ относительно максимальной фазы затмения. В нашем случае величину τ мы определяли как разницу между временем регистрации минимума вариаций ПЭС t<sub>min</sub> и временем её наступления T<sub>m</sub> в соответствующей точке.

#### Результаты и их обсуждение

На рис. 2a дана зависимость запаздывания т минимума вариаций ПЭС по отношению к моменту времени T<sub>m</sub> от максимальной наблюдаемой фазы затмения Φ<sub>m</sub>. Зависимость амплитуды минимума вариаций ПЭС  $A_{min}$  от  $\Phi_m$  представлена на рис. 26. Значение  $\Phi_m = 1$  соответствует 0 – полному затмению, полностью Из рис. 2а видно, что при величине максимальной фазы  $\Phi_m$  от 1 до примерно 0,85 (слева от пунктирной линии) минимум вариаций ПЭС наступает почти одновременно с моментом максимальной фазы  $T_m$ . Соответствующие значения запаздывания  $\tau$  лежат в пределах ~0.1 часа (6 мин). Имеется также тенденция к увеличению  $\tau$  с уменьшением максимальной фазы  $T_m$ . При этом амплитуда минимума  $A_{min}$  почти линейно уменьшается примерно от -0,35 до -0,15 ТЕСU (рис. 26). Максимальная абсолютная амплитуда отклика ПЭС dI (-0,35 ТЕСU) соответствует относительной амплитуде dI/I<sub>0</sub> ~ 4%. Здесь I<sub>0</sub> – абсолютная величина вертикального ПЭС, определенная из карты GIM [9].

При величине максимальной фазы  $\Phi_m$  от 0,85 и меньше (справа от пунктирной линии) зависимость появления минимума вариаций ПЭС от момента максимальной фазы  $T_m$  сильно «размывается», хотя можно увидеть некий квазиволновой характер изменения запаздывания  $\tau$  от фазы  $\Phi_m$  (рис. 2a). Причем амплитуда минимума  $A_{min}$  изменяется слабо, почти не зависит от величины  $\Phi_m$  и составляет примерно -0,15 ТЕСИ (рис. 2б). Можно отметить, что в зависимости  $A_{min}(\Phi_m)$  также заметны квазиволновые изменения.

В данном случае об уверенном детектировании регулярного отклика на C3 можно говорить только на достаточно близком расстоянии от траектории полной лунной тени (при максимальной фазе больше ~0,85). В этой «ближней зоне» отклик ПЭС регистрируется почти синфазно с максимальной фазой затмения (запаздывание не более 6 мин), а амплитуда отклика почти линейно уменьшается примерно от -0,4 до -0,15 TECU.

В «дальней зоне» (максимальная фаза меньше ~0,85) амплитуда отклика падает до -0,25 ТЕСU, что близко к амплитуде фоновых вариаций ПЭС для диапазона периодов 30-60 мин (диапазон фильтрации исходных данных) [10]. Вероятно, это и приводит к «размыванию» зависимости  $\tau(\Phi_m)$  и «выполаживанию»  $A_{min}(\Phi_m)$ .

Полученные значения запаздывания  $\tau$  и амплитуды отклика  $A_{min}$  в «ближней зоне» (максимальная фаза  $\Phi_m$  больше ~0,85) близки к соответствующим значениям отклика ПЭС на затмение, наблюдавшееся 11 августа 1999 г. в Европе [6].

Стоит отметить наблюдающийся квазиволновой характер изменения зависимостей  $\tau$  ( $\Phi_m$ ) и  $A_{min}(\Phi_m)$  в «дальней зоне». По имеющимся данным довольно сложно судить о степени взаимосвязи этой особенности с прохождением лунной тени. Здесь требуется более детальное исследование пространственной картины возмущений ПЭС с привлечением данных других геофизических инструментов (в частности, ионозондов).

Мы выражаем благодарность Dr. D. Feng, Prof. S.G. Jin и Живетьеву И.В. за помощь в получении данных. Мы также благодарны сети GEONET за предоставленные данные GPS. Работа поддержана Фундаментальной исследовательской программой физического отделения РАН (Проект IV.12 «Современные проблемы радиофизики»), грантами РФФИ 08-05-00274-а и 10-05-00113-а.

#### Литература

- Boitmam O.N., Kalikhman A.D., Tashchilin A.V. The midlatitude ionosphere during the total solar eclipse of March 9, 1997 // J. Geophys. Res., 1999. V. 104. N A12. P. 28197-28206.
- 2. Rishbeth H. Solar eclipses and ionospheric theory // Space Sci. Rev., 1968. V. 8. N 6. P. 543-554.
- Cohen E.A. The study of the effect of solar eclipses on the ionosphere based on satellite beacon observations // Radio Science, 1984. V. 19. N 5. P. 769-777.
- 4. Datta S., Bandyopadhyay P., Datta R.N. Ionospheric observations on the F-region during the solar eclipse of 19 April 1958 // J. Atmos. Terr. Phys., 1959. V. 16. N 1/2. P. 182-185.
- 5. Черкашин Ю.Н., Агафонников Ю.М. Эффекты солнечного затмения 11 августа 1999 г. в распространении декаметровых радиоволн на среднеширотных радиотрассах различной протяженности // Геомагнетизм и аэрономия, 2001. Т. 41. № 5. С. 677-684.
- 6. Afraimovich E.L., Kosogorov E.A., Lesyuta O.S. Ionospheric effects of the August 11, 1999 total solar eclipse as deduced from European GPS network data // Adv. Space Res., 2001. V. 27. N 6-7. P. 1351-1354.
- Afraimovich E.L., Palamarchouk K.S., Perevalova N.P. GPS radio interferometry of traveling ionospheric disturbances // J. Atm. Solar-Terr. Phys., 1998. V. 60. P. 1205-1223.
- 8. Астрономический ежегодник на 2006 год. Под ред. Глебовой Н.И., Лукашевой М.В., Свешникова М.Л., Скрипченко В.И. // Санкт-Петербург: Изд-во Института прикладной астрономии РАН, 2005. 706 с.
- Mannucci A.J., Ho C.M., Lindqwister U.J. A global mapping technique for GPS-drived ionospheric TEC measurements // Radio Science, 1998. V. 33. N 8. P. 565-582.
- Afraimovich E.L., Kosogorov E.A., Lesyuta O.S., Ushakov I.I., Yakovets A.F. Geomagnetic control of the spectrum of traveling ionospheric disturbances based on data from a global GPS network // Ann. Geophys., 2001. V. 19. N 7. P. 723-731.

# ВЛИЯНИЕ ИОНОСФЕРНОЙ ПРОВОДИМОСТИ НА ПРОНИКНОВЕНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ИЗ АТМОСФЕРЫ В ИОНОСФЕРУ IONOSPHERIC CONDUCTIVITY EFFECTS ON THE ELECTRIC FIELD PENETRATION FROM THE ATMOSPHERE INTO THE IONOSPHERE V.V. Denisenko<sup>1</sup>, M. Ampferer<sup>2</sup>, H.K. Biernat<sup>3</sup> <sup>1</sup>Institute of Computatioal Modeling RAS, denisen@icm.krasn.ru <sup>2</sup>Karl-Franzens-University, 04ampfer@edu.uni-graz.at

<sup>3</sup>Space Research Institute AAS, helfried.biernat@oeaw.ac.at

Общепринятым методом моделирования проникновения электрического поля от земной поверхности в ионосферу является решение стационарного уравнения электропроводности. Для упрощения модели мы полагаем, что это увеличение продольной проводимости происходит скачком на некоторой высоте, и выше этой поверхности проводимость вдоль магнитных силовых линий бесконечна. Такое приближение обычно используется, когда вводится интегральная проводимость ионосферы. Эта модель ионосферы позволяет получить из закона сохранения заряда специальное граничное условие в задаче для атмосферного поля. Показано, что величина ионосферного электрического поля, проникающего от земной поверхности, обратно пропорциональна интегральной педерсеновской проводимости ионосферы. Горизонтальное электрическое поле в нашей модели получилось намного меньшим, чем в модели [1], не учитывающей ионосферную проводимость выше 90 км, но намного большим, чем в модели [2], в которой педерсеновская проводимость считается бесконечной выше 150 к., Ниже 50 км все три модели дают одинаковые результаты.

**Introduction.** Many papers are devoted to mathematical simulation of the atmospheric electric field. In row with electric fields near thunderstorm clouds the processes of ionosphere-lithosphere coupling are under analysis. The aim of these researches is to use satellites for monitoring of earthquakes precursors. There exist data on the electric field variations near ground before earthquakes. It is interesting to know if these variations can be measure by satellites. A review on this topic can be found in [3].

The results of the simulations [1,2,4] differ much in spite of that the same steady state model of electric conductivity is used. The methods of the electric current closure by the ionosphere are principally different. Some upper boundary condition is used in our model [4] that follows from the charge conservation law for the ionosphere with infinite field-aligned conductivity. The alternative condition in [1] additionally neglects Pedersen conductivity above 90 km. One more alternative condition [2] additionally regards the Pedersen conductivity above 150 km as infinity. These conditions follow from ours if the integrated Pedersen conductivity of the ionosphere equals zero or infinity. Here we compare the results of the models [1,2,4] and analyze the error of our approximation of the ionospheric conductor with 2-D model [4].

The electric conductivity equation for the electric potential V is

$$-div(\hat{\sigma}gradV) = q,\tag{1}$$

where  $\hat{\sigma}$  - conductivity tensor, -q - divergence of extrinsic currents, if those exists. It is possible to neglect the Earth's surface curvature for local events. We use Cartesian coordinates x, y, z with vertical z axis and z = 0 at ground.

The problem is simplified much if the magnetic field is vertical and conductivity depends only of the height z, since in such a case Hall conductivity  $\sigma_H$  does not matter and the only Pedersen  $\sigma_p$  and field-aligned  $\sigma_{\parallel}$  conductivities are involved in the equation (1)

$$-\sigma_{P}(z)\left(\frac{\partial^{2}V}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2}V}{\partial y^{2}}\right) - \frac{\partial}{\partial z}\left(\sigma_{\parallel}(z)\frac{\partial V}{\partial z}\right) = q,$$
(2)

but when V is calculated we must add  $\sigma_H$  during the current density  $\vec{j}$  calculation.

We have created the model [5] to calculate the components  $\sigma_P, \sigma_H, \sigma_{||}$  of the conductivity tensor  $\hat{\sigma}$  above 90 km, that is based of the empirical models IRI, MSISE, IGRF. We use the empirical model [4] below 60 km and smooth interpolation between 60 and 90 km. The typical height distributions for the middle latitudes are presented in Fig. 1. Dashed lines present the effective  $\sigma_P$  that describes the ionospheric conductor after its acceleration during 1 hour by Ampere force [5]. The vertical component at the ground is taken as given in many models

$$-\frac{\partial V}{\partial z}\Big|_{z=0} = E_0(x, y), \tag{3}$$

and we do the same. The function  $E_0(x, y)$  is constructed on the base of published measurements and some general ideas. It would be better to say about vertical current density that is supported by some underground generator. Since conductivity of air is given, these conditions are equivalent.



Fig. 1. Typical height distributions of the conductivity tensor  $\hat{\sigma}$  components in middle latitudes.

2-D model of the ionospheric conductor. Let us consider only the ionosphere below  $z = z_{\infty}$ . For example the layer above 500 km adds less 1% to the integrated parameters of interest. The vertical current density can be given at this height

$$-\sigma_{||}(z_{\infty})\frac{\partial V}{\partial z}\Big|_{z=z_{\infty}}=j_{\infty}(x,y),$$
(4)

or the currents in far conductors, which are connected with this boundary by magnetic field lines, can be taken into account as it is described below.

We cut the upper ionosphere from the lower one by the plane  $z = z_{up}$  and use the approximation  $\sigma_{||} = \infty$  above  $z_{up}$ . It can be seen in Fig. 1 that  $\sigma_{||}$  is five orders of magnitude larger than other components of the conductivity tensor above 150 km. This approximation is not valid in the lower ionosphere and we define possible level by tests. Infinite conductivity  $\sigma_{||} = \infty$  makes a magnetic field line equipotential. Hence the horizontal electric field components are independent of z and local Ohm law can be integrated over z to construct 2-D Ohm law with integral Pedersen and Hall conductivities  $\Sigma_p$ ,  $\Sigma_H$ 

$$\begin{pmatrix} J_x \\ J_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Sigma_P - \Sigma_H \\ \Sigma_H & \Sigma_P \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix}, \qquad \Sigma_P = \int_{z_{up}}^{z_{w}} \sigma_P dz, \quad \Sigma_H = \int_{z_{up}}^{z_{w}} \sigma_H dz.$$
 (5)

So we have 2-D model of the ionospheric conductor. Each point with coordinates x, y presents the whole magnetic field line, that includes the vertical segment  $z_{up} < z < z_{\infty}$  and its magnetospheric continuation. Such a simplified model permits to construct the boundary condition at  $z = z_{up}$  in accordance with 2-D Ohm law: the currents, which enter this layer from below through the plane  $z = z_{up}$ , and given currents (4), which enter this layer from above through the plane  $z = z_{\infty}$ , are closed by the currents  $\vec{J}$  in this layer

$$Div \ \vec{J} = \sigma_{||}(z_{\infty}) \frac{\partial V}{\partial z} \bigg|_{z=z_{\infty}} + Q.$$
(6)

When the events of interest have horizontal scale much less then the ionospheric scale that equals thousands kilometers in middle latitudes, the values of  $\sigma_P, \sigma_H$  are independent of x, y and  $\Sigma_P, \Sigma_H$  are constants. The constant  $\Sigma_H$  can be omitted in (6) to obtain

$$-\Sigma_{P}\left(\frac{\partial^{2}V}{\partial x^{2}}+\frac{\partial^{2}V}{\partial y^{2}}\right)\Big|_{z_{up}}+\sigma_{||}(z_{up})\frac{\partial V}{\partial z}\Big|_{z_{up}}=Q.$$
(7)

The possibility to represent the ionospheric influence on the electric fields below  $z = z_{up}$  by this boundary condition is tested by comparison of the solutions of the problem with this condition and the solutions in the whole ionosphere and atmosphere below  $z_{\infty}$ . We choose  $z_{\infty} = 500$  km and the solutions of the form  $f(z)\cos(x/x_0)$ , where  $x_0$  is the horizontal space scale. The equation (2) becomes the ordinary differential equation for the function f(z). The boundary value problems with conditions which follow (3,7) or (3,4) can be solved numerically. We solve the problems with  $x_0 = 10$ , 100, 1000 km.

**Results.** The height distributions of the horizontal component of the electric field  $E_x(\pi x_0/2, z)$  above the points  $x = \pi x_0/2$ , where  $E_x(x, z)$  has maximal value in respect of x, are plotted in Fig. 2a. Three solutions have the same maximal values of the vertical component  $E_z(0,0) = 100$  V/m. It is found that  $z_{up}$  aught be increased when  $x_0$  is decreased. For example the height  $z_{up} = 90$  km as it was done in the models [4,6] adds only 1% error to the ionospheric value of  $E_x$  if  $x_0$  exceeds 3 km.

The solution with  $x_0 = 100$  km and boundary condition (7) is also plotted by thick line in Fig. 2b. The solution with boundary condition that is used in the model [1]

$$-\frac{\partial V}{\partial z}\Big|_{z=90\,km} = 0\,,\tag{8}$$

is plotted by dashed line in Fig. 2b. Thin line corresponds to the boundary condition [2]

 $V|_{z=150km} = 0.$ 

(9)

The last would be valid if an ideal conductivity in horizontal directions exists above 150 km. The condition (8) means no vertical current from the atmosphere at 90 km. It would be valid if the medium above 90 km has zero conductivity at least in horizontal directions. The conditions (8,9) can be derived from ours (7) when  $\Sigma_p$  equals zero or infinity. As it is shown in Fig. 2b the neglecting the ionospheric conductivity (8) increases ionospheric  $E_x$  about thousand times. The approximation  $\Sigma_p = \infty$  decreases  $E_x$  a few thousands times at z = 100 km and makes it exactly zero above 150 km.

It can be mentioned that if we add conductivity of the adjoint ionosphere, that means twice larger  $\Sigma_p$  then  $E_x$  in the ionosphere would be twice less – curve 3. If a process in the auroral zone is under analysis then the conductivity of the plasma layer  $\Sigma_p$  about 100 S aught be added and  $E_x$  becomes 140 times less – curve 4. Nevertheless it stays much larger than  $E_x$  in the model [2]. If we take into account the decrease of the effective  $\sigma_p$ , that describes the ionospheric conductor after its 1 hour acceleration by Ampere force [5],  $E_x$  would be 2.5 times larger – curve 1, but it stays much less than  $E_x$  [1].

If the magnetic field  $\vec{B}$  is inclined from vertical by the angle  $\chi$ , the tensor  $\hat{\Sigma}$  in (5) aught be modified [5]. In our test problem the parameter  $\Sigma_p$  in (7) aught be substituted with  $\Sigma_p/\cos \chi$  or  $\Sigma_P/\cos^2 \chi$  when  $\vec{B}$  is in y, z or x, z planes. Therefore the result  $E_x$  in the ionosphere decreases in comparison with those presented in Fig. 2a by the factor  $\cos \chi$  or  $\cos^2 \chi$ . Some more complicated model than (6) is necessary for the equatorial ionosphere [5].



Fig. 2. Height distributions of the horizontal component of the electric field. See details in the text.

**Conclusions.** The new mathematical model is proposed to represent the ionospheric conductor by the boundary condition. This approximation is rather precise for large scale processes.

It is shown that two popular models of the electric field penetration into the ionosphere [1,2] are not adequate in spite of that they give good results below 50 km. Unproved upper boundary conditions are used in these models. In fact the good ionospheric conductor is excluded in [1], and unreal good conductor is added in [2]. That is why our model [4,6] predicts ionospheric electric fields not so large as the model [1] does and not so small as the model [2] does.

Acknowledgements. The authors thank the Austrian Science Fund (FWF, Project I193-N16), the Russian Foundation for Basic Research (Project 09-06-91000) and the Program 16.3 of the Russian Academy of Sciences for support of this work.

### **Bibliography**

- 1. Pulinets, S. A., Legen'ka, A. D., Gaivoronskaya, T. V., and Depuev. Main phenomenological features of ionospheric precursors of strong earthquakes. // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. Vol. 65. P. 1337-1347. 2003.
- Grimalsky V.V., Hayakawa M., Ivchenko V.N., Rapoport Yu.G., Zadorozhnii V.I. Penetration of an electrostatic field from the lithosphere into the ionosphere and its effect on the D-region before earthquakes. // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. Vol. 65. P. 391-407. 2003.
- 3. Molchanov O. and Hayakawa M. Seismo-electromagnetics and related phenomena: History and latest results. Tokyo: TERRAPUB. 2008.

4. Denisenko V.V., Boudjada M.Y., Horn M., Pomozov E.V., Biernat H.K., Schwingenschuh K., Lammer H., Prattes G. and Cristea E. Ionospheric conductivity effects on electrostatic field penetration into the ionosphere. // Natural Hazards and Earth System Sciences Journal. V. 8. P. 1009-1017. 2008.

5. Denisenko V.V., Biernat H.K., Mezentsev A.V., Shaidurov V.A. and Zamay S.S. Modification of conductivity due to acceleration of the ionospheric medium // Annales Geophysicae. Vol. 26. P. 2111-2130. 2008.

 Ampferer M., Denisenko V.V., Hausleitner W., Krauss S., Stangl G., Boudjada M.Y., Biernat H.K. Decrease of the electric field penetration into the ionosphere due to low conductivity at the near ground atmospheric layer. // Annales Geophysicae. V. 28. N. 3. P. 779-787. 2010.

# АНОМАЛИИ ЕСТЕСТВЕННОГО КНЧ-ОНЧ ИЗЛУЧЕНИЯ В ПЕРИОДЫ СОЛНЕЧНЫХ ЗАТМЕНИЙ ANOMALY OF NATURAL ULF-VLF WAVE BAND EMISSION AT SOLAR ECLIPSES TIME

### Дружин Г.И., Исаев А.Ю., Уваров В.Н.

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Analysis of eclipse effects on the level of ELF-VLF natural emissions are accomplished. It is shown the anomaly of the emission at eclipse time are connected with changing of condition of propagation of the signals from global thunderous centers.

Солнечное затмение – одно из наиболее известных астрономических явлений, имеет разнообразные геофизические проявления, ряд которых остается и по настоящее время не изучен полностью. Одна из таких проблем – это воздействие затмения на естественное электромагнитное излучение КНЧ-ОНЧ диапазона, которой посвящена настоящая работа. Состояние естественного электромагнитного поля в точке наблюдения определяется двумя факторами — активностью источников излучения и условиями распространения. По существующим в настоящее время представлениям источниками естественного излучения этого диапазона являются процессы, происходящие в ионосферно-магнитосферной плазме, в литосфере, а также грозы, которые преимущественно сосредоточены в приэкваториальных районах (Азиатский, Африканский и Американский центры грозовой активности). Поскольку все параметры затмения (время, структура тени и полутени, траектория и скорость движения) достаточно хорошо известны. солнечное затмение представляет собой прекрасно поставленный природой геофизический эксперимент с контролируемым воздействием. Ниже представлен анализ данных затмений, позволивший выявить дополнительные эффекты. Поскольку лунная тень может проходить через трассу распространения радиоволн, то в период пересечения трассы лунной тенью можно наблюдать эффекты, связанные с солнечным затмением [1-4]. Целью этой работы является выявление новых эффектов, появляющихся при приеме естественных электромагнитных излучений в КНЧ-ОНЧ диапазоне в периоды солнечных затмений.

Ранее в работе [4] было рассмотрено влияние солнечного затмения 1 августа 2008 г. на уровень сигналов естественного электромагнитного излучения в КНЧ–ОНЧ диапазоне, одновременно наблюдаемых на Камчатке и в Якутске. Эти наблюдения показали наличие бухтообразного повышения интенсивности принимаемого излучения во время затмения с последующим его понижением до фонового уровня. В Якутске этот эффект имел место в диапазоне частот от 0.6 до 5.6 кГц, а на Камчатке – на нижних (30–200 Гц) и верхних (2.5–11 кГц) частотах. При этом максимум интенсивности шумового излучения на нижних частотах наблюдался в период времени, когда лунная тень подходила ближе всего к пункту регистрации. На верхних частотах максимум в излучении в обоих пунктах наблюдался одновременно (в 11:00 UT), но с запаздыванием относительно максимума на нижних частотах. Пример записи электромагнитного излучения в период затмения 1 августа 2008 г показан на рис.1.



Рис. 1. Фрагмент записи КНЧ–ОНЧ сигналов в Якутске и на Камчатке в период солнечного затмения 1 августа 2008 г. в различных частотных диапазонах. Внизу горизонтальной линией показан временной отрезок, в течение которого лунная тень находилась на поверхности Земли.

Было также показано [4], что максимум излучений в Якутске и на Камчатке на близких частотах наблюдался во время, когда лунная тень находилась на минимальном расстоянии от пункта регистрации. На основе данных, полученных в двух пунктах, можно определить расстояния от пунктов наблюдения до лунной тени, азимуты лунной тени, расстояние между пунктами наблюдения, расстояния до источника излучения и его местоположение [4]. На Камчатке имелась возможность сравнивать временные зависимости вертикальной электрической Ег и горизонтальных магнитных компонент Нх (прием излучений с направления запад-восток) и Ну (прием излучений с направления север-юг) принимаемого в период затмения излучения в различных частотных диапазонах (рис. 2). Видно, что на частотах 70–200 Гц эффект в виде бухтообразного повышения интенсивности проявился только в Нх компоненте. На частотах 7–11 кГц влияние затмения проявилось в виде небольшого повышения интенсивности в Ег и Нх компонентах, при отсутствии эффекта в компоненте Ну.

Из данных, представленных на рис. 2, видно, что средние значения шумовой составляющей компонент Нх и Ну диапазоне частот 70–200 Гц (на рисунке в виде белой линии) приблизительно одинаковы и бухтообразное возмущение во время затмения наблюдалось только по компоненте Нх. Это означает, что доля принимаемого излучения возмущения с направления восток–запад значительно возросла. Кроме того, относительный уровень электрической компоненты (Ez) в период затмения превышал относительный уровень магнитных компонент. Это обстоятельство может быть объяснено наличием дополнительного источника, расположенного в ближней зоне приема.



Рис.2. Вариации различных компонент электромагнитного поля на Камчатке в период солнечного затмения 1 августа 2008 г. Горизонтальными линиями обозначено время лунной тени.

Отметим, что затмение 1 августа 2008 г. началось в 9:20:57 UT, когда тень от Луны коснулась Земли в северных областях Канады, где в это время наступает утро. Затем лунная тень миновала Гренландию, пересекла Северный Ледовитый океан, Западную Сибирь, Алтай, прошла по границе между Монголией и Китаем и покинула земную поверхность в центральном Китае в 11:21:21 UT, где в этот момент наблюдался заход Солнца. Путь длиной более 10.5<sup>-10<sup>3</sup></sup> км тень преодолела за два часа, двигаясь со средней скоростью около 1.4 км/с [http://www.eclipse-2008.ru/eclipse.php]. Доминирующим источником излучения в период затмения являлся Африканский грозовой центр [5]. Поэтому можно полагать, что описанные выше эффекты в ОНЧ-излучении обусловлены пересечением лунной тенью трассы распространения сигналов от этого мирового очага. Уменьшение величины ионизации, вызванной уменьшением светового потока, привело к повышению высоты отражающего слоя ионосферы, что, в свою очередь, привело к увеличению области сечения зоны Френеля, ответственной за распространение, траекторией лунной тень.

Солнечное затмение двадцать 26 января 2009 года началось южнее Африки в Атлантическом океане, перешло в Индийский, пересекло его с юго-запада на северо-восток, завершилось в Индонезии. Максимума затмение достигло в точке с координатами 34.1° южной широты, 70.2° восточной долготы, длилось в максимуме 7 минут 54 секунды, а ширина лунной тени на земной поверхности составляла 280 километров. Динамическое мировое время в момент

наибольшего затмения: 07:59:45 [http://www.secl.ru/eclipse\_catalog/2009\_1\_26.html]. В этом случае лунная тень охватила значительную территорию Азиатского грозового очага.

На рис. 3 показаны выполненные на Камчатке, в экспедиционном пункте «Карымшина», записи магнитной компоненты поля 25, 26 и 27 января 2009 г. в диапазоне частот 7 – 11 кГц на рамочные антенны север – юг (N-S, в левой части рис. 3) и запад-восток (W-E, в правой части рис. 3). Из этого рисунка видно, что за сутки до солнечного затмения максимум излучения наблюдался в 8 ч UT, в день затмения он приходился на 10 ч, а на следующие сутки – снова наблюдался в  $\approx 8$  ч. Причем вариации сигнала, принятые антенной с направления N-S, во многом подобны принятым с направления W-E.



Рис. 3. Фрагмент записи ОНЧ сигналов на Камчатке в период солнечного затмений 26 января 2009 г. В верхних панелях показаны вариации сигналов за сутки до затмения, в нижних — спустя сутки после затмения. Горизонтальной линией показан временной отрезок, в течение которого лунная тень находилась на поверхности Земли.

Такое поведение максимума принимаемого излучения может быть обусловлено следующими причинами. Во-первых, смещением центра тяжести эффективного источника излучения, вызванного изменением в распределении грозовых источников в очаге. Во-вторых, изменением в условиях распространения сигнала за счет влияния лунной тени. Вполне возможно, что имели место оба эти фактора, но учитывая, что после затмения максимум в излучении наблюдался практически в то же время, что и до затмения, можно утверждать, что в данном случае влияние лунной тени на временное смещение максимума было преобладающим.

Если принять, что источниками электромагнитного излучения являются мировые очаги гроз [5], то характер изменения амплитуды принимаемого излучения, показанный на рис. 3, можно объяснить следующим. В период воздействия затмения доминирующее излучение происходило от источника, находящегося в Юго –Восточной Азии. В начале затмения (~ 5 ч UT) источник имел небольшую мощность, которая затем увеличилась и достигла максимума в 8 ч UT. Когда лунная тень оказалась на пути трассы распространения сигнала (грозовой очаг – Камчатка), условия распространения улучшились и амплитуда принимаемого излучения возросла. Заметим, что в ~ 10 ч UT лунная тень находилась в районе Индонезии, где обычно наблюдается значительная грозовая активность [http://wwlln.net/TOGA\_network\_global\_maps.htm]. Подобное усиление излучений (в среднем в 3–4 раза) наблюдалось ранее, во время затмения 9 марта 1997 г,. на частотах от 4 до 9 кГц, при приеме сигналов в Якутске с западного и юго-западного направлений [Муллаяров и др., 1999].

Таким образом, в период солнечных затмений 1 августа 2008 г. и 26 января 2009 г. наблюдалось повышение амплитуды принимаемого на Камчатке естественного электромагнитного излучения в ОНЧ диапазоне, по сравнению с фоновым уровнем. Повышение уровня излучения было обусловлено изменениями в условиях прохождения сигналов от мировых очагов гроз: 1 августа 2008 г. от Африканского грозового очага, а 26 января 2009 г. – от очага Юго-Восточной Азии. На основе данных, полученных во время затмения в двух пунктах наблюдения, можно определить расстояние до источника излучения и его местоположение.

#### Литература

- 1. Беликович В.В., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Терещенко В.Д., Черняков С.М., Терещенко В.А. Отклик ионосферы на частное солнечное затмение 29 марта 2006 г. по наблюдениям в Н.Новгороде и Мурманске // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 48. № 1. С. 103–108. 2008.
- 2. Каримов Р.Р., Козлов В.И, Муллаяров В.А. Особенности вариаций характеристик ОНЧ-сигналов при прохождении лунной тени по трассе в период солнечного затмения 29 марта 2006 г. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 48. № 2. С. 250–254. 2008.
- 3. Муллаяров В.А., Козлов В.И., Вальков С.П. Наблюдения ОНЧ-шумов и сигналов радиостанций в период солнечного затмения 9 марта 1997 г. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 39. № 1. С. 110–114.
- Дружин Г. И., Уваров В. Н., Муллаяров В. А., Козлов В. И., Корсаков А. А. Одновременные наблюдения на Камчатке и в Якутии естественного электромагнитного излучения в КНЧ–ОНЧ диапазоне в период солнечного затмения 1 августа 2008 г. //Геомагнетизм и аэрономия, 2010, Т.50, №2. С.220-227.
- 5. Дружин Г.И., Торопчинова Т.В., Шапаев В.И. Регулярный шумовой фон в ОНЧ-излучении и мировые очаги гроз // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 26. № 2. С. 258–268. 1986.

# МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН В СТРАТО- И ТРОПОСФЕРЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ ФЛУКТУАЦИЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ ВСЛЕДСТВИЕ ВРАЩЕНИЯ СОЛНЦА

# MODULATION OF PLANETARY WAVES IN THE STRATO- AND TROPOSPHERE BY SOLAR ACTIVITY FLUCTUATIONS DUE TO SOLAR ROTATION

A. Ebel

Institute for Environmental Research at the University of Cologne (RIU), Germany,

eb@eurad.unikeoln.de

Из спутниковых наблюдений хорошо известно, что солнечные пятна на вращающемся солнце вызывают периодические колебания стратосферного озона и температуры. Наиболее заметные периоды атмосферных возмущений соответствуют планетарным волнам (ПВ), указывающим на модуляцию волн солнечной активностью. Этот эффект также существует в поле давления волн. Это открытие подтверждает гипотезу, что планетарные волны переносят солнечные возмущения, индуцированные в средней атмосфере, вниз в нижнюю атмосферу. Измерены возмущения, связанные с солнечным вращением, и обсуждаются возможные механизмы распространения возмущений вниз в ПВ, направленных верх.

#### **1** Introduction

Besides the possible impact of the solar sunspot cycle on climate and weather the modulation of atmospheric processes by solar emission fluctuations due to the rotation of the sun is a prominent issue of studies of the impact of solar variability on the atmosphere. Though solar rotation effects are considered to be less efficient than solar cycle effects, they are nevertheless an important feature to be studied for mainly two reasons. Firstly, the rotation period of 27.3 days is short enough for statistical analyses of atmospheric time series where tests of significance have to be performed. Secondly, rotationally induced fluctuations of solar activity exhibit spectral maxima near 27 days and its first two higher harmonics and correspond thus to prominent periodicities of the planetary wave spectrum. This fact suggests itself that planetary waves with periods of about 27 days and less might be sensitive to solar activity fluctuations due to solar rotation and that their investigation might provide clues to the controversially debated mechanisms of sun weather relationships. It has also been speculated that the solar cycle impact on climate might be governed by planetary wave modulation which is itself modulated by the solar cycle [1].

Responses of stratospheric ozone and temperature to solar radiation changes resulting from the sun's rotation have been studied by several authors after reliable satellite observations became available (e.g. [2 - 8, 13]). As a consequence one may speculate that such perturbations affect the dynamical behaviour of the stratosphere and that this should be visible in the variability of the meteorological parameters characterising the temporally changing dynamical state of this atmospheric region. Indications that this is the case have been inferred from statistical analysis of radiosonde observations of pressure and temperature [9] even before reliable satellite observations of direct solar ultraviolet radiation impacts became available. Somewhat later the dynamical response of the stratosphere was confirmed by zonal wind observations in the stratosphere [15]. These findings have been provoking a series of extensive statistical analyses of the spatial and temporal structure of the perturbations of the dynamical field in the stratosphere [10, 11]. Furthermore, model studies have been initiated by these analyses with the aim to

explore the processes generating the correlation between solar and atmospheric oscillations. Dameris et al. [12] using a mechanistic dynamical model of the middle atmosphere simulated the penetration of 27-day periodicity from the stratopause region to lower levels. While this disturbance was artificially imposed on the model atmosphere, Krivolutsky et al. [14] applied a realistic perturbation based on UARS UV data in their model and generated wave motions in this way.

Recently Gruzdev et al. ([15] briefly GSB in the following) presented a stimulating model study of the effect of solar rotational irradiance variation on the middle and upper atmosphere using the complex chemistry-climate model HAMMONIA. They imposed a single periodicity of 27 days on the spectral extraterrestrial solar irradiance and found a complex response of their model to this simple sinusoidal forcing. It could be shown that such single frequency forcing spreads to other oscillation frequencies in the model atmosphere with different spatial and temporal structure in the middle atmosphere, in particular in the stratosphere. Though this was a simple design of the experiment in a model atmosphere, it appears to be the most comprehensive simulation study of perturbations induced by solar rotation till now. The results clearly draw the attention to the non-linear aspect of this phenomenon which before has mainly been interpreted on the background of linear wave theory. The present paper is very much motivated by the model study of GSB.

The data employed is derived from statistical analyses as described in the next section. Then some quantitative estimates regarding the intensity and structure of solar-induced stratospheric oscillations with extension to the troposphere are presented mainly looking for signs of non-linearity in the real atmosphere. Some concluding remarks are given at the end.

## 2 Method

Linear spectral time series analysis [16] has been applied to meteorological parameters as derived from global radiosonde observations on constant pressure surfaces. In this paper we only focus on geopotential height and temperature since we are interested in dynamical effects. The method is described in detail in [1, 9]. The geopotential height and temperature fields have been decomposed in harmonic components as function of latitude. Time series of the sine  $(A_n)$  and cosine  $(B_n)$  coefficients for zonal wave number n = 1, 2, 3... are obtained as functions of latitude and pressure. Then coherence spectra have been estimated from the time series of the amplitudes  $A_n$ ,  $B_n$  and solar activity in the period range 3 to 50 days employing the intensity of the solar 10.7-cm radiation as the activity parameter. The 10.7-cm index reveals clear relative maxima of autospectral estimates near periods of 27.3 and 13.6 days, i. e. at the sun's rotation period and its second harmonic.

The spectral methods allow estimates of significance (95% limit applied) and the quantification of phase differences between coherent solar signal and atmospheric parameter oscillations as well as of coherent amplitudes A and B of the zonal harmonics. Zonal wave numbers 1, 2 and 3 have been investigated with respect to their response to activity variations resulting from solar rotation. Here we preferably focus on wave number 1 for the sake of brevity. It is the wave number exhibiting the strongest coherence. An example of coherence spectra obtained from A<sub>1</sub> and B<sub>1</sub> time series is shown in Fig. 1. Artanh of coherence K instead of coherence squared is used for easier statistical interpretation. The bandwidth of the spectral estimates indicated in the figure is 0.0067 day<sup>-1</sup>. It is employed for all spectral estimates in this study. Two 95%-confidence limits are shown for a priori selection of frequencies or periods where solar rotation effects are expected (27.3 and 13.6 days) and a posteriori selection of periodicities with strong coherence maxima (25 and 15 days in the example).



Figure 1: Example of coherence estimates for zonal wave number 1 sine (A) and cosine (B) cofficients of geopotential height at 60 degr. N and 30 hPa and for solar activity (10.7-cm radiation). Rising phase and maximum of weak to intermediate sunspot cycle (1965-1971). Coefficient A: continuous curve. Coefficient B: dotted curve. Horizontal lines show 95%-confidence limits for a posteriori selection (broken line) and a priori selection (continuous line). Frequencies of peculiar interest are indicated by vertical lines.

### **3** Results and discussion

When checking the coherence spectra of the 10.7-cm index and the sine and cosine coefficients of the Fourier series components one may be surprised to find an at the first glance irregular distribution of frequencies with significant coherence estimates in the analysed spectral range of  $0.02 - 0.35 d^{-1}$ . The sine and cosine coefficient coherence estimates may significantly differ. For instance, this happens around the solar rotation period and its first harmonic in the case shown in Fig. 1, where a significant response has only been obtained for one of the coefficients. This can happen when the response of the standing part of the zonal wave is stronger than that of the transient part. When comparing the spectra at different latitudes in the middle stratosphere one observes a preference of significant values around 27 days, 15 days and 10 days. In certain periods stronger coherence is found around the period of 25 days instead of the solar rotation period. This is the case for the spectrum chosen for demonstration in Fig. 1. Furthermore, the coherence estimates for oscillations around periods of 15 - 16 days are usually stronger than those for the second harmonic of the solar rotation period which is also evident from Fig. 1. Analyzing the spectra at different latitudes and heights it appears that atmospheric dynamics are more sensitive to solar rotational activity fluctuations at larger latitudes and altitudes. Yet this kind of height dependence does not mean that the coherence disappears at lower stratospheric and tropospheric levels as demonstrated in Fig. 2. The distribution of the suspected solar forcing revealed by spectral analysis resembles the findings of GBS in principal regarding the broad band response of their model to single frequency forcing [17]. Yet it should be noted that there is a fundamental difference between their imposed pure 27-day perturbation and the real spectrum of solar activity in the periodicity range of solar rotation. In the latter case a red noise component is underlying the oscillations generated by the sun's rotation.

Though it is evident from spectral time series analysis and the GSB experiment that non-linear processes play a prominent role for the perturbation transfer from a given frequency to other frequencies of atmospheric oscillations, it appears that at the same time naturally existing perturbations themselves, namely free and forced atmospheric waves, play a decisive role for the reaction of the dynamical system to solar activity. This conclusion is based on three strong arguments.

(1) The energy argument: Rotationally induced height and temperature fluctuations of zonal wave number 1 may reach average values of the order 30 gpm and 0.5 K, respectively, at heights around 30 km (10 hPa). Tentatively assuming zonal wave amplitudes for geopotential height and temperature of the order 1000 gpm and 20 K, respectively, one obtains as ratio "solar activity disturbance/average" oscillation values of 0.03 and 0.025, respectively. This is about an order of magnitude larger than the



Figure 2: Amplitude estimates (gpm) of planetary waves with zonal wave number 1 coherent with solar activity (10.7-cm solar flux) at periods of 27.5 (solar rotation), 16 and 13.6 days. Latitude range 50 – 60 degrees. Estimated from geopotential height data (rising phase of a strong solar cycle, 1972 -1979) employing spectral analysis. Explanation of symbols and line see text.

average relative fluctuation of solar irradiance during a rotation period with dips up to a ratio of 0.0025 [18]. Obviously there is more energy contained in the disturbances than it would be expected if strict proportionality between solar forcing and atmospheric response would exist. Naturally existing waves are amplifying weak solar forcing.

(2) The wave structure argument: The temporal and spatial structure of the coherent perturbations of the major zonal wave amplitudes (wave numbers 1 - 3) closely resembles that of PWs [1, 19]. As an example, Fig. 2 exhibits amplitude estimates of coherent zonal wave number 1 oscillations for three prominent periodicities from the middle stratosphere down to the lower troposphere. Bold symbols indicate that at least one of the Fourier coefficients A and B exceeds the 95% confidence limit of the

irradiance variability due to the sun's rotation and transport the solar activity impact on the middle

atmosphere generated by UV and EUV variability down to the lower atmosphere.
(3) Based on the hypothesis that resonant atmospheric oscillations should be particularly sensible to solar activity forcing, periods of waves in an isothermal atmosphere at rest with equivalent depth of 10 km have especially been analysed in the coherence spectra in the range where solar rotational forcing is expected [1]. Zonal wave numbers 1 - 3 with 1 - 4 latitudes, where the wave stream function vanishes, were selected. The period range 3.7 - 17.4 d is covered. Coherence estimates quite frequently exceed the 95% confidence limit at these periods in the middle stratosphere, in particular at higher latitudes, thus pointing to increased sensitivity to solar activity fluctuations in the respective period range. It is possible that the relative coherence maximum near 0.06 d<sup>-1</sup> in Fig. 1 is caused by such resonance (zonal wave number 1, 4 zero points, period 17 - 18 days [20]).

## 4 Conclusions

Perturbations of atmospheric pressure and temperature induced by solar radiation variability resulting from the sun's rotation have been extracted by means of statistical time series analysis from observed fields of geopotential height and temperature in the middle stratosphere and traced down to the troposphere. The principal main forcing with periods of 27.3 and 13.6 days is also transferred to atmospheric oscillations with other periods indicating the existence of non-linear processes controlling the response of the atmosphere to this type of solar variability. The results of the GSB model experiments regarding the solar 27-day forcing are taken as support of this interpretation of the statistical results. The postulated existence of planetary "carrier waves" for the coherent fluctuations may help to explain also certain features of solar variability and climate relationships.

Acknowledgement: The author is grateful for encouraging discussions about solar activity impacts on the middle atmosphere with Alexei A. Krivolutsky. Meteorological data were provided by the Meteorological Institute of the Free University Berlin.

## References

1. A. Ebel, B. Schwister and K. Labitzke, Planetary waves and solar activity in the stratosphere between 50 and 10 mbar. J. Geophys. Res., 86 C, 9729-9738, 1981.

2. R.F. Donelly, D. F. Heath, J.L. Lean and G.J. Rottman, Temporal variations of solar UV spectral irradiance caused by solar rotation and active region evolution. In: *Solar Irradiance Variations on Active Region Time Scales*, eds. B.J. LaBonte et al., NASA Conference Publication 2310, Washington, 1984.

3. J.C. Gille, C.M. Smyth and D.F. Heath, Observed ozone response to to variations in solar ultraviolet radiation. Science, 225, 315-317, 1984.

4. S. Chandra, Solar and dynamically induced oscillations in the stratosphere. J. Geophys. Res., 91, 2719-2734, 1986.

5. S. Chandra, R.D. McPeters, W. Planet and R.M. Nagatani, The 27-day solar UV response of stratospheric ozone: solar cycle 21 versus solar cycle 22. J. Atmos. Terr. Phys., 56, 1057-1065, 1994.

6. L.L. Hood, The temporal behaviour of upper stratospheric ozone at low latitudes: evidence from NIMBUS 4 BUV data for short-term responses to solar ultraviolet variability. J. Geophys. Res., 91, 5264-5276, 1986.

7. L.L. Hood and S. Zhou, Stratospheric effect of 27-day solar ultraviolet variations: the column ozone response and comparison of solar cycles 21 and 22. J. Geophys. Res., 104, 26473-26479, 1999.

8. G.M. Keating, M.C. Pitts, G. Brasseur and A. DeRudder, Response of middle atmosphere to short-term solar ultraviolet variations: 1. Observations. J. Geophys. Res., 92, 899-902, 1987.

9. A. Ebel and W. Baetz, Response of stratospheric circulation at 10 mb to solar activity oscillations resulting from the sun's rotation. Tellus 29, 41-47, 1977.

10. A. Ebel, B. Schwister, and K. Labitzke: Planetary waves and solar activity in the stratosphere between 50 and 10 mbar, J. Geophys. Res., 86, 9729–9738, 1981.

11. A. Ebel and B. Schwister, The sun's rotation and perturbations of the geopotential height and temperature fields in the stratosphere. Solar Physics, 74, 385-398, 1981.

12. M. Dameris, A. Ebel and H.J. Jakobs, Three-dimensional simulation of quasi-periodic perturbation attributed to solar activity effects in the middle atmosphere, Ann. Geophys. 4A, 287–296, 1986.

13. A.A. Krivolutsky, V.N. Kusnetzova and D. A. Tarasenko, Wave motions in the middle atmosphere and relation to the solar activity. Physica Scripta 36, 382-384, 1987.
14. A.A. Krivolutsky, V.M. Kiryushov and P.N. Vargin, Generation of wave motions in the middle atmosphere induced by variations of the solar ultraviolet radiation flux (based on UARS satellite data), Int. J. Geomagn. Aeronom., 3, 267–279, 2003.

15. A.N. Gruzdev, H. Schmidt and G.P. Brasseur, The effect of solar rotational irradiance variation on the middle and upper atmosphere calculated by a three-dimensional chemistry-climate model. Atmos. Chem. Phys. 9, 595-614, 2009. www.atmos-chem-phys.net/9/595/2009/

16. G.M. Jenkins and D.G. Watts, Spectral analysis and its applications. Holden-Day, S. Francisco, 1968.

17. A. Ebel, Interactive comment on "The effect of the solar rotational irradiance variation on the middle and upper atmosphere calculated by a three-dimensional chemistry-climate model" by A.N. Gruzdev et al., Atmos. Chem. Pys. Discuss. 8, S89-S96, 2008. www.atmos-chem-phys-discuss.net/8/S89/2008.

18. S. K. SOLANKI and N. A. KRIVOVAS, Solar variability of possible relevance for planetary climates. Space Sci. Rev. 125, 25–37, 2006. DOI: 10.1007/s11214-006-9044-7.

19. Ebel, A. and Schwister, B.: Reactions between stratospheric and tropospheric oscillations correlated with solar activity at periods between 13 and 27 days. Weather and Climate Responses to Solar Variations (ed. B. M. McCormack), Colorado Assoc. Univ. Press, 169–211, 1983.

20. R.A. Madden, Observations of large-scale travelling Rossby waves, Rev. Geophys. Space Phys. 17, 1935-1949, 1979.

21. M.L. Salby, Rossby normal modes in nonuniform background configurations. Part II: Equinox and solstice conditions. J. Atmos. Sci. 38. 1827-1840, 1981.

#### ХОЛЛОВСКАЯ МГД МОДЕЛЬ «ФЛЭППИНГ» КОЛЕБАНИЙ ТОКОВОГО СЛОЯ МАГНИТОСФЕРНОГО ХВОСТА ИАТ. МИР МОРЕГ, ОБ ТИБ «ЕГАРРИС" ОБСИ LATIONS ОБ ТИБ МАСМЕТОТАН

# HALL MHD MODEL OF THE "FLAPPING" OSCILLATIONS OF THE MAGNETOTAIL CURRENT SHEET

# N.V. Еркаев<sup>1,3</sup>, В.С Семенов<sup>2</sup>, О.И. Рабецкая<sup>3</sup>, А.В. Мезенцев<sup>3</sup>, Х.К. Бирнат<sup>4,5</sup>

<sup>1</sup> Institute of Computational Modelling, SB RAS, Krasnoyarsk, Russia, erkaev@icm.krasn.ru

<sup>2</sup> Institute of Physics, State University of St. Petersburg, St. Petersburg, Russia

<sup>3</sup>Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

<sup>4</sup>Space Research Institute, Austrian Academy of Sciences, Graz, Austria

<sup>5</sup> Institute of Physics, University of Graz, Graz, Austria

Разработана холловская МГД модель «флэппинг» колебаний токового СЛОЯ магнитосферного хвоста при наличии малой нормальной компоненты магнитного поля, изменяющейся вдоль слоя. В рассматриваемой модели начальный невозмущенный токовый слой характеризуется заданным одномерным профилем тангенциальной компоненты магнитного поля типа Харриса. Градиент невозмушенной нормальной компоненты магнитного поля направлен к Земле. Для линейных колебаний токового слоя получена дисперсионная зависимость собственной частоты от волнового вектора для несимметричной и симметричной мод. В рамках холловской МГД модели собственная частота «флэппинг» колебаний зависит о направления распространения волны по отношению к вектору тока: она выше для волны, бегущей в направлении тока (в сторону вечернего фланга), и ниже для противоположно бегушей волны (в сторону утреннего фланга) по сравнению с результатом идеальной МГД модели.

**Introduction.** The term flapping waves was introduced with regard to the up-down motions of the current sheet in the Earth's magnetotail. These flapping wave oscillations were indicated usually by measurements of the corresponding variations of the tangential magnetic field component from negative to positive values. In fact, there exist many observations [1-6] demonstrating existence of the kink-like disturbances of the magnetotail current sheet, which propagate along the plane of the sheet perpendicular to the ambient magnetic field. First statistical studies of Cluster mission [2] yield a conclusion that flapping waves propagate preferably from the tail center to its periphery. This result was also consistent with previous observations. However the dawn-dusk asymmetry aspects were not discussed. Further analysis of Cluster data [3] indicated some evidence of the dawn-dusk flapping propagation asymmetry. Also statistical studies [3,7] proofed a relationship between the flapping oscillations and fast plasma flows in the current sheet.

In spite of large amount of existing observations, a physical nature of the flapping motions is still not understood well. There exist several theoretical approaches for describing the flapping waves in the Earth's current sheet. In particular, a drift kink mode [8] was proposed to explain the flapping oscillations, which is due to a relative drift of electrons and protons. The ion/ion drift kink mode was also considered [9], which has larger growth rate compared to the electron/proton drift model. Recently the drift eigenmodes for 1-D kinetic current sheet were investigated [10], taking into account the anisotropy of ion distributions and quasi-adiabatic ion motions. In the framework of MHD approach, two models were elaborated. One of them is the ballooning-type mode in the curved current sheet magnetic field [11]. For this case, the magnetic curvature radius is required to be larger than the flapping wave length. Another MHD model [12] claimed, that the MHD flapping modes can appear due to the gradient of the normal magnetic field component along the current sheet. This model, called as "magnetic double gradient mechanism", yields the characteristic flapping frequency determined by a product of two magnetic gradients. Recently it was used for comparison with data of Cluster mission [13]. The results of comparison indicate, that model [12] gives quite good fit to the observations. In the present paper we extend the theoretical model based on "magnetic double gradient mechanism" [12], taking into account Hall MHD effects. These effects are expected to be rather important for thin current sheets, especially in cases when the electric current is carried mainly by protons, and the current velocity is of the same order as the flapping wave phase velocity.



. Figure 1. Geometrical situation of the problem.

**Statement of problem.** A geometrical situation of the problem and coordinate system are illustrated in Figure 1. The undisturbed current sheet is assumed to be parallel to the xy plane. The z axis is perpendicular to the current sheet, and the undisturbed electric current J is directed along the y axis, as shown is the figure. We apply a system of Hall magnetohydrodynamics (HMHD) for nonstationary variations of plasma sheet parameters

Here *V* and *V<sub>e</sub>* are the velocities of the protons and electrons, *U* is the electric current velocity, *B* is the magnetic field,  $m_p$ , *n*, *e* and *P* are the proton mass, plasma density, electron charge and total pressure, respectively. The total pressure is defined as the sum of the magnetic and plasma pressures. We consider specific wave perturbations propagating across the magnetic field lines, which are much slower than the magnetosonic modes. In this case the incompressible approximation ( $\nabla \cdot \vec{V} = 0$ ) can be applied. In this approach [12] we focus our study on the very slow wave modes existing only in the presence of the gradient of the  $B_z$  component in the magnetotail current sheet along the x direction. We consider a current sheet with a nonzero normal magnetic field component ( $B_z$ ), which has weak variation along the x coordinate. The undisturbed electric current velocity is considered to be equal to the proton velocity, and thus Ve = 0. With this assumption, the undisturbed magnetic field, bulk and current velocities are given as follows

$$\vec{B} = (B_x(z), 0, B_z(x)), \quad \vec{V} = (0, V_0, 0), \quad V_0 = (\partial B_x / \partial z) / (\mu_0 n e).$$

Considering the electric current to be carried only by protons, we expect to get the most strongly pronounced Hall MHD effects. We introduce small perturbations of the magnetic field, velocity and total pressure

 $\vec{B} = (B_x + b_x, b_y, B_z + b_z), \quad \vec{V} = (v_x, V_0 + v_y, v_z), \quad P = P_0 + p,$ 

and assume the magnetic gradient  $dB_{z}/dx$  to be constant. We consider also all wave perturbations to be functions of time and two Cartesian coordinates (y, z). Therefore we cancel the derivatives of the

perturbations with respect to the x coordinate. Using these assumptions and linearizing the initial system of equations, we obtain

$$nm_{p}\left(\frac{\partial v_{x}}{\partial t}+V_{0}\nabla_{y}v_{x}\right)+\nabla_{x}P=\frac{1}{\mu_{0}} \oint_{z} \nabla_{z}B_{x}+B_{z}\nabla_{z}b_{x} ,$$

$$nm_{p}\left(\frac{\partial v_{y}}{\partial t}+V_{0}\nabla_{y}v_{y}\right)+\nabla_{y}P=0, \quad nm_{p}\left(\frac{\partial v_{z}}{\partial t}+V_{0}\nabla_{y}v_{z}\right)+\nabla_{z}P=\frac{1}{\mu_{0}}b_{x}\nabla_{x}B_{z},$$

$$\frac{\partial b_{x}}{\partial t}+V_{0}\nabla_{y}b_{x}+v_{z}\nabla_{z}B_{x}-B_{z}\nabla_{z}v_{x}=0, \quad \frac{\partial v_{z}}{\partial z}+\frac{\partial v_{y}}{\partial y}=0,$$

$$\frac{\partial b_{y}}{\partial t}-B_{z}\nabla_{z}v_{y}+B_{z}\nabla_{z}\left(\frac{\nabla_{z}b_{x}}{\mu_{0}ne}\right)=0, \quad \frac{\partial b_{z}}{\partial t}+v_{x}\nabla_{x}B_{z}-B_{z}\nabla_{z}v_{z}-B_{z}\nabla_{z}\left(\frac{\nabla_{y}b_{x}}{\mu_{0}ne}\right)=0.$$
(1)

Here we neglected the terms of the order of  $B_z^2$ . Inserting Fourier harmonics  $exp(i(-\omega t+k y))$  into the linearized equations, we finally derive the second order ordinary equation for the velocity perturbation

$$\frac{1}{n\Omega}\frac{\partial}{\partial z}\left(n\Omega\frac{\partial v_z}{\partial z}\right) - k^2 v_z \left(1 - \frac{1}{\mu_0 nm_p \Omega^2}\frac{\partial B_x}{\partial z}\frac{\partial B_z}{\partial x}\right) = 0, \qquad (2)$$

where  $\Omega = \omega - k V_0$ ,  $\omega$  is the eigenfrequency of the flapping wave oscillations. This frequency can be determined by solving equation (2) with the usual boundary conditions for the perturbations, which are set to vanish at infinity:  $v_z \rightarrow 0$ ,  $z \rightarrow \pm \infty$ . The kink and sausage modes are characterized by the even and odd eigenfunctions  $v_z$ , respectively. Further we introduce dimensionless quantities marked by tilde, which are very convenient for solving the boundary value problem

$$\widetilde{n} = n/n_0, \quad \widetilde{z} = z/\Delta, \quad \widetilde{\omega} = \omega/\omega_f, \quad \widetilde{k} = k\Delta, \quad \omega_f^2 = (\partial B_x/\partial z)(\partial B_z/\partial x)|_{z=0}/(\mu_0 m_p n_0)$$

where  $\Delta$  is a half thickness of the current sheet,  $n_0$  is the plasma density at the center of the current sheet. Hall effects are characterized by the dimensionless parameter  $\alpha$  defined ad follows

$$\alpha = (\partial B_x / \partial z) |_{z=0} / (\mu_0 n_0 e \omega_f \Delta).$$

With this normalization equation (2) reads

$$\frac{1}{\widetilde{n}}\frac{\partial}{\widetilde{\Omega}\,\partial\widetilde{z}}\left(\widetilde{n}\,\widetilde{\Omega}\,\frac{\partial\widetilde{v}_{z}}{\partial\widetilde{z}}\right) - \widetilde{k}^{2}\widetilde{v}_{z}\left(1 - \frac{\widetilde{V}_{0}}{\widetilde{\Omega}^{2}}\right) = 0, \quad \widetilde{\Omega} = (\widetilde{\omega} - \alpha\,\widetilde{k}\,\widetilde{V}_{0}) \quad \widetilde{V}_{0} = \frac{1}{\widetilde{n}} \cdot \frac{\langle B_{x}/\partial z \rangle}{\langle B_{x}/\partial z \rangle_{z=0}}.$$
(3)

We assume model analytical formulas for the magnetic field and plasma density variations across the current sheet

$$B_x = B_0 \tanh(z/\Delta), \quad n = n_0 / \cosh^2(\lambda z/\Delta),$$

where  $\lambda$  is a free parameter which determines a shape of the current velocity profile. In particular, for  $\lambda$  =1 we have a constant current velocity, that is relevant to the Harris-like current sheet. Taking this parameter in a range 0<  $\lambda$  <1, we get the current velocity profile with a maximum at the center of the current sheet. Therefore, this parameter characterizes a deviation of the current velocity profile from that of Harris.



Figure 2. Flapping eigenfrequency as a function of wave number for kink-like (a) and sausage-like (b) modes. Dash and solid lines correspond to  $\alpha = 0.3$  and  $\alpha = 0.3$ , respectively.

71 as solved numeri

**Results.** The eigenvalue problem was solved numerically using a standard method. Figure 2 presents the calculated dispersion curves for the current velocity profiles corresponding to  $\lambda = 0.2$  The plots (a) and (b) show the normalized frequencies (in units of  $\omega_f$ ) as functions of the normalized wave number (in units of  $\Delta^{-1}$ ) for the kink ( $\omega_k$ ) and sausage ( $\omega_s$ ) flapping wave modes. In each plot, the solid and dash lines correspond to  $\alpha = 0.3$  and  $\alpha = 0$ , respectively. The figure demonstrate the influence of the Hall effects ( $\alpha = 0.3$ ) on the flapping wave eigenfrequency in dependence of the direction of wave propagation with respect to the electric current. In the case without Hall effects ( $\alpha = 0$ ), the dispersion curves (dash lines) are symmetrical ones with regard to positive and negative wave numbers. But in case  $\alpha = 0.3$  one can see a strong asymmetry of the dispersion curves, which is due to Hall effects. In the particular case of the flapping wave propagation in the direction of the electric current (k > 0), the eigenfrequency has monotonic behavior as a function of wave number. In the opposite case, when the wave vector is antiparallel to the current velocity, the eigenfrequency is a nonmonotonic function of the wave number. For the negative wave numbers, the frequency increases first to a maximal value, and then decreases to zero. This means that the Hall effects suppress the flapping waves propagating against the electric current. This results is in agreement with the statistical studies of the Cluster observations [3]: The durations of current sheet crossings were plotted versus distances across the tail  $(Y_{esm})$ , and the flapping periods were shown to be somewhat smaller for the positive  $Y_{gsm}$  coordinates (duskward side) compared to those for the negative  $Y_{gsm}$  (dawnward side). This fact is in qualitative agreement with our results related to the Hall MHD effects. For example, we estimate the flapping frequency for the magnetic field and plasma parameters, which are reasonable for the current sheet conditions in the Earth's magnetotail,

 $B_x = 25 \text{ nT}, \quad B_z = 3 \text{ nT}, \quad \Delta = 1 R_E, \quad n = 0,3 \text{ cm}^{-3}, \quad \partial B_z / \partial x \sim B_z / L_x, \quad L_x \sim 4 R_E,$ 

where  $R_E$  is the radius of Earth. For these parameters we estimate the maximal electric current velocity  $V_{0max}$ , the Hall parameter  $\alpha$ , normalization frequenc and also frequencies for kink flapping oscillations  $\omega_{\pm}$  corresponding to positive and negative wave numbers ( $|k\Delta| \sim 1$ ,  $\alpha = 0,3$ ):

 $V_{0 \text{ max}} \approx 52 \text{ km/s}, \quad \alpha \approx 0.3 \quad \omega_f \approx 0.027 \text{ s}^{-1}, \quad \omega_+ \approx 0.027 \text{ s}^{-1}, \quad \omega_- \approx 0.013.$ 

This example illustrates that for negative wave number (reverse to the current) the flapping frequency is twice less than that for the positive wave number (along the electric current).

**Summary.** We have analyzed flapping wave oscillations in the magnetotail current sheet taking into account a gradient of the normal magnetic field component, and also Hall MHD effects. We assumed that the initial undisturbed electric current is carried mainly by protons. With this assumption, the Hall MHD effects are pronounced stronger compared to cases when the electric current is provided partially by electrons. The role of Hall effects is determined by the dimensionless Hall parameter  $\alpha$  which is a ratio of the maximal proton current speed to the characteristic flapping speed. The latter is proportional to the square root of the product of two magnetic gradients. The flapping eigenfrequencies are calculated for kink and sausage modes. The Hall effects look similar for both modes. For the same wave length, the flapping eigenfrequency is much larger for the parallel wave propagation then that for the antiparallel propagation, with respect to the electric current. Therefore, the Hall effects may cause a strong asymmetry of the flapping wave propagations from the center to the flanks of the current sheet. They are in favor to the flapping waves propagating in the electric current direction, and they suppress the waves propagating in the opposite direction. A physical reason for this asymmetry is the Doppler effect which is caused by the proton current velocity. The range of the observed flapping frequency variations can be interpreted due to the Hall effects, depending on the current sheet properties, and direction of the flapping wave propagation.

Acknowledgements. We acknowledge support of the Austrian Science Fund (FWF) under Project I193-N16, the Russian Foundation for Basic Research (Project 09-06-91000) and the Program 16.3 of the Russian Academy of Sciences for support of this work.

#### Literature

- 1. T. L. Zhang, W. Baumjohann, R. Nakamura et al., Geophys. Res. Lett. 29, 10.1029/2002GL015544 (2002).
- 2. V. A. Sergeev, A. Runov, W. Baumjohann et al., Geophys. Res. Lett. 31, L05807 (2004).
- 3. V. A. Sergeev, D. A. Sormakov, S. V. Apatenkov et al., Ann. Geophys. 24, 2015 (2006).
- 4. A. Runov, V. A. Sergeev, W. Baumjohann et al., Ann. Geophys. 23, 1391 (2005).
- 5. A. V. Runov, A. Sergeev, R. Nakamura et al., Ann. Geophys. 24, 247 (2006).
- 6. A. A. Petrukovich, T.L. Zhang, W. Baumjohann, Ann. Geophys. 24, 1695 (2006).
- 7. C. Gabrielse, V. Angelopoulos, A. Runov, L. et al., Geophys. Res. Lett., 35, L17S13 (2008).
- 8. W. Daughton, J. Geophys. Res., 104, 28, 701 (1990).

9. H. Karimabadi, P. L. Pritchett, W. Daughton et al., J. Geophys. Res. 108, 1401 (2003).

10. L. M. Zeleni, A. V., Artem'ev, A. A. Petrukovich et al., Ann. Geophys. 27, 861 (2009).

11. I. V. Golovchanskaya and Y. P. Maltsev, Geophys. Res. Lett., 32, L02102 (2005).

12. N. V. Erkaev, V. S. Semenov, and H. K. Biernat, Geophys. Res. Lett. 35, L02111 (2008).

13. C. Forsyth, M., Lester, R. C. Fear et al., Ann. Geophys. 27, 2457 (2009).

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ ОБЛАЧНОСТИ И ИНТЕНСИВНОСТИ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ

# **RESEARCH OF VARIATIONS OF CLOUDINESS AND INTENSITY OF COSMIC RAYS** В.И. Козлов, В.С. Соловьев

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, г. Якутск E-e-mail: v.kozlov@ikfia.ysn.ru

Results of research of cloudiness variations depending on change of cosmic rays carried out by method of epoch imposing for 2000 (year of a maximum of solar activity) are presented. The area of territory with continental climate is considered: 34 degrees on width (40-74N) and 95 degrees on a longitude (80-175E). The cloudiness was calculated for three latitudinal zones defined by orographical features (by basic latitudinal watersheds): southern zone 40-56N; central zone 56-66N; northern zone 66-74N.

The correlation of a cloudy cover of the North-Asian region with cosmic ray for decreases of cosmic ray intensity when index AE > 300 nT are obtained. There is the anticorrelation of cloudy cover and intensity of cosmic ray flux for the 18 events of Forbushdecrease when AE < 300 nT. Correlation coefficient between variations of cosmic rays intensity and total cloudiness of all three zones for Forbush-decrease event in 21.05.2000 was R = -0.68.

Under variations of cosmic ray flux the variations of ratio between cloudiness of zones are observed. It can be explained by latitudinal displacement of western cyclone ways on the depending on solar activity.

Изучению вариаций облачного покрова земли при изменениях интенсивности потока космических лучей посвящен ряд работ группы М.И. Пудовкина - пионеров исследования влияния космических лучей на процесс формирования облачности [1, 2].

Анализ облачности нами проводился по данным спутников NOAA, полученным на станции в Якутске [3, 4, 5]. Рассмотрена площадь покрытия облачностью региона с континентальным климатом: 34° по широте (40°- 74° с.ш.) и 95° по долготе (80° до 175° в.д.). Данные по облачности рассчитывались для трех широтных зон, определяемых орографическими границами – основными широтными водоразделами: южная зона от 40° до 56° с.ш.; центральная зона от 56° до 66° с.ш. и северная зона от 66° до 74° с.ш.

Был проведен анализ вариаций плотности облачного покрова за 2000 г. (год максимума солнечной активности в 23-ем цикле) в зависимости от изменения интенсивности космических лучей (КЛ) методом наложения эпох, когда в день начала Форбуш-понижения среднесуточный АЕ- индекс не превышал 300 нТл (18 событий) и при AE>300 нТл (12 событий). За нулевой день t=0 был взят первый день начала Форбушпонижений. Использовались данные нейтронного монитора CT. Москва [http://helios.izmiran.rssi.ru/cosray/events00.htm] космофизических И Института исследований аэрономии Ю.Г. Шафера CO PAH И ИМ. [http://www.ysn.ru/ipm/neutron ykt.htm].

Наиболее значимая зависимость плотности облачного покрова от интенсивности КЛ наблюдалась нами в центральной зоне. Эта зависимость приведена на Рис.1, где приведены вариации полной облачности в центральной зоне, вариации интенсивности космических лучей и даты Форбуш-понижений КЛ (критические дни). Видно, что всем Форбуш-понижениям КЛ соответствуют понижения плотности общей облачности. А коэффициент корреляции между общей облачностью и интенсивностью КЛ для июля -

августа составляет 0.39 (p<0.05). Это объясняется большим количеством Форбушпонижений, наблюдаемых в эти месяцы.

Коэффициент корреляции между интенсивностью потока космических лучей и полной облачностью всех трех зон для Форбуш-понижения (3%) 21 мая 2000 г. R= - 0.68. Это указывает на антикорреляцию плотности облачного покрытия Северо-азиатского региона с интенсивностью потока КЛ, принимая во внимание усредненные данные по всем 12 Форбуш-понижениям при AE<300 нTл.

На Рис. 2 показаны вариации общей облачности в трех широтных зонах 21 мая 2000 года. Из графика видно, что в северной зоне рост плотности облачного покрова начинается сразу после начала Форбуш-понижения, и максимум плотности наблюдается через сутки. Через двое суток после начала Форбуш-понижения начинается рост облачности в центральной и южной зоне. Максимум облачности в южной зоне наступает на четвертые, а в центральной - на пятые сутки. На наш взгляд, продолжение роста облачности до пятых суток после начала Форбуш-понижения и его более мягкий спад можно объяснить широтным смещением облачности.



Рис.1. Вариации облачного покрова в центральной зоне и интенсивности потока космических лучей 03.07-31.08.2000 г. Треугольниками отмечены даты начала Форбуш-понижений потока КЛ (критические дни).



Рис. 2. Вариации полной облачности в трех широтных зонах и интенсивности потока космических лучей 19-29 мая 2000 г.

Рассмотрены отношения плотности облачности в центральной зоне к плотности облачности в северной и южной зоне. Причем, из отношений вычтены средние значения на временном интервале эпохи (19 – 29 мая 2000 г.). Эти преобразованные отношения характеризуют широтный сдвиг облачности (рис. 3).



Рис. 3. Отношения облачности «Ц/С», «Ц/Ю» с вычетом средних значений на интервале эпохи, показывающие сдвиг облачности с северной и южной зон к центру во время Форбуш-понижения ГКЛ. Треугольником на горизонтальной оси обозначен критический день.

Из Рис. 3 видно, что сдвиг облачности с севера к центру начался на третьи сутки после начала Форбуш-понижения, а в первые сутки наблюдался незначимый сдвиг от центра к северу. Сдвиг с юга к центру наблюдался на четвертые сутки. Этим можно объяснить более мягкий спад облачности после максимума в центральной зоне. Реакция плотности облачного покрытия на Форбуш-понижение КЛ для разных широтных зон несколько смещена по времени. Аналогичная картина отношения облачности в широтных зонах наблюдается для усредненных 12 событий Форбуш-понижений при AE>300 нТл.

Отношения облачности в широтных зонах для усредненных 12 событий Форбушпонижений при AE>300 нТл показано на Рис. 4, на котором наблюдается широтное смещение реакции плотности облачного покрова на изменение интенсивности потока КЛ по времени с северной и южной зон к центральной.



Рис. 4. Отношения облачности в широтных зонах для усредненных 12 событий Форбуш-понижений при AE>300 нТл. Нулевой день – начало Форбуш-понижений космических лучей

Вывод о широтном смещении находится в соответствии с выводами работы А.Л. Морозовой и М.И. Пудовкина [6], сделанными по данным метеостанций в Северной Евразии за предыдущий нашим спутниковым наблюдениям тридцатилетней период и с выводами обзорной работы О.М. Распопова и С.В. Веретененко [7]. Выявлена корреляция степени облачного покрова Северо-азиатского региона с интенсивностью потока космических лучей (при Форбушпонижениях более 3% и антикорреляция при более слабых Форбуш-понижениях.

Для AE>300 нТл наблюдается понижение облачности после начала Форбушпонижения интенсивности космических лучей, что соответствует положительной корреляции, и при AE<300 нТл наблюдается антикорреляция плотности облачного покрытия Северо-Азиатского региона с интенсивностью потока космических лучей.

При Форбуш-понижениях на территории Северной Азии наблюдается изменение соотношения облачного покрова на северных центральных и южных широтах, что может быть объяснено широтным смещением путей западных циклонов в зависимости от солнечной активности.

Работа поддержана грантами РФФИ 08-02-00348-а, 09-05-98540-р\_восток\_а и программами Президиума РАН 16, ФАНИ г.к. 02.740.11.0248 и РНП 2.1.1/2555.

#### Литература

1. Веретененко С.В., Пудовкин М.И. Широтная зависимость эффектов солнечной активности в вариациях прихода суммарной радиации // Геомагнетизм и аэрономия. 1999. Т. 39. №6. С. 131-134.

2. Thejll P., Morozova A. L., Pudovkin M. I. Variations of atmospheric pressure during solar proton events and Forbush decreases for different Latitudinal and synoptic zones. //International journal of geomagnetism and aeronomy. 2002 Vol. 3, NO.2. P. 181-189.

3. Соловьев В.С., Козлов В.И. Исследование пространственно-временной динамики лесных пожаров и облачности в Северо-Азиатском регионе по данным спутников NOAA // Оптика атмосферы и океана, 2005. Т.18, № 01-02. С.146-149.

4. V.S. Solovyev, V.I. Kozlov, M.S. Vasil'ev, N.B. Andreev, V.V. Belov, S.V. Afonin, M.V. Angel. Investigation of Forest Fires in Yakutia (1998-2005) on Data of Remote Sensing // Proceedings of International Workshop on "Tropical Rain Forest and Boreal Forest Disturbance and Their Affects on Global Warming", University of Palangka Raya, Indonesia, 16-18 September 2006, pp. 8-14.

5. Соловьев В.С., Козлов В.И. Облачное покрытие Северо-Восточной Азии в максимуме и минимуме 11-летнего солнечного цикла // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов // Москва, ООО «Азбука-2000». Сборник научных статей, Вып. 3, 2006, Т.1, стр. 321-325.

6. Морозова А. Л., Пудовкин М. И. Климат Центральной Европы XVI-XX вв. и вариации солнечной активности // Геомагнетизм и Аэрономия. 2000.Т. 40. № 6. С. 68-75.

7. Распопов О.М., Веретененко С.В. Солнечная активность и космические лучи: влияние на облачность и процессы в нижней атмосфере (памяти и к 75-летию М.И. Пудовкина) // Геомагнетизм и Аэрономия. 2009.Т. 49. № 2. С. 147-155.

# ОХЛАЖДЕНИЕ ИОНОВ В ПЛАЗМОСФЕРЕ НА НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ МАГНИТНОЙ БУРИ: МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ТЕМПЕРАТУРЫ. ION COOLING IN THE PLASMASPHERE DURING MAGNETIC STORM INITIAL PHASE: MODELING THE PROTON TEMPERATURE DYNAMICS.

#### Г.А. Котова, М.И. Веригин, В.В. Безруких

Институт космических исследований РАН, Москва, kotova@iki.rssi.ru

В.В. Богданов, А.В. Кайсин

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, п. Паратунка, Камчатка, vbogd@ikir.ru

The effect of ion temperature decreasing at L < 3 during geomagnetic storm development was recently revealed by INTERBALL 2 and MAGION 5 thermal plasma data. A model of proton drift outward from the Earth caused by magnetic field decreasing in the inner plasmasphere is considered. Conservation of the first adiabatic invariant results in proton cooling during their outward motion. It is shown that model temperatures well agree with experimental data.

Характеристики плазмы в плазмосфере Земли, структура и динамика ее границы плазмопаузы - чрезвычайно чувствительны к геомагнитным возмущениям в магнитосфере. Зависимость положения плазмопаузы от геомагнитной активности, процессы опустошения и заполнения плазмосферы подробно исследовались теоретически и экспериментально [1,2]. По данным измерений холодной плазмы на космическом аппарате ИНТЕРБОЛ-2 (1996 г.) и на его субспутнике МАГИОН-5 (1999-2000 гг.) были получены распределения плотности и температуры тепловых протонов в плазмосфере Земли. По этим измерениям во время развития небольших и умеренных магнитных бурь было обнаружено, что во внутренней плазмосфере температура падала на главной фазе бури, а на фазе восстановления часто возрастала до значений, превышающих наблюдавшиеся перед бурей в магнито-спокойный период [3,4]. В настоящей работе будет рассмотрен физический механизм, приводящий к понижению температуры плазмы при уменьшении магнитного поля во внутренней плазмосфере на главной фазе магнитой бури, и полученные теоретические результаты сопоставлены с измерениями на спутниках ИНТЕРБОЛ-2 и МАГИОН-5.

# Модель дрейфа ионов во внутренней плазмосфере во время магнитной бури.

Рассмотрим простую модель возмущения магнитного поля в плоскости геомагнитного экватора вблизи Земли при возрастании симметричного кольцевого тока во время магнитной бури. Пусть *E* – дополнительное вихревое электрическое поле, появляющееся из-за изменения

пусть E – дополнительное вихревое электрическое поле, появляющееся из-за изменения магнитного поля  $\partial B / \partial t$ :

$$rot\mathbf{E} = -\frac{1}{c}\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}.$$
 (1)

В экваториальной плоскости и это поле E, и магнитное поле B имеют по одной компоненте в цилиндрической системе координат (r,  $\phi$ , z), в которой ось z направлена вдоль оси диполя:

$$\mathbf{E} = \mathbf{\Phi}, \quad E_{\varphi}(r,t), \quad \mathbf{0} : \mathbf{B} = \mathbf{\Phi}, \quad \mathbf{0}, \quad B_{z}(r,t) :, \quad (2)$$

где  $B_z(r,t) = B_e \cdot \mathbf{Q}/r \overset{\mathfrak{T}}{\to} + B_{dst}(t)$ ,  $B_e$  – стационарное поле на поверхности Земли на экваторе,  $B_{dst}$  – дополнительное магнитное поле, связанное с бурей,  $r_e$  – радиус Земли.

$$\frac{1}{r}\frac{\partial(rE_{\varphi})}{\partial r} = -\frac{1}{c}\frac{\partial B_{z}(r,t)}{\partial t} = -\frac{1}{c}\frac{\partial B_{dst}(t)}{dt}, \quad \partial(rE_{\varphi}) = -\frac{1}{c}\frac{\partial B_{dst}(t)}{dt}r\partial r, \qquad E_{\varphi}(r,t) = -\frac{r}{2c}\frac{\partial B_{dst}(t)}{dt}.$$
(3)  
С учетом (3) скорость радиального дрейфа

$$V_{dr} = c \frac{E_{\varphi}(r,t)}{B_{z}(r,t)} = -\frac{r}{2B_{z}(r,t)} \frac{dB_{dst}(t)}{dt}.$$
 (4)

С этой скоростью за время *dt* протон продрейфует на расстояние

$$dr = V_{dr}dt = c \frac{E_{\varphi}(r,t)}{B_{z}(r,t)} = -\frac{r}{2B_{z}(r,t)} dB_{dst} .$$
(5)

Таким образом, получено дифференциальное уравнение:

$$\frac{dr}{dB_{dst}} = -\frac{r}{2(B_e \cdot \P_e/r)^3 + B_{dst})}.$$
(6)

Решение этого уравнения:

$$B_{dst} - B_{dst}^{in} = 2B_e \left(\frac{r_e}{r}\right)^3 \left(1 - \frac{r}{r_{in}}\right),\tag{7}$$

где  $r_{in}$  - первоначальный радиус дрейфовой оболочки протона при  $B_{in} = B_e \cdot \P_e / r_{in} \xrightarrow{3} + B_{dst}^{in}$ . Так как  $B_{dst} - B_{dst}^{in} < 0$  во внутренней плазмосфере во время магнитной бури, то  $r > r_{in}$  и протоны дрейфуют от Земли.

Поток дипольной составляющей магнитного поля через дрейфовую оболочку:

$$\Phi_d(r) = \int_0^r \frac{B_e r_e^3}{r^3} 2\pi r dr = -\int_r^\infty \frac{B_e r_e^3}{r^3} 2\pi r dr = -\frac{2\pi B_e r_e^3}{r}, \qquad (8)$$

и решение (7) может быть записано как:

$$\Phi_d(r) + \pi r^2 B_{dst} = \Phi_d(r_{in}) + \pi r_{in}^2 B_{dst}^{in}, \qquad (9)$$

т.е. в виде сохранения полного потока магнитного поля через дрейфовую оболочку (третий адиабатический инвариант). Так как при выводе уравнения (6) протону не требовался полный оборот вокруг Земли, то (8, 9) могут быть использованы и для более быстрых процессов. По-

видимому, для их применимости достаточно, чтобы 
$$\frac{\partial B}{\partial t} au_c << B$$
.

Чтобы найти  $r_{in}$  – расстояние от центра Земли, откуда стартовал протон, придрейфовавший на  $r = r(B_{dst})$ , достаточно решить уравнение (7) линейное относительно  $r_{in}$ . При  $B_{dst}^{in} \approx 0$ :

$$\frac{r_{in}}{r_e} = \frac{r/r_e}{1 - \frac{B_{dst}}{2B_e} \left(\frac{r}{r_e}\right)^3} \,. \tag{10}$$

Посмотрим теперь, как изменится температура протона при дрейфе. Из условия сохранения первого адиабатического инварианта T/B = const, очевидно, что при уменьшении магнитного поля ( $B_{dst} < 0$ ) температура также уменьшается:

$$\frac{T_{in}}{B_{in}} = \frac{T_r}{B_z(r,t)} \text{ или } T_r = \frac{T_{in}}{B_{in}} B_z(r,t) = T_{in} \frac{B_{in} \cdot \P_{in}/r \cdot P + B_{dst}}{B_{in}} = T_{in} \left( \left(\frac{r_{in}}{r}\right)^3 + \frac{B_{dst}}{B_e} \left(\frac{r}{r_e}\right)^3 \left(\frac{r_{in}}{r}\right)^3 \right), \quad (11)$$

где  $T_{in}$  –температура протона до начала возмущения на расстоянии  $r_{in}$  от центра Земли. Таким образом, изменение температуры протонов на оболочке r можно оценить как:

$$\frac{T_r}{T_{in}} = \frac{1 + \frac{B_{dst}r^3}{B_e r_e^3}}{\left(1 - \frac{B_{dst}r^3}{2B_e r_e^3}\right)^3}.$$
(12)

При степенном профиле температуры в плазмосфере до бури  $T_{in} = T_{inr}(r_{in}/r)^p$  с температурами  $T_{in}$  и  $T_{inr}$  на расстояниях  $r_{in}$  и  $r_{i}$  изменение температуры протонов на оболочке r:

$$\frac{T_r}{T_{inr}} = \frac{1 + \frac{B_{dst}r^3}{B_e r_e^3}}{\left(1 - \frac{B_{dst}r^3}{2B_e r_e^3}\right)^{3+p}}.$$
(13)

Линеаризация этого выражения при p = 0 приводит к известным оценкам [напр., 5] изменения T при медленных изменениях  $B_{dsi}$ :

$$T_r = T_{inr} + \frac{5}{2} \cdot \frac{B_{dst} r^3}{B_e r_e^3} T_{inr} \,. \tag{14}$$

На рис.1 показаны изменения температуры протонов в соответствие с выражением (13) во время магнитной бури при различных возмущениях поля  $B_{dst}$  и различных показателей степени *p*. Видно, что, например, на L = 3 температура протонов может упасть в 2 раза при  $B_{dst}$  = -200 нТ. Так как профиль температуры во внутренней плазмосфере при невозмущенных условиях может быть



Рис.1 Отношение начальной, соответствующей спокойным геомагнитным условиям, температуры протонов, находящихся на расстоянии r от центра Земли в экваториальной плоскости, к температуре протонов на том же расстоянии после воздействия магнитного возмущения  $B_{dst}$  различной величины (соотношение, обратное (13)), при двух разных показателях степени p начального профиля температуры.

гораздо более крутым, чем рассмотрено на рис.1 (p > 1.5), температура протонов может существенно уменьшаться и во время небольших магнитных бурь.

# Сравнение модельных расчетов с экспериментальными данными.

В расчетах величина  $B_{dst}$ определялась по значениям ежеминутных индексов SYMH и ASYH.

Во время магнитной бури возмущение магнитного поля во внутренней магнитосфере в основном связано с околоземным кольцевым током. Так как интенсивность кольцевого тока во время магнитной бури обычно больше в вечерние и ночные часы местного времени [6], можно ожидать, что дополнительный дрейф протонов от Земли больше в вечерние и ночные часы. Для оценки возмущения магнитного поля над ночной стороной Земли мы использовали величину  $B_{dst} = SYMH - ASYH / 2$ , по абсолютной величине бо́льшую, чем *Dst* (или *SYMH*), а для дневной стороны -  $B_{dst} = SYMH + ASYH / 2$ .

На рис.2 представлены распределения плотности и температуры протонов, измеренные 22-23 октября 1996 г. на ИНТЕРБОЛе-2 вблизи геомагнитного экватора в позднем вечернем секторе. Тонкими линиями на панелях 3 и 4 показаны профили температуры, пересчитанные по начальному профилю температуры  $T_{in}$  панели 1 при  $B_{dst} = SYMH - ASYH / 2 = -130$  нТ и -85 нТ, соответственно. Для оболочки  $L = r/r_e$ , для которой мы собираемся рассчитать температуру, по формуле (10) определялась начальная оболочка  $L_{in} = r_{in}/r_e$ , откуда стартовали наблюдавшиеся на Lпротоны. Затем, используя измеренную перед магнитной бурей температуру протонов на оболочке  $L_{in}$ , по формуле (12) рассчитывалась температура  $T_r$  на оболочке L. Видно достаточно хорошее согласие измеренных рассчитанных значений температур.

Измерения на МАГИОНе 5 в дневной плзмосфере при MLT = ~9 час. в октябре 1999 г. показаны на рис. 3. Во время бури температура протонов, также как и на ночной стороне, уменьшается, причем образуется даже минимум на температурном профиле при  $L \approx 2.7$ . Профиль температуры, рассчитанный в приближении дрейфа протонов в экваториальной плоскости по начальному профилю 1 ( $T_{in}$ ) при  $B_{dst}$  = -41 нT, показан тонкой линией на температурной панели 2.



Рис.2 Плотность (внизу) и температура (вверху) тепловых протонов, измеренные на спутнике ИНТЕРБОЛ-2 22-23 октября 1996 г. при последовательных пролетах спутника через плазмосферу при 20.1 – 22.5 МLТ на геомагнитной широте –-20° - +20°. Номера на графиках слева соответствуют временам, отмеченным на правом графике, показывающем вариации *SYMH* – индекса (<u>http://swdcdb.kugi.kyoto-u.ac.jp/</u>). Заштрихована область *SYMH* ± *ASYH* / 2. Тонкие линии на температурных графиках 3 и 4 - профили температуры, рассчитанные в приближении дрейфа протонов в экваториальной плоскости по начальному профилю 1 ( $T_{in}$ ) при  $B_{dst}$  = -130 нТл и -85 нТл, соответственно.



Рис. 3 То же, что на рис.2 для измерений в дневной плазмосфере на МАГИОНе-5 при 10.0 MLT вблизи геомагнитного экватора во время небольшой магнитной бури. Линии со стрелками показывают положения плазмопаузы.

глубже в плазмосфере. Используемые значения L изменялись в диапазоне 2.65 – 3.25. При этом геомагнитная широта  $\lambda_{\text{теом.}}$  менялась в диапазоне -2° - +9°, то есть вблизи магнитного экватора, а



Рис. 4 Сравнение температуры в плазмосфере, наблюдавшейся во время магнитных бурь на спутнике Магион 5 вблизи геомагнитного экватора, с температурой, рассчитанной по измеренной до начала бури. Пунктирная линия – зависимость  $T_{r,\mu a \delta n} = 0.95 T_{r}$ .

Согласие рассчитанных и измеренных температур внутри плазмосферы вполне удовлетворительное.

Всего для спутника найдено 12 МАГИОН 5 случаев пересечений плазмосферы во время геомагнитных бурь, когда имелись данные 0 температуре протонов [7]. Для каждого этих ИЗ пролетов спутника для анализа И расчетов по формулам (14, 15) была выбрана одна L - оболочка, расположенная возможно

маназопе 2 тур, то сеть волизи магниного экватора, а местное время было произвольным. На рис. 4 сопоставлены температуры протонов, наблюдавшиеся в период вблизи минимума *Dst* во время магнитных бурь  $T_{r, набл}$ , с температурами  $T_r$ , рассчитанными на тех же L – оболочках по температурам, зарегистрированным до начала бури. Видно, что согласие рассчитанных и измеренных температур очень хорошее –  $T_{r, набл} = 0.95T_r$ , коэффициент детерминации  $R^2 = 0.987$ . Между тем, небольшое превышение рассчитанной температуры  $T_r$ над наблюдаемой  $T_{r, набл}$ , может говорить о наличии дополнительного механизма охлаждения плазмы.

образом, Таким показано, что модель перемещения дрейфовой оболочки от Земли, вызванного уменьшением магнитного поля во внутренней плазмосфере при развитии магнитной бури, удовлетворительно описывает понижение температуры протонов вблизи экваториальной плоскости.

Работа выполнена при частичной поддержке программ РАН П16 и ОФН15.

### Литература

1. Lemaire J.F., Gringauz K.I., The Earth's Plasmasphere, Cambridge University Press, 350 p., 1998.

2. Котова Г.А., Плазмосфера Земли. Современное состояние исследований (Обзор), Геомагнетизм и аэрономия, 47(4), 435-449, 2007.

3. Котова Г.А., Веригин М.И., Безруких В.В., Вариации физических характеристик плазмосферы Земли в магнитоактивные периоды, Сборник докладов IV международной конференции "Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений", 14-17 августа 2007г., с. Паратунка Камчатской обл., Дальневосточное отделение РАН, Институт космофизических исследований и распространения радиоволн, Петропавловск-Камчатский, ISBN 5-7442-1446-1, стр. 55-59, 2007.

4. Kotova G., Bezrukikh V., Verigin M., Smilauer J., New aspects in plasmaspheric ion temperature variations from INTERBALL 2 and MAGION 5 measurements, J. Atm. Solar-Terr. Phys., 70(2-4), 399-406, 2008.

5. Редерер Х., Динамика радиации, захваченной геомагнитным полем. М.: Мир, 192 с. 1972.

6. Brandt P. C., Ohtani S., Mitchell D. G., Fok M.-C., Roelof E. C., Demajistre R., Global ENA observations of the storm main phase ring current: Implications for skewed electric fields in the inner magnetosphere, Geophys. Res. Lett., 29(20), 1954, doi:10.1029/2002GL015160, 2002.

7. Веригин М.И., Котова Г.А., Безруких В.В., Богданов В.В., Кайсин А.В., Дрейф ионов во внутренней плазмосфере Земли во время магнитосферных возмущений и динамика температуры протонов, Геомагнетизм и аэрономия, 50, 2010.

# ИОНИЗАЦИЯ ПОЛЯРНОЙ АМОСФЕРЫ РЕЛЯТИВИСТКИМИ ЭЛЕКТРОНАМИ В ПЕРИОД ГЕОМАГНИТНЫХ БУРЬ ОКТЯБРЯ-НОЯБРЯ 2003 ГОДА И ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВЛЯЮЩИХ: ЧИСЛЕННОЕ ТРЕХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

# IONIZATION OF THE POLAR ATMOSPHERE BY RELYATIVISTIC ELECTRONS DURING GEOMAGNETIC STORMS OF OCTOBER-NOVEMBER 2003 AND CHANGES IN CHEMICAL CONSTITUENTS: THREE-DIMENSIONAL MODEL SIMULATIONS

# А. А. Криволуцкий<sup>1</sup>, Т. Ю. Вьюшкова<sup>1</sup>, А.И. Репнев<sup>1</sup>, М. Вессинг<sup>2</sup>, Л.А. Черепанова<sup>1</sup>, М.В. Банин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Центральная аэрологическая обсерватория (Росгидромет), Россия, alexei.krivolutsky@rambler.ru <sup>2</sup>Университет г. Оснабрук, Германия, MaikWissing@gmx.de

Polar regions are the arears where we can see a strong manifestation of atmospheremagnitosphere interactions. Such interactions often occur via energetic particle influence: solar protons and relyativistic electrons precipitating from radiation belts during geomagnetic storms. Energetic particles can penetrate below 100 km into the polar atmosphere sometimes reaching the stratospheric levels wasting its energy and causing strong ionization (each 35 eV gives one pair of ions). It was shown by the theory (and supported by observations) that the ionization induced by the particles leads to additional production of NOx and HOx chemical compounds destroying ozone in catalytic cycles. Then such produced by the paticles amounts of NOx can be transported download in presence of the steady polar vortex. One of the strongest geomagnetic storms accompained by a strong Solar Proton Eevent (SPE) occured in October-November 2003. The response of atmospheric chemical composition in both polar regions was studied with CAO\_3D photochemical-transport model. The wind components used in the advection scheme of the photochemical model have been taken from model runs with GCM /CAO/COMMA; Krivolutsky et al., 2006/. GCM was also used to investigate changes in circulation and temperature caused by particle-induced ozone variations. In order to calculate ionization rates induced by relyativistic electrons and solar protons during late October-November, corresponding proton and electron fluxes in different energetic canals from GOES-10/11 and POES-15/16 have been used. The Atmospheric Ionization Module Osnabruck - AMOS /Wissig and Kallenrode, 2009/ was used to calculate 3D fields of ionization rates separately from electrons and protons. Photochemical simulaions showed that Northern and Southern polar regions have different response in chemical composition to energetic particles during the period of geomagnetic storms in October-November 2003.

Частицы высоких энергий могут проникнуть ниже 100 км в полярной атмосфере иногда, достигая стратосферных уровней, расходуя энергию на ионизацию (каждые 35 эВ дает одну пару ионов). Теоретический анализ и фотохимическое моделирование показали (сейчас это подтверждается наблюдениями), что ионизация, вызванная частицами, приводит к дополнительному образованию «нечетного азота» (NOx) и «нечетного водорода» (HOx), далее разрушающих озон в каталитических химических циклах. Далее NOx может быть переносится в стратосферу в условиях нисходящих движений в случае устойчивого полярного вихря. Сильные геомагнитные бури, сопровождавшиеся солнечным протонным событием (СПС) наблюдались в период октября-ноября 2003 года. Отклик атмосферной химической системы в обеих полярных областях исследован с помощью трехмерной фотохимической модели ЦАО (CAO\_3D). Компоненты ветра, использованные в адвективной схеме фотохимической модели, были взяты из расчетов по модели общей циркуляции. Модель общей циркуляции была также использована, чтобы исследовать изменения в циркуляции и температуре, вызванные изменениями озонного нагрева. Для вычисления скоростей ионизациями, вызванных РЭ и СКЛ были данные о потоках протонов и электронов в различных энергетических каналах, измеренных на спутниках GOES-10/11 и POES- 15/16. Atmospheric Ionization Module Osnabruck - АМОС был использован, для вычисления трехмерной структуры областей ионизации отдельно для электронов и протонов. Результаты численного моделирования показали, что Северные и Южные полярные регионы имеют различный отклик на воздействие энергичных частиц, как в химическом составе, так и в циркуляции вследствие расширения полярного овала в течение геомагнитного шторма и эффекта переноса. Результаты иллюстрируют, как полярные регионы могут повлиять на состав низких широт.

# 1. Введение

Впервые разрушение озона в высоких широтах, вызванное солнечными энергичными протонами, были зафиксированы по измерениям со спутника Nimbus-4 [2] после вспышки на Солнце 4 августа 1972. Теоретические исследования, проведенные после обнаружения этого эффекта [7], показали, что ионизация атмосферы, вызванная торможением энергичных частиц, приводит в итоге к дополнительному образованию молекул окиси азота и радикала ОН, которые должны каталитически разрушать озон. Например, в таких химических циклах:

$$NO + O3 \rightarrow NO2 + O2$$
  

$$\underline{NO2 + O \rightarrow NO + O2}$$
  

$$O3 + O \rightarrow O2 + O2$$
  

$$OH + O \rightarrow H + O2$$
  

$$\underline{H + O3 \rightarrow OH + O2}$$
  

$$OH + O3 \rightarrow O2 + O2$$

При этом каждая пара ионов, образующихся при торможении солнечных протонов в атмосфере, приводит к образованию 1.25 атомов азота и 2.0 молекул радикала ОН.

В дальнейшем, различными группами был выполнен цикл работ по фотохимическому моделированию отклика озона на СПС различной мощности [3,5]. Обзор работ и состояние вопроса можно найти в публикациях авторов данной статьи [1, 4].

В настоящей работе с помощью численной трехмерной фотохимической модели, разработанной в Лаборатории химии и динамики атмосферы ЦАО, исследована реакция полярной озоносферы на воздействие потоков солнечных протонов и релятивистких электронов в возмущенный период октября-ноября 2003 года.

### 2. Численное фотохимическое моделирование

## 2.1 Краткое описание модели

Уравнение неразрывности для химической примеси записывается в виде:

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + U \frac{\partial \mu}{a \cos \theta \partial \lambda} + V \frac{\partial \mu}{a \partial \theta} + W \frac{\partial \mu}{\partial z} = P_{AB} - L\mu$$
(1)

где  $\mu$  - отношение смеси какой-либо химической компоненты,  $\lambda$  - долгота,  $\theta$  - широта, z - высота однородной атмосферы), P - давление и  $P_0$  = 1013 мб, a - радиус Земли;  $P_{AD}$ . фотохимические источники, записанные в адвективной форме, L - характеристики фотохимических стоков; U, V и W - компоненты скорости в направлении  $\lambda$ ,  $\theta$ , и z. Для решения фотохимической части системы уравнений (1) был использован метод /6/ химических "семейств", позволяющий увеличить шаг интегрирования по времени. Соответствующие химические "семейства" были выбраны следующим образом //:

$$\begin{split} &Ox=O(^1D)+O(3P)+O_3\\ &HOx=H+OH+HO_2+2H_2O_2\\ &NO_Y=N+NO+NO_3+2N_2O_5\ +HNO_3+CLNO_3\\ &Cly=CL+CLO\ +HOCL\ +HCL\ +CLNO_3 \end{split}$$

Помимо химических компонент, входящих в "семейства", модель [5] содержит так называемые «источниковые» газы: H2, N2O, CH4, H2O, CL4, CF2CL2, CFCL3, CH3CL, O2. Кроме того, в модели задано вертикальное распределение концентрации молекул воздуха, которое определяет скорость реакций тройных соударений. Всего, такими образом, в фотохимическом блоке модели описывается взаимодействие между 30-ю химическими компонентами, участвующими в 73 газофазных химических рекациях и 38 реакциях фотодиссоциации. При решении уравнений переноса для химических "семейств" и газов-источников использовались фиксированные (независящие от времени) граничные условия.

Для решения уравнений переноса (1) был реализован метод Пратера, использование которого при тестовых расчетах, показало, что ошибка этого метода по отношению к аналитическому решению не превышает 1%. Необходимые глобальные распределения компонент ветра и поля температуры предварительно рассчитывались с помощью модели общей циркуляции [5].

# 2.2 Результаты фотохимического моделирования

Потоки протонов и электронов в различных энергетических каналах, измеренных на спутниках GOES- 10/11 и POES- 15/16. Atmospheric Ionization Module Osnabruck - AMOC [8] были использованы для вычисления трехмерной структуры областей ионизации отдельно для электронов и протонов в период геомагнитных возмущений октября-ноября 2003 года. Рассчитанные скорости ионизации использовались в модели для расчета дополнительных источников образования «нечетного» водорода и «нечетного» азота. На Рис. 1,2 приведены результаты расчетов скорости ионизации протонами и электронами в рассматриваемый период в высоких широтах южного полушария.



Рис. 1 Скорости ионизации (расчет по данным спутниковых измерений) южной полярной атмосферы электронами.

Рис. 2 Скорости ионизации (расчет по данным спутниковых измерений) южной полярной атмосферы протонами.

На рис. 3 представлены результаты расчета отклика содержания озона (%) по сравнению с невозмущенными условиями (26 октября 2003 года). Видно, что озон сильно разрушен в мезосфере и верхней стратосфере в период усиления ионизации. Это разрушение обусловлено в первую очередь дополнительным образованием «нечетного» водорода. Последующее разрушение, в том числе и на более низких высотах, вызвано каталитическим разрушением в химическом цикле с участием молекул семейства «нечетного» азота.



Рис. 3. Изменение озона (%) в высоких широтах южного полушария, вызванные воздействием электроном и протонов в период геомагнитных возмущений октября-ноября 2003 года (расчет по трехмерной фотохимической модели)

### 3. Заключение

Представленные модельные расчеты демонстрируют фотохимический отклик полярной озоносферы на воздействие корпускулярных потоков (электронов и протонов). Совместный анализ результатов моделирования и спутниковых наблюдений [6] показал достаточно хорошее соответствие. В тоже время модельные расчеты дают несколько завышенное изменение содержания азотных окислов, что требует, вероятно, уточнения значений эффективности их образования на каждую пару ионов, образующихся при торможении частиц космического происхождения в атмосфере Земли.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект № 09-05-009949) и в рамках контракта № 1-6-08 с ААНИИ Росгидромета (подпрограмма "Изучение и Исследование Антарктики" ФЦП «Мировой океан»).

# Литература

- 1. Криволуцкий А.А., Куминов А.А., Репнев А.И. Влияние космических лучей на озоносферу Земли (обзор)// Геомагнетизм и аэрономия, Т.З9. №3. С. 243-252. 1999.
- 2. Heath D. F., Krueger A. J., Crutzen P. J., Solar proton event: Influence on stratospheric ozone, // Science, V. 197. P. 886. 1977.
- 3. Jackman, C., R. D. McPeters, G.J. Labow, and E.L. Fleming, Northern Hemisphere atmospheric effects due to the July 2000 solar proton event // Geophys. Res. Lett., V. 28, №15. P. 2883-2886. 2001.
- 4. Krivolutsky A.A., History of cosmic ray influence on ozone layer of the Earth key steps // Adv. in Space Res., V. 31, P. 2127-2138. 2003.
- Krivolutsky, A.A., Klyuchnikova A.V., Zakharov G.R., Vyushkova T.Yu., Kuminov A.A. Dynamical response of the middle atmosphere to slar proton event of July 2000: Three-dimensional model simulations // Adv. in Space Res., V.37. P. 1602-1613. 2006.
- Lopez-Puertas, M., Funke, B., Gil-Lopez, S., et al., Observation of NOx enhancement and ozone depletion in the Northern and Southern Hemispheres after the October-November 2003 solar proton events // J. Geophys. Res., V.110. A09S43. doi:10.1029/2005JA01 1050/ 2005.
- 7. Porter, H.S., C. Jackman, and A.E.S. Green, Efficiences for production of atomic nitrogen and oxygen by relativitic proton impact in air // J. Chem. Phys., V.65. P.154. 1976.
- Wissing J.M., Kallenrode M.-B., Atmospheric Ionization Module Osnabruck (AIMOS): A 3-D model to determine atmospheric ionization by energetic charged particles from different populations. J. Geophys. Res., V.114. A06104. doi:10.1029/2008JA013884. 2009.

# ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ НА ОБЛАЧНОСТЬ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

# INFLUENCE OF SOLAR ACTIVITY ON CLOUD COVER IN NORTH-EASTERN ASIA В.С. Соловьев, В.И. Козлов, М.С. Васильев

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, г. Якутск E-mail: <u>v.kozlov@ikfia.ysn.ru</u>

Influence of solar-terrestrial relationships on spatial-temporal dynamics of cloudiness in northeastern Asia in IKFIA SB RAS.

NOAA satellite data (1997-2009) are processed. Summary maps of low, high and total cloud cover with resolution 1x1 degree are constructed. Variation cloud cover depending on phases of minimum (1997-1998, 2008-2009) and maximum (2000-2002) of 23rd solar cycle is studied.

A noticeable influence of solar activity on spatial-temporal dynamics of cloudiness is shown.

По данным спутников NOAA рассмотрены общая, низкая и высокая облачность над территорией Северо-Востока Азии (80°-170° в.д. и 40°-80° с.ш.) за период 1997-2009 гг. Анализ облачности нами проводился по данным спутников NOAA, полученным на станции в Якутске [1-3].

Фаза роста 23-го солнечного цикла началась в 1997 г., а последний пик максимума пришелся на 2001 г. Регулярный прием спутниковой информации по облачности в ИКФИА начался с 1997 г.

Построены обобщенные карты плотности облачного покрытия для общей, низкой и высокой облачности с разрешением в 1° как за весь период 1997-2009 гг., так и для периодов минимума СА (1997) и (2007-2008) и максимума СА (2001-2004 гг.) в 23-ем солнечном цикле и карта относительных изменений облачности в зависимости от СА. Облачность в масштабах сотен километров ведет себя по-разному, в зависимости от широты и орографии местности, определяясь изменением траекторий циклонов и антициклонов.



В зависимости от солнечной активности происходит широтное смещение областей с меньшей облачностью. На картах для максимума и минимума СА выделяются изменения интенсивности нескольких зональных «полос» [3], соответствующих смещению путей циклонов. Нужно также отметить, что восточнее 130-го меридиана, за горными хребтами наблюдается более сложная картина смещения облачности в периоды максимума и минимума солнечной активности, хотя основные зональные «полосы», соответствующие смещению путей движения западных циклонов, также просматриваются.

Таким образом, представления об изменении облачности в северной, центральной и южной Европе в зависимости от солнечной активности [4,5], определяющиеся смещением к центру южных и северных путей движения атлантических циклонов на восток с увеличением солнечной активности могут быть распространены на всю Евразию.

Широтный ход общей облачности для годов, выбранных в периоды максимума и минимума солнечной активности, приведен на Рис. 1. Как видно из рисунка, в годы максимума солнечной активности (2001 г. и 2002 г.) наблюдался менее крутой широтный ход, по сравнению с годами двух минимумов (1997 г., 2007 г. и 2008 г.).



Рис. 2. Широтный ход верхней и нижней облачности для периодов минимума и максимума СА.

Верхние три линии относятся к трендам широтных профилей верхней облачности в: 1997-1998 гг. (сплошная линия), 2000-2002 гг. (штриховая) и 2005-2006 гг. (пунктирная линия). Тренды нижней облачности показаны тремя нижними линиями, обозначения аналогичны.



Рис. 3. Линейные тренды широтного хода верхней (верхние три линии) и нижней (нижние три линии) облачности в 1997-1998 гг. (сплошная линия), 2000-2002 гг. (штриховая линия) и 2005-2006 гг. (пунктирная линия).

Широтный ход верхней и нижней облачности для периодов минимума и максимума солнечной активности 23-го цикла приведен на Рис. 2 и Рис.3, на котором показаны линейные тренды. Следует отметить особенность отличий широтных профилей облачности для двух соседних минимумов солнечной активности. Верхняя облачность в фазе минимума 2005-2006 гг. имеет более резкую тенденцию увеличения с широтой по сравнению с облачностью в 1997-1998 гг., аналогичное поведение, но с отрицательным трендом демонстрирует и нижняя облачность.

На фазе перехода от минимума к максимуму СА в широтном диапазоне  $45^{\circ}-70^{\circ}$  с. ш. наблюдаются более заметные вариации плотности верхнего облачного покрова по сравнению с широтами расположенными южнее или севернее этого интервала: причем, на широтах  $55^{\circ}-70^{\circ}$  с. ш. наблюдается рост облачности на ~ 5%, в то время как на широтах  $45^{\circ}-55^{\circ}$  с. ш. – наблюдается снижение на ~ 5%. Картина изменения нижней облачности носит иной характер: облачность севернее 50-й широты во время максимума СА выше, чем в минимуме, а южнее – наблюдается обратная картина. Таким образом, можно отметить, что широтные вариации облачности верхнего и нижнего ярусов антикоррелируют.

Реальная картина путей движения циклонов имеет более сложную структуру, несколько отклоняясь при своем движении на запад севернее или южнее, при столкновении с более устойчивыми блокирующими антициклоническими зонами. Тем не менее, можно отметить, что наблюдавшиеся широтные смещения облачности для Европы, в зависимости от солнечной активности в 22-м цикле [6-7], сохраняют на масштабах более тысячи километров свой характер и в 23-ем цикле от 80° до 140° в.д.

Для исследования эффектов широтной динамики облачности были использованы отношения полной облачности в центральной зоне к облачности южной и северной зон. Вариации отношений облачного покрова трех широтных зон показаны на Рис. 4.



Рис. 4. Вариации отношений облачного покрова для трех широтных зон и их нелинейная аппроксимация. Ломаная линия с черными круглыми маркерами – отношение облачности «Ц/Ю», с белыми квадратными маркерами – отношение «Ц/С», соответствующие аппроксимационные кривые – сплошная и штриховая линии. Пунктирная линия – индекс солнечной активности (*R*).

Для исследования эффектов широтной динамики облачности были использованы отношения полной облачности в центральной зоне к облачности южной и северной зон. Вариации отношений облачного покрова трех широтных зон показаны на Рис. 4. Ломаной линией, отмеченной круглыми черными маркерами, показаны вариации отношения облачности центральной зоне «Ц/Ю», а нижней линией с белыми квадратными маркерами – отношение облачности центральной зоны к облачности в северной зоне «Ц/С». Пунктирной линией показан индекс солнечной активности в числах Вольфа (W); гладкие линии – аппроксимационные кривые: верхняя (сплошная), соответствует отношению «Ц/Ю», нижняя (штриховая) – «Ц/С».

Учитывая, что доминирующая доля облачности в Североазиатском регионе приносится западными циклонами, вариации отношений облачности («Ц/Ю» и «Ц/С») можно интерпретировать как широтные смещения циклонических путей. Уменьшение отношения «Ц/Ю» и увеличение «Ц/С» с начала наблюдений до 2003-2006 гг. говорит о смещении циклонических путей с юга на север на всем диапазоне рассматриваемых широт. В 2003-2008 гг. соотношение «Ц/Ю» возрастает, восстанавливаясь к исходному значению, что можно интерпретировать, как смещение траекторий циклонов в обратном направлении – к югу. С некоторым запаздыванием (2006 г.) аналогичное поведение – возвращение к исходным значениям – показывает соотношение «Ц/С», т.е. облачность (циклонические пути) с севера смещается к югу. Следовательно, можно обоснованно говорить о широтной реакции облачности (смещении путей западных циклонов) в Восточной Сибири на уровень солнечной активности в 23-м цикле.

Такая картина широтной динамики облачного покрова соответствует представлениям об изменении облачности в северной, центральной и южной Европе в зависимости от фазы солнечной активности [6,8] и определяется меридиональным смещением южных и северных путей движения атлантических циклонов на восток с ростом солнечной активности. Реальная картина путей движения циклонов имеет более сложную структуру.

Таким образом, представления об изменении облачности в северной, центральной и южной Европе в зависимости от солнечной активности [6,8], определяющиеся широтным смещением южных и северных путей движения атлантических циклонов на восток с изменением солнечной активности могут быть распространены на всю Евразию.

Работа поддержана грантами РФФИ 08-02-00348-а, 09-05-98540-р\_восток\_а и программами Президиума РАН 16, ФАНИ г.к. 02.740.11.0248 и РНП 2.1.1/2555.

#### Литература

- 1. Соловьев В.С., Козлов В.И. Исследование пространственно-временной динамики лесных пожаров и облачности в Северо-Азиатском регионе по данным спутников NOAA // Оптика атмосферы и океана, 2005. Т.18, № 01-02. С.146-149.
- V.S. Solovyev, V.I. Kozlov, M.S. Vasil'ev, N.B. Andreev, V.V. Belov, S.V. Afonin, M.V. Angel. Investigation of Forest Fires in Yakutia (1998-2005) on Data of Remote Sensing // Proceedings of International Workshop on "Tropical Rain Forest and Boreal Forest Disturbance and Their Affects on Global Warming", University of Palangka Raya, Indonesia, 16-18 September 2006, pp. 8-14.
- Соловьев В.С., Козлов В.И. Облачное покрытие Северо-Восточной Азии в максимуме и минимуме 11-летнего солнечного цикла // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов // Москва, ООО «Азбука-2000». Сборник научных статей, Вып. 3, 2006, Т.1, стр. 321-325.
- 4. Морозова А. Л., Пудовкин М. И. Климат Центральной Европы XVI-XX вв. и вариации солнечной активности // Геомагнетизм и Аэрономия. 2000.Т. 40. № 6. С. 68-75.
- 5. Распопов О.М., Веретененко С.В. Солнечная активность и космические лучи: влияние на облачность и процессы в нижней атмосфере (памяти и к 75-летию М.И. Пудовкина) // Геомагнетизм и Аэрономия. 2009.Т. 49. № 2. С. 147-155.
- 6. Brown G.M. and John J.I. Solar cycle influences in troposphere circulation // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. 1979. № 41. P.43-52;
- Svensmark H., Friis-Christensen E.. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage a missing link in solar-climate relationships. // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.1997. V. 59. No. 11. P.1225-1232.
- 8. Tinsley B.A. The solar cycle and the QBO influences on latitude of storm tracks in the North Atlantic // Geophysical Research Letters. 1988. V. 15. № 5. P. 409-415.

# ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРЫ АНОМАЛИИ ГОРЯЧЕГО ПОТОКА (АГП) ПЛАЗМЫ У ФРОНТА ОКОЛОЗЕМНОЙ УЛАРНОЙ ВОЛНЫ. A STUDY OF HOT FLOW ANOMALY (HFA) STRUCTURE OBSERVED NEAR EARTH'S BOW SHOCK А.Ю.Шестаков и О.Л.Вайсберг

# Институт Космических Исследований ИКИ РАН, iki@cosmos.ru

This work is a study of Hot Flow Anomaly (HFA), formed near the Earth's bow shock on 03/14/96. This phenomenon was observed by Interball Tail spacecraft, data retrieved with ion spectrometer SCA-1, fluxgate magnetometer MIF-M, and electron spectrometer ELECTRON. Using these data we determined orientation of interplanetary current sheet, considered to form the anomaly. We calculated motional electric fields on both sides of HFA. It turned out that these fields were directed towards the current sheet on its both sides what corresponds to previous ideas on the reasons for HFA formation. It is considered that HFA are formed as a result of sun-directional ion reflection from the bow direction shock front in the of the current sheet. With magnetic field and plasma data we distinguished several regions within the anomaly. Using the model of Earth's bow shock we determined the speed and direction of anomaly motion. From velocities measured inside anomaly we analyzed plasma convection within HFA. It was shown than plasma velocities are directed away from the current sheet. This motion allows us to conclude that energy source is located near the current sheet. This expansion is in agreement with estimated pressure value inside HFA. Analysis of electron dynamic spectra and ion velocity distributions confirms that the anomaly consists of two parts: leading and trailing that appears to be separated current sheet as the source of heating and convective energy.

Наблюдения были проведены на хвостовом зонде проекта Интербол 13 апреля 1996 г. Использованы измерения 3-мерного ионного спектрометра СКА-1 [1], спектрометра электронов ЭЛЕКТРОН [2] и магнитометра МИФ-М [3]. СКА-1 проводил измрения интенсивности потока ионов в 960 точках пространства скоростей в шкале энергий E/q от 50 B/q до 5 кB/q за время ~ 10с. Феррозондовый магнитометр МИФ-М измерял три компонента магнитного поля с частотой 1 Гп.

В работе использована 3-мерная модель ударной волны, полученная Formisano в 1979 г. [4]. Основываясь на этой модели была построена картина взаимной ориентации ударной волны, токового слоя, соответствующих нормальных векторов к ним, а также рассчитано направление и величина электрического поля, возникающего в результате движения заряженных частиц в замагниченном потоке солнечного ветра. Полученные результаты представлены на Рисунке 1.

С использованием формулы, полученной ранее Schwartz, 2000 [5], была составлена скорость перемещения токового слоя вдоль фронта ударной волны.

$$\vec{V}_{tr} = \frac{V_{ncs}}{\sin^2 \Theta_{cs:bs}} (\vec{n}_{cs} - \cos \Theta_{cs:bs} \cdot \vec{n}_{bs})$$

Здесь  $V_{ncs}$  – проекция вектора скорости солнечного ветра  $V_{sw}$  на нормаль к токовому слою,  $\Theta_{cs:bs}$  - угол между нормалью к токовому слою  $n_{cs}$  и нормалью к ударной волне  $n_{bs}$ .

Вектор скорости солнечного ветра до ударной волны по усреднённым значениям данных определяется как V<sub>sw</sub> = (- 487,6; 25,6; -11,0) км/с в системе координат GSE (солнечноэклиптической).

Вектор нормали к токовому слою, определенный по данным Интербола:

 $n_{int} = (-0,22; 0,50; 0,83)$ 

Угол, между вектором нормали и скоростью солнечного ветра:

$$\alpha_{int} = \arccos(\frac{503,2}{4,6\cdot 504,23}) \approx 77,5^{\circ}$$

Таким образом, скорость смещения токового слоя вдоль ударной волны по формуле (1).

$$V_{tr} = \frac{110,95}{0,85} \mathbf{4}_{cs} - 0,39 \vec{n}_{bs} = 130,53(-0,53; 0,34; 0,66) = (-69,18; 44,38; 86,15) \text{ KM/c}.$$

 $|V_{tr}| = 119 \text{ KM/C}.$ 



Рис. 1. Изображение взаимной ориентации токового слоя, нормали к ударной волне (Nsb), нормали к токовому слою (Ncs) и направлений электрического поля до и после прохождения токового слоя (стрелки E1 и E2). Оси: от плоскости рисунка – X(GSE), вправо – Y(GSE), вверх – Z(GSE). Околоземная ударная волна показана схематически.

Поскольку все вектора были нормализованы, то полученный результат являет собой не что иное, как компонент скорости токового слоя вдоль касательной к ударной волне.

Произведём оценку размера аномалии вдоль ее траектории относительно спутника Интербол. Обратим внимание, что зафиксированная длительность тела АГП составляет порядка 160 секунд, вычисленная скорость перемещения – порядка 119км/с; таким образом, поперечный размер области можно оценить, как 1,9·10<sup>4</sup> км (~ 3 радиуса Земли).

Рассмотрим подробнее, как движется плазма внутри АГП. Обратимся к данным. Усредним покомпонентно скорости, зарегистрированные в области аномалии. Средние, вдоль разреза АГП спутником, значения скоростей составляют в координатах GSE:

Вычитая эти значения из измеренных скоростей плазмы во время пересечения АГП, получим скорости конвекции плазмы внутри нее вдоль направления сечения спутником. Полученные результаты представлены на Рисунке 2.



Рис. 2. Данный график показывает проекции скоростей конвекции на плоскость YZ. Начала векторов размещены вдоль горизонтальной линии последовательно по времени их регистрации от начала (справа) к концу события (слева). Длинной наклонной линией показана вычисленная ориентация токового слоя, стрелочкой – направление его смещения. Справа показаны вектора скорости в ведущей части аномалии (leading), слева – в замыкающей (trailing). График нарисован в осях YZ(GSE). На основании спутниковых данных была произведена оценка давлений плазмы внутри аномалии и снаружи. Внутреннее давление определяется суммой газокинетического (теплового)

давления плазмы  $P_{e\kappa} = n_i k_i T + n_e k_e T_e$  и магнитного давления  $P_{MaeH} = \frac{B^2}{8\pi}$ . Внешнее давление на фланге АГП определяется суммой теплового давления плазмы солнечного ветра  $P_{m.c.e.} = P_{g.c.e.} + P_{u.c.e.}$  и магнитного давления  $P_{M.c.e.}$ 

Оценим давление, оказываемое солнечным ветром на аномалию. Усреднив данные по солнечному ветру в интервале 12:50:03 – 12:54:53 UT, сделаем оценку теплового давления солнечного ветра. Тепловое давление ионов:

$$P_{u.c.6.} \approx 2.5 \, \text{Gm}^{-3} \, \text{$]}9.2 \cdot 10^5 \, \text{$]}1.38 \cdot 10^{-16} \left(\frac{3p^2}{K}\right) = 3.17 \cdot 10^{-10} \left(\frac{3p^2}{c^3}\right)$$

Для оценки электронного давления воспользуемся данными прибора ЭЛЕКТРОН. Согласно этим данным температура электронов составит в солнечном ветре ~17 эВ, а в теле АГП ~50 эВ.

Концентрация электронов в плазме с большой точностью соответствует концентрации протонов. Из данных Интербола в области тела аномалии горячего потока концентрация ионов составляет 3,5 см<sup>-3</sup>. В солнечном ветре, по данным космического аппарата Wind концентрация меньше – 2,5 см<sup>-3</sup>.

Теперь мы можем оценить тепловое давление в солнечном ветре:

$$P_{_{9.c.6.}} = 17 \cdot 1,6 \cdot 10^{-12} (_{9p2}) \cdot 3,5 (_{cM}^{-3}) \approx 9,52 \cdot 10^{-11} \left(\frac{_{9p2}}{_{cM}^{-3}}\right)$$
$$P_{_{m.c.6.}} = P_{_{9.c.6.}} + P_{_{u.c.6.}} = 4,12 \cdot 10^{-10} \left(\frac{_{9p2}}{_{cM}^{-3}}\right)$$

Оценим магнитное давление в солнечном ветре:  $P_{Ma2H} = \frac{B^2}{8\pi} \approx 1,33 \cdot 10^{-10} \left(\frac{3 \text{рг}}{\text{см}^3}\right)$ 



Рис. 3. График магнитного и теплового давлений внутри АГП. Штрихованной линией отмечено магнитное давление, а сплошной – тепловое.

В сумме давление солнечного ветра на фланге АГП оценивается, как 4,45·10<sup>-10</sup> эрг/ см<sup>3</sup>. Суммарное давление внутри АГП, определяется величиной ~ 2·10<sup>-9</sup> эрг/см<sup>3</sup>, что почти в 3 раза превышает внутреннее давление в солнечном ветре и вполне согласуется с выводом о расширении плазмы в теле аномалии в обе сторона от токового слоя.

Со стороны направления на Солнце основным является динамическое давление  $P_d = \rho \cdot m_p \cdot V_{sw}^2$  где  $V_{sw}$  – скорость солнечного ветра. Мы используем полную скорость солнечного ветра, так как АГП является квази-стационарным образованием. Теперь оценим динамическое давление солнечного ветра. Проанализировав данные с KA Wind, относящиеся к

соответствующему временному интервалу, оценим среднюю плотность протонов в ветре как 2,5см<sup>-3</sup>, а скорость ветра как ~500км/с. Тогда динамическое давление на АГП составит:

$$P_{d} = \rho \cdot m_{p} \cdot V^{2} = 2,5 \cdot 1,67 \cdot 10^{-24} \cdot \left( \cdot 10^{7} \right)^{2} \approx 1,04 \cdot 10^{-8} \left( \frac{3p^{2}}{cm^{3}} \right)$$

Лобовое давление солнечного ветра на АГП значительно (примерно в 5 раз) превышает давление внутри самой аномалии.

### Литература

- 1. Vaisberg, O.L., A.W.Leibov, L.A.Avanov, V.N.Smirnov, et al., Complex plasma analyzer SCA-1, in: Interball Mission and Payload, RFA-IKI-CNES, 1995 pp. 170-177.
- Sauvaud, J.A., H.Barthe, C.Aoustin, J.J.Tocaven, J.Rouzaud, J.Bouyssou, M.Cassignol, P.Souleille, J.M.Bosqued, T.Beutier, J.Crasnier, J.Dandouras, C.Jacquey, H.Reme, O.Vaisberg, N.Borodkova, L.Avanov, The ELECTRON spectrometer experiment: a top hat spectrometer for the Tail Probe, in: Interball Mission and Payload, RKA-IKI-CNES, 1995 pp. 153-169.
- 3. Klimov, S., S.Romanov, E.Amata, J.Blecki, et al., ASPI experiment: measurments of field and waves onboard Interball Tail mission, in: INTERBALL mission and payload. IKI-CNES, p.120,1995.
- 4. Formisano, V., Orientation and shape of the Earth's bow shock in three dimensions, Planet. Space Sci., 27, 1151–1161, 1979.
- Schwartz, S. J., G. Paschmann, N. Sckopke, T. M. Bauer, M. Dunlop, A. N.Fazakerley, and M. F. Thomsen (2000), Conditions for the formation of hot flow anomalies at Earth's bow shock, J. Geophys. Res., 105, 12,639

# СЕКЦИЯ 2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ О ВОЗМОЖНОМ ВКЛАДЕ СИНХРОТРОННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В СВЕТИМОСТЬ ПОЛЯРНЫХ СИЯНИЙ ON A POSSIBLE CONTRIBUTION OF SYNCHROTRON RADIATION TO LUMINANCE OF

# THE POLAR RADIANCE

В. Г. Багров, Е. А. Немченко.

Томский государственный университет, <u>bagrov@phys.tsu.ru</u>

Bracking radiation of particles when their moving in the earth atmosphere is a fundamental mechanism of the polar radiance luminance. Magnetic field of the Earth therewith manifests itself as a mechanism, which forces the particles to be concentrated in the area of geomagnetic poles. However, the availability of geomagnetic field gives also rise to a synchrotron radiation of charged particles and spectrum of this radiation falls in the far infrared domain. We discuss the question on observability of such a radiation.

В настоящее время твердо установлено, что космические потоки заряженных частиц, попадающие в магнитное поле Земли, порождают синхротронное излучение. Существует обширная литература, посвященная этому феномену (см. [1] и приведенные там ссылки), в частности, обсуждаются механизмы возникновения такого излучения [2].

Существенной особенностью этого излучения является то, что оно генерируется в основном в дальнем космосе в километровом диапазоне длин волн и полностью отражается ионосферой Земли. Таким образом наблюдать его можно только с помощью космических аппаратов, а на поверхности Земли его наблюдение невозможно.

Известно, что в геомагнитном поле (и его аналогах) возможны два типа формирования направленного излучения: 1). веерное, когда почти всё излучение сосредоточено в некоторой плоскости, перпендикулярной магнитной силовой линии; 2). изгибное, когда излучение направлено преимущественно вдоль магнитных силовых линий вблизи полярных шапок магнитосферы. Геометрию изгибного излучения предложили В. Радакришнан и Д.Кук [3]. Релятивистские электроны в развитой ими картине движутся из области магнитных полюсов и излучают вследствие некоторой модификации синхротронного механизма. В отличие от обычного синхротронного механизма, где релятивистские электроны движутся по спирали вокруг магнитных силовых линий, здесь заряды движутся практич ески точно по силовым линиям, а излучают только благодаря кривизне последних. Таким образом, эти заряды могут проникать в нижние слои атмосферы и изгибное излучение может давать вклад в светимость полярных сияний в области километровых радиоволн и наблюдаться с поверхности Земли.

Геометрия веерного излучения хорошо известна, поскольку полностью совпадает с геометрией синхротронного излучения [4]. Геометрию изгибного излучения можно рассчитать, используя метод кинематического проектирования профилей излучения [5-7].

Опишем здесь суть этого метода.

Техника определения профилей излучения, является, по существу, кинематическим проектированием релятивистского излучения безотносительно к конкретному источнику этого излучения. В качестве последнего могут быть задействованы как электроны (или позитроны), так и магнитные частицы-нейтроны, а также сгустки этих и других релятивистских частиц.

Здесь метод кинематического проектирования профилей пульсаров, развитый впервые в работах [13-14], применяется к случаю изгибного механизма излучения. Предполагается, что угловая скорость вращения излучающих частиц  $\omega$  много больше угловой скорости прецессии  $\Omega$  магнитной оси. В общем случае произвольной ориентации векторов скорости и ускорения релятивистских заряженных частиц угловое распределение мощности мгновенного излучения по углам  $\mathcal{G}$  и  $\varphi$  для произвольно движущегося точечного заряда в безразмерной форме имеет вид [4]:

$$\rho(\vartheta,\varphi;\varepsilon) = \frac{\sin^2 \varphi \sin^2 \varepsilon}{\left(1 - \beta \cos \vartheta\right)^2} + \frac{\left[(\beta - \cos \vartheta) \cos \varphi \sin \varepsilon + \sin \vartheta \cos \varepsilon\right]^2}{\left(1 - \beta \cos \vartheta\right)^5},\tag{1}$$

где  $\beta = u/c$  - скорость излучающих частиц, выраженная в единицах скорости света,  $\varepsilon$  – угол между скоростью и ускорением. Углы  $\beta$  и  $\varphi$  - полярный и азимутальный угол в сферической системе координат, в котонной векторы скорости и ускорения лежат в плоскости z = 0. Эта формула хороша тем, что содержит много параметров (см. ниже), которые позволяют построить профили излучения, соответствующие наблюдаемым. Если интерпретировать  $\rho$  как радиус-

вектор, то он будет описывать некоторую поверхность в сферической системе координат, которую мы и называем индикатрисой излучения. Результатом пересечения луча зрения наблюдателя с поверхностью индикатрисы и является профиль излучения или временная развёртка мощности излучения.

Таким образом, кинематический метод позволяет построить профили некогерентного излучения на основе индикатрисы углового распределения мощности излучения от релятивистского источника, движущегося в магнитосфере. В общем случае такая индикатриса зависит от кинематических параметров источника излучения (скорость, ускорение), от направления излучения относительно луча зрения и от параметров самой планеты: угловой скорости вращения, угла между направлением оси вращения и магнитной осью.

Для выражения тригонометрических функций из формулы индикатрисы через параметры вращения пульсара удобно использовать систему координат, показанную на рисунке 1.



Рис 1. Система координат: а – для параметров планеты, б - для параметров излучения.

Здесь Х, Ү, Z – это оси системы координат, связанной с наблюдателем, *i*, *j*, *k* – орты в системе планеты. *n* – это ось, показывающая направление на наблюдателя,  $\alpha$  – угол между осью вращения и магнитной осью,  $\zeta$  – угол между осью вращения и направлением на наблюдателя,  $\vartheta$  – угол между магнитной осью и направлением на наблюдателя, скорость релятивистской заряженной частицы направлена вдоль оси  $\mu$ . Далее рассмотрим систему проекций:  $\lambda$  – угол поворота проекции вектора *n* на плоскость экватора планеты,  $\varphi$  - угол поворота проекции вектора *n* на плоскость экватора планеты,  $\varphi$  - угол поворота проекции вектора  $\mu$  на плоскость экватора планеты,  $\varphi$  - угол между плоскостями ( $\mu n$ ) и (*sn*), так называемый позиционный угол. Джет лежит в (*ik*) плоскости. Обычно для описания развёртки профилей излучения во времени используют позиционный угол  $\psi$  Манчестера и Тейлора. Здесь мы вводим более удобный с физической точки зрения параметр  $\Omega t$ . Это угол поворота вектора  $\mu$  на плоскость экватора планеты.

Чтобы перейти от пространственного распределения мощности к построению профиля, проведём некоторые геометрические преобразования.

Распишем орты, образующие систему пульсара:

$$i = \frac{\lfloor s\mu \rfloor\mu}{\sin\alpha}, \quad j = \frac{\lfloor s\mu \rfloor}{\sin\alpha}, \quad k = \mu.$$
(2)

С помощью введённой системы координат запишем единичные вектора в системе, связанной с наблюдателем:

 $s = (0,0,1), \quad n = (\sin \zeta \cos \lambda, \sin \zeta \sin \lambda, \cos \zeta), \quad \mu = (\sin \alpha \cos \Omega t, \sin \alpha \cos \Omega t, \cos \alpha).$ 

Тогда, раскрывая векторные произведения (2), получим:

 $\mathbf{i} = (\cos \alpha \cos \Omega t, \cos \alpha \sin \Omega t, -\sin \alpha), \quad \mathbf{j} = (-\sin \Omega t, \cos \Omega t, 0).$ 

Выразим параметры наблюдателя  $\mathcal{G}$  и  $\varphi$  через эти компоненты, найдя проекции вектора n на оси X,Y и Z соответственно:

$$(ni) = \sin \theta \cos \varphi, \quad (nj) = \sin \theta \sin \varphi, \quad (nk) = \cos \theta.$$

С другой стороны, раскрывая векторные и скалярные произведения, получим:

 $(ni) = \frac{(n[[s\mu]\mu])}{\sin\alpha} = \sin\zeta\cos\alpha\cos(\Omega t - \lambda) - \cos\zeta\sin\alpha,$  $(nj) = \frac{(n[s\mu])}{\sin\alpha} = -\sin\zeta\sin(\Omega t - \lambda),$ 

 $(\mathbf{nk}) = \sin \zeta \sin \alpha \cos(\Omega t - \lambda) - \cos \zeta \cos \alpha.$ 

Отсюда следуют тригонометрические функции, которые входят в формулу для индикатрисы:  $\sin \theta \cos \varphi = \sin \zeta \cos \alpha \cos(\Omega t - \lambda) - \cos \zeta \sin \alpha$ ,

 $\sin \vartheta \sin \varphi = -\sin \zeta \sin(\Omega t - \lambda),$ 

(4)

 $\cos \theta = \sin \zeta \sin \alpha \cos(\Omega t - \lambda) - \cos \zeta \cos \alpha.$ 

Здесь они выражены через параметры вращения планеты и время затем, чтобы использовать их для получения профилей.

Далее примем  $\lambda = 0$ , что соответствует выбору начала отсчёта времени.

Подставляя полученные тригонометрические функции в формулу для углового распределения мощности излучения, получим выражение, которое позволяет построить профили излучения, соответствующие наблюдаемым. Это соответствие улучшается надлежащей подборкой параметров.

Несложно проследить, как изменяются угловые профили излучения с изменением параметров.

а). Изменение формы профилей излучения в зависимости от скорости источника.

Одним из важнейших параметров, входящих в формулу для индикатрисы, является скоростной параметр  $\beta$ . При построении профиля будем давать приращение  $\beta$ , при этом остальные параметры, входящие в формулу (1), оставим неизменными. Проследим, как изменится форма профиля при постепенном увеличении  $\beta$  (рис. 2а). Так как заряженные частицы движутся в магнитосфере пульсара с релятивистскими скоростями, то мы начнём исследование с  $\beta = 0.8$ . В результате подстановки мы получаем несимметричный профиль с двумя слабыми пиками. Увеличим  $\beta$  до 0,85. Пики вытянутся вдоль оси ординат и станут более выраженными. При дальнейшем увеличении  $\beta$  график продолжает вытягивается вдоль оси ординат, но уже с большей интенсивностью при меньшем интервале изменения  $\beta$ . Таким образом, мы получили наглядную эволюцию формы профиля: с ростом  $\beta$  профиль существенно вытягивается относительно оси, вдоль которой откладывается полная мощность излучения. Большинство наблюдаемых профилей соответствует параметру  $\beta$ , близкому к единице.

б). Изменение формы профилей в зависимости от поворота плоскости орбиты источника излучения.

Следующий параметр, который влияет на форму профиля – это азимутальный угол  $\varphi$ . В результате приращения азимутального угла происходит поворот плоскости джета, сопровождающийся соответствующим поворотом индикатрисы. Следуя введённой на рис. 2 системе координат, получаем, что это поворот (*ik*) плоскости вокруг оси вращения планеты.

Таким образом, наблюдатель заметит, как меняется мощность излучения с изменением ориентации плоскости джета. (см. рис.2б).

В нашем случае вторичный максимум уменьшается, а главный становится более остронаправленным. Такое наблюдение позволяет предположить, что мощность излучения возрастает в данном направлении приращения азимутального угла.

в). Изменение формы профилей в зависимости от удалённости источника излучения от пульсара.

Наблюдать излучение релятивистских частиц можно не только вблизи полярной шапки планеты, но и на некотором расстоянии от неё, что соответствует приращению полярного угла  $\mathcal{G}$  - следующего параметра, входящего в формулу для построения профиля. Это зависит от направления угла зрения относительно магнитной оси планеты. Проследим за эволюцией формы профиля в этом случае.

Как видно из рис. 2в, происходит существенное изменение формы профиля вдоль направления оси мощности излучения. В нашем случае при увеличении полярного угла пики

синхронно уменьшаются. Это позволяет судить о форме индикатрисы в данном направлении, а значит и о её конфигурации в пространстве. А так как индикатриса неразрывно связана с релятивистским зарядом, то можно проследить за расположением излучающих зарядов в пространстве около планеты. Знание этого является важным шагом при построении модели магнитосферы планеты.

На нижеследующих графиках по вертикальной оси откладывается угловое распределение полной мощности мгновенного излучения по углам для произвольно движущегося релятивистского точечного заряда или некогерентного излучения сгустка заряженных частиц.

Работа профинансирована ФЦП «Научные и научно – педагогические кадры инновационной России»





- 1. P. Louarn. Generation of Auroral Kilometric Radiation in Bounded Source Regions.Lect. Notes Phys. 2006, v. 687, p. 55–86.
- R. L. Mutel, I. W. Christopher, J .S. Pickett.Cluster Multi-spacecraft Determination of AKR Angular eaming.Geophysical Research Letters. 2008, v. 35, L07104, doi:10.1029/2008GL033377.
- 3. V. Radhakrishnan, D. J. Cooke. Magnetic Poles and the Polarization Structure of Pulsar. Astrophys. Letters. 1969, v. 3, p. 225.
- 4. В. Г. Багров, Г. С. Бисноватый Коган, В. А. Бордовицын, А. В. Борисов, О. Ф. Дорофеев, В. Ч. Жуковский, Ю. Л. Пивоваров, О. В. Шорохов, В. Я. Эпп. Теория излучения релятивистских частиц. Физматлит. Москва. 2002. 576 с.
- 5. В. А. Бордовицын, В. Я. Эпп и др Метод кинематического проектирования профилей излучения пульсаров. Известия вузов. Физика. 2000, т. 43, №1, с. 26-31.
- V. A. Bordovitsyn, V. Ya. Epp et al. Kinematic projection of pulsar radiation profiles. In: Particle Physics at the Start of the New Millennium. Ed. A. I. Studenikin. World Scientific. Singapore. 2001, p. 187-192.
- 7. Е. А. Немченко. Построение и идентификация профилей изгибного излучения пульсаров. Известия вузов. Физика. 2009, т. 52, № 6, с. 3-8.

# ВОЗДЕЙСТВИЕ МОЩНЫМ КВ РАДИОИЗЛУЧЕНИЕМ СРЕДНЕШИРОТНОГО НАГРЕВНОГО СТЕНДА «СУРА» НА ЛОКАЛЬНЫЕ ИОНОСФЕРНО-МАГНИТОСФЕРНЫЕ СВЯЗИ INFLUENCE OF THE HIGH-POWER HIGH-FREQUENCY RADIO EMISSION FROM THE

# MID-LATITUDE SURA HEATING FACILITY ON THE LOCAL IONOSPHERE-MAGNETOSPHERE COUPLING

А.С. Белов<sup>1</sup>, Г.А. Марков<sup>1</sup>, В.Л. Фролов<sup>2</sup>, М. Парро<sup>3</sup>, Б.М. Шевцов<sup>4</sup>, В.В. Бычков<sup>4</sup> <sup>1</sup>Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского, <u>alexis-belov@yandex.ru</u> <sup>2</sup>Научно-исследовательский радиофизический институт, fro

# lov.418@nirfi.sci-nnov.ru

<sup>3</sup>Environment Physics and Chemistry Laboratory, <u>mparrot@cnrs-orleans.fr</u>

<sup>4</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, <u>bshev@ikir.ru</u>

Studying of the ionosphere-magnetosphere coupling and investigation of the possibility of influence on them by means of existing ground-based radio engineering facilities is a significant problem of the modern geophysics. Realization of such influence is based on the possibility of artificial waveguide channels (density ducts) formation by high-power HF radio emission from the Earth's surface. This density structures profound influence on the ELF/VLF electromagnetic waves excitation and propagation processes in the disturbed magnetic tube. The presented data were obtained on the mid-latitude Sura heating facility during experiment performed in May 12, 2008 at the late evening time. Measurements of electromagnetic and plasma disturbances characteristics at the outer ionosphere heights were carried out by using the onboard equipment of the satellite DEMETER. It is shown that during satellite passage through the magnetic tube resting upon the region of intense generation of artificial ionospheric turbulence are observed the artificial duct formation with increase in the plasma density by approximately 40 %, substantial amplification of electric fields in a range to 400 - 500 Hz and magnetic fields intensity in a range to 200 Hz, and also increase twice (in comparison with background level) in the flow intensity of precipitation electrons with energy 90 - 525 keV. Generation of such low frequencies electromagnetic emissions in the artificial wave channel, and also increase the precipitation of energetic electrons from the radiating belts are the features of maser excitation in the local plasma tube of the magnetospheric resonator.

Изучение электромагнитных и плазменных волновых явлений в ионосферномагнитосферной системе Земли является значимой задачей в современной физике, актуальность которой возрастает в последнее время в связи с резким и весьма значительным увеличением техногенной электромагнитной нагрузки на ионосферу. Важным достижением последних лет явилась экспериментальная демонстрация возможности создания искусственных плазменных волноводов с помощью контролируемого воздействия на ионосферу мощным КВ радиоизлучением [1, 2], что открывает перспективы активного управляемого воздействия на процессы генерации и распространения электромагнитных излучений в магнитосфере Земли.

Представленные в настоящей работе исследования были проведены на нагревном стенде «Сура» (географические координаты: 56.15° N, 46.11° E), расположенном в 120 км восточнее г. Н. Новгород. Стенд является одной из пяти в мире (и единственной в Российской Федерации) действующих установок для исследования взаимодействия мощного радиоизлучения с околоземной плазмой. Кроме того, стенд «Сура» – это единственная в настоящее время установка, расположенная в средних широтах. Поэтому он обладает рядом преимуществ по сравнению со стендами, расположенных в полярных и авроральных широтах, где непрогнозируемые сильные естественные возмущения ионосферы и магнитосферы Земли приводят к возникновению значительных трудностей при интерпретации наблюдаемых явлений. Регистрация возмущений параметров плазмы, КНЧ и ОНЧ вариаций электромагнитных полей была проведена посредством непосредственных (in situ) измерений с помощью бортовой аппаратуры французского микроспутника DEMETER.

Эксперимент был выполнен 12 мая 2008 г. в поздние вечерние часы, когда траектория ИСЗ DEMETER на высоте ~ 660 км проходила над стендом «Сура» в окрестности возмущенной магнитной силовой трубки. При проведении измерений стенд «Сура» излучал в режиме «несущая» радиоволны О-поляризации на частоте 4300 кГц с эффективной мощностью излучения  $P_{\rm eff}$  = 80 MBt. Стенд включался на 15 минут за 11 минут до расчетного времени  $T \approx 18:16:28$  UT пролета спутника вблизи оси возмущенной магнитной силовой трубки, опирающейся на область с интенсивной искусственной ионосферной турбулентностью, возбуждаемой мощной радиоволной вблизи высоты ее отражения в  $F_2$ -области ионосферы. В этом эксперименте диаграмма

направленности антенны стенда была наклонена на 12° на юг, чтобы усилить генерацию ионосферной турбулентности за счет эффекта «магнитного зенита» [3]. Волна накачки отражалась на высоте ~ 220 км. Критическая частота  $F_2$ -слоя ионосферы  $f_{0F2}$  была ~ 5 МГц, но регистрировался полупрозрачный спорадический *E*-слой с критической частотой до 4.7 МГц. Режим работы стенда был выбран таким образом, чтобы обеспечить условия формирования искусственного плазменно-волнового канала (дакта плотности) на высотах внешней ионосферы Земли [1]. Аппаратура ИСЗ DEMETER функционировала в режиме обзорной (survey) моды с относительно малой скоростью оцифровки данных, позволившей провести их регистрацию на достаточно протяженном временном интервале.

Эксперимент выполнялся в достаточно спокойных геомагнитных условиях ( $K_p \approx 1$ ) и каких-либо заметных геомагнитных возмущений по данным сети станций INTERMAGNET в этот интервал времени не было зафиксировано. Однако в этот день был зарегистрирован повышенный уровень полного электронного содержания (TEC) (критический индекс планетарного ионосферноплазмосферного шторма [4]  $W_p = 4$  был превышен с 16:00 UT и во время эксперимента составлял  $W_p = 5.4$ ). Вероятно, поэтому особенностью данного эксперимента явилось наличие достаточно интенсивного потока энергичных электронов, зарегистрированного аппаратурой ИСЗ на интервале времени от 18:15:42 до 18:17:38 UT в области широт 49° – 60° N (см. рис. 2в).

На рис. 1 приведены результаты измерений концентрации электронов и основных ионов O<sup>+</sup> и H<sup>+</sup> плазмы на высотах ~ 660 км, а также измеренной температуры электронов. Время наибольшего сближения спутника с осью возмущенной силовой магнитной трубки выделено на рисунке затемнением. Хорошо видно формирование в данном эксперименте искусственного дакта с возрастанием плотности электронов  $N_e$  и ионов  $N_{O+}$  (превалирующих на данных высотах) при уменьшении плотности более легких ионов  $N_{H+}$  и  $N_{He+}$ . В возмущенной магнитной силовой трубке наблюдается также повышение на 20 % температуры электронов. Согласно приведенным данным, характерный поперечный масштаб дакта плотности составлял ~ 80 км.



Рис .1. Результаты измерений концентрации электронов  $N_e$  и основных (на высоте орбиты спутника) ионов  $N_{O+}$  и  $N_{H+}$ , а также температуры электронов  $T_e$ , выполненных бортовой аппаратурой ИСЗ DEMETER. По горизонтальной оси отложены координаты спутника и всемирное время, соответствующее его положению.

Спектрограммы волновых возмущений электрических и магнитных полей приведены на рис. 2 (панели а и б, соответственно) вместе с графиком зависимости количества  $J_e$  высыпающихся энергичных (~ 100 кэВ) электронов (панель в) от времени пролета спутника. Затемненная область, аналогично рис. 1, соответствует времени пролета ИСЗ DEMETER в области возмущенной магнитной силовой трубки. В этой области наблюдается значительное увеличение интенсивности электрических полей в диапазоне до ~ 400 Гц и магнитных полей в диапазоне до ~ 150 Гц. Так как плазменно-волновой канал является открытой системой, то ширина области локализации поля генерируемых мод несколько превышает поперечный масштаб плазменного волновода.

Важным результатом является факт возрастания в два раза (по сравнению с фоновым уровнем) интенсивности потока высыпающихся электронов с энергиями ~ 100 кэВ.



Рис. 2. Спектрограммы волновых возмущений электрических (панель а), магнитных полей (б) и зависимость количества высыпающихся энергичных электронов (в) от времени пролета спутника.

Отношение амплитуд магнитной и электрической составляющих излучения позволяет оценить показатель преломления волны n = B/E. Для электрических и магнитных полей, показанных на рис. 2, на частотах ниже 100 Гц  $n \sim 100$ , что доказывает электромагнитную волновую природу создаваемых возмущений.

Формирование в магнитосфере достаточно протяженного дакта плотности, локализующего волновые поля, уменьшает требования на возбуждающие эти волны токи, так как при этом снижаются потери на излучение через боковые стенки и уменьшается значение нормы волны. В результате имеющихся потоков резонансных электронов может оказаться достаточно для возбуждения магнитосферного мазера в заданной силовой трубке с дактом плотности. Признаками раскачки магнитосферного мазера в проведенном эксперименте является генерация КНЧ и ОНЧ электромагнитных излучений в искусственном волновом канале, а также увеличение в нем потока высыпающихся из радиационных поясов энергичных электронов.

Таким образом, при создании искусственных плазменных волноводов с помощью нагрева ионосферы мощным КВ радиоизлучением наземного передатчика имеется возможность контролируемого возбуждения магнитосферного мазера, что открывает перспективы активного управляемого воздействия на локальные ионосферно-магнитосферные связи, процессы генерации и распространения низкочастотных электромагнитных излучений в магнитосфере Земли.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-02-00171-а) и программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (ГК № П 1072).

#### Литература

- 1. В.Л. Фролов, В.О. Рапопорт, Г.П. Комраков и др., Письма в ЖЭТФ 88, 908 (2008).
- 2. G.M. Milikh, K. Papadopoulos, H. Shroff, Geophys. Res. Lett. 35, L17104 (2008).
- 3. A.V. Gurevich, K.P. Zybin, H.C. Carlson et al., Phys. Lett. A 305, 264 (2002).
- 4. T.L. Gulyaeva and I. Stanislavska, Ann. Geophys. 26, 2645 (2008).

# ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ С ПОМОЩЬЮ ЦМВС-6 НА МАГНИТНОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «ХАБАРОВСК» THE FIRST RESULTS OF MONITORING OF THE EARTH'S MAGNETIC FIELD USING CMVS-6 AT MAGNETIC OBSERVATORY «KHABAROVSK»

Бобылев Я.М<sup>1</sup>, Думбрава З.Ф.<sup>1</sup>, Хомутов С.Ю.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, labfiz@vzm.kht.ru

<sup>2</sup> Геофизическая обсерватория «Ключи» АСФ ГС СО РАН, г. Новосибирск,

khomutov@gs.nsc.ru

There are presented the first results of the measurements of the Earth's total magnetic field at the magnetic observatory "Khabarovsk" after a long break time.

The problems of quality measurements such as the accuracy of the absolute magnetometers, the compliance of new data to INTERMAGNET standards, the requirements to the recording software and to the type of ADC are discussed.

The values of local K-index were calculated using digital magnetometer and were compared with K-index data, obtained by analog photorecording quartz Bobrov's variometers. The conclusions about the advantages of digital measurements are made.

## Введение

Хабаровская магнитная обсерватория (MO) была создана в 1968 г. в составе комплексной магнитно-ионосферной станции, расположенной в 120 км к югу от г. Хабаровска (47.6°N, 134.7°E) в с.Забайкальское. Но фактически началом работы нужно считать 1972 г., когда были задействованы 3 серии вариометров Боброва, аппаратура для абсолютных измерений поля, освоена обработка и начато представление отчетов в МЦД и существующий в то время иркутский отдел сети. Параллельно с этим данные по К-индексам, в соответствии с существующим договором, направлялись также в Хабаровский центр Гидрометеослужбы. Но уже к 1978 г. измерения полного вектора F прекратились и до 2006 г. проводилась регистрация только геомагнитных вариаций с помощью одного из вариометров в рамках договора с Гидрометеослужбой.

# Экспериментальная база и представление информации

В 2006 г. после длительного перерыва было принято решение о возобновлении мониторинга магнитного поля на новой модернизированной базе в составе сети станций ИКИР ДВО РАН [1]. С этой целью специалистами из магнитных обсерваторий "Патроны" (Иркутск) и "Ключи" (Новосибирск) была проведена полная ревизия имеющегося оборудования, сделана оценка пространственного распределения модуля F внутри павильонов и между ними, переустановлены старые датчики вариационной серии, установлена и запущена ЦМВС-6 с программой сбора данных, разработанной в ИКИР. ЦМВС-6 была укомплектована 12-ти разрядным АЦП L-Card L-154, который в силу недостаточного разрешения и скорости регистрации уже в 2007 г. был заменен на АЦП L-Card E-14-140 (разрядность – 14).

В 2008 г. получены и задействованы приборы для измерения полного вектора поля: протонный магнитометр ММП-203 с отсчетной точностью 1нТл и fDI-магнитометр на базе немагнитного теодолита TT-5 с разрешающей способностью 0.5', использующиеся до этого на Сахалине и Камчатке. В этом же году в связи с некорректной работой старый датчик Z заменен на новый и на постаменте вблизи ЦМВС установлен температурный датчик разработки С.А.Нечаева (МО "Патроны"). Аналоговые сигналы каналов D, H, Z и температуры по кабельным линиям длиной около 30 м передаются в технический павильон, где установлены АЦП и регистрирующие компьютеры.

Для привязки часов компьютера к точному времени UT используется GPS Acutime-2000. Для связи регистрирующего компьютера с техническим зданием (расстояние около 600 м), где расположены компьютеры для обработки и имеющие выход в Internet, используется радиомодем Arlan-640. Общая схема MO представлена на рис.1.

В одной из кабин вариационного павильона установлен цифровой вариационный магнитометр ЦАИС (ИТиГ ДВО РАН), данные которого здесь приводятся для сравнения и при непрерывном мониторинге могут быть использованы как дублирующие.

Для расчета и графического представления магнитных вариаций и абсолютных значений компонент поля D, H, Z, полного вектора F и K-индексов подготовлены, отлажены и используются

специализированные программы обработки данных (MatLab и C++). Данные ежедневно представляются на сайте ИКИР: http://ru.www.ikir.ru/Data/Zabaikalsk oye/.

# О качестве проводимых измерений

Вопросам точности измерений в последнее время придается большое значение. Об этом говорит ужесточение требований для МО, входящих в INTERMAGNET [2]. Для оценки соответствия возможностей ЦМВС-6 этим требованиям нами рассмотрены характеристики станции при различных типах АЦП (расчетные непосредственно И измеренные), которые представлены в табл.1. Измерения



проводились с АЦП L-Card E14-140 в двух вариантах: входное напряжение на измерительных каналах D,H  $\pm 2.5$  B, на канале Z  $\pm 10.0$  B (вариант 1) и напряжение на каналах D,H,Z  $\pm 10$  B (вариант 2), а также с АЦП L-Card E-24, входное напряжение на каналах которой всегда  $\pm 2.5$  B (вариант 3). Для сравнения приведены рассчитанные характеристики для гипотетической 16тиразрядной АЦП с напряжениями  $\pm 10$  B (такая, например, работает в МО "Патроны", Иркутск). В последней графе представлены требования INTERMAGNET [2].

В настоящее время ЦМВС-6 работает по варианту 1. Имеется возможность перехода на вариант 2 перезапуском регистрирующей программы.

Коэффициенты преобразования и оценки разрешения получены при градуировках магнитометра. Из табл.1 видно, что используемый в настоящее время вариант ЦМВС-6 удовлетворяет требованиям INTERMAGNET лишь в части разрешения. Диапазон измерения мал и при сильной магнитной буре ценная информация по вариациям будет "обрезана".

Для оценки температурных коэффициентов (зависимости измерений ЦМВС от температуры) было проведено несколько серий экспериментов с нагревом вариационного павильона. При естественном охлаждении производились непрерывные измерения вектора F в абсолютном павильоне и оценивалась величина базисных значений компонент поля в зависимости от температуры. Конечно, определение температурных коэффициентов с использованием контрольной кабины с другой ЦМВС (можно было бы использовать ЦАИС) и постоянной температурой было бы точнее, но, поскольку кабины в вариационном павильоне не изолированы друг от друга, такой возможности не было.

Величины полученных температурных коэффициентов существенны (табл.1) и для корректного отображения регистрируемых данных необходима термостабилизация кабин или, что гораздо лучше во избежание температурных градиентов, - всего вариационного павильона. Таблица 1. Характеристики вариационного магнитометра ШМВС-6 при различных вариантах АШ

	таблица 1. Ларактеристики вариационного магнитометра ципсео при различных вариантах Ацт							
N⁰		АЦП Е-14	АЦП Е-14	АЦП Е-24	АЦП,	Стандарт		
п/		$DH$ - $\pm$	DHZ - ±	DH,Z –	16	INTERMA		
П	Vapartaphatum	2.5B,	10B	±2.5B,	разр.,	GNET		
	ларактеристики	$Z - \pm 10B$	(вар. 2)	Z - через	10B	для		
		(вар. 1)		делитель.		средних		
				(вар.3)		широт		
1	Количество каналов и входные	<b>16</b> ; 0.65,	<b>16</b> ; 0.65,	<b>4</b> ; 2,5B	8;			
	напряжения	2.5, 10B	2.5, 10B		2.5,10B			
2	Диапазон измеряемой величины D, нТл	±330	±1330	±335	±1340	±3000		
3	Диапазон измеряемой величины Н, нТл	±350	±1380	±350	±1400	±3000		
4	Диапазон измеряемой величины Z, нТл	±300	±300	±75	±300	$\pm 3000$		
5	Разрешение по D, нТл	0.0405 *	0.1624 *	0.0000385	0.041	0.1		

6	Разрешение по Н, нТл	0.0423	*	0.1692	*	0.0000403	0.043	0.1
7	Разрешение по Z, нТл	0.0366	*	0.0366	*	0.0000381	0.009	0.1
8	Коэфф. преобразования по D, нТл/мВ	0.1337	*	0.1330	*	0.1340	0.1340	
9	Коэфф. преобразования по Н, нТл/мВ	0.1399	*	0.1386	*	0.1400	0.1400	
10	Коэфф. преобразования по Z, нТл/мВ	0.0300	*	0.0300	*	0.0300	0.0300	
11	Температурный коэфф. по D, нТл/°С	0.00	*					≤0.25
12	Температурный коэфф. по H, нТл/°С	0.55	*					≤0.25
13	Температурный коэфф. по Z, нТл/°С	0.77	*					≤0.25
14	Дрейф базисных уровней, нТл/год	≤5	*					≤5
15	Погрешность базисных значений, нТл	7-10	*					±5
16	Частота измерений, Гц	1		1		1-10,		1
						Δf=1Гц		
17	Программа регистрации	GO32,		GO32,		е24, ТОИ,		
		ИКИР,		ИКИР,		FreePascal,		
		С++,		С++,		библ.		
		библ.		библ.		АЦП не		
		ΑЦΠ		АЦП		использ.		
19	Получение оперативной информации	1 сутки		1 сутки		1 мин.		
20	Оперативная передача информации	e-mail -		e-mail -		автомат.		
		1раз/суть	ки	1раз/сутк	си	на сервер,		
01	Durange grand the manufacture 1 (1)					+		

Примечание: \* - значения, определенные экспериментально.

Погрешность определения базисных значений ЦМВС определяется их разбросом во время периода регистрации МП. Эта величина составила ±(8-10) нТл для разных компонент поля. Величина погрешности складывается из погрешностей абсолютных приборов, опытности наблюдателей и погрешности регистрирующего вариометра ЦМВС-6. Для проверки влияния последнего предположения были использованы данные, полученные с помощью ЦАИС. Сравнение результатов для ЦАИС и ЦМВС-6 в течение двух месяцев существенного различия в разбросе базисных значений не показало. Измерения полного вектора проводили четыре наблюдателя, разбросы значений у трех из них были примерно одинаковы. Следовательно, причиной разброса являются погрешности абсолютных магнитометров: ММП 203 и феррозондового деклинометра/инклинометра, что является ожидаемым, принимая во внимание их невысокое разрешение. Кроме того, еще в 2005 г при сверке именно этого fDI и DI-магнитометра LEMI-203 (немагнитный теодолит 3Т2КП с отсчетной ценой деления 1") на МО "Стекольный" (Магадан) отмечалось, что fDI имеет проблемы с измерением наклонения из-за наличия магнитных деталей и люфтов в горизонтальной оси теодолита. Систематическая погрешность по наклонению была оценена примерно в -1.5', и, исходя из этой величины, различие в значениях Н<sub>0</sub> и Z<sub>0</sub> до 20 нТл. Больше сверок этого магнитометра не проводилось.

Дрейф базисных линий определялся по двум рядам данных: январь – июнь 2009 г. и январь – апрель 2010 г. Между этими периодами измерения не производились из-за ремонта павильонов. Оценки показали, что медленные изменения базисных значений находятся в пределах 5 нТл, что говорит о достаточно хорошей долговременной стабильности магнитометра ЦМВС-6.





Проведено сравнение полученных значений модуля F за январь 2009-апрель 2010 гг., за 1975г. и соответствующих данных модели IGRF11. По порядку значений и общему ходу результаты удовлетворительные.

#### Оценка К-инлексов. полученных с помощью аналоговой МВС и ЦМВС-6

Для 2009 г. марта-июня выполнено сопоставление К-индексов, определенных Майо методом при К9=350 нТл с помощью аналоговой и цифровой записей, фактически т.е. сопоставление ручного и программного

способа. Цифровой расчет выполнялся с помощью специальной программы KAsm, рекомендованной INTERMAGNET. Результаты представлены на рис.2.

Видно, что расхождения нет (dK-ind=0) в 40-60% случаев. Исключение составляет только период с 18 по 21UT (16%). Ручная обработка завышает К-индексы по сравнению с цифровой в 35-80% случаев, в основном не более чем на 1 балл. Доля случаев превышения (на 3 балла) незначительна (0-8%). При этом максимум расхождений наблюдается в минимумах суточного хода и связано это с погрешностями ручной обработки. Все вышесказанное относится к спокойному полю. Статистику расхождений при K-ind≥3 посмотреть не удалось, т.к. в течение всего анализируемого периода магнитных бурь практически не было.

Цифровой метод представляется авторам более единообразным и менее подверженным субъективным оценкам.

# Заключение

Проведенные в 2008-2009 гг. измерения магнитного поля на МО «Хабаровск» показали ряд проблем, требующих срочного решения.

Для получения корректных результатов необходимо дооснащение МО современной аппаратурой для измерения полного вектора F: протонным магнитометром с разрешением 0.1 нТл и феррозондовым fDI-магнитометром с ценой деления (1-5)", а также переход на АЦП с большей разрядностью и с более гибким ПО.

Исходя из характеристик имеющихся магнитных датчиков и стандартов INTERMAGNET, можно сформулировать оптимальные требования к типу АЦП и программе регистрации:

- 1) 16-ти разрядное АЦП, с входным напряжением по каналам ±10В;
- 2) поддержка температуры в кабине с ЦМВС в пределах  $\pm 0.3^{\circ}$ С;
- частота измерений в пределах 1-10 Гц, с дискретом 1 Гц в расчете на будущее, т.к. уже сейчас INTERMAGNET для исследования быстрых процессов продвигает новый стандарт магнитных данных – секундный;
- 4) возможность визуализации уровня сигнала на экране монитора с различными коэффициентами усиления;
- 5) программа регистрации, позволяющая получать данные в режиме on-line с доступом не более чем с трехчасовой задержкой (для возможности оперативного расчета К-индексов) и выводить их на сервер в автоматическом режиме.

Авторы благодарят В.Каплуна (ИТиГ ДВО РАН) за предоставление данных ЦАИС и И.Дмитриева (ТОИ ДВО РАН) за возможность использования АЦП L-Card E-24 и программу сбора данных к нему.

# Литература

- Кузнецов В.В., Хомутов С.Ю. Исследование вариаций геомагнитного поля с использованием сети магнитных обсерваторий ИКИР ДВО РАН // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. Сб. докладов. IV международная конференция, с.Паратунка Камчатского края, 14-17 авг. 2007 г. <u>http://ru.www.ikir.ru/Conferences/iv\_international\_data/collection.rar/2\_2.pdf</u>.
- 2. INTERMAGNET. Technical Reference Manual. Ver.4.4, 2008. http://www.intermagnet.bgs.ac.uk/TechnicalSoft e.html.
- 3. Нечаев С.А. Руководство для стационарных геомагнитных наблюдений. Иркутск: изд. Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2006.- 140с.

# МАЛОМОДОВАЯ МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМО LOW-MODED GEODYNAMO MODEL

Г.М.Водинчар, Л.К.Крутьева

# Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, ikir@ikir.ru

Low-moded geodynamo model the structure of poloidal field rate of which is concerted with data of density distribution in the liquid Earth's core is observed. The model includes two temperature components: one poloidal rate component and two toroidal coriolis force modeling components. Magnetic field is represented by the main dipole and by six modes which are structurally concerted with velocity modes. It is shown that with core parameters taken in the geodynamo theory in the given model the main dipole is maintained.

Исследование вопросов формирования геомагнитного поля является одним из наиболее интенсивно развивающихся направлений геофизики, тем более что работы в этой области имеют пересечение с проблемами космического магнетизма, задачами космо- и астрофизики. В настоящее время практически общепризнанной для геомагнетизма и космического магнетизма является теория динамо. В этой теории достигнут огромный прогресс, однако считать задачу формирования и поддержания геомагнитного поля полностью решенной нельзя.

Одним из ключевых вопросов для геодинамо является структура конвективных течений в жидком ядре. Косвенную информацию об этой структуре можно получить из данных о неоднородностях в плотности жидкого ядра. В статье [1] проанализированы результаты ряда работ по splitting-функциям собственных колебаний Земли, в которых получены срезы распределения плотности на различных глубинах. Вариации плотности, соответствующие splitting-функции жидкого ядра, приведенные в [1], представлены на рис. 1. Здесь прослеживается четкая 12-зонная шахматная структура. Автором работы [1] на основе этих данных была высказана гипотеза о соответствующей структуре конвекции, где в шести областях материал ядра "тонет", а в шести – "всплывает".

В работе [2] исследовалась возможность существования конвекции с подобной структурой без учета магнитного поля. Было показано, что при общепринятых значениях физических параметров ядра эта конвекция может поддерживаться в ядре. В настоящей работе изучается вопрос о том, может ли подобная структура конвекции поддерживать магнитное поле дипольного типа близкое по величине к наблюдаемому, а также будут ли характерные значения скорости согласовываться с имеющимися оценками.



Рис. 1. Портрет splitting-функции для моды  ${}_{11}S_4$  собственных колебаний Земли из работы [1]. Черный цвет – плотность вещества на 0.2% выше средней, белый – плотность на 0.2% ниже средней.

Обозначим через **v** и **B** поля скорости и магнитной индукции, соответственно. Поле температуры внешнего ядра представим в виде  $T + T_s$ , где  $T_s$  – стационарное гиперболическое по радиусу распределение температуры, а T – отклонение от этого распределения.

Среду за пределами ядра считаем непроводящей, что приводит к потенциальности поля **В** в этой области. Температура на внутренней  $r_1$  и внешней  $r_2 = r_1 + h$  границах жидкого ядра сохраняет постоянные значения  $T_1$  и  $T_2 = T_1 - \delta T$ .

Тогда уравнения геодинамо в приближении Буссинеска записываются в виде:

$$\operatorname{rot} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} - \operatorname{rot} (\mathbf{v} \times \operatorname{rot} \mathbf{v}) = \operatorname{rot} \Delta \mathbf{v} + \operatorname{Ra} \operatorname{Pr}^{-1} \operatorname{rot} \left( \frac{Tr}{r_2} \mathbf{e}_r \right) - \tau (\mathbf{e}_z \times \mathbf{v}) + \operatorname{rot} (\operatorname{rot} \mathbf{B} \times \mathbf{B}),$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{v} \nabla) T - r_1 r_2 \frac{\mathbf{v}_r}{r^2} = \operatorname{Pr}^{-1} \Delta T ,$$

$$(1)$$

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \operatorname{rot} (\mathbf{v} \times \mathbf{B}) + q^{-1} \operatorname{Pr}^{-1} \Delta \mathbf{B} ,$$

$$\nabla \mathbf{v} = 0, \ \nabla \mathbf{B} = 0 ,$$

где управляющими параметрами являются: число Релея  $Ra = \delta Tg_2 h^3 \beta / (\nu k)$ , число Прандтля  $Pr = \nu/k$ , число Кориолиса  $\tau = 2h^2 \Omega / \nu$ , число Робертса  $q = k/\nu_m$ . Здесь кинематическая вязкость  $\nu$  и температуропроводность k внешнего ядра, а также магнитная вязкость  $\nu_m$  всего ядра постоянны.

Систему (1) дополняем однородными граничными условиями для температуры, условиями прилипания для скорости на внутренней и внешней границах жидкого ядра:  $T(r = r_{1,2}) = 0$ ,  $\mathbf{v}(r = r_{1,2}) = \mathbf{0}$ . На магнитное поле накладываются граничные условия потенциальности при  $r \ge r_2$  и непрерывного перехода в полоидальное референтное поле при  $r = r_2$ .

Для построения маломодовой модели геодинамо будем раскладывать поля температуры, скорости и индукции по собственным полям спектральных задач, связанных с оператором Лапласа. Температуру представим в виде  $T = \sum_{k,n,m} \alpha_{nm}(t)_k T_{nm}(r,\theta,\varphi)$ , где  $_k T_{nm}$  – собственные

функции оператора Лапласа, нулевые при  $r = r_{1,2}$ . Тороидальную составляющую поля скорости запишем в виде  $\mathbf{v}^T = \sum_{k,n,m} {}^{T}_{nm}(t)_k \mathbf{v}_{nm}^T(r,\theta,\varphi)$ , где  ${}_{k} \mathbf{v}_{nm}^T = \operatorname{rot}\left(R_{kn}^T(r)Y_n^m\mathbf{r}\right)$  – собственные поля векторного оператора Лапласа, удовлетворяющие условию прилипания при  $r = r_{1,2}$ . Наконец, полоидальную часть скорости представим в виде  $\mathbf{v}^P = \sum_{k,n,m} {}_{k} \beta_{nm}^P(t)_k \mathbf{v}_{nm}^P(r,\theta,\varphi)$ , где

 $_{k} \mathbf{v}_{nm}^{P} = \operatorname{rotrot} \left( R_{kn}^{P}(r) Y_{n}^{m} \mathbf{r} \right)$  — собственные поля спектральной задачи  $\operatorname{rot} \Delta \mathbf{P} + \mu \operatorname{rot} \mathbf{P} = \mathbf{0}$  в пространстве полоидальных полей, нулевых при  $r = r_{1,2}$ . Магнитное поле также будем раскладывать по полям задачи rot  $\Delta \mathbf{B} + \eta$  rot  $\mathbf{B} = \mathbf{0}$  с соответствующими краевыми условиями:

$$\mathbf{B} = \sum_{k,n,m} {}_{k} \gamma_{nm}^{T}(t)_{k} \mathbf{B}_{nm}^{T}(r,\theta,\varphi) + \sum_{k,n,m} {}_{k} \gamma_{nm}^{P}(t)_{k} \mathbf{B}_{nm}^{P}(r,\theta,\varphi),$$
(2)

где тороидальные  $_{k}\mathbf{B}_{nm}^{T} = \operatorname{rot}(R_{kn}^{BT}(r)Y_{n}^{m}\mathbf{r})$  и полоидальные  $_{k}\mathbf{B}_{nm}^{P} = \operatorname{rot}\operatorname{rot}(R_{kn}^{BT}(r)Y_{n}^{m}\mathbf{r})$ . Был проведен отбор мод скорости, которые определят вышеописанную структуру течений с 12 чередующимися зонами поднятия и опускания вещества, а также соответствующих мод температуры и магнитной индукции. Отобранные моды и переход к одноиндексным обозначениям приведены в таблице 1.

				Таблица 1.					
Трехи	ндексн	Один индекс							
k	n	т	Тип поля						
Моды температуры									
1	0	0		0					
0	4	2		1					
Моды скорости									
1	3	2	tor	0					
0	4	2	pol	1					
0	5	2	tor	2					
Трехиндексные комбинации и типы полей			Один индекс						
---------------------------------------	---	----	-------------	----	--				
k	n	т	Тип поля						
Моды индукции									
0	1	0	pol	1					
0	4	-2	tor	3					
0	4	2	tor	4					
1	3	-2	pol	9					
1	3	2	pol	10					
0	5	-2	pol	13					
0	5	2	pol	14					

Следуя идее метода Галеркина [3] получим квадратичную систему уравнений с постоянными коэффициентами для амплитуд  $\alpha_i(t)$ ,  $\beta_i(t)$ ,  $\gamma_i(t)$ :

$$\begin{aligned} A_{0}^{0} \frac{d\beta_{0}}{dt} &= -A_{0}^{0} \mu_{0} \beta_{0} + \tau E_{1}^{0} \beta_{1} + L_{4,1}^{0} \gamma_{1} \gamma_{4} + \left(L_{1,9}^{0} + L_{9,1}^{0}\right) \gamma_{1} \gamma_{9}, \\ A_{1}^{1} \frac{d\beta_{1}}{dt} &= -A_{1}^{1} \mu_{1} \beta_{1} + \operatorname{Ra} \operatorname{Pr}^{-1} C_{1}^{1} \alpha_{1} + \tau \left(E_{0}^{1} \beta_{0} + E_{2}^{1} \beta_{2}\right) + \left(L_{1,3}^{1} + L_{3,1}^{1}\right) \gamma_{1} \gamma_{3} + \\ &+ \left(L_{1,10}^{1} + L_{10,1}^{1}\right) \gamma_{1} \gamma_{10} + \left(L_{1,14}^{1} + L_{14,1}^{1}\right) \gamma_{1} \gamma_{14}, \\ A_{2}^{2} \frac{d\beta_{2}}{dt} &= -A_{2}^{2} \mu_{2} \beta_{2} + \tau E_{1}^{2} \beta_{1} + L_{4,1}^{2} \gamma_{1} \gamma_{4} + \left(L_{1,13}^{2} + L_{13,1}^{0}\right) \gamma_{1} \gamma_{13}, \\ \frac{d\alpha_{0}}{dt} &= F_{1,0}^{0} \beta_{1} \alpha_{1} - \operatorname{Pr}^{-1} \lambda_{0} \alpha_{0}, \\ \frac{d\alpha_{1}}{dt} &= F_{1,0}^{1} \beta_{1} \alpha_{0} + H_{1}^{1} \beta_{1} - \operatorname{Pr}^{-1} \lambda_{1} \alpha_{1}, \\ Q_{1}^{1} \frac{d\gamma_{1}}{dt} &= W_{0,9}^{1} \beta_{0} \gamma_{9} + W_{1,3}^{1} \beta_{1} \gamma_{3} + W_{1,10}^{1} \beta_{1} \gamma_{10} + W_{1,14}^{1} \beta_{1} \gamma_{14} + \\ &+ W_{2,13}^{1} \beta_{2} \gamma_{13} - q^{-1} \operatorname{Pr}^{-1} Q_{1}^{3} \eta_{1} \gamma_{1}, \\ Q_{3}^{3} \frac{d\gamma_{3}}{dt} &= W_{1,1}^{3} \beta_{1} \gamma_{1} - q^{-1} \operatorname{Pr}^{-1} Q_{3}^{3} \eta_{3} \gamma_{3}, \\ Q_{4}^{4} \frac{d\gamma_{4}}{dt} &= W_{2,1}^{4} \beta_{2} \gamma_{1} + W_{2,1}^{4} \beta_{0} \gamma_{1} - q^{-1} \operatorname{Pr}^{-1} Q_{1}^{4} \eta_{4} \gamma_{4}, \\ Q_{9}^{9} \frac{d\gamma_{9}}{dt} &= W_{0,1}^{0} \beta_{0} \gamma_{1} - q^{-1} \operatorname{Pr}^{-1} Q_{10}^{0} \eta_{10} \gamma_{10}, \\ Q_{10}^{13} \frac{d\gamma_{3}}{dt} &= W_{1,1}^{13} \beta_{1} \gamma_{1} - q^{-1} \operatorname{Pr}^{-1} Q_{1}^{13} \eta_{1} \gamma_{13}, \\ Q_{10}^{13} \frac{d\gamma_{3}}{dt} &= W_{1,1}^{13} \beta_{1} \gamma_{1} - q^{-1} \operatorname{Pr}^{-1} Q_{10}^{13} \eta_{13} \gamma_{13}, \\ Q_{14}^{14} \frac{d\gamma_{4}}{dt} &= W_{1,1}^{4} \beta_{1} \gamma_{1} - q^{-1} \operatorname{Pr}^{-1} Q_{1}^{13} \eta_{1} \gamma_{13}, \\ Q_{14}^{14} \frac{d\gamma_{14}}{dt} &= W_{1,1}^{14} \beta_{1} \gamma_{1} - q^{-1} \operatorname{Pr}^{-1} Q_{1}^{13} \eta_{13} \gamma_{13}, \\ Q_{14}^{14} \frac{d\gamma_{14}}{dt} &= W_{1,1}^{14} \beta_{1} \gamma_{1} - q^{-1} \operatorname{Pr}^{-1} Q_{1}^{14} \eta_{14} \gamma_{14}, \end{aligned}$$

Проводился поиск ненулевых точек покоя при значениях физических параметров ядра, принятых в теории геодинамо [4]:  $v = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{c}$ ,  $k = 10^{-5} \text{ m}^2/\text{c}$ ,  $v_m = 1 \text{ m}^2/\text{c}$ ,  $\delta T = 10^3 \text{ K}$ ,  $\beta = 10^{-4} \text{ K}^{-1} \text{ c}$  учетом свойств симметрии системы (16) относительно замены знаков магнитного поля, амплитуд скорости и температурной амплитуды  $\alpha_1$ . Были найдены 10 точек покоя, соответствующих стационарной конвекции. Интерес представляют координаты  $\beta_1$  и  $\gamma_1$  этих точек, определяющих характерные скорость конвекции и интенсивность основного диполя. Координаты представлены в таблице 2.

Пересчет координаты  $\beta_1$  точек второй группы из этой таблицы в систему Си дает характерную скорость конвекции порядка  $10^{-4}$  м/с, совпадающую с известными оценками. Безразмерная компонента потенциала, соответствующая вне ядра вертикальной дипольной моде

 $\beta_1 \mathbf{v}_1$  для точек этой группы, имеет на поверхности Земли значение  $\pm 2.01 \cdot 10^{10} \cos \theta$ . Аналогичная компонента потенциала в модели IGRF [5], пересчитанная в безразмерные единицы дает  $-1.53 \cdot 10^9 \cos \theta$ . Таким образом, точки покоя второй группы дают значения магнитного поля и скорости конвекции близкие к наблюдаемым по порядку величин.

№ п./п.	$eta_1$	$\gamma_1$
1	$\pm 1.54 \cdot 10^2$	0
2	$\pm(\mp)2.46\cdot10^{8}$	$\pm6.87\cdot\!10^{11}$
3	$\pm(\mp)2.77\cdot10^{7}$	$\pm 6.02 \cdot 10^{12}$

Таблица 2.

Из этого можно сделать вывод, что вышеописанная 12-зонная структура конвекции может поддерживать поле дипольного типа, близкое по величине к наблюдаемому.

# Литература

1. Кузнецов В.В. Анизотропия свойств внутреннего ядра Земли // УФН. 1997. Т. 167. № 9. С. 1002-1012.

2. Водинчар Г.М., Шевцов Б.М. Маломодовая модель конвекции во вращающемся шаровом слое вязкой жидкости // Вычислительные технологии. 2009. Т. 14. № 4. С. 3-15.

3. Ладыженская О.А. Математические вопросы динамики вязкой несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1970. 232 с.

4. Kono M., Roberts P.H. Recent geodynamo simulations and observations of the field // Reviews of Geophysics. 2002. V. 40. № 10. P. B1-B41.

5. International Geomagnetic Reference Field. http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html .

# ВАРИАЦИИ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ДИАПАЗОНЕ СНЧ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ С ПОДЗЕМНОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНТЕННОЙ ELF-FREQUENCY RANGE NATURAL ELECTROMAGNETIC EMISSION VARIATIONS ACCORDING TO MEASUREMENTS WITH UNDERGROUND ELECTRIC ANTENNA В.А. Гаврилов, Е.В. Полтавцева

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, vgavr@kscnet.ru

Experience of the 30 - 1200 Hz range continuous electromagnetic measurements which are spent since 2003 in the territory of the Petropavlovsk-Kamchatskii geodynamic area with use of the underground electric antenna of an original design is generalized. Antenna basic element is the casing tube of a deep borehole. Data by a technique and technics of measurements, and also the basic results of researches in comparison to results of borehole geoacoustic measurements, and monitoring of water density in the boreholes etc, are cited. The expediency of systems with underground electric antennas application for the purposes of the geoenvironment stress-strained condition monitoring and the shortterm prediction of earthquakes shows.

Измерения естественного электромагнитного излучения (ЕЭМИ) в сверхнизкочастотном (СНЧ) диапазоне были начаты Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в мае 2003 г. на пункте Г-1, расположенном в районе г. Петропавловска-Камчатского. На начальном этапе получаемые при этом данные использовались для исследований физических причин суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии (ГАЭ), измерения которой на глубине около 1000 м проводились на том же пункте. На последующем этапе измерения ЕЭМИ стали использоваться и как один из видов комплексного геофизического мониторинга состояния геосреды. Основной объем данных, полученных к настоящему времени, относится к звуковому диапазону частот (25 – 1500 Гц по уровню 0.5), измерения в котором с мая 2003 г. проводятся практически непрерывно. При измерениях используется подземная электрическая антенна оригинальной конструкции.

Синхронные геоакустические и электромагнитные измерения на пункте Г-1 показали, что в интервалах времени, соответствующих спокойной сейсмической обстановке в регионе, степень коррелированности временных рядов ГАЭ и ЕЭМИ в диапазоне 25 – 180 Гц очень высока. Значения взаимной корреляционной функции на таких интервалах составляют  $\rho=0,91\div0,99$ . Перед достаточно сильными близкими сейсмическими событиями значения  $\rho$  уменьшаются до 0,80÷0,001 (рис. 1) [1]. Как показали исследования, указанная закономерность характерна для всех землетрясений с магнитудами  $M_{LH} \ge 5.0$  в зоне радиусом R≤300 км от пункта наблюдений и с магнитудами  $M_{LH} \ge 5.5$  в зоне R≤550 км. Данные, полученные за время синхронных геоакустических и электромагнитных измерений, позволили выдвинуть гипотезу о физических причинах и механизме суточных вариаций ГАЭ, как следствия модулирующего воздействия ЕЭМИ на интенсивность геоакустических процессов в горных породах в условиях их естественного залегания. По результатам последних исследований получены данные, показывающие, что указанный эффект лежит также и в основе физического механизма суточной периодичности слабых землетрясений, имеющей глобальный характер.

Кроме этого, полученные результаты легли в основу разработки принципиально нового метода мониторинга состояния геосреды, базирующегося на анализе текущих корреляций сигналов ГАЭ и ЕЭМИ. При этом суточные вариации уровня ГАЭ рассматриваются как отклик на изменения уровня вертикальной составляющей ЕЭМИ. Предполагается, что разрабатываемый метод позволит контролировать в масштабах региона появление возможных очагов землетрясений на последних стадиях их развития. Одной из предпосылок использования в этом случае сигналов ЕЭМИ в качестве зондирующих сигналов явилась высокая стабильность суточных колебаний уровня ЕЭМИ диапазона СНЧ. Это хорошо видно из представленных на рис. 2 графиков суточных вариаций уровня ЕЭМИ на пункте Г-1 для различных времен года, полученных методом наложения эпох за трехлетний период измерений.

Полученные к настоящему времени результаты показывают целесообразность и перспективность использования измерений ЕЭМИ звукового диапазона частот в составе систем комплексного геофизического мониторинга и прогноза землетрясений. В рамках этого направления работ в настоящее время основной акцент делается на выявление закономерностей и



Рис. 1. Пример нарушения суточного хода ГАЭ перед землетрясением (а) в сопоставлении с результатами электромагнитных измерений (б). М<sub>LH</sub> – магнитуда землетрясения, Н – глубина очага, R- эпицентральное расстояние.



Рис. 2. Суточные вариации ЕЭМИ для различных сезонов: 1 – 2006 г., 2 – 2007 г., 3 – 2008 г. По оси абсцисс – местное время (+11 ч в сравнении с Гринвичским временем).

исследование физических причин изменений фоновых уровней ЕЭМИ (рис. 3). При достаточно низких уровнях собственных шумов измерительных трактов изменения фонового уровня фактически отражают изменения уровня ЕЭМИ литосферного происхождения. Выделение фоновых уровней ЕЭМИ и ГАЭ проводится путем двухэтапной программной обработки соответствующих временных рядов. На первом этапе производится вычисление минимальных значений рядов в скользящем окне шириной несколько суток, что позволяет сгладить суточные вариации уровней ЕЭМИ и ГАЭ, связанные с источниками ЕЭМИ атмосферного происхождения.

Рассчитанные таким образом ряды затем проходят процедуру дополнительного сглаживания в скользящем окне шириной около 16 сут. В качестве примера на рис. 4 (а, б, в, г) представлены



Рис. 3. Иллюстрация к методике выделения фонового уровня ЕЭМИ.

результаты измерений фонового уровня вертикальной компоненты ЕЭМИ на пункте Г-1 в совокупности с данными измерений ГАЭ и плотности воды в двух скважинах. На рис. 4д представлены данные по изменениям сейсмической активности в зоне радиуса R = 100 км от

скважины Г-1 по критерию  $S = \frac{L_P}{R_H}$ , где  $L_P = 10^{0,44M - 1,29}$  – длина очага землетрясения [3];  $R_h$  –

гипоцентральное расстояние.

Как следует из приводимых данных, на временном интервале август 2006 г.- февраль 2007 г. было зарегистрировано аномальное (более 30 дБ) бухтообразное изменение фонового уровня ЕЭМИ, по времени приуроченное к Симуширским землетрясениям. В данном случае анализ данных ЕЭМИ совместно с данными по другим видам измерений позволил обоснованно интерпретировать полученные результаты и выделить несколько стадий процесса подготовки и реализации Симуширских землетрясений [2]. На рис. 4 римскими цифрами обозначены предполагаемые границы временных стадий развития процессов в геосреде: I - стадия нарастания напряжений и деформаций в земной коре; II - стадия дилатансии, резкого увеличения общего количества микротрещин; III – стадия перестройки системы трещин с увеличением их средних размеров и уменьшением объемной концентрации трещин; IV – стадия возвращения параметров геосреды к своим фоновым значениям. Необходимо подчеркнуть, что в значительной мере представленные результаты обусловлены применением для электромагнитных измерений подземной электрической антенны. Из теоретических оценок и результатов измерений в реальных условиях [4] следует, что системы с подземными антеннами имеют значительные преимущества в сравнении с системами, использующими антенны, расположенные над земной поверхностью. Выход электромагнитного излучения литосферного происхождения через поверхность раздела "земля-воздух" крайне затруднен, поскольку вектор Умова-Пойнтинга  $\vec{P} = [\vec{E} * \vec{H}]$ , где  $\vec{E}, \vec{H}$  напряженности электрического и магнитного полей соответственно, из-за значительно более высокой в сравнении с воздухом проводимости земли будет всегда направлен в сторону земной поверхности. Так, например, задав для геосреды є = 20 (влажная земля) и проводимость

$$\sigma = \frac{1}{500}$$
 См/м,  $\mu = \mu_0 = 12.566 \times 10^{-7}$ , а для *воздушной среды:*  $\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$ ;  $\mu = \mu_0 = 12.566 \times 10^{-7}$ , получим



Рис. 4. Данные геофизического мониторинга в период подготовки и реализации сильнейших Симуширских землетрясений.

комплексный коэффициент преломления  $\dot{T}_{E} = \frac{2Z_{cp}}{Z_{cp} + Z_{0}} = 0.001 + i * 0.001$ , где  $Z_{cp}$  -

характеристическое сопротивление геосреды;  $Z_0$  - характеристическое сопротивление вакуума,  $Z_0=376.991$ Ом. При этом комплексная амплитуда преломленной (проходящей) волны  $\dot{E}_{\rm прелом}$  ( $\mathbf{r}$ ) =  $\dot{T}_{\rm E}$  \* $\dot{E}(\mathbf{r}$ ) даже вблизи границы раздела в воздухе будет пренебрежимо мала в сравнении с амплитудой исходной волны. Ситуация будет лучше только на выходах скальных коренных пород с очень низким значением проводимости.

Основной вывод, который, по мнению авторов, можно сделать по результатам многолетних исследований ЕЭМИ, заключается в целесообразности дальнейшего развития и значительно более широкого использования в практике геофизических наблюдений систем измерений ЕЭМИ звукового диапазона частот с подземными электрическими антеннами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-98543-р\_восток\_а) и ДВО РАН (проекты 09-III-A-08-420, 10- III-B-08-213).

## Литература

1. Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // ДАН, 2007. Т.414, №3. С.389-392.

2. В.А.Гаврилов. Динамика микротрещиноватости геосреды в связи с катастрофическими Симуширскими землетрясениями 2006 – 2007 гг. по данным комплексных скважинных измерений на Камчатке//"Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН". Материалы конференции. М.: Изд-во ИФЗ РАН. 2009. Т.2. С.295-302.

3. *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике очага землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9-27.

4. Гаврилов В.А., Дружин Г.И., Полтавцева Е.В. Результаты одновременных измерений естественных электромагнитных СНЧ-ОНЧ излучений с использованием подземной и наземной антенн //Солнечноземные связи и предвестники землетрясений. Сб. докл. IV международной конференции. Петропавловск-Камчатский, 2007. Доп.том. С. 14-19.

109

# АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ИНДЕКСОВ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ ALGORITHM OF MAGNETIC ACTIVITY INDICES CALCULATION Э.М.Дмитриев, В.А.Филиппов

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, eldar@borok.yar.ru

In the report the algorithm to automate calculation of magnetic activity indices in real-time mode, reproducing the J. Bartels's procedure to calculate K-indices, is considered. The generally used magnetic activity K-index, introduced by J. Bartels in 1938, is a measure of maximum deviations during consecutive three-hour intervals of geomagnetic field values from a quiet daily Sq-variation - the average smoothed curve, made by the several magnetograms of quiet field with clearly defined day variations (usually five magnetograms per a month are used).

Now many observatories use different methods to reveal the quiet daily Sq-variation, based on mathematical processing of magnetic field variations within every day, such as FMI-method. The advantage of these methods is their immediacy, however, those geomagnetic activity indices, generally speaking, differ from Bartels's K-indices.

This work presents the algorithm to calculate magnetic activity indices, based on Bartels's method, but using automatic calculation of a quiet daily Sq-variation. The list of quiet geomagnetic field days is formed by have already been calculated indices. Thus, the introduced algorithm provides both tracing of Sq-variation change and calculation of magnetic activity indices in real-time mode.

The calculations of magnetic activity indices according to data obtained in Borok Geophysical Observatory [58°04'N, 38°14'E] for different time intervals are resulted. It is shown that values of counted indices adequately characterize geomagnetic field perturbations and agree with the values of Kp-indices.

# Введение

В докладе рассмотрен алгоритм, позволяющий полностью автоматизировать расчет индексов геомагнитной активности в режиме реального времени, и воспроизводящий при этом первоначальную методику расчета К-индексов Дж. Бартельса [1]. Наиболее употребительный К-индекс геомагнитной активности, введённый Дж. Бартельсом в 1938г, служит мерой максимальных отклонений на последовательных трехчасовых промежутках значений геомагнитного поля от спокойной солнечно-суточной Sq-вариации – средней кривой, построенной по нескольким магнитограммам спокойного поля с четко выраженными дневными вариациями (обычно использовались пять магнитограмм в месяц).

В настоящее время на многих обсерваториях применяются различные методы выявления спокойно-суточной Sq-вариации, основанные на математической обработке вариаций магнитного поля в течение каждого дня, в частности FMI-метод [2]. Достоинством этих методов является их оперативность, однако, такие индексы геомагнитной активности, вообще говоря, отличаются от К-индексов Бартельса. Альтернативой их применению является разработка методов, эффективно использующих информационные технологии, но, в то же время, воспроизводящих оригинальную методику Бертельса [3]. В данной работе представлен алгоритм вычисления индексов геомагнитной активности основанный на методе Бартельса с автоматическим вычислением спокойно-суточной Sq-вариации.

## Описание алгоритма

В качестве входных данных для расчета индексов геомагнитной активности используются суточные файлы результатов измерений трех компонент геомагнитного поля. Результаты расчетов выводятся в месячный файл индексов геомагнитной активности. Для вычисления спокойносуточной Sq-вариации выбираются дни с наименьшей геомагнитной возмущенностью. При этом в качестве меры возмущенности геомагнитного поля используется максимальное за сутки отклонение горизонтальной компоненты геомагнитного поля от спокойно-суточной кривой. Ранее рассчитанные значения этих максимальных отклонений за каждые сутки хранятся в файле геомагнитных возмущений. Алгоритм расчета индексов геомагнитной активности для текущих суток выглядит следующим образом.

1. Прочитать файл геомагнитных возмущений. Из 30 дней, предшествовавших текущим суткам выбрать 5 наиболее спокойных дней, для которых значения суточные геомагнитных возмущений минимальны.

2. Прочитать результаты измерений за каждый из 5 наиболее спокойных дней. Вычислить спокойно-суточную Sq-вариацию как значение горизонтальной компоненты геомагнитного поля, усредненное по этим 5 наиболее спокойным дням.

3. Прочитать результаты измерений за текущий день. Найти разность между максимумом и минимумом отклонения измеренной горизонтальной компоненты геомагнитного поля от спокойно-суточной Sq-вариации на последовательных трехчасовых интервалах текущих суток. Записать наибольшее из полученных значений в файл геомагнитных возмущений для текущих суток.

4. Перевести полученные на предыдущем шаге значения отклонений горизонтальной компоненты геомагнитного поля от спокойно-суточной Sq-вариации в индексы геомагнитной возмущенности согласно логарифмической шкале.



Рис. 1. Среднемесячные солнечно-суточные Sq-вариации геомагнитного поля (нТл) на ГО «Борок» для 2003 г. (а) и 2009 г. (б).

Если в файле геомагнитных возмущений не содержатся оценки для каких-либо из 30 дней, предшествовавших текущему дню, то на первом шаге алгоритма наиболее спокойные 5 дней выбираются как дни с наименьшими суточными значениями Кр-индексов. Подобная ситуация может возникнуть, когда в соответствующие дни геомагнитные измерения не проводились. При непрерывных обсерваторских наблюдениях это имеет место только в начале измерений.

Таким образом, данный алгоритм обеспечивает как отслеживание изменения Sq-вариации, так и расчет индексов геомагнитной активности в режиме реального времени. При этом дни спокойного геомагнитного поля, по которым вычисляется Sq-вариация, определяются на основе ранее полученных данных.

111

## Апробация алгоритма

Описанный алгоритм применяется на среднеширотной [58°04'N, 38°14'E] Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН (*http://borok.adm.yar.ru*) для вычисления в режиме реального времени индексов геомагнитной активности [4]. В качестве входных данных используются представленные в цифровом виде результаты непрерывных обсерваторских измерений геомагнитного поля, проводимых в рамках международной программы геомагнитных наблюдений SAMNET (*http://www.dcs.lancs.ac.uk/iono/samnet*). Автоматическая магнитометрическая станция SAMNET, входящая в состав обсерваторского информационно-измерительного комплекса, включает в себя наряду с трехкомпонентным fluxgate-магнитометром, систему GPS для привязки данных к единому времени и цифровую систему сбора данных. Тактовая частота сбора данных системы SAMNET составляет 1 Гц. Цифровые данные геомагнитных измерений через локальную сеть сбора данных поступают на сервер базы данных среднеширотной Геофизической обсерватории «Борок», где сохраняются в виде текстовых часовых файлов [5].

Программное обеспечение сервера базы данных автоматически рассчитывает индексы геомагнитной активности для истекших суток [6]. Графики изменений индексов за текущий месяц отображаются на web-сайте базы данных (*http://geobrk.adm.yar.ru*; *http://geodata.borok.ru*).

Примеры среднемесячных кривых, построенных для солнечно-суточных Sq-вариаций, которые рассчитывались по вышеописанному алгоритму, представлены на рис. 1. На нем приведены соответствующие кривые для всех месяцев двух лет: 2003 г., когда имел место максимум солнечной активности, и 2009 г., когда наблюдался ее минимум. Приведенные графики отражают характерные особенности поведения и сезонные изменения спокойных солнечно-суточных Sq-вариаций.



Рис. 2. Сравнение расчетных среднесуточных индексов геомагнитной активности на ГО «Борок» ИФЗ РАН и Кр-индексов для 2003 г. (а) и 2009 г. (б).

Вариации индексов геомагнитной активности, рассчитанных для тех же периодов времени (2003 г. и 2009 г.) показаны на Рис. 2. Здесь же приведены вариации планетарных Кр индексов геомагнитной активности за те же годы. Из рисунков видно, что поведение индексов, рассчитанных по данным Геофизической обсерватории «Борок», хорошо соотносится с поведением планетарных Кр индексов. Таким образом, индексы геомагнитной активности,

рассчитываемые по предложенному алгоритму, качественно верно отражают состояние геомагнитного поля.

## Заключение

Описан алгоритм и приведены примеры расчетов спокойной Sq-вариации и индексов геомагнитной активности по данным геофизической обсерватории «Борок» для различных периодов времени. Показано, что величины рассчитываемых индексов адекватно характеризуют возмущения геомагнитного поля и согласуются со значениями Кр-индексов глобальной геомагнитной активности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 08-07-00194).

#### Литература

- 1. Bartels J., Heck N.H., Johnston H.F., The three-hour-range index measuring geomagnetic activity, J. Geophys. Res., V. 44, P. 411–454, 1939.
- 2. Menvielle M., Papitashvili N., Hakkinen L., Sucksdorff C., Computer production of K indices: review and comparison of methods, Geophys. J. Int., V. 123, P. 866–886, 1995.
- 3. Нечаев С.А., Руководство для стационарных геомагнитных наблюдений, Институт географии СО РАН, 140 стр., 2006.
- 4. Анисимов С. В., Дмитриев Э. М., Сычев А.Н. Информатизация наблюдений геофизических полей на обсерватории «Борок», Геофизические исследования, Т. 7, С.107–129, 2007.
- 5. Anisimov S.V., Chulliat A., Dmitriev E.M., Information-measuring complex and database of mid-latitude Borok Geophysical Observatory, Russian Journal of Earth Sciences, V. 10, doi: 10.2205/2007ES000227, 2008.
- Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Геоинформационные технологии геомагнитных наблюдений на Геофизической обсерватории «Борок», Российский журнал наук о Земле, Т. 11, doi: 10.2205/2009ES000401, 2009.

# ПЕЛЕНГАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ ГРОЗ НАД КАМЧАТКОЙ DIRECTION FINDING OBSERVATIONS DURING THUNDERSTORM PASSING OVER KAMCHATKA

## Г.И.Дружин, Н.В.Чернева, А.Н. Мельников

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, drug@ikir.ru

The azimuth distributions of thunderstorm discharges, which were registered by VLF direction finder during the passage of thunder-storms in the summer 2007 and 2009 via point Paratunka (Kamchatka), are considered. It is shown, that the azimuth distribution of thunder-storms coincides enough with the distribution calculated on the basis of world network, WWLLN, but the quantity of discharges, accepted by VLF direction finder, exceeds approximately on the order the discharges registered by stations WWLLN.

В Институте космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН на обсерваторском пункте «Паратунка», Камчатского края, осуществляется непрерывная регистрация электромагнитных излучений с применением ОНЧ-пеленгатора. Регистрация проводится в диапазоне частот от 3 до 60 кГц. Пеленгатор разработан и изготовлен в ИКИР ДВО РАН. Сигналы от грозовых источников принимаются антенной системой пеленгатора, состоящей из двух взаимно-перпендикулярных рамочных и одной штыревой антенн. Рамочные антенны, предназначенные для приема магнитной составляющей электромагнитного поля, расположены вертикально, плоскостью в направлении север-юг и восток-запад. Каждая рамочная антенна состоит из деревянного каркаса длиной 8 м и высотой 4 м, на котором закреплен 100-витковый кабель, заключенный в металлический экран. Штыревая антенна служит для приема электрической составляющей электромагнитного поля и состоит из мачты высотой 30 м, на вершине которой на изоляторе установлен штырь высотой 1 м с емкостной насадкой. Наведенные антеннах напряжения поступают на прелварительные усилители. на находяшиеся непосредственно у основания антенны, затем по кабельной линии связи подаются на блок аналоговой и цифровой обработки сигнала. После усиления, частотной фильтрации и преобразования в цифровую форму сигналы записываются на компьютер. Запись отдельных реализаций производится при превышении определенного порогового напряжения сигнала. В результате обработки создаются 2 суточных файла, в один из которых записываются реализации сигнала (текущие значения напряжений электрической и магнитной компонент поля), в другой только определенные параметры реализации (дата, время, средние значения компонент поля,

длина реализации, азимутальные углы). В дальнейшем файлы обрабатываются с помощью специально разработанного программного обеспечения.

Данные, полученные с помощью ОНЧ-пеленгатора, позволили нам: исследовать грозовую активность, возникающую в периоды перемещения циклонов, проходящих через Камчатку [1]; при зарождении и перемещении циклонов и тайфунов в Тихом Океане [2]; провести сравнение данных пеленгации с данными по перемещению циклонов, в зависимости от времени года [3]. Но в этих работах не рассматривались грозы, которые наблюдались визуально и проходили через пункт их регистрации. Цель данной работы — рассмотреть такие грозы и определить основные их характеристики.

Грозы на Камчатке визуально наблюдаются очень редко, несколько раз в году [4], но наши пеленгационные наблюдения показывают, что ежедневно здесь регистрируется очень большое количество (тысячи) грозовых разрядов [3]. Это связано с различными причинами, в том числе и с тем, что аппаратура принимает сигналы от гроз, находящихся на расстоянии до нескольких тысяч км [5], а визуально грозы можно наблюдать только с расстояний до 10–20 км.

Над полуостровом Камчатка в августе 2007 г. проходил мощный грозовой фронт. В пункте «Паратунка» гроза наблюдалась визуально 27 августа и сопровождалась многочисленными молниями и громом. На рис. 1*а* приведены результаты наблюдений, полученные с применением ОНЧ-пеленгатора, с 24 по 29 августа 2007 г. Азимут прихода сигналов отсчитывался от северного направления по часовой стрелке. На распределение грозовых разрядов наложена азимутальная зависимость направления ветра по данным, полученным из Гидрометцентра (УГМС Камчатского края). В нижней части рис. 1*а* приведено распределение количества принятых атмосфериков.

Из рис. 1*а* видно, что максимальное количество грозовых разрядов наблюдалась 26 августа в 7 ч по всемирному времени (UT), т.е. в 20 ч по местному камчатскому времени (LT) и совпало с резким изменением направления ветра при переходе его с северного направления на юговосточный. На следующий день грозовая активность уменьшилась, локальные максимумы в количестве грозовых разрядов наблюдались вечером в 15 ч LT 27 августа и утром в 8 ч LT 28 августа. В последующие дни интенсивность грозовых разрядов значительно ослабла. Отметим, что утром 28 августа в 8 ч LT произошло резкое изменение направления ветра с северного направления на югозападное, которое также сопровождалось увеличением количества грозовых разрядов.

Данные по распределению гроз, полученные в п. «Паратунка», мы сравнили с данными мировой сети станций для определения месторасположения гроз World Wide Lightning Location Network (WWLLN), которая позволяет с точностью до единиц километров определять координаты гроз, а также считать количество грозовых разрядов по всей Земле [6]. Размещение станций мировой сети показано на сайте <a href="http://webflash.ess.washington.edu/">http://webflash.ess.washington.edu/</a>.



Рис. 1. Азимутальное распределение грозовых разрядов в п. «Паратунка», построенное: *а* - по данным пеленгационных наблюдений в п. «Паратунка»; *б* - по мировой сети станций WWLLN. Точками обозначены грозовые разряды, сплошной линией на азимутальном распределении – направление ветра. Внизу, под азимутальным распределением приведена зависимость количества принятых атмосфериков (имп./ч) от времени суток.

На рис. 16 приведено азимутальное распределение грозовых разрядов, полученное на основе данных международной сети. При этом для расчета азимутов атмосфериков от п. «Паратунка» были выбраны данные по грозовым разрядам, находящиеся в диапазоне  $45^{0}$ – $60^{0}$  северной широты и  $140^{0}$ – $170^{0}$  восточной долготы. В результате мы видим, что азимутальное распределение гроз, полученное с применением ОНЧ пеленгатора, достаточно хорошо совпадает с азимутальным распределением, вычисленным на основе данных мировой сети станций WWLLN. Характер зависимости количества грозовых разрядов от времени также совпадает. Но количество разрядов, принятых пеленгатором, примерно на порядок превышает количество разрядов, зарегистрированных станциями WWLLN. Это, скорее всего, обусловлено тем, что станции WWLLN находятся на большом расстоянии от пункта наблюдения «Паратунка» и принимают не все разряды, находящиеся вблизи полуострова Камчатка.



Рис. 2. Широтно-долготное распределение грозовой активности в районе Камчатского полуострова: *а* – суточное распределение количества грозовых разрядов с 25 по 28 августа; *б* – трехчасовое распределение 26 августа 2007 г. Время по Гринвичу.

Рассмотрим интенсивность грозовых разрядов в зависимости от месторасположения их источников. На рис. 2 в левой части показано суточные распределения количества грозовых разрядов в зависимости от широты и долготы 25, 26, 27 и 28 августа 2007 г., в правой части рисунка – трехчасовые распределения в период максимальной активности грозы 26 августа. Широтно-долготное распределение грозовой активности построено на основе данных сети станций WWLLN. В верхней части рис. 2 приводится месторасположение полуострова Камчатка и прилегающих к нему островов. На рис. 2 показано, что 25 августа наблюдалась небольшая интенсивность гроз вблизи острова Сахалин. Затем, 26 августа грозы были зарегистрированы в районе острова Сахалин, Курильских островов и полуострова Камчатка. 27 августа интенсивность и они переместились в район Командорских островов. Из рассмотрения гроз снизилась, трехчасовых широтно-долготных распределений 26 августа видно, что наибольшая интенсивность грозовых разрядов наблюдалась с 3-х до 6-ти часов всемирного времени, что соответствует 14-19 ч камчатского времени. Известно, что в этот временной промежуток на суше наблюдается максимальная интенсивность гроз. обычно Минимальная интенсивность зарегистрирована с 18 ч до 24 ч UT, по камчатскому времени утром (6 – 13 ч LT). В этот временной промежуток на суше обычно наблюдается минимальная интенсивность гроз.

116

При регистрации грозовых разрядов с применением пеленгатора были сделаны записи временных форм атмосфериков и вычислены их частотные характеристики. Было получено, что на большом удалении от пункта наблюдения, 24 августа, на расстояниях ~ 1000 км, временная форма сигнала гладкая (без резких выбросов), а максимальная амплитуда в спектре сигнала приходится на частоту ~ 8 кГц. По мере приближения грозы к пункту наблюдения «Паратунка», 25 августа, форма сигнала становится менее гладкой, в частотном спектре появляются максимумы на частотах 10, 16 и 21 кГц. Когда же гроза проходила через пункт «Паратунка», 26 и 27 августа, сигналы приобрели форму коротких импульсов, а в частотном спектре максимальная амплитуда сместилась на более высокие частоты (18 - 24 кГц).

В 2009 г. в пункте «Паратунка» первая гроза наблюдалась визуально 20 мая и сопровождалась многочисленными молниями и громом. На юге Камчатки, по данным Гидрометцентра, в мае, июне и июле всего было зарегистрировано 12 дней с грозой (по 4 дня в каждом месяце), в августе — 1, в сентябре — 2 дня. Формы электромагнитных излучений от всех этих гроз были записаны ОНЧ пеленгатором. Пеленгационные наблюдения показали, что азимутальные распределения, формы сигналов и их спектры, наблюдавшиеся при подходе грозового фронта к пункту наблюдения в 2009 г., во многом схожи с наблюдавшимися ранее, в 2007 г. Отличие состоит лишь в том, что на юге Камчатки в летний и осенний период произошло 10 дней с грозой, а в 2009 —15.

Таким образом, в летний период 2007 г. и 2009 г. над пунктом наблюдения «Паратунка», на Камчатке, визуально наблюдалась грозы, что является редким явлением для этого региона. По данным, полученным с применением ОНЧ-пеленгатора, разработанного в ИКИР ДВО РАН, было построено азимутальное распределение и почасовая зависимость количества грозовых разрядов за период прохождения гроз мимо пункта наблюдения. Проведено сопоставление пеленгационных с данных с данными Мировой сети станций по определению месторасположения грозовых разрядов. Было показано, что азимутальное распределение гроз, полученное с применением ОНЧ пеленгатора, достаточно хорошо совпадает с азимутальным распределением, вычисленным на основе данных мировой сети станций WWLLN, но количество разрядов, зарегистрированных станциями WWLLN.

Сравнение пеленгационных и метеорологических данных показало, что резкое изменение направления ветра сопровождалось резким увеличением количества грозовых разрядов. С применением ОНЧ-пеленгатора были построены временные формы атмосфериков и их частотные характеристики.

Исследования, связанные с определением местоположения грозовых очагов, можно будет в дальнейшем использовать при составлении синоптических прогнозов, для обеспечения безопасности жизнедеятельности судов и самолетов.

## Литература

- 1. Дружин Г.И., Чернева Н.В. Пеленгация грозовых источников, связанных с циклонами Камчатки // Распространение радиоволн: сборник докладов XXI Всероссийской научной конференции. Йошкар-Ола, 2005. Т. 1. С.421-424.
- 2. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Дружин Г. И., Чернева Н. В.Возможные атмосферные эффекты в нижней ионосфере по наблюдениям атмосферных радиошумов на Камчатке во время тропических циклонов // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. № 6. 2005. С. 824 839.
- 3. *Druzhin G.I., Cherneva N.V., Melnikov A.N.* Thunderstorm Activity according to VLF Observations at Kamchatka // ISSN 0016\_7932, Geomagnetism and Aeronomy, 2009, Vol. 49, No. 8 (Special Issue 2), pp. 1305–1307.
- 4. Кондратюк В.И. Климат Камчатки. М.: Гидрометеоиздат. 1974. С. 11-30.
- 5. Дружин Г. И., Трахтенгерц В.Ю., Шапаев В.И. Долготный дрейф источников ОНЧ-излучения в области мировых очагов гроз // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 30. № 2. 1990. С. 328-329.
- Rodger C. J., Werner S., Brundell J. B, Lay E. H. et al. Detection efficiency of the VLF World-Wide Lightning Location Network (WWLLN): initial case study //Ann. Geophys. 2006. V. 24. P. 3197– 3214.

# **IONOSPHERIC ELECTRIC AND GROUND MAGNETIC PC5 VARIATIONS AT LOW-LATITUDE STATIONS** ВАРИАЦИИ ИОНОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО И НАЗЕМНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ, СВЯЗАННЫХ С РС-5 ПУЛЬСАЦИЯМИ, НА НИЗКОШИРОТНЫХ СТАНЦИЯХ

Akihiro Ikeda<sup>1</sup>, Kiyohumi Yumoto<sup>1,2</sup>, Manabu Shinohara<sup>3</sup>, Kenro Nozaki<sup>4</sup>,

Akimasa Yoshikawa<sup>2</sup>, Vasily V. Bychkov<sup>5</sup>, and Boris M. Shevtsov<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Space Environment Research Center, Kyushu University, Fukuoka, Japan

<sup>2</sup>Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University, Fukuoka, Japan

<sup>3</sup>Kagoshima National College of Technology, Kagoshima, Japan

<sup>4</sup>National Institute of Information and Communications Technology, Tokyo, Japan

<sup>5</sup>Institute of Cosmophysical Research and Radiowaves Propagation of the

Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Russia

Пульсации Рс-5 (ІмГц — 6,7 мГц) наблюдаются по всему миру на дневной стороне с помощью наземной сети. В частности, низкоширотные и экваториальные пульсации Рс-5 характеризовали токовую систему типа DP 2 в ионосфере. Тем не менее, наблюдения в ионосфере показывают другое. Мы предполагаем, что более широкое использование ВЧ радаров даст лучшее понимание пульсаций Рс5 в ионосфере и магнитосфере.

Настоящее исследование основано на данных с FM-CW радара, расположенного в Сасагури, Япония (SAS; Широта = 23.2 градусов, Долгота = 199.6 градусов, LT = UT + 9.5 часов). FM-CW радар — это радар типа BY, который может измерять диапазон целей, таких как доплеровское смещение радиоволн, отраженных от цели (например, от ионизированного слоя). Из наблюдаемого Доплеровского смещения мы можем рассчитать восточно-западно направленное электрического поля в ионосфере.

30 октября 2003 года пульсация Рс-5 была обнаружена в горизонтальной компоненте (Н) в дневное время на экваториальной станции (YAP) с большой амплитудой 30 – 50 нТ. Также были обнаружены колебания доплеровской скорости (V) (примерно 25м/с) в диапазоне Pc 5 в дневное время на станции SAS. Наземные магнитные вариации Рс 5 могут быть вызваны ионосферными электрическими полями.

Разность фаз между экваториальными H и V на SAS составила примерно -30 градусов на

частоте пульсаций 2 мГц. Разность фаз стала меньше с увеличением частоты. На 8 мГц задержка фаз между Н и V была примерно 90 градусов. Такое соотношение фаз можно объяснить используя эффект индукции из-за высокой ионосферной проводимости на дневной стороне экватора.

# Introduction

Low-latitude Pc5 pulsations (150-600 sec.) are observable by the ground-based magnetometers. Ziesolleck and Chamalaun [1993] examined the characteristics of low-latitude Pc5 pulsations. They showed that the amplitude of Pc5 pulsation decreased with decreasing of geomagnetic latitude, and concluded that the lowlatitude Pc5 was caused by the global compressional wave. On the other hand, Motoba et al. [2002] examined Pc5 pulsation by ground magnetic field data obtained from many stations. They found that the DP2-type current system excited low-latitude ground Pc5 magnetic pulsation.

Some researchers reported Pc5 pulsations by using ionosphere Doppler observations. Reddy et al. [1994] showed that the Pc5 oscillation in the Doppler frequency at the daytime equator correlated with ground magnetic field variation at afternoon highlatitude stations. They argued that the Pc5-range Doppler oscillations in the equatorial ionosphere were caused by the ionospheric electric field penetrating from high latitudes to the equator. In addition, Motoba et al. [2004] showed that daytime and nighttime Pc5



Figure 1. A schematic diagram of the Doppler measurement by an FM-CW radar.

pulsations in the Doppler frequency were caused by dawn-to-dusk polar electric fields at low latitudes. Thus the ionospheric oscillation is seems to be caused by DP2 type current system.

However, observations in the ionosphere are not so much reported. Especially phase relation between ground magnetic Pc5 and ionospheric electric fields are not examined well.

We believe that more extensive use of HF radars will lead to a better understanding of Pc5 pulsations. In this paper, we examine the general relationship between the ground magnetic and ionospheric electric fields.

## **Data Set**

The present study is based on the data from FM-CW radar located at Sasaguri, Japan (SAS; M. Lat. = 23.2 degree, M. Lon. = 199.6 degree, LT = UT + 9 hrs). The FM-CW radar is a type of HF radar that can measure the range of target as well as Doppler shift for reflected radio waves from the target (e.g., ionized layer). This application of the FM-CW radar is a variation of a technique developed by Barrick [1973] to measure sea scatter. We target the ionospheric F region for Doppler measurement. Our radar is an improved version of the FM-CW radar developed by Nozaki and Kikuchi [1987, 1988]. We have succeeded in detecting geomagnetic phenomena by using of this type of radars [*e.g.*, Ikeda *et al.*, 2010]. The observed Doppler frequency  $\Delta f$  is represented by

$$\Delta f = \frac{v \times 2f0}{c} \quad (1)$$

, where  $f^0$  is the transmitting frequency and v is vertical drift velocity of the ionosphere describe by

$$v = \frac{\Delta f \times c}{2f0} \quad (2)$$

We use low frequency (e.g. 2.5 MHz) for the transmitting frequency  $f\mathbf{0}$  at night, and use higher frequency (e.g. 8.0 MHz) at daytime. The data of Doppler velocity are digitized with 3-sec or 10-sec sampling. The data accuracy of the vertical drift velocity is 1.5 m/s at 8.0 MHz.

By assuming that the v is caused by the frozen-in effects in the ionosphere, we can estimate the east-west ward electric field (Ey). The equation of the frozen-in effect is described

$$\boldsymbol{E} = -\boldsymbol{V} \times \boldsymbol{B} \quad (3)$$

, where E is east-west electric field (Ey), and B is the horizontal component (H component) of the ambient magnetic field intensity in the ionosphere, and v is obtained by FM-CW radars. A schematic diagram of the Doppler measurement by an FM-CW radar is shown in Fig. 1.



Figure 2. Waveform of daytime Pc5 on 30 Oct. 2003. Shown are H at KUJ, Ey at SAS, and observed altitude of Ey at SAS.

For comparison with ionospheric Ey, we analyzed ground magnetometer data obtained at the Circumpan Pacific Magnetometer Network (CPMN) stations. [Yumoto et al., 1996; Yumoto et al., 2001]. The selected magnetic station was located at low latitude, Kuju, Japan (KUJ: M.Lat = 23.6 degree, M.Lon. = 203.2 degree, LT = UT + 9 hrs.).

## **Data Analysis**

Figure 2 shows Pc5 event on 30 October 2003 in the time period of 00:30-03:30 UT. This period was in a storm which occurred on 29 October 2003 with sudden commencement (SC). The panel (a), (b), and (c) show the horizontal component (H) of ground magnetic field at KUJ, Ey calculated from the v at SAS, and the observed altitude of v at SAS, respectively. KUJ and SAS were located at the local daytime sector during this period.

We found large-amplitude Pc5 in the H at KUJ. Also Ey at SAS showed Pc5-range oscillation correlated with the Pc5 in the H. During this event, v was observed at the virtual height of about 300 km with transmitting frequency of 8.0 MHz. Therefore, the radar echo was obtained from the ionospheric F region.

Band-pass filtered data of the H and Ey are shown in Fig. 3. Maximum peak-to-peak amplitudes of the H and Ey are  $\sim$ 30 nT and  $\sim$ 0.55 mV/m, respectively.

Figure 4 shows the correlations between the Hcomponent Pc5 wave forms observed at KUJ and Ey at SAS. We calculated the correlation coefficient by using the band-pass filtered data (Fig. 2). Here the negative lag means H leads, and the positive lag means the Ey leads. The maximum correlation coefficient was 0.62 with small time shift of 13 seconds. Therefore, the magnetic and electric Pc5 was excited almost simultaneously.

## **Discussion and Summary**

We examined Pc 5 pulsations on 30 Oct. 2003. We found that the Pc5-range oscillations appeared in ground magnetic field H and ionospheric Ey simultaneously. The Pc5 amplitude in the H at KUJ and in the Ey at SAS are  $\sim$ 30 nT and  $\sim$ 0.55 mV/m, respectively. The time lag between H and Ey was 13 seconds. Since H and Ey in Pc5 range oscillated without significant phase delay, it seems that the ground magnetic Pc5 is caused by the ionospheric electric fields which drive ionospheric current.

#### Acknowledgement

We would like to thank Mr. Ryuichi Ishihara, Mr. Kazuhiro Mori, and Mr. Toshiki Shimbaru for helping to construct the FM-CW radar at Sasaguri, Japan. The work for this paper was supported by JSPS as the Grant-in-Aid for Overseas Scientific Survey (18253005) and in part by National Institute of Information and Communications Technology (NICT). We also acknowledge World Data Center for Geomagnetism, Kyoto (http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html), for calculating IGRF model.



Figure 3. Band-pass filtered (150-600 s) data of the H and the Ey. The time interval is the same as Fig. 1. The top and bottom panels, show the filtered H at KUJ, and the filtered Ey at SAS, respectively.



Figure 4. Correlation Coefficient between H at SAS and Ey at SAS. The negative lags means the H leads, and the positive lags means the Ey leads.

#### References

- 1. Barrick, D. E. (1973), FM/CW radar signals and digital processing, NOAA Technical Rep. ERL 283-WPL 26, NOAA, Boulder, Colo.
- Ikeda, A., K. Yumoto, T. Uozumi, M. Shinohara, K. Nozaki, A. Yoshikawa, V. V. Bychkov, and B. M. Shevtsov (2010), Phase relation between Pi2-associated ionospheric Doppler velocity and magnetic pulsations observed at a midlatitude MAGDAS station, J. Geophys. Res., 115, A02215, doi:10.1029/2009JA014397.
- Motoba, T., T. Kikuchi, H. Luhr, T.-I. Kitamura, H. Tachihara, K. Hayashi, and T. Okuzawa (2002), Global Pc5 caused by a DP2-type ionospheric current system, J. Geophys. Res, 107(A2), 1032, doi:10.1029/2001JA900156.
- Motoba, T., T. Kikuchi, T. F. Shibata, and K. Yumoto (2004), HF Doppler oscillations in the lowlatitude ionosphere coherent with equatorial longperiod geomagnetic field oscillations, J. Geophys. Res., 109, A06214, doi:10.1029/2004JA010442.
- 5. Nozaki, K., and T. Kikuchi (1987), A new multimode FM/CW ionosonde, Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, 47, 217-224.
- 6. Nozaki, K., and T. Kikuchi (1988), Preliminary results of the multimode FM/CW ionosonde experiment, Proc. NIPR Symp. Upper Atmos. Phys., 1, 204-209.
- Reddy, C. A., S. Ravindran, K. S. Viswanathan, B. V. K. Murthy, D. R. K. Rao, and T. Araki (1994), Observations of Pc5 micropulsation-related electric field oscillations in the equatorial ionosphere, Ann. Geophys., 12, 565.

- 8. Yumoto, K. and the 210. MM Magnetic Observation Group (1996), The STEP 210. magnetic meridian network project, J. Geomag. Geoelectr., 48, 1,297.
- 9. Yumoto, K., and the CPMN Group (2001), Characteristics of Pi 2 magnetic pulsations observed at the CPMN stations: A review of the STEP results, Earth Planets Space, 53, 981-992.
- Ziesolleck, C. W. S., and F. H. Chamalaun (1993), A two-dimensional array study of low-latitude Pc5 geomagnetic pulsations, J. Geophys. Res., 98, 703.

# ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕКТОРОВ ВИЗЕ В НЕКОТОРЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАХ МИРА TIME CHANGES OF THE WIESE VECTORS IN SOME SEISMIC ACTIVE

**REGIONS OF THE WORLD** Т.А.Климкович<sup>1</sup>, Ю.М.Городыский<sup>1</sup>, Е.П.Харин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Карпатское отделение Института геофизики НАН Украины, Львов, tamara@cb-igph.lviv.ua <sup>2</sup>Международный Центр Данных по Солнечно-Земной Физике, Россия, Москва,

kharin@wdcb.ru

The results of long term investigations of Wiese vectors in the Transcarpathian deep are shown. Analysis of anomalous changes of induction arrows and seismic activity in the vicinity of observation point allows us to find out the dependencies between anomalous changes of Wiese vectors and earthquakes epicenters localizations. For the analysis of the Wiese vectors changes we developed algorithms and programs, which allowed carrying out high resolution in time of calculations of these vectors. The relationships of the seasonal and diurnal changes of the Wiese vectors were obtained in Transcarpathian deep, magnetic observatory "Irkutsk" (Russia), and magnetic observatories of Japan.

Компоненты вектора Визе А, В определяются как коэффициенты линейной комбинации вариаций компонент геомагнитного поля:  $\delta Z = A \,\delta X + B \,\delta Y$ . Компонента А направлена на север, а В – на восток. Построенная по этим компонентам стрелка указывает направление от аномалии электропроводности. Величины А, В часто называют также передаточными функциями геомагнитного поля. Временные изменения передаточных функций могут вызываться различными факторами. Значительное количество исследований посвящены изучению аномальных временных изменений векторов Визе при подготовке сильных землетрясений. Весьма интересные результаты получены в сейсмоактивных регионах Китая и Японии [1-3]. Похожие исследование проводятся свыше 20 лет на Карпатском геодинамическом полигоне (рис.1) в сейсмоактивном Закарпатском поргибе.



1 – Закарпатский глубинный разлом, 2 – Припаннонский глубинный разлом, 3 – Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда, 4 – разломы донеогенового фундамента Закарпатского прогиба, 5 – Пенинская зона, 6 – режимные геофизические станции, 7 – эпицентры местных землетрясений. Геологическая основа с [4]

Поскольку местная сейсмичность в Закарпатье довольно слабая, убедительных связей временных изменений векторов Визе с местными землетрясениями не обнаружено. Однако некоторые корреляции с распределением сейсмичности были замечены [5]. Для землетрясений,

эпицентры которых тяготеют к Закарпатскому глубинному разлому, аномальные значения индукционных стрелок наблюдаются в большинстве случаев перед землетрясением (стрелки слева от кругов), а для землетрясений, эпицентры которых находятся в центральной части Закарпатского прогиба – после землетрясения (стрелки справа) (рис.1).

В 1999 году отделом региональных геофизических работ УкрГГРИ на режимной геофизической станции «Н.Селище» установлено цифровую магнитовариационную станцию типа ЛЕМАД с секундной регистрацией компонент геомагнитного поля. Это позволило значительно уплотнить временные ряды векторов Визе и поставить задачу исследования их изменений по данным коротких реализаций на протяжении отдельных суток и отдельных интервалов суток в разрезе года. Для обеспечения такого мониторинга возникла необходимость разработки автоматизированной информационной системы быстрой и эффективной обработки данных цифровых наблюдений и вычислений векторов Визе. Нами разработаны алгоритмы и программы, позволившие осуществить высокую разрешимость во времени вычислений этих векторов [6]. Например, для диапазона периодов 5-10 мин вектора рассчитываются для последовательных интервалов каждые 170 мин. Благодаря этому выявлены закономерности сезонных и суточных изменений векторов Визе [7]. Они заключаются в изменении формы и ориентации области, которую занимают вершины векторов на плоскости их компонент (A, B) для всех диапазонов периодов (рис.2).



Рис. 2 Распределение вершин векторов индукции на плоскости на протяжении суток (2004 г., диапазон периодов 5-10 мин., интервал усреднения 10 с). Время указано по Гринвичу.

В ночное время эта область имеет кругообразную форму, с восходом солнца она начинает вытягиваться. Вблизи полудня фигура имеет максимальную вытянутость, а ее ось совпадает с меридианом. Сезонность заключается в увеличении длины большой оси фигуры и приближении ее к меридиану в летние месяцы. Такой сезонно-суточный характер изменений формы фигуры является, по нашему мнению, следствием влияния ионосферных источников на величину и направление векторов индукции.

Актуальным на наш взгляд может быть применение разработанной нами методики к исследованию временных изменений векторов Визе в значительно более высокосейсмичных регионах. В частности, нами рассчитаны непрерывные ряды векторов Визе по данным магнитных обсерваторий (МО) "Иркутск" (Россия), "Какиока", "Каноя", "Мемамбецу" (Япония).

Недалеко от (МО) "Иркутск" (60 км) 28.08.2008 произошло землетрясение М=6.2. Были произведены расчеты векторов Визе по данным непрерывных магнитовариационных наблюдений на этой МО с 1998 по 2008 годы. Оказалось, что на протяжении трех месяцев перед землетрясением наблюдалась ощутимая бухтообразная аномалия в компоненте А вектора Визе (рис.3). Ее амплитуда превышала средний уровень этой компоненты приблизительно на 30%. Похожих устойчивых аномалий в предыдущие годы обнаружено не было. Следовательно можно полагать, что для данного сильного землетрясения, в отличие от слабых землетрясений в Закарпатье, наблюдалась аномалия-предвестникового типа.



Рис. 3. Временные ряды компоненты А вектора индукции за 2005-2008 гг. (МО "Иркутск") Стрелкой обозначен момент землетрясения 28.08.2008 г.

Другой существенный результат состоит в том, что закономерности сезонных изменений вектора Визе на МО "Иркутск" и японских обсерваториях оказались практически такими же, как и на РГС НС, а именно, в летние месяцы ось фигуры вершин векторов Визе на плоскости их компонент имеет максимальную вытянутость, а ее направление совпадает с меридианом. (рис.4).



Рис. 4 Распределение вершин векторов индукции на плоскости на протяжении года (МО "Какиока" 1991-2007 гг., диапазон периодов 20-40 мин.). Месяцы обозначены цифрами.

Особенность сезонных изменений векторов Визе на МО Японии состоит в том, что на протяжении летнего периода существенно возрастает дисперсия (неустойчивость) компоненты В. Возможно, этот эффект является следствием изменений ряда параметров океана (температуры, локальных течений, распределения электропроводности морской воды и др.).

## Выводы.

Сопоставление аномального поведения векторов индукции с сейсмическим режимом Закарпатья позволило выявить особенности аномальных изменений в зависимости от локализации эпицентров близких землетрясений, а для сильного землетрясения в районе МО «Иркутск» (М=6.2), в отличие от слабых землетрясений Закарпатья, наблюдалась аномалия предвестникового типа.

Использование системы информационного мониторинга векторов Визе позволяет анализировать их временные изменения для коротких реализаций. Использование данной системы для анализа данных ряда геомагнитных станций позволило надежно обнаружить сезонные, суточные закономерности поведения векторов, а также особенности, характерные для отдельных станций. Например, для векторов индукции, рассчитанных по данным японских обсерваторий характерным является увеличение дисперсии компоненты В в летний период, особенно для МО «Какиока» и «Каноя», что существенно усложняет сопоставление их аномального поведения с сейсмичностью.

Данные магнитовариационных наблюдений на обсерваториях взяты на сайте INTERMAGNET, (www.intermagnet.org).

## Литература

- 1. Chen P. F. A search for correlation between time change in transfer functions and seismic actuvity in North Taiwan// J. Geomagn. Geoelectr. 1981.- 33, N 12.- p.635- 643.
- 2. Zeng X.P., Lin Y.F. et al. Study on electric variations of media in epicentral area by geomagnetic transfer functions //Acta Seismologica Sinica.- 1995.-V.8, No.3.- pp.413-418.
- 3. Xiaoping Zeng, Yunfang Lin, Chunrong Xu, Ming Zhao, Yuechen Zhao Manual on the forecasting of natural disaaters: Geomagnetic methods.- Beijing, 1985.- 147 p.
- 4. Тектоническая карта Украинских Карпат. М-б 1:200000 / Редакторы Глушко В.В., Круглов С.С. 1986.
- 5. Климкович Т.А., Городыский Ю.М., Кузнецова В.Г., Максимчук В.Е. Результаты непрерывных исследований временных изменений векторов индукции в Закарпатском сейсмоактивном прогибе // Геодинамика 1(6). 2007. С. 41-49 (укр.)
- 6. Городыский Ю.М., Кузнецова В.Г., Максимчук В.Е., Климкович Т.А. Некоторые результаты анализа временных изменений векторов Визе в сейсмоактивном Закарпатскому прогибе по данным цифровых магнитовариационных наблюдений и проблемы обработки этих данных // Тезизы докладов IV Международной научной конференции "Мониторинг опасных геологических процессов и экологического состояния среды", 9-11 октября 2003 года, Украина, Киев, с.61-63 (укр.)
- Климкович Т.А., Городыский Ю.М., Кузнецова В.Г., Максимчук В.Е. Исследования временных изменений параметров векторов индукции в Закарпатском сейсмоактивном прогибе // Геофизический журнал.-2009,т.31, N6.- С.147-153 (укр).

# МЕТОДЫ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ (РО) В ИССЛЕДОВАНИИ СЛОЖНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ (СГО) РАТТЕRN RECOGNITION METHODS (PR) IN INVESTIGATION OF THE COMLEX GEOPHYSICAL OBJECTS (CGO)

И.В.Ковалевский

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова РАН, <u>ikoval@izmiran.rssi.ru</u>

The work is devoted to questions of comprehensive (theoretical and empirical) investigations of such complex geophysical objects as the geomagnetospheric storms (GMS), the earthquakes (EQ), and the separate geological objects (SGO) by means of modern scientific methods. A distinguishing characteristic of the investigation of those geophysical objects is that the data on studied objects processes are getting in different space-time regions by sets of different instruments and apparatus. The data are processed a great variety of methods. The complexity of investigated CGO requires address to a new methodological approach – system approach (SA), setting a plan for scientific investigation of studied complex CGO as integrity in which the set of processes of different modality is considered as tight interconnected complex in space and in time. In system analysis of CGO we have used a pattern recognition methods, which include the sequential and cluster analysis, and which are most adequate to system methodological arrangements. The essence of a new approach is demonstrated on example of the GMS of August 27, 1978 with  $D_{st}$ =-226 nT. The GMS is considered as complex interconnected set of 29 physical processes in the interplanetary-geomagnetosphere system. An application of this new approach

based on PR in analysis of data of the EQ and of complex geophysical monitoring of SGO is discussed. It is pointed out principal moments drawing nearer the state of the affairs in these fields (EQ and SGO) of science and the state of the affairs in GMS physics.

Введение. Сложность таких изучаемых явлений, как геомагнитосферные буря и суббуря (характеризуемые сложным, неоднородным комплексом взаимосвязанных физических процессов) требует обращения к новому методологическому подходу - системному подходу (СП), базирующемуся методически на теории распознавания образов (РО), поскольку их исследование методами классического научного подхода, т.е. классическими методами математической статистики, имеет существенные ограничения. В этой новой методологии на первый план выходит изучение сложного физического явления как целостного, в котором совокупность изучаемых процессов различной модальности (механической, электромагнитной и т.п.) рассматривается как тесный взаимосвязанный комплекс как в пространстве, так и во времени ( в различные фазы его развития) [1]

Учитывая воздействие больших геомагнитосферных бурь (ГМБ) на технологические системы и нерешенность ряда вопросов физики этих явлений [1, 2], продемонстрируем некоторые возможности методов распознавания образов на примере анализа очень большой бури 27-30.08.1978 г. (D<sub>st</sub>=-226нT), например, установления наиболее существенных причинноследственных связей с целью выделения наиболее геоэффективных параметров, выбора и построения физических моделей рассматриваемого события с последующим возможным их использованием для прогноза. Анализ проводится на основе изучения дендритной структуры как всей ГМБ в целом, так и отдельных ее фаз, уделяя особое внимание главной фазе.

Системный подход, аналогичный ГМБ, может быть распространен (при соответствующей его модификации) на анализ имеющихся данных о землетрясениях (3T) и данных, полученных при осуществлении комплексного геофизического мониторинга отдельных геологических объектов.

Краткая характеристика секвентно-кластерного анализа совокупности признаков. Особую ценность методы РО, включающие в себя секвентный и кластерный анализы (СКА) [1], приобретают при исследовании очень больших (ОБ) геомагнитосферных бурь (коей является буря 27-30.08.1978 г.) из-за ограниченности числа такого типа событий, а, следовательно, невозможности получить надежные результаты на основе обычных методов классической статистики. Использование СКА признаков частично позволяет преодолеть эту трудность.

Для характеристики индивидуальных особенностей ГМБ, отражающих уникальность события, использовался набор из N=29 параметров (элементарных процессов выступающих в роли 'функциональных элементов'), из которых 13 исходные (измеряемые) и 16 - «производные», сформированные для физической интерпретации. К исходным относятся V, n и T (скорость, концентрация и температура протонной компоненты солнечного ветра), полная величина В и компоненты  $B_X$ ,  $B_Y$ ,  $B_Z$  ММП, углы ориентации  $\phi_B$ ,  $\theta_B$  ММП, дисперсия  $\sigma_Z$   $B_Z$ -компоненты, D<sub>st</sub>-, АЕ- и АL-индексы геомагнитной активности (ГА). В качестве «производных процессов», сформированных с целью физической интерпретации различных аспектов ГМБ [2], взяты: V<sup>2</sup>,  $P = nV^2$ ,  $nV^3$ ,  $B_T^2 = B_Y^2 + B_Z^2$ ,  $E_Y = VB_Z$ ,  $E_Z = VB_Y$ ,  $E_T = VB_T$ ,  $E_{\sigma Z} = V(\sigma_Z - B_Z)$ ,  $\mathbf{E}_{\rm S} = \mathbf{V}\mathbf{B}_{\rm S}, \quad \mathbf{V}^2\mathbf{B}_{\rm S}, \quad \mathbf{F}_{\rm M} = \mathbf{V}\mathbf{B}_{\rm S}(\mathbf{m}_{\rm p}\mathbf{n}\mathbf{V}^2)^{1/3}, \qquad \mathcal{E}_{\rm CF} = \mathbf{V}\mathbf{B}^2\sin^4(\theta/2)\cdot\mathbf{l}_{\rm CF}^2, \quad \mathbf{F}_{\rm P} = \mathbf{B}^2\left|\sin^3(\theta/2)\right| / \sqrt{n},$  $DR = (2/3D_{ct} - 0.02V\sqrt{n} + 20),$  $FEM = dDR/dt + DR/\tau_{P}$ ,  $U_{_{T}} = -4 \cdot 10^{20} (dDR/dt + DR/\tau_{_{R}}) + 3AE \cdot 10^{15} \quad (\text{эрг/сек}), \ \text{где} \quad B_{_{S}} = B_{_{Z}} \quad \text{при} \quad B_{_{Z}} < 0 \quad \text{и} \quad B_{_{S}} = 0 \quad \text{при}$  $\mathbf{B}_{z} \ge 0$ ,  $\mathbf{m}_{p}$  -масса протона,  $\theta = arctg(|\mathbf{B}_{Y}/\mathbf{B}_{Z}|)$  при  $\mathbf{B}_{Z} \ge 0$  и  $\theta = 180^{\circ} - arctg(|\mathbf{B}_{Y}/\mathbf{B}_{Z}|)$  при  $B_{Z} < 0$ ,  $1_{CF} = (M_{D}^{2} / 4\pi m_{p} n V^{2})^{1/6}$ ,  $M_{D} = 8,6 \cdot 10^{25} \Gamma c \cdot c \text{ m}^{3}$ ,  $\tau_{R}$  -постоянная распада кольцевого тока, FEM = FEM6 при  $\tau_{\rm R}$  = 6 ч. Эти 29 элементарных процесса достаточно полно описывают состояние ГМБ как системного комплекса. Ведущим опорным физическим процессом была D<sub>st</sub>вариация геомагнитного поля на основе которой производилось разбиение всего сложного явления ОБ ГМБ на фазы: фон (Ф), начальная фаза (НФ), главная фаза (ГФ) – резкое понижение D<sub>st</sub>-индекса, фаза восстановления (ФВ). Полный период (ПП) составлял 64 ч. Минимум D<sup>M</sup><sub>st</sub>

приходился на 25 точку. Исходные данные взяты из [3, 4].

29 процессов на каждой отдельной фазе ГМБ и для ПП анализировались методами кластерного анализа с контролем надежности результатов на основе использования секвентного анализа. Суть методики сводится к следующему. Сначала все процессы f(t), g(t) (параметры) масштабируются, нормализуются ( $\hat{f}(t), \hat{g}(t)$ ) для уменьшения эффектов разнородности данных. Затем вводится понятие «типового» расстояния между нормированными процессами  $\hat{d}_{c} = \frac{1}{2} \int_{0}^{1} [\hat{f}(t) - \hat{g}(t)]^{2} dt$  (за общее время процесса принята реализация в 64 насовых средних

 $\hat{d}_{fg} = \frac{1}{4} \int_{0}^{1} \left[ \hat{f}(t) - \hat{g}(t) \right]^{2} dt$  (за общее время процесса принята реализация в 64 часовых средних

данных). На базе этих  $\hat{d}_{fg}$ , посчитанных между всеми f(t), g(t) (полный набор из N(N-1)/2 расстояний), выделяется совокупность с (N-1)=28 минимальных  $\hat{d}_{fg}$  («метод ближайшего соседа») между 29 процессами, которая графически представляется в виде дендритной структуры. Устойчивость дендритной структуры контролируется дополнительными расчетами тех же данных при использовании некоторой грубой модификации расстояния  $\hat{d}_{fg}$  (фильтрация), получаемой

посредством разложения процессов  $\hat{f}(t)$  и  $\hat{g}(t)$  по системе базисных функций Уолша - метод секвентного анализа. Один из вариантов «огрубления» процессов состоял просто в переходе на данные, усредненные за два часа. В более сложных вариантах усреднение было неоднородным и включало интервалы усреднения от одного до четырех часов. Такую структуру процесса назовем крупномасштабной. Анализ дендритных структур сводился к выделению групп (кластеров), наиболее тесно связанных параметров (процессов), и представлению в форме дендрограмм.

На дендрограмме отражаются результаты последовательного анализа дендрита посредством указания порядка, в котором разрываются взаимосвязи между процессами (S1 - наибольшее  $\hat{d}_{fg}$ , наиболее независимые группировки параметров, S2 - следующие по величине  $\hat{d}_{fg}$  и т.д.). Таким способом выделяются относительно независимые совокупности тесно взаимосвязанных процессов.

Далее, сам факт сохранения тесного кластера из различных процессов требует адекватной интерпретации, какого-либо объяснения. Этого можно достичь, если наряду с первичными эмпирическими процессами использовать «теоретические», т.е. хорошо интерпретируемые процессы, представляющие собой сложную аналитическую зависимость от первичных процессов или вообще взятые из математической модели. Тогда постоянное присутствие в тесном кластере процессов такого «теоретического процесса» создает прочную основу для интерпретации полученных результатов и дальнейшего продвижения в построении теоретических моделей явления в целом.

В настоящей работе в качестве расстояния между двумя заданными процессами - f(t) и g(t) (0≤t≤T), выражаемое через пирсоновский коэффициент корреляции r, нами использовалось расстояние типовой коррелированности - ITIP2

$$d_{TC} = \sqrt{(1 - r^2)}; (r = \pm 1, \rightarrow d_{TC} = 0).$$
 (1)

(2)

Коэффициент корреляции г между f( $\tau$ ) и g( $\tau$ ) на интервале  $0 \le \tau \le 1$  ( $\tau$ =t/T) задается в виде:

$$r = \left[\int_{0}^{1} f(\tau)g(\tau)d\tau - \bar{f} \cdot \bar{g}\right] / \sigma_{f}\sigma_{g} = \left(\overline{f \cdot g} - \bar{f} \cdot \bar{g}\right) / \sigma_{f}\sigma_{g},$$

$$\overline{f} = \int_{0}^{1} f(\tau) d\tau, \overline{g} = \int_{0}^{1} g(\tau) d\tau, \overline{f \cdot g} = \int_{0}^{1} f(\tau) g(\tau) d\tau, \sigma_{f}^{2} = \int_{0}^{1} f^{2}(\tau) d\tau - (\overline{f})^{2}, \sigma_{g}^{2} = \int_{0}^{1} g^{2}(\tau) d\tau - (\overline{g})^{2};$$

где

 $\overline{f},\overline{g}$  - средний уровень процесса;  $\sigma_f,\sigma_g$  - средние разбросы f, g относительно  $\overline{f},\overline{g}$  в анализируемом временном интервале.

Достоинством расстояния (1) является то, что его можно применять для процессов различной природы, разных размерностей.

В силу ограниченности объема доклада, обратимся к рассмотрению лишь ГФ ГМБ 27.08.1978 г., т.е. сущностной фазы бури по данным точных дендрита и дендрограммы (Рис.1).



а) Дендрит (ГФ, точный)



б) Дендрограмма (ГФ, точная)

Рис.1. Дендриты и дендрограммы ОБ ГМБ 27-29 августа 1978 г.

С целью выявления надежных диагностически ценных параметров (ДЦП) кластеризация дендрита ГФ осуществлялась до шага (Sn), на котором выполнялось условие между соседними  $|\mathbf{r}_{\rm fr}| \ge 0.8$ . Сравнение с грубыми дендритом и дендрограммой говорит об их процессами относительной устойчивости. Сопоставление дендрограмм НФ и ГФ свидетельствует о наличии существенных изменений структуры процессов. Это проявляется, прежде всего, в увеличении компактности дендритной структуры (Рис.1), а также в дендрограмме кластера шага S10 (см. в котором произошло объединение ведущих геомагнитосферных Рис.1). процессов (D<sub>st</sub>+DR+FEM+U<sub>T</sub>) с рядом межпланетных параметров. Их развитие определяется прежде всего группой параметров ( $B_Y + E_Z + B_X + \phi_B + n + nV^2 + nV^3$ ) ( $|r| \approx 0.81 - 0.97$ ), а также, хотя и в меньшей степени, связкой параметров ( $B_z+E_y+E_{\sigma Z}+B_sV+B_sV^2+F_M$ ). Таким образом, для процессов  $D_{st}$ , DR и FEM в качестве ДЦП в период ГФ можно использовать, по крайней мере, семь параметров  $(B_{Y}+E_{X}+B_{X}+\phi_{B}+n+nV^{2}+nV^{3})$ . Нетривиален параметр  $B_{X}$ . А если принять во внимание геоэффективность группировки ( $B_Z + E_Y + E_{\sigma Z} + B_S V + B_S V^2 + F_M$ ), а также некую геоэффективность параметров  $\varepsilon_{CE}$ , B<sub>T</sub>, F<sub>P</sub> то число ДЦП существенно увеличивается. Мы сталкиваемся с проблемой поиска репрезентанта. Параметры последней группировки наиболее геоэффективны для процесса FEM, причем наибольший коэффициент корреляции у связи г(FEM, F<sub>M</sub>)=0.92. Геоэффективность связи ( $B_SV$ ,  $B_SV^2$ ,  $F_M$ ) с DR и  $D_{st}$  ослабевает.

Обратим внимание на факт изолированности в дендрограммах ПП и ГФ (при высоком уровне кластеризации) процессов (AE, AL), тем не менее, их активность в обоих случаях определяется параметром  $E_{\sigma Z}$  (в ГФ г(AL,  $E_{\sigma Z}$ )=-0.7, Рис.1).

Нельзя не отметить для данного события наличие слабой связи в ГФ между  $D_{st}$  и DR с AE и AL. В другие фазы она повыше. Наибольшая в фоновую фазу. Однако по полному периоду она на уровне г  $\approx 0.5$ .

Обсуждены перспективы этих подходов, базирующихся на РО, в анализе данных землетрясений и комплексного геофизического мониторинга отдельных геологических объектов.

Отмечены принципиальные моменты, сближающие состояние дел в этих областях науки (ЗТ и ОГО) [5, 6] и состоянием дел в физике геомагнитосферных бурь [1, 2]. Подчеркивается главное достоинство предлагаемого подхода. Оно состоит в том, что процессы самой различной природы не только могут быть рассмотрены на единой основе, но и в принципе – привести к реконструкции СГО, например, землетрясений как сложного физического явления на базе развитой техники дендритного или дендрограммного представления взаимосвязанных процессов, подобно тому, как это удалось сделать для геомагнитосферной бури. Тем самым может быть осуществлена постановка прогноза ЗТ на основе всего комплекса имеющихся данных и их взаимосвязей.

Таким образом, эти методы являются исключительно мощным инструментальным средством, позволяющим одинаково решать круг самых разнообразных проблем при обязательном условии предварительного представления исследуемых объектов в виде систем того или иного рода и последующего их логического и исторического анализа.

## Литература

- 1. Ковалевский И.В., Морозов Ю.И. Методы распознавания образов в анализе сложных физических явлений. М.: ИЗМИРАН, 1989, 260 с.
- 2. Gonzales W.D., Joselyn J.A., Kamide Y., Kroehl H.W., Rostoker G., Tsurutani B.T. and Vasuliunas V.M. What Is a Geomagnetic Storm? *J. Geophysical Research*, Vol. 99, pp. 5771-5792, 1994.
- 3. Kamei T. and Maeda H. Auroral Electrojet Indices (AE) for Jule-December 1978. Data Book N4. WDC-C2, Kyoto, Japan, 1981.
- 4. King J. H. Composite Interplanetary Magnetic Field and Plasma Tape. -*SM- 41B, NSSDC-A*, Greenbelt, USA, 1979.
- 5. Долгосрочный прогноз землетрясений (методические рекомендации) // Под ред. М.А.Садовского. М.: Наука, 1986, 128 с.
- 6. Хмелевский В.К. ЭКОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА. Сборник материалов. М., 1995.

# ОТКЛИК ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ В ДАННЫХ ЯКУТСКОГО НЕЙТРОННОГО МОНИТОРА

# THE RESPONSE OF STORM ACTIVITY IN THE DATA OF THE YAKUT NEUTRON MONITOR

В.И. Козлов, В.А. Муллаяров, С.А. Стародубцев, А.А. Торопов, Л.В. Тимофеев Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, г. Якутск

## E-mail: v.kozlov@ikfia.ysn.ru

Experimental data of speed of the account of the neutron monitor at station «Yakuts cosmic ray spectrograf of A.I. Kuzmin» (105 m over Sea level) are presented during passage the charged clouds over installation for a storm season of 2009 (May - August). Electric field variations are registered electrostatic fluxmeter manufactures RRI with a range of measurements  $\pm 50$  kV/m that during long increases (~ 5 hours) intensity weeding on the average on ~ 7 kV/m concerning fair weather level are observed reduction of speed of the account of the neutron monitor on the average for 0,5 percent. The effect was observed and individually in all 12 days at which long change of electric field at passage the charged clouds was registered. At 6 events rather shorter increases (~ 1 hour) intensity weeding on the average on ~ 5 kV/m concerning fair weather level also are observed reduction of speed of the account of the neutron monitor of speed of the account of the neutron monitor intensity weeding on the average on ~ 1 hour) intensity weeding on the average on ~ 5 kV/m concerning fair weather level also are observed reduction of speed of the account of the neutron monitor of speed of the account of the neutron monitor of speed of the account of the neutron monitor of speed of the account of the neutron monitor of speed of the account of the neutron monitor of speed of the account of the neutron monitor of speed of the account of the neutron monitor of speed of the account of the neutron monitor of speed of the account of the neutron monitor on the average for ~0,25 percent in all events. The effect also was observed and individually in all 6 days.

Представлены экспериментальные данные скорости счета нейтронного монитора на станции Якутский спектрограф космических лучей (КЛ) им. А.И. Кузьмина (105 м над уровнем моря) во время прохождения электрически заряженных облаков над станцией за грозовой сезон 2009 г. (май – август).

Для выявления предполагаемой теорией корреляции между электрическим полем и интенсивностью КЛ [1] и установленной различными авторами связи между космическими лучами (КЛ) и земным электрическим полем во время гроз [2,3] проведено сравнение данных вариаций электрического поля, зарегистрированных с помощью электростатического флюксметра, с данными спектрографа космических лучей (нейтронного монитора и мюонного телескопа). Для этого используются данные одновременных измерений спектрографа КЛ и электрического поля в Якутске.

Для измерения электрического поля использовался доработанный нами электростатический флюксметр ЕZ НМЛС 411124000 производства НИРФИ. Доработка состояла в

замене штатных микросхем на микросхемы с автоматической установкой нуля для уменьшения наблюдавшегося дрейфа. Проведена калибровка флюксметра в искусственном электрическом поле (до +/-1200В/м) и на различных дистанциях от калибровочной пластины (25-110мм). Электростатический флюксметр имеет диапазон измерений ±50 кВ/м. Спектрограф состоит из нейтронного монитора и 4 мюонных телескопов, расположенных на уровнях 0, 7, 20 и 40 м водного эквивалента.

За период с 1 мая 2009 года по 31 августа 2009 года было зарегистрировано 25 случаев прохождения грозового фронта, либо фронта мощных кучевых облаков, при которых напряженность электрического поля существенно увеличивалась (более +/-5 кВ/м). В семи случаях изменение поля в одну сторону (около +/-5 кВ/м) было долговременным (около 9 часов) и в одном случае до 20 кВ/м около 1 часа (07-08:11:07:2009). Эти 8 событий и были рассмотрены.

На Рис. 1 изображено событие с изменением электрического поля до 20 кВ/м. В 08:00 (UT) произошел достоверный (P<0,05) спад счета нейтронов на 1-1,8% совпадающий по времени с резким скачком электрического поля. В мюонах малых энергий так же наблюдается реакция порядка 0,3-0,8%. В мюонах с большей энергией реакции не наблюдается. Схожие результаты получили в [2,3].



#### Рис. 1 а) электрическое поле

б) изменение темпа счета нейтронов с пороговой энергией=1,65 ГэВ медианой=15ГэВ
в) изменение темпа счета мюонов с энергиями: пороговая=3 ГэВ, медианная =60 ГэВ
г) изменение темпа счета мюонов с энергиями: пороговая=4,5 ГэВ, мединная=77 ГэВ
д) изменение темпа счета мюонов с энергиями: пороговая=9 ГэВ, мединная=110 ГэВ
е) изменение темпа счета мюонов с энергиями: пороговая=15 ГэВ, мединная=146 ГэВ

Для анализа 4-х случаев повышения поля и 3-х случаев понижения был применен метод наложения эпох с часовым усреднением, для получения необходимой точности и получения достоверной вариации. Данные для наложения эпох брались за 2 часа до и до 10 часов после начала события (продолжительное повышение электрического поля в одну сторону). Результаты, полученные, этим методом изображены на Рис. 2 и Рис. 3.

Обнаруженное уменьшение темпа счета нейтронов на 0,3% не зависит от знака отклонения атмосферного электрического поля (при любом знаке поля интенсивность КЛ уменьшается).



Рис. 2. Слева - наложение эпох темпа счета нейтронов при росте электрического поля в положительную сторону, справа - в отрицательную.

Аналогично ведет себя мягкая компонента КЛ (пороговая энергия ~3 ГэВ, медианная ~60 ГэВ) в электрическом поле (+/-5 кВ/м). Уменьшение темпа счета мюонов составляет порядка 0,3-0,5% и так же не зависит от знака, более жесткая компонента (пороговая энергия ~ 4,5 ГэВ, медианная ~77 ГэВ) не реагирует.



Рис. 3. Слева – полученная методом наложения эпох вариация количества регистрируемых мюонов при росте электрического поля в положительную сторону, справа – при росте электрического поля в отрицательную сторону.

Возможно объяснение наблюдаемой вариации КЛ дополнительным поглощением водой, содержащейся в дождевых облаках.



Рис. 4. Сверху - изменения темпа счета нейтронов, снизу - относительная влажность по данным метеостанции аэропорта г. Якутска.

130

На Рис. 4 изображены вариации темпа счета нейтронов и изменение относительной влажности за 2-е суток (май и июнь), в которых наиболее характерно наблюдается зависимость.

Из сравнения вариаций темпа счета нейтронов и влажности видно, что они ведут себя в противофазе. Но такая зависимость прослеживается не регулярно. К тому же необходимо отметить, что кучево-дождевая облачность наблюдалась на протяжении всех представленных периодов, а не только во время появления вариации КЛ. Например, 11.07.09 (Рис. 1) с 6 ч до 8 ч была кучево-дождевая 50% средняя облачность и 50% нижняя облачность (ниже 2000 м) с высотой нижней кромки 1200 м влажность 53%. С 7ч 30 мин до 8 ч наблюдалась гроза. С 8 ч до 9 ч 30 мин шел слабый ливневой дождь, была кучево-дождевая 80% средняя облачность и 80% нижняя облачность (ниже 2000 м) с высотой нижней кромки 1200 м, влажность 53%. С 7ч 30 мин до 11 ч была кучево-дождевая 80% средняя облачность и 50% нижняя облачность (ниже 2000 м) с высотой нижней кромки 1200 м, влажность (ииже 2000 м) с высотой нижней кромки 1200 м, влажность 77%.

Это говорит о необходимости привлечения влияния электрического поля [1] для объяснения наблюдаемого эффекта во всех случаях.

Установлено, что во время длительных повышений (~ 5 часов) напряженности поля в среднем на ~ 7 кВ/м относительно уровня ясной погоды наблюдается значимое уменьшение скорости счета нейтронного монитора в среднем на 0,5 процента. Эффект наблюдался и индивидуально во всех 12 днях, при которых регистрировалось длительное изменение электрического поля при прохождении электрически заряженных облаков. При 6 событиях относительно более коротких повышений (~ 1 часа) напряженности поля в среднем на ~ 5 кВ/м относительно уровня ясной погоды также наблюдается уменьшение скорости счета нейтронного монитора в среднем на ~0,25 процента во всех событиях. Эффект также наблюдался и индивидуально во всех 6 днях. Одновременно в мюонной компоненте КЛ наблюдалось понижение на величину около 0,3%. Для более высокоэнергичных мюонов подобный эффект не обнаружен. С изменением электрического поля до 20 кВ/м наблюдался достоверный (Р<0,05) спад счета нейтронов на 1-1.8% совпадающий по времени с резким скачком электрического поля. В мюонах малых энергий так же наблюдается реакция порядка 0,3-0,8%. В мюонах с большей энергией реакции не наблюдается. Сделан вывод, что для объяснения наблюдаемых эффектов кроме известного влияния электрического поля на КЛ необходимо учитывать дополнительное поглощение нейтронов влагой, содержащейся в грозовых облаках.

Работа выполнена в рамках НОЦ «Космофизика» и поддержана грантами РФФИ 08-02-00348-а, 09-05-98540-р\_восток\_а и программами Президиума РАН 16 и АВЦП проект № РНП 2.1.1/2555 и ФАНИ г.к.02.740.11.0248.

# Литература

- 1. Dorman, L. I. and Dorman I. V. et al., Cosmic-ray atmospheric electric field effects. //J.Geophys. Res. A. 2003. V. 108. №5. 1181doi:1029/2002JA009533.
- 2. А.С. Лидванский, В.Б. Петков, Н.С. Хаердинов. Вариации интенсивности мюонов космических лучей вызванные грозовыми электрическими полями. // Изв. РАН, сер. физ., 2004. Т. 68. № 11. С. 1605-1607.
- 3. Антонова В.П., Гуревич А.В., Зыбин К.П. и др. Отклик грозовой активности в данных Тянь-Шаньского нейтронного монитора. // Изв. РАН, сер. физ., 2009. Т. 73. № 3. С. 412-414.

# МОДЕЛЬ КОНВЕКЦИИ ВО ВРАЩАЮЩИХСЯ СФЕРИЧЕСКИХ СЛОЯХ ПРИ МАЛЫХ НАДКРИТИЧНОСТЯХ CONVECTION MODEL IN THE ROTATING SPHERICAL LAYERS WITH LOW SUPERCRITICALITIES Г.М. Водинчар, Л.К. Крутьева

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, ikir@ikir.ru

Convective instability in the spherical shell of the viscous liquid in relation to the elementary (basic) poloidal perturbations presented by generic field of some spectral problem is observed in the paper. Non rotating and rotating shell cases are considered. In case of rotation, coriolis effect on the poloidal perturbation approximates by two toroidal components. Explicit expressions for critical values of the Rayleigh number in accordance with perturbations and relative thickness of the layer are shown. Layer parameters corresponding to the liquid Earth's core are separately analyzed.

Конвективные процессы в сферических оболочках являются основными формами движения в астро- и геофизических объектах и играют важную роль в генерации магнитных полей.

В работе рассматривается конвективная неустойчивость в сферической оболочке по отношению к элементарным полоидальным возмущениям, в качестве которых выступают собственные поля некоторой спектральной задачи. Представлены явные выражения для критических значений числа Релея в зависимости от возмущений при параметрах слоя, соответствующих жидкому ядру Земли.

## 1. Невращающаяся оболочка.

Рассмотрим сферическую оболочку *D* вязкой жидкости толщиной *h*. Будем использовать сферическую систему координат с началом в центре *O* слоя, совместив ось вращения слоя с осью  $\theta = 0$ . Температуру на внутренней и внешней границах слоя считаем постоянной, причем на внутренней границе она выше, чем на внешней. Обозначим через **v** и *T* поля скорости и температуры, соответственно.

Будем использовать следующие упрощающие предположения: жидкость в оболочке – несжимаемая, вариации плотности относительно среднего значения  $\rho_0$  малы, кинематическая вязкость v и температуропроводность k постоянны. Температура на внутренней  $r_1$  и внешней  $r_2 = r_1 + h$  границах оболочки сохраняет постоянные значения  $T_1$  и  $T_2 = T_1 - \delta T$ , где  $\delta T$  – положительная разность температур.

Тогда уравнения конвекции в приближении Буссинеска в безразмерной форме имеют вид:

$$\operatorname{rot} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} - \operatorname{rot} \left( \mathbf{v} \times \operatorname{rot} \, \mathbf{v} \right) = \operatorname{rot} \Delta \mathbf{v} + \operatorname{Ra} \operatorname{Pr}^{-1} \operatorname{rot} \left( \frac{\Theta r}{r_2} \right) \mathbf{e}_r,$$
  

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \left( \mathbf{v} \nabla \right) \Theta - r_1 r_2 \frac{v_r}{r^2} = \operatorname{Pr}^{-1} \Delta \Theta,$$
  

$$\nabla \mathbf{v} = 0.$$
(1)

Управляющими параметрами модели являются: число Релея  $Ra = \delta T g_2 h^3 \beta / vk$  и число Прандтля Pr = v / k. Здесь  $g_2 = -g_2 e_r$  – ускорение свободного падения на внешней границе оболочки,  $\beta$  – коэффициент объемного теплового расширения,  $\Theta$  – отклонение температуры от стационарного гиперболического профиля. Система (1) дополняется однородными граничными условиями для температуры, условиями прилипания для скорости на внутренней и внешней границах оболочки:  $\Theta(r = r_{1,2}) = 0$ ,  $\mathbf{v}(r = r_{1,2}) = \mathbf{0}$ .

Рассмотрим разложения полей скорости и температуры на элементарные возмущения, в качестве которых будем использовать собственные поля спектральных задач, связанных с оператором Лапласа. Температуру представим в виде  $\Theta = \sum_{k,n,m} {}^{k} \alpha_{nm}(t)_{k} \Theta_{nm}(r,\theta,\varphi)$ , где  ${}^{k} \Theta_{nm} - {}^{k} \Theta_{nm}(r,\theta,\varphi)$ 

собственные функции оператора Лапласа, нулевые при  $r_{1,2}$ . Тороидальную составляющую поля скорости запишем в виде  $\mathbf{v}^T = \sum_{k,n,m} {}_k \boldsymbol{\rho}_{nm}^T(r)_k \mathbf{v}_{nm}^T(r,\theta,\varphi)$ , где  ${}_k \mathbf{v}_{nm}^T = \mathbf{rot} \left( R_{kn}^T(r) Y_m^n(\theta,\varphi) \mathbf{r} \right) -$ собственные

поля векторного оператора Лапласа, удовлетворяющие условию прилипания при  $r_{1,2}$ . Наконец, полоидальную часть скорости представим в виде  $\mathbf{v}^P = \sum_{k,n,m} {}^{P} {}^{P}(t)_k \mathbf{v}^P_{nm}(r,\theta,\varphi)$ , где  ${}^{k} \mathbf{v}^T_{nm} = \mathbf{rot} \, \mathbf{rot} \Big( R^P_{kn}(r) Y^n_m(\theta,\varphi) \mathbf{r} \Big)$  собственные поля спектральной задачи  $\mathbf{rot} \Delta \mathbf{P} + \mu \, \mathbf{rot} \mathbf{P} = 0$  в пространстве полоидальных полей, нулевых при  $r_{1,2}$ . Подробности расчета этих базисных полей и

собственных значений описаны в работе [1].

Рассмотрим в поле скорости одно элементарное полоидальное возмущение  $\mathbf{v}_1 =_0 \mathbf{P}_n^m$ . Значение индекса k = 0 обусловлено тем, что именно эти возмущения обеспечивают транспорт вещества от внутренней границы оболочки к внешней. В разложении температуры оставляем две моды:  $\Theta_0 =_1 \Theta_0^0$  и  $\Theta_1 =_0 \Theta_n^m$ . Такой отбор используется по аналогии с моделью Лоренца маломодовой конвекции в плоском слое. Случай m = 0 не рассматривался, поскольку соответствующие линии тока жидкости лежат в меридиональных плоскостях, а такое движение физически представляется физически неустойчивым.

Методом Галеркина, используя идеи работы [2] для амплитуд отобранных мод получена следующая система:

$$A_{1}^{1} \frac{\partial \rho_{1}}{\partial t} = \operatorname{Ra} \operatorname{Pr}^{-1} D_{1}^{1} \alpha_{1} - A_{1}^{1} \mu \beta_{1},$$

$$\frac{\partial \alpha_{0}}{\partial t} = F_{11}^{0} \beta_{1} \alpha_{1} - \operatorname{Pr}^{-1} \lambda_{0} \alpha_{0},$$

$$\frac{\partial \alpha_{1}}{\partial t} = F_{01}^{1} \alpha_{0} \beta_{1} + H_{1}^{1} \beta_{1} - \operatorname{Pr}^{-1} \lambda_{1} \alpha_{1},$$
(2)

коэффициенты которой являются некоторыми интегралами по объему оболочки от базисных мод. В результате аналитического интегрирования было установлено, что эти коэффициенты не зависят от индекса *m*, поэтому в рамках описываемого анализа развести устойчивость возмущений по этому индексу невозможно.

Дивергенция поля фазовых скоростей системы (2) очевидно отрицательна, поэтому фазовые траектории сходятся к некоторому предельному многообразию, размерность которого меньше трех. Ясно также, что система (2) при любых значениях управляющих параметров имеет нулевую точку покоя, соответствующую отсутствию конвекции. Отметим и симметрию этой системы относительно замены знаков амплитуд  $\beta_1$  и  $\alpha_1$  при сохранении знака  $\alpha_0$ .

Можно показать, что система (2) имеет две (следствие вышеуказанной симметрии) ненулевые точки покоя, когда число Релея превосходит критическое значение  $\operatorname{Ra}_{\operatorname{cr}}^{1} = \mu \lambda_1 A_1^{1} / (H_1^{1} D_1^{1})$ . При этом же значении числа Релея теряет устойчивость нулевая точка. Две ненулевые точки подобно случаю задачи Лоренца сначала устойчивы, а при дальнейшем увеличении числа Релея теряют устойчивость при значениях числа Прандтля более 5.



Рис. 1. Зависимость критического значения числа Релея от индекса *n*.

Результаты расчетов критического значения числа Релея для различных n в параметрах оболочки, характерных для земного ядра ( $r_1 = 0.664h$ ), приведены на рис. 1. Видно, что минимальное значение достигается при n = 4. Поэтому можно сказать, что при малых надкритичностях для земного ядра характерны конвективные движения такого типа.

Неустойчивость точек покоя при отрицательной фазовой дивергенции говорит о наличии предельных многообразий типа предельного цикла или аттрактора. На рис. 2 – 3 приведены формы этих многообразий при различных числах Прандтля и различных надкритичностях  $Ra/Ra_{cr}^{1}$ .





Рис. 2. Аттрактор при Pr = 5,  $Ra/Ra_{cr} = 20$ . Начало красной и черной линий из ненулевых точек покоя.

Рис. 3. Аттрактор при Pr = 0.1 и малых надкритичностях числа Релея. 1 и 2 – устойчивые точки покоя.

## 2. Вращающаяся оболочка.

Далее ограничимся отношение радиусов слоя, характерных для жидкого ядра Земли. Поскольку, в невращающемся случае было установлено, что минимальное значение  $\operatorname{Ra}_{cr}^1$  достигается при n = 4, будем рассматривать только это значение n. Естественно ожидать, что наличие вращения приведет к расщеплению  $\operatorname{Ra}_{cr}^1$  по m. Для учета кориолисова сноса основной конвективной моды  $\mathbf{v}_1$  добавляем две тороидальные моды скорости  $\mathbf{v}_2 = {}_0 \mathbf{T}_5^m$  и  $\mathbf{v}_3 = {}_1 \mathbf{T}_3^m$ . Выбор этих мод обусловлен тем, что при аппроксимации силы Кориолиса, действующей на  $\mathbf{v}_1$ , другими компонентами скорости именно эти две тороидальные моды дают основной вклад.

В правую часть первого уравнения системы (1) добавляем кориолисов член  $-\tau \operatorname{rot}(\mathbf{e}_z \times \mathbf{v})$ , где число Кориолиса  $\tau = 2h^2\Omega/\nu$ . Система (2) с учетом добавленных мод скорости и кориолисова члена примет вид:

$$A_{1}^{1} \frac{\partial \beta_{1}}{\partial t} = \operatorname{Ra} \operatorname{Pr}^{-1} D_{1}^{1} \alpha_{1} - A_{1}^{1} \mu_{1} \beta_{1} + \tau \left( E_{2}^{1} \beta_{2} + E_{3}^{1} \beta_{3} \right),$$

$$A_{2}^{2} \frac{\partial \beta_{2}}{\partial t} = \tau E_{1}^{2} \beta_{1} - A_{2}^{2} \mu_{2} \beta_{2},$$

$$A_{3}^{3} \frac{\partial \beta_{3}}{\partial t} = \tau E_{1}^{3} \beta_{1} - A_{3}^{3} \mu_{3} \beta_{3},$$

$$\frac{\partial \alpha_{0}}{\partial t} = F_{01}^{0} \beta_{1} \alpha_{1} - \operatorname{Pr}^{-1} \lambda_{0} \alpha_{0},$$

$$\frac{\partial \alpha_{1}}{\partial t} = F_{00}^{1} \alpha_{0} \beta_{1} + H_{1}^{1} \beta_{1} - \operatorname{Pr}^{-1} \lambda_{1} \alpha_{1}.$$
(3)

При этом действительно имеет место расщепление по индексу m, проявляющееся в зависимости коэффициентов  $E_i^k$  от этого индекса.

Установлено, что система (3) имеет ненулевые точки покоя, если число Релея превосходит критическое значение

$$\operatorname{Ra}_{\operatorname{cr}}^{2} = \operatorname{Ra}_{\operatorname{cr}}^{1} + \tau^{2} \left( -\frac{\lambda_{1} E_{2}^{1} E_{1}^{2}}{H_{1}^{1} D_{1}^{1} A_{2}^{2} \mu_{2}} - \frac{\lambda_{1} E_{3}^{1} E_{1}^{3}}{H_{1}^{1} D_{1}^{1} A_{3}^{3} \mu_{3}} \right).$$

$$\tag{4}$$

134

В полученном выражении первое слагаемое является равным критическому значению числа Релея в невращающейся модели. Далее идет член, квадратичный по  $\tau$ , причем расчеты показали, что выражение в скобках положительное. Наличие двух точек покоя также связано с определенной симметрией системы (3) относительно смены знаков амплитуд. Численный счет показал, что найденные точки покоя неустойчивы при  $\tau > 10$ , но дивергенция фазовых скоростей, как и в случае отсутствия вращения, отрицательная. Поэтому фазовое пространство также должно обладать предельным многообразием типа предельного цикла или аттрактора.

Численные расчеты показали, что при различных *m* и для значения  $\tau = 6.4 \cdot 10^{14}$ , которое согласуется с  $\tau$  в земном ядре, значения Ra<sup>2</sup><sub>m</sub> составляют:

 $\operatorname{Ra}_{cr1}^2 = 6.8 \cdot 10^{28}$  ДЛЯ m = 1;

 $\operatorname{Ra}_{cr2}^2 = 7.4 \cdot 10^{28}$  для m = 2;

 $\operatorname{Ra}_{cr3}^2 = 8.4 \cdot 10^{28}$  ДЛЯ m = 3.

Оценка числа Релея для ядра при принятых в задачах геодинамо значениях параметров [3]  $v = 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с,  $k = 10^{-5}$  м<sup>2</sup>/с,  $\delta T = 10^{3}$  K,  $\beta = 10^{-4}$  K<sup>-1</sup> дает Ra ~  $10^{29}$ , что соответствует малым надкритичностям, рассмотренным в данной работе.

## Выводы.

В работе проведено обобщение задачи Лоренца маломодовой конвекции на сферическую оболочку. Показано, что при относительной толщине оболочки характерной для жидкого ядра Земли при условии малых надкритичностей первыми возбуждаются конвективные моды, соответствующие сферическому индексу n = 4. Установлено, что в рамках рассматриваемой модели различие условий генерации мод по индексу m без учета вращения не возникает. Подобно задаче Лоренца при превышении числом Релея критического значения возникает два режима стационарной конвекции.

При рассмотрении вращающейся оболочки показано, что критическое число Релея всегда превосходит невращающийся случай, причем оно растет пропорционально квадрату угловой скорости. Расчеты этих критических значений при степени n = 4 и порядках m = 1, 2, 3 при параметрах слоя, подобным параметрам жидкого ядра, показали, что эти значения являются величинами одного порядка. Тот же порядок дают оценки реального числа Релея, что свидетельствует о малой надкритичности земной конвекции и о том, что крупномасштабная конвекция может описываться одной из полоидальных мод типа  $_{0} \mathbf{v}_{4m}^{P}$ .

Работа выполнена при поддержке ДВО РАН (проект 10-Ш-В-07-158).

## Литература

1. Водинчар Г.М., Шевцов Б.М. Маломодовая модель конвекции во вращающемся шаровом слое вязкой жидкости // Вычислительные технологии. 2009. Т. 14. № 4. С. 3-15.

2. Ладыженская О.А. Математические вопросы динамики вязкой несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1970. 232 с.

3. Kono M., Roberts P.H. Recent geodynamo simulations and observations of the field // Reviews of Geophysics. 2002. V. 40. № 10. P. B1-B41.

# НИЗКОЧАСТОТНЫЕ РАДИОПОМЕХИ, КАК СРЕДСТВО ДИАГНОСТИКИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

## LOW-FREQUENCY RADIO NOISE AS A MEANS OF ENVIRONMENT DIAGNOSTICS Ларкина В.И.

ИЗМИРАН, larkina@izmiran.ru

The complex analysis of the results of satellite measurements of low-frequency electromagnetic emission intensity in the sound range of frequencies of 100 Hz-20 kHz (which are considered to be radio noise), streams of energy electrons, density and temperatures of ionospheric plasma showed the reaction of ionosphere plasmas on the processes of geomagnetic disturbances, preparations of active seismic and slow geodynamic processes. Change of ionosphere plasma parameters, especially, of the intensity of low-frequency noise, over the regions of radioactive pollution was established. The scheme of global satellite monitoring for remote sounding of ecological conditions to reveal the indignations of natural and technogenic character is offered.

Естественные низкочастотные шумовые излучения принято считать радиопомехами. На самом деле они являются эффективным средством диагностики и изучения динамических процессов в окружающем Землю пространстве. Они отражают процессы перестройки магнитосферной и ионосферной плазмы и несут информацию об изменениях параметров окружающей среды в ходе развития процессов геомагнитной, сейсмической и другой активности.

Нами получены пространственно-временные характеристики низкочастотных шумов (в абсолютных единицах) в различных областях пространства в спокойных и возмущенных геомагнитных условиях. Построена полная картина развития геомагнитной бури в низкочастотных шумовых излучениях и потоках электронов Ее≥ 40кэв. Обнаружено резкое увеличение амплитуды низкочастотных электромагнитных шумов во внешней ионосфере над эпицентрами сильных землетрясений. Исследована комплексная картина изменения геофизических параметров над областями подготовки землетрясений. Отклик ионосферной плазмы зарегистрирован и над зоной эпицентра и в магнитосопряженном полушарии.

По результатам комплексного анализа спутниковых измерений параметров ионосферной плазмы было обнаружено изменение параметров, особенно над регионами радиоактивных загрязнений. Об этом свидетельствует сравнение спутниковых данных об изменениях параметров ионосферной плазмы с наземными данными регистрации содержания цезия, йода и других радионуклидов в донных осадках Карского и Баренцева морей.

Предлагается схема глобального спутникового мониторинга для дистанционного зондирования окружающей среды (экологической обстановки) с целью выявления возмущений природного и техногенного характера.

Цель работы - показать, что низкочастотные шумы демонстрируют изменения параметров ионосферной плазмы и могут быть средством диагностики окружающей среды.

1. Геомагнитная буря и низкочастотные шумы

Интенсивность и спектр низкочастотных шумовых излучений (0,1-20 кГц), регистрируемых на высотах внешней ионосферы (500-1000 км), зависят от свойств плазмосферы (плотности и температуры окружающей плазмы), в которой они возбуждаются и распространяются. Во время геомагнитных возмущений происходят изменения параметров ионосферной плазмы: изменяется плотность среды, варьируются спектр и потоки энергичных частиц, меняется геомагнитное поле.

Во время геомагнитных бурь радиационные пояса пополняются новыми "свежими" частицами, происходят пространственное перемещение радиационных поясов, высыпание электронов, и, как следствие, возбуждение низкочастотных шумовых излучений и перемещение в пространстве области генерации низкочастотных шумов.

Рис. 1 демонстрирует одновременные вариации низкочастотных шумовых излучений и плотности потока энергичных электронов во время большой геомагнитной бури в декабре 1971 г. Информация приведена для трех витков спутника, проходивших в одной и той же области пространства. В спокойное время в распределении плотности потока квазизахваченных электронов четко прослеживаются структуры внутреннего и внешнего радиационных поясов (рис. 1б). Максимум интенсивности шумов регистрировался, как всегда, на L=4÷5, т.е. в области под сводом плазмопаузы, где они, скорее всего и возбуждаются. Максимум интенсивности шумов наблюдался в области зазора между радиационными поясами и примыкающей к нему областью внутренней границы внешнего радиационного пояса.

Во время главной фазы бури возросла плотность потока квазизахваченных частиц, внутренняя граница внешнего радиационного пояса переместилась ближе к Земле. Во время бури значительно возросла интенсивность шумов, максимум и интенсивность зарегистрированы ближе к Земле, на L=3÷4.5. Он наблюдался в области зазора между радиационными поясами и внутренней кромкой внешнего радиационного пояса. В это же время были зарегистрированы интенсивные потоки высыпающихся электронов, они были зарегистрированы в области зазора между радиационными поясами и примыкающей к зазору внутренней границей внешнего радиационного пояса, то есть в той же области, где регистрировались наиболее интенсивные шумовые излучения. Во время возмущений было зерегистрировано появление одновременных мелко-масштабных флуктуаций интенсивности низкочастотных шумов и плотности потока энергичных электронов в области максимальной интенсивности шумов.



Рис.1 Одновременные вариации низкочастотных шумовых излучений (170 Гц) и плотности потока квазизахваченных и высыпающихся электронов с энергиями Ее≥40 кэВ во время большой геомагнитной бури в декабре 1971 г. Приведены вариации интенсивности магнитной компоненты (вариации электрической составляющей аналогичны. До бури информация приведена сплошными линиями, во время возмущения штриховыми линиями, после бури-пунктиром.

Из рисунка (см. рис. 1) ясно видно, что в ходе развития магнитной бури происходит перемещение ближе к Земле радиационных поясов максимума интенсивности шумов. Такие вариации потоков энергичных частиц во время бури называются диффузионной волной. Область возбуждения низкочастотных шумов в экваториальной области магнитосферы испытывает аналогичное пространственное перемещение, следуя за так называемой диффузионной волной. На основании сопоставления перемещения максимумов интенсивности низкочастотных излучений и плотности потоков энергичных электронов различных энергий была определена скорость диффузионной волны разных энергетических компонент в разные фазы бури (~ 6500 км/ час).

Когда заканчивается приток новых частиц, кольцевой ток постепенно уменьшается в течение от одного до нескольких дней. Экспериментальные данные и результаты расчетов позволили сделать вывод [1], что основным механизмом потерь электронов из радиационных поясов является питчугловая диффузия этих частиц, вызванная высокочастотной турбулентностью, то есть генерацией низкочастотных излучений. В процессе питч-угловой диффузии энергичные электроны попадают в зону конуса потерь и высыпаются в ионосферу, вызывая дополнительную ионизацию. Теоретические исследования показали, что интенсивность низкочастотных излучений определяет предельно допустимые потоки захваченных энергичных частиц во внешнем радиационном поясе L>3, определяя время жизни захваченных и высыпающихся электронов [2]. За это время магнитное поле постепенно возвращается к своему обычному состоянию и восстановительная фаза бури заканчивается. Во время восстановительной фазы бури происходит высыпание частиц из радиационных поясов и возбуждение низкочастотных шумов этими частицами. Отражение этих процессов мы видели в особенностях вариаций интенсивности низкочастотных шумов во внешней ионосфере. Однако, не всегда к концу восстановительной фазы уровень излучения снижается до уровня, присущего спокойному периоду – достаточно интенсивное излучение сохраняется еще некоторое время.

После окончания бури потоки квазизахваченных электронов на 3 < L < 4,5 все еще достаточно велики. Пространственная структура потоков частиц даже через 3 дня после окончания бури достаточно сложная, особенно, в области внутреннего радиационного пояса, на L < 3 заметен ряд максимумов и минимумов. Можно заметить, что в области  $L \sim 4$  наблюдается формирование "нового" зазора между радиационными поясами. После окончания геомагнитной бури излучение все еще достаточно интенсивно, и максимум его находится на  $L \sim 2.5 \div 3.5$ .

В ходе развития магнитной бури произошли существенные изменения в спектре низкочастотных излучений. В спокойное время излучения были наиболее интенсивны на частотах 100-800 Гц, во время бури спектр шумов расширился до 2,5÷4 кГц. До бури на частотах 2500 Гц излучение не было отмечено. Во время магнитной бури излучение на частоте 2500 Гц было

максимально в области зазора между радиационными поясами и примыкающей к нему внутренней кромкой внешнего радиационного пояса, то есть максимум был отмечен там же, где он был зарегистрирован и на частотах 170 и 500 Гц.

Оценены пространственно-временные изменения амплитуды шумов: во время возмущений происходит перемещение максимума излучений ближе к Земле, во время восстановительной фазы бури происходит обратное перемещение, максимум шумов отдаляется от Земли. Минимум, до которого смещается максимум излучений, и скорость этих перемещений зависят от мощности бури.

Таблица	1
таолица	1

Средние характеристики	изменения	амплитуды	шумовых	излучений	в ходе
	noonutua M	огнитин у бу	m		

	развития магнитных бурв		
Характеристика бури	Максимальная интенсивность, ү/ЛГц	Lmax	Т дней
Малая магнитная буря	<10 <sup>-4</sup>	3.5	—
Средняя магнитная буря	~10 <sup>-4</sup>	2.5	1.5 - 2
Большая магнитная буря	$\geq 5 \cdot 10^{-3}$	2 - 2.5	до 4-х

Каждая магнитная буря имеет свои характерные особенности и отмечается в некоторых отношениях от всех прочих бурь. Все же некоторые общие характерные особенности проявляются во многих (возможно, в большинстве) геомагнитных бурь. Несмотря на особенности пространственновременных изменений интенсивности излучений, присущих каждой отдельной буре, установлено, что интенсивность шумовых излучений растет с увеличением Dst вариаций.



Рис. 2. Вариации интенсивности низкочастотных излучений в зависимости от величины Dst – вариаций.

На рис. 2 представлены вариации интенсивности низкочастотных излучений на нескольких частотах для различных L-оболочек в зависимости о величины Dst Из рисунка ясно видно, что скорость роста излучений растет с увеличением величины L-оболочки. Скорость роста амплитуды излучений с Dst несколько различается на разных частотах. Увеличение амплитуды шумовых излучений с ростом Dst отражает увеличение количества частиц в радиационных поясах, приводящее к возрастанию энергии кольцевого тока.

Волновые эксперименты на ИСЗ "Интеркосмос 3" и "Интеркосмос 5" летали при средней солнечной активности, и спутники "Интеркосмос 18", "Интеркосмос 19", "Aureol 3" и "Космос 1809" - при максимальной активности.

Аппаратура всех перечисленных волновых экспериментов была однотипной, во всех экспериментах сохранялись основные параметры. Длительное время существования спутников и большой объем полезной информации дали возможность сравнивать вариации интенсивности низкочастотных излучений в различных условиях геомагнитной и солнечной активности. На рис. 3 показаны вариации интенсивности низкочастотных шумовых излучений в зависимости от величины Dst вариаций для различных L – оболочек и для различных условий солнечной активности. Установлено, что интенсивность излучений растет с ростом солнечной активности.

Исследования были выполнены для 27 малых, 19 средних и 9 больших магнитных бурь.





2. Низкочастотные шумовые излучения и процессы в литосфере

По данным спутника "Интеркосмос 19" был обнаружен эффект резкого возрастания интенсивности низкочастотных электромагнитных излучений в верхней ионосфере при пролете спутника над зоной готовящегося или происходящего землетрясения с магнитудой 5 баллов и выше [3, 4]. Обнаруженное явление вызвало большой интерес у геофизиков. Совокупность результатов этих исследований позволяет считать, что ионосфера, в целом, и протекающие в ней процессы являются индикатором определенных процессов в литосфере, хотя механизм наблюдаемых явлений нельзя считать установленным [5, 6].

В последние годы появилось много публикаций, с разной степенью точности, свидетельствующие о связи явлений регистрируемых на высотах внешней ионосферы с процессами в литосфере.

Над эпицентрами сильных землетрясений по спутниковым данным были зарегистрированы всплески магнитной и электрической компонент поля низкочастотных шумовых излучений за несколько часов до главного сейсмического удара. Излучение носит импульсный характер и оно наиболее интенсивно на частотах ниже 1 кГц. До землетрясения излучение имеет электромагнитный характер, регистрируются и магнитная и электрическая составляющие, после землетрясения, излучение носит электростатический характер, регистрируются только электрическая компонента поля излучений. Определены пространственно-временные размеры зоны регистрации аномальных всплесков низкочастотных излучений над зонами подготовки землетрясений [3-6]. По амплитуде всплески всегда превышали уровень шумов, обычно наблюдаемый в данной области пространства [7]. Рис. З подтверждает этот тезис. На рисунке приведены результаты статистической обработки спутниковой информации об изменениях интенсивности шумов в разных условиях геомагнитной активности (для спокойных условий индекс  $K_p \le 2$ , для умеренно-возмущенных  $3 - \le K_p \le 4 - и$  для больших магнитных бурь К<sub>n</sub>≥5 –). На рисунке также указан среднестатистический разброс интенсивности шумов. Различными значками обозначены значения регистрируемых всплесков шумов для конкретных случаев землетрясений. Из рисунка ясно видно, что всплески шумов, связанные с развитием сейсмической активности, всегда превышают уровень среднестатистических шумов.


Рис. 3. Результаты статистической обработки спутниковой информации об изменениях интенсивности шумов в разных условиях геомагнитной активности

Построена картина временного развития электромагнитных и электрических явлений, сопровождающих проявление сейсмической активности. Определены пространственно-временные размеры зоны резкого изменения параметров ионосферной плазмы над областями подготовки главного сейсмического удара (моменты землетрясения). Результаты статистических исследований сведены в таблицу 3.

Таблица 3

r	<u> </u>		1				1		
- <b>-</b>		CONCINO HOHOC	honiiiiv	OTIONOTIU IIO	DITCOTOV	DONVIIOU	NOULOCH	DON	тт
ς.	опы наолколония		пспных	апомалии по	ι οδιουτάλ	БСПАНСИ	NUHULU	טטע	DL
	· • · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		T - P					- r	

Параметр	Диапазон	Размер зон	Время (до)
Волны	КНЧ/ОНЧ	$\Delta \phi = \pm 3^{\circ}, \Delta \lambda = \pm 60^{\circ}$	Несколько часов
Электроны	Ее≥40кэВ, Ее≥100 кэВ	0.1 L	2,5-3 часа
Плотность плазмы		±3°	Сутки

Таким образом, установлено, что процессы подготовки землетрясений сопровождаются изменениями параметров ионосферной плазмы:

- интенсивности низкочастотных излучений,

- плотности потока квазизахваченных и высыпающихся электронов,

- изменениями плотности и температуры ионосферной плазмы.

3. Низкочастотные шумовые излучения и радиоактивные загрязнения

По данным северной экспедиции были обнаружены зоны повышенного содержания цезия  $^{137}$ Cs и радионуклидов в донных осадках Карского моря. [8]. В районе Карского и Баренцева морей на спутнике "Интеркосмос 19"мы наблюдали одновременные всплески низкочастотных шумов, плотности потока низкоэнергичных электронов ( $E_e \sim 50$  эВ и  $E_e \sim 120$  эВ) и температуры плазмы, сопровождаемые интенсивными флуктуациями волн и частиц. Коэффициент корреляции огибающей всплесков шумов и потоков электронов низкой энергии составил 0.7-0.8. Области регистрации одновременных флуктуаций параметров ионосферной плазмы и области повышенной концентрации радиоактивности элементов совпали [9]. Результаты получены для серии пролетов спутника в марте и в июне 1979 г., они аналогичны. То есть радиоактивные загрязнения могут быть обнаружены по спутниковой экспертизе низкочастотных шумов и других параметров ионосферной плазмы, которые в свою очередь отражают структуру земной коры.

На японском спутнике ISS-b, летавшем одновременно со спутником "Интеркосмос 19" регистрировались ионы водорода, гелия и кислорода. По опубликованным результатам мы построили карты распределения легких ионов над интересующим нас регионом. Анализируя полученные ранее сведения и данные о флуктуациях параметров по данным спутника "Интеркосмос 19", мы установили, что наиболее интенсивные потоки легких ионов, особенно, водорода и гелия, наблюдались над зонами регистрации интенсивных флуктуаций и зонами повышенного содержания радионуклидов (например, <sup>137</sup> Cs) в Карском и Баренцевом морях [9].

Таким образом, установлено, что

140

- обнаруженные по спутниковым данным зоны регистрации одновременных всплесков интенсивности низкочастотных излучений, плотности потока низкоэнергичных электронов и температуры ионосферной плазмы четко совпали с зонами радиоактивного загрязнения, а также с зонами регистрации интенсивных потоков ионов гелия и водорода.

- зоны радиоактивного загрязнения, найденные двумя методами (отобранных проб морской воды и донных осадков и спутниковых измерений параметров ионосферной плазмы) пространственно хорошо совпали друг с другом.

- радиоактивные загрязнения могут быть обнаружены с помощью спутниковых измерений параметров ионосферной плазмы над различными районами земной поверхности.

#### 4. Диагностика окружающей среды по данным спутникового

#### мониторинга параметров ионосферной плазмы

Анализируя результаты комплексных спутниковых измерений параметров ионосферной плазмы мы показали, что изменения параметров свидетельствуют об отклике ионосферной плазмы на изменения параметров окружающей среды и могут быть привлечены как средство диагностики окружающего нас мира.

Мы предлагаем схемы дистанционного мониторинга околоземной космической плазмы с целью выявления возмущений природного техногенного характера:

- способ прогнозирования землетрясений [10]

- способ обнаружения литосферных зон переменной геодинамической активности [11]

- способ обнаружения радиоактивных загрязнений в приземном слое атмосферы, в водном и придоннном слоях гидросферы [12].

Все это позволит организовать высокоинформативный мониторинг состояния околоземной ионосферной плазмы, как над отдельными регионами, так и в планетарном масштабе.

### Литература:

1. Kennel C.F., Petchek H.E. Limit of stable trapped particle fluxes // J. Geophys. Res. 1966. V. 71, N1. P. 1.

2. Thorne E.M., Smith E.J. ey al. Plasmaspheric hiss // J. Geophys. Res. 1973. V. 78, N10. P. 1583-1594.

3.Мигулин В.В., Ларкина В.И., Молчанов О.А. и др. Обнаружение эффектов воздействия

землетрясения на ОНЧ-КНЧ шумы во внешней ионосфере // Препринт N25 (390), М.: ИЗМИРАН. 1982. 23 с.

4.Ларкина В.И., Наливайко А.В., Гершензон и др. Наблюдения на спутнике "Интеркосмос 19"

ОНЧ излучений, связанных с сейсмической активностью // Геомагнетизм и аэрономия. 1983. Т.23, N5. с. 842-846.

5.Ларкина В.И., Мигулин В.В., Молчанов О.А. Некоторые статистические особенности

возбуждения низкочастотных излучений в верхней ионосфере над районами землетрясений

// Геомагнетизм и аэрономия. 1988. Т. 28, N5, с. 812-817.

6.Larkina V.I., Migulin V.V., Molchanov O.A. et al. Some statistical results on very low-frequency

radio-wave emissions in the upper ionosphere over earthquake zones // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1989. V. 57. P. 100-109.

7. Larkina V.I., Ruzhin Yu.Ya., Mineev Yu.V. et al. Investigation of the plasma disturbances at the

satellite orbit over earthquake epicenter // Geomagnetic Field and Ionosphere variations. Proceeding jf secjnd INDO-RUSSIAN Symposium of Nature and Variations of the Geomagnetic Field. Moscow. 1998. P. 260-269.

8. Матишов Г., Матишов Д., Щипа Е., Риссанен К. Радионуклиды в экосистемах региона Баренцева и Карского морей. *КНЦ РАН, Апатиты*, 237 с., 1999.

9. Larkina V.I., Ruzhin Yu.Ya. et al. Remote indentification of radioactive contamination by satellite measurements // Advances Space Research. 2004. V. 33, P. 348-352.

10 А.С. N1171737. Мигулин В.В., Ларкина В.И., Молчанов О.А., Наливайко А.В. "Способ прогнозирования землетрясений". Бюл. N29. 1985. с приоритетом 26 декабря 1983 г.

11. Патент N2158942 на изобретение "обнаружения литосферных зон переменной геодинамической активности". Приоритет 29.10.1999 г., зарегистрирован 10 ноября 2000 г. Авторы: Ларкина В.И., Ружин Ю.Я., Сергеева Н.Г., Сенин Б.В.

12. Патент N22007597 на изобретение "Способ обнаружения радиоактивных загрязнений в приземном слое атмосферы, в водном и придонном слоях гидросферы. Приоритет 04.07.2001, зарегистрирован 27 июня 2003 г. Авторы: Ларкина В.И., Ларкин В.Г., Ружин Ю.Я., Сергеева Н.Г., Сенин Б.В.

## МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ДАННЫХ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ f₀F2 НА ОСНОВЕ ВЕЙВЛЕТ-ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕТНОД OF MODELLING AND PROGNOSIS IN THE DATA OF CRITICAL FREQUENCY foF2 ON THE BASIS OF WAVELET-TRANSFORMATION O.B. Мандрикова, В.В. Богданов

#### Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, ikir@ikir.ru

As the critical frequency  $f_0F2$  has complicated structure, application of traditional methods of data processing and analysis is inefficient. For the study we used new classes of models, methods and numerical algorithms which are based on a mathematical structure so called multicomponent model of time series. Identification of multicomponent model is based on the development of wavelet-transform methods and parametrical models of time series. Within the framework of this theory a method of approximation of critical frequency f0F2 data and fillings of omissions was developed.

Современные методы аппроксимации сигналов, основанные на разложении функции по вейвлетбазисам, дают возможность на основе небольшого числа параметров получить аппроксимации требуемой точности [2], и, ввиду большого разнообразия базисных функций, могут быть использованы для широкого спектра сигналов с различной структурой. Они играют важную роль в теории обработки сигналов и позволяют решать такие важные задачи анализа природных временных рядов как выделение тонких структур, локальных особенностей и их классификация [1,3]. На их основе авторами данной работы разработан метод многокомпонентного моделирования и прогнозирования природных временных рядов, включающий операцию подавления шума и выделения информативных компонент. Предложенный метод позволяет адаптивно определить аппроксимирующие функции и обеспечивает полное сохранение информации об исследуемом процессе. Он основан на разложении временного ряда на компоненты в пространстве вейвлетпакетов, оценка параметров компонент ряда в процессе идентификации его модели производится на основе методов авторегрессии-проинтегрированного скользящего среднего (АР-модели) [4]. Эти модели получили широкое распространение во многих областях науки и техники. Получаемые на их основе оценки имеют простую форму и легко интерпретируются физически, что представляет наилучшую основу для построения физической модели. Важным преимуществом этого класса моделей также является наличие эффективных методов автоматического обнаружения изменения параметров модели, на основе которых может быть реализована процедура выделения аномальных эффектов в данных.

#### Описание метода

Временной ряд сложной структуры может быть представлен в виде суммы разномасштабных ортогональных компонент  $f_i$ :

$$f(t) = x_1 f_1(t) + x_2 f_2(t) + \dots + x_n f_n(t),$$
(1)

$$\sum g_{i}f_{j}(t_{i})f_{k}(t_{i}) = \delta_{jk}, \ g_{i} = 1/\sigma_{i}^{2}.$$
(2)

Процедуру идентификации компонент  $f_j$  построим на применении методов аппроксимации, основанных на разложении функции по базису в пространстве Лебега  $L^2(R)$ . Учитывая локальный характер анализируемых особенностей, их разномасштабность и разнообразие по форме, наиболее подходящим базисом для представления данных является вейвлет-базис  $f_j(t) = \sum_k c_{j,k} \psi_{j,k}(t)$ , где,  $\psi_{j,k}$ -базисные вейвлетфункции пространства  $L^2(R)$ . Вейвлет-коэффициенты  $c_{j,k} = \langle f, \psi_{j,k} \rangle$  рассматриваются здесь как результат отображения f в пространство с разрешением j. Будем использовать нелинейные аппроксимирующие вейвлет-схемы, тогда при-

ближение f выполняется M векторами, зависящими от структуры сигнала  $f_M = \sum_{m \in I_M} \langle f, \psi_m \rangle \psi_m$ , где

 $I_{M}$  –множество индексов, определяемое структурой сигнала f.

Рассмотрим в качестве пространства исходных дискретных последовательностей данных пространство с разрешением j = 0

$$V_0 = clos_{L^2(R)}(\phi(2^0t - k)), k \in \mathbb{Z}$$

В этом случае нулевой уровень детальности  $f_0$  соответствует интервалу снятия показаний.

Применяя к данным конструкцию разложения в вейвлет-пакеты, получим для пространства  $V_0$  схему разложения  $W_0 = \bigoplus_{i=1}^{2^m-1} W_{-j_i} \oplus V_{-n}$ , где  $W_0 = V_0$ ;  $W_{-j_i}$  – пространства вейвлет-пакета.

Данные с шумом будут иметь представление

$$y_0(t) = \sum_{-j_i} (g[2^{-j_i}] + e[2^{-j_i}]) + f[2^{-n}] = f_1(t) + f_2(t) + e(t),$$

где компоненты  $f_1(t) = \sum_{(-j_i,k)\in I_M} d_n^{-j_i} \psi_{-j_i,k}(t), \quad f_2(t) = \sum_k c_k^{-n} \phi_{-n,k}(t),$  единственным образом определяются последовательностями коэффициентов  $\overline{d}^{-j_i} = \{d_k^{-j_i}\}_{k\in\mathbb{Z}}, \quad \overline{c}^{-n} = \{c_k^{-n}\}_{k\in\mathbb{Z}}:$  $d_k^{-j_i} = \langle f, \psi_{-j_i,k} \rangle, \quad c_k^{-n} = \langle f, \phi_{-n,k} \rangle, \quad e(t),$  определяемая коэффициентами  $e_k^{-j_i} = \langle e, \psi_{-j_i,k} \rangle,$  является шумовой компонентой. Выделенная составляющая  $f_1(t) = \sum g_{-j_i}$  является детализирующей компонентой и определяет локальные особенности структуры данных, сглаженная составляющая  $f_2(t) = f_{-n}$  содержит устойчивые характеристики структуры. Компоненты  $g_{-j_i}$  и  $f_{-n}$  имеют более простую структуру, чем исходный временной ряд f, и, в силу условия (2), не коррелируют между собой. Эти свойства позволяют выполнить идентификацию моделей для каждой из полученных компонент и объединить полученные представления на основе соотношения (1) в общую модель временного ряда.

Численный метод идентификации компонент  $g_{-j_i}$  и  $f_{-n}$  подробно описан в работе [3], он включает следующие три операции: подавление шумовой компоненты e(t); выбор аппроксимирующего вейвлет-базиса  $\psi_m$ ; выделение компонент ряда. Выделенные компоненты  $g_{-j_i}$  и  $f_{-n}$  аппроксимируются АР-моделью. Для идентификации АР-модели, может быть использован итеративный подход [4]: выбирается полезный класс моделей; получают предварительные оценки

параметров модели; диагностические проверки позволяют выявить возможные погрешности полученной модели, если погрешности удовлетворяют требованиям, модель готова к использованию. При подгонке многокомпонентной модели идентификация АР-моделей выполняется для

при подгонке многокомпонентной модели идентификация АР-моделей выполняется для различных компонент разложения и на основе результатов диагностических проверок должна быть идентифицирована окончательная модель, вид которой:

$$f(t) = \sum_{j,k} s_k^{j}(t) \psi_{j,k}(t), \ s_k^{j}(t) = \sum_{l=1}^{p_j} \gamma_l^{j} \omega_{k-l}^{j}(t),$$
(3)

где  $\gamma_l^j$  – коэффициенты авторегрессии компоненты модели масштаба j,  $\omega_k^j(t) = \nabla^d r_k^j(t)$ ,  $r_k^j = \{d_k^{-j_i}, c_k^{-n}\}_{(-j_i, -n) \in I_M}, p_j$  – порядок АР-модели компоненты масштаба j,  $\nabla^d$  – оператор взятия разности назад порядка d.

Прогнозирование значения  $s_{k+q}^{j}$ ,  $q \ge 1$  определяет прогноз  $s_{k}^{j}$  в момент t = k с упреждением q.

Значение  $s_{k+q}^{j}$  на основе модели (3) можно выразить следующим образом:  $s_{k+q}^{j}(t) = \sum_{l=1}^{r_{j}} \gamma_{l}^{j} \omega_{k+q-l}^{j}(t)$ .

## Моделирование и прогнозирование данных критической частоты f<sub>o</sub>F2

Регистрация параметров ионосферы методом вертикального радиозондирования в ИКИР ДВО РАН (с. Паратунка, Камчатский край) проводится с 1968г. На фоне регулярных изменений, обусловленных суточным и сезонным ходом, в данных регистрации ионосферных параметров могут возникать аномальные эффекты длительностью от несколько десятков минут до нескольких часов. Эти аномалии возникают на фоне мощных ионосферных возмущений, которые обусловлены активностью Солнца. Проводимые в последнее время исследования процессов в средней и верхней атмосфере позволяют обнаружить связи в развитии некоторых явлений в литосфере и магнитосфере, которые формируются в ионосфере на фоне солнечной активности [1]. Задача выделения и классификации таких особенностей является крайне важной. Вариации критической частоты  $f_oF2$  имеют сложную многомасштабную структуру, содержат пропуски в данных, возникающие по различным причинам, включая технические. Это существенно затрудняет процесс построения моделей и, в свою очередь, делает неэффективным применение к ним традиционных методов

143

моделирования временных рядов. С целью заполнения пропусков и выполнения анализа данных, на основе описанного выше метода, были построены многокомпонентные модели временных рядов  $f_oF2$  и выполнено прогнозирование их значений.

В процессе экспериментов были обработаны файлы с часовыми данными f<sub>o</sub>F2, содержащими результаты измерений за период с 1999 по 2005гг. Учитывая сезонный характер ионосферного процесса, разложение данных производилось отдельно для каждого времени года.

В процессе выделения вейвлет-компонент на каждом следующем масштабном уровне мы получаем сглаженную компоненту  $f_{-n}$  все более простой структуры, что упрощает как процесс идентификации АР-модели, так и понижает ее порядок, при этом часть информации переходит в детализирующие компоненты. При обработке временные ряды  $f_0F2$  были разложены до третьего масштабного уровня, выполнено подавление шумовых компонент и выделены структуры  $g_{-j_i}$  и  $f_{-n}$ , формирующие его в разные периоды времени. Для полученных компонент были идентифицированы АР-модели. Характеристики моделей компонент  $f_{-n}$  для нескольких лет представлены в таблице 1. Результаты прогнозирования значений компонент  $f_{-n}$  с шагом упреждения, равным шести отсчетам для компоненты третьего уровня вейвлет-разложения сигнала (что соответствует 70-ти отсчетам восстановленного сигнала, один отсчёт соответствует 1 часу), представлены на рис.1.

гаолица 1. ларактеристики моделей					
Год	Длина компоненты	Время упреждения	Дисперсия ошибки прогноза		
	разложения				
2000	85	6	10,96		
2001	52	6	6,57		
2002	266	6	15,14		
2004	222	6	2,89		
1999	66	6	47,74		
2005	111	6	27,06		



Рис.1. Прогноз данных критической частоты f<sub>0</sub>F2 за сейсмически спокойный зимний период: а – 2004 г.; б – 2000 г.

Далее были рассмотрены годы, имеющие повышенную сейсмическую активность в зимний период (1999 и 2005гг). Для них также были идентифицированы АР-модели, но они при диагностике показали плохие результаты (1999 и 2005гг., таблица 1). Результаты прогнозирования компонент  $f_{-n}$  для этих лет показаны на рис.2. Анализ этих периодов времени показал, что данные содержат аномальные эффекты, которые предшествуют сильным сейсмическим событиям и возникают в данных за период от 5-ти до 15-ти дней до момента землетрясения (рассматривались события энергетического класса с  $k \ge 12,5$ ).



а – 1999 г.; б – 2005 г.

Также было выполнено сравнение эффективности предложенного метода с традиционными подходами. С этой целью была произведена процедура сглаживания временного ряда f<sub>o</sub>F2 на основе метода скользящего среднего с последующей попыткой идентификации АР-модели. Процесс идентификации АР-модели оказался безуспешным: наблюдались большие значения и существенная автокорреляция остаточных ошибок моделей, что свидетельствовало об их

неадекватности. На рис.3 показан исходный временной ряд f<sub>o</sub>F2 и результаты его моделирования традиционным и предлагаемым методами. Анализ графиков показывает, что применение предложенного метода позволило значительно уменьшит остаточные ошибки модели (в 8 раз), что обеспечило при диагностике ее адекватность.



Рис. 3. Результаты обработки частоты f<sub>o</sub>F2 за 2002 год; остаточные ошибки АР-модели, полученной в результате традиционного подхода (a); остаточные ошибки многокомпонентной модели f<sub>o</sub>F2 (б).

Результат прогноза данных критической частоты  $f_oF2$  и заполнения пропусков в них на основе полученной многокомпонентной модели показан на рис.4.а. Из рисунка видно, что прогноз выполнен практически на трое суток вперед (70 часов). На рис.4.б, для сравнения, показан результат заполнения пропусков в этих же данных способом, используемым в настоящее время в ИКИР ДВО РАН, на основе медианных значений.

## Выводы

Предложен метод многокомпонентного моделирования и прогнозирования сложного природного сигнала, в основе которого лежит нелинейная аппроксимирующая вейвлет-схема. На примере обработки данных критической частоты f<sub>o</sub>F2 показана эффективность метода: выполнен прогноз значений данных с шагом упреждения 70 отсчетов, что невозможно было реализовать существующими методами; выявлен характер связи между процессами, протекающими в ионосфере и сильными сейсмическими явлениями.



Рис. 4. Заполнение пропусков в данных критической частоты f<sub>0</sub>F2 (шаг упреждения 70 отсчетов, 1 отсчет – 1 час) за 2002 год: (а) – предлагаемый метод; (б) – используемый метод.

Авторы работы выражают благодарность аспирантке ИКИР ДВО РАН Горевой Т.С. за помощь в проведении экспериментальных исследований.

#### Литература

- [1] Богданов В.В., Геппенер В.В., Мандрикова О.В. Моделирование нестационарных временных рядов геофизических параметров со сложной структурой. С.-Петербург: ЛЭТИ. 2006. 107с.
- [2] Stephane Mallat, A Wavelet tour of signal processing. Пер. с английского, М.: Мир, 2005.
- [3] *Мандрикова О.В., Горева Т.С.* Метод идентификации структурных компонентов сложного природного сигнала на основе вейвлет-пакетов // Цифровая обработка сигналов. 2010 №1, с.45-50.
- [4] Марпл.-мл. С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения: Пер. с англ. -М.: Мир, 1990.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СВЯЗИ МЕЖДУ ВОЗМУЩЕНИЯМИ ВЫСОКОЧАСТОТНОЙ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ ВОЗДУХЕ НА ПУНКТЕ "МИКИЖА" (КАМЧАТКА) ЛЕТОМ-ОСЕНЬЮ 2006-2008 гг.

## THE RESULTS OF RESEARCH OF THE RELATION BETWEEN DISTURBANCES OF A HIGH-FREQUENCY GEOACOUSTIC EMISSION AND AN ELECTRIC FIELD IN THE GROUND AIR ON "MIKIZHA" STATION (KAMCHATKA) IN THE SUMMER - AUTUMN OF 2006-2008

Ю.В. Марапулец<sup>1</sup>, О.П. Руленко<sup>2</sup>, М.А. Мищенко<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, <u>ikir@ikir.ru</u> <sup>2</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, <u>rulenko@kscnet.ru</u>

On located in 28 km the south - west of the Petropavlovsk-Kamchatcky town "Mikizha" station by summer - autumn of 2006-2008 were simultaneously measured an acoustic emission in a frequency band 2.0-6.5 kHz, an electric field in air near a surface of the ground and meteorological parameters. Using a nonparametric method of correlation analysis by Spearman, the relation between hourly average values of all parameters is researched. It was calculated, that the greatest disturbances of an geoacoustic emission and an electric field of the meteorological nature call a rain and a wind. For their removal only cases of absence of a rain, the strong and moderate wind, low atmospheric pressure are parsed. In results, the significant negative correlation between perturbations of an acoustic emission and an electric field was detected in 2006 and 2007. The authors suppose that it was caused by a deforming of surface sedimentary breeds in the region of "Mikizha" station during measurings. The detected relation testifies even to one manifestation of action of the lithosphere on a ground atmosphere in seismic active region.

Исследования на Камчатке показали, что при усилении деформирования приповерхностных осадочных пород в результате образования трещин и микросмещений возникают возмущения высокочастотной геоакустической эмиссии. Они наблюдаются на частотах единицы килогерц в интервале до полутора суток перед землетрясениями и расстоянии - первые сотни километров от эпицентра [1, 2]. Перед землетрясениями регистрируются аномальные возмущения электрического поля в приземной атмосфере, которые имеют также деформационную природу и аналогичное время упреждения [3]. Поэтому актуальны совместные исследования высокочастотной геоакустической эмиссии и электрического поля. Они представляют интерес как для понимания процессов, протекающих в литосфере на заключительной стадии подготовки землетрясений, так и происходящего при этом литосферно-атмосферного воздействия.

В августе-октябре 2005 г. в 28 км запад-юго-западнее г. Петропавловска-Камчатского впервые проведены совместные измерения геоакустической эмиссии и электрического поля в атмосфере у поверхности земли. Обнаружена связь между аномальными возмущениями эмиссии в килогерцовом диапазоне частот и электрического поля. Она может проявляться как в сейсмически спокойные периоды, так и на заключительной стадии подготовки землетрясения, что свидетельствует о ее сейсмотектонической природе [4]. Исследования продолжены 27 июня - 16 октября 2006 г. (эксперимент 2006), 28 июня - 24 октября 2007 г. (эксперимент 2007) и 2 июля - 27 октября 2008 г. (эксперимент 2008). Измерялись накопленное за 4 с акустическое давление  $P_s$  в диапазоне частот 2.0–6.5 кГц и вертикальный градиент потенциала V' электрического поля на высоте 7 см от земли. В этом диапазоне частот  $P_s$  наиболее сильно отражаются появление и динамика аномальных геоакустических возмущений [1, 2]. Одновременно регистрировались атмосферное давление, скорость ветра, температура воздуха, его относительная влажность и интенсивность дождя. Измерительный комплекс описан в [4].

Рассматривалась корреляция между временными рядами среднечасовых значений всех величин. Поскольку распределения рядов значительно отличаются от нормального, использовался коэффициент ранговой корреляции Спирмена  $r_s$ . Он менее чувствителен к выбросам и погрешностям в результатах наблюдений, а также позволяет измерять монотонные нелинейные связи [5]. Согласно оценкам  $r_s$  и уровня значимости p, между рядами среднечасовых значений электрического поля, акустического давления и метеовеличин существуют значимые (p < 0.05) и высокозначимые (p < 0.001) связи. При этом ветер и, особенно, дождь оказывают наибольшее влияние на электрическое поле и акустическое давление (табл. 1).

	Эксперимент	Электрическое поле	Акустическое давление	
	2006	-0.08	0.19	
Ветер	2007	-0.11	0.22	
	2008	-0.10	0.22	
	2006	-0.27	0.34	
Дождь	2007	-0.28	0.31	
	2008	-0.37	0.47	

**Таблица 1.** Коэффициент корреляции Спирмена  $r_s$  между рядами среднечасовых значений скорости ветра, интенсивности дождя, градиента потенциала электрического поля и акустического давления. Во всех случаях p < 0.001.

Атмосферное давление, температура воздуха и его относительная влажность влияют значительно слабее. Поэтому рассматривалась связь только между теми парами среднечасовых значений градиента потенциала  $\overline{V'}$  и акустического давления  $\overline{P_s}$ , когда отсутствовал дождь, среднечасовые значения скорости ветра были меньше 1.5 м/с, а атмосферного давления - больше 995 гПа (рис. 1). Последнее условие принято для еще большего устранения влияния циклонов.

Представленная на рис. 1 связь содержит, по мнению авторов, две компоненты: фоновую, обусловленную слабым действием неучтенных метеорологических и других факторов, и тектоническую, которая вызвана усилением деформирования приповерхностных пород. Поскольку у Восточной Камчатки интенсивно протекает сейсмотектонический процесс, такое усиление должно происходить неоднократно за время экспериментов. Фоновая компонента будет проявляться при  $\overline{P_s}$  меньше некоторого значения  $\overline{P_s}^*$ , а тектоническая - когда  $\overline{P_s}$  больше  $\overline{P_s}^*$ , что происходит при усилении деформирования пород.



Рис. 1. Связь между среднечасовыми значениями градиента потенциала  $\overline{V'}$  электрического поля и акустического давления  $\overline{P_s}$ . Вертикальные пунктирные линии - значения  $\overline{P_s}^*$ ; *n* - число пар  $\overline{V'}$  и  $\overline{P_s}$ .

Для разделения фоновой и тектонической компонент связи между  $\overline{V}'$  и  $\overline{P_s}$  применялась кусочно-линейная регрессия. Использовался квазиньютоновский метод оценивания параметров регрессии, точка разрыва по акустическому давлению, которая соответствует в первом приближении значению  $\overline{P_s}^*$ , оценивалась вычислительной программой. В эксперименте 2006, 2007 и 2008  $\overline{P_s}^*$  равно, соответственно, 2.66, 0.46 и 0.41 мПа. Уменьшение значений акустического давления в эксперименте 2007 и 2008 связано с перестановкой датчика на несколько метров после эксперимента 2006, что сопровождалось уменьшением среднего уровня высокочастотной геоакустической эмиссии. Параметры фоновой и тектонической компонент связи даны в табл. 2.

**Таблица 2.** Параметры фоновой ( $\overline{P_s} < \overline{P_s}^*$ ) и тектонической ( $\overline{P_s} > \overline{P_s}^*$ ) компонент корреляционной связи между  $\overline{V'}$  и  $\overline{P_s}$ ; *n* - число пар  $\overline{V'}$  и  $\overline{P_s}$ ,  $r_s$  - коэффициент корреляции Спирмена, *p* - уровень значимости.

	Эксперимент 2006		Эксперимент 2007		Эксперимент 2008		
Параметр	компонента связи						
	фоновая	тектоническая	фоновая	тектоническая	фоновая	тектоническая	
п	969	501	792	653	1177	504	
$r_{s}$	0.11	-0.27	-0.15	-0.23	-0.07	-0.02	
р	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	0.02	0.61	

Для выяснения влияния погоды на тектоническую компоненту определялась сумма осадков, выпавших за время наличия в экспериментах одновременных среднечасовых значений электрического поля и акустического давления. По техническим причинам их ряды имели небольшие пропуски, часть которых не совпадала во времени. При анализе же корреляционной связи рассматриваются только парные значения рядов, поэтому учитывались периоды одновременных значений  $\overline{V'}$  и  $\overline{P_s}$ . В 2006, 2007 и 2008 г. такая сумма осадков равна, соответственно, 128, 222 и 381 мм, т. е. от эксперимента к эксперименту происходило ухудшение погоды. Оно подтверждается и увеличением диапазона среднечасовых значений атмосферного давления (рис. 2). При этом тектоническая компонента связи между  $\overline{V'}$  и  $\overline{P_s}$  есть в эксперименте 2006, 2007 и отсутствует в эксперименте 2008 (рис. 1, табл. 2), когда была самая плохая погода. В последнем наблюдаются самые большие значения коэффициента корреляции электрического поля и акустического значения с дождем (табл. 1) и самый большой размах  $\overline{V'}$  в фоновой компоненте (рис. 1), где и отразилась плохая погода. Следовательно, выделенная нами тектоническая компонента связи между  $\overline{V'}$  и  $\overline{P_s}$  действительно имеет не метеорологическое происхождение, а предложенная выше методика её выделения достаточно эффективна.



Рис. 2. Распределения среднечасовых значений атмосферного давления  $\overline{P}_a$  в виде диаграмм диапазонов в экспериментах.

Связь между электрическим полем и акустическим давлением у тектонической компоненты в экспериментах 2006, 2007 не является, на первый взгляд, сильной (табл. 2). Однако, она сопоставима с влиянием в них дождя на электрическое поле (табл. 1), которое считается

одним из наиболее сильных в атмосферном электричестве [6]. Занижение связи вызвано рассмотрением среднечасовых значений анализируемых величин, поскольку при усреднении уменьшается амплитуда аномальных возмущений их исходных значений, и как следствие, сила выявляемой связи. Тем не менее, использование среднечасовых значений оправданно, так как позволяет установить сам факт наличия связи на выборках большого объема.

Наиболее вероятной причиной связи между электрическим полем и высокочастотной геоакустической эмиссией в тектонической компоненте является усиление деформирования приповерхностных осадочных пород в районе пункта измерений. При этом в результате образования трещин по границам неоднородностей возникают возмущения высокочастотной геоакустической эмиссии [7]. Согласно [2], наблюдаемые акустические сигналы генерируются трещинами, удаленными до первых десятков метров от датчика. Источником аномальных возмущений электрического поля, по мнению авторов, является образование у земли слоя воздуха с повышенной ионизацией. В результате возникнет отрицательный вертикальный градиент электропроводности и, как следствие, отрицательный объемный заряд [6]. Он частично или полностью компенсирует положительный объемный заряд электродного эффекта, что вызовет уменьшение и даже изменение знака регистрируемого электрического поля. Выравнивание концентрации ионов по высоте приведет к исчезновению градиента электропроводности воздуха и аномалии поля.

Повышенная ионизация воздуха у поверхности земли может быть вызвана усилением ионизирующего излучения из почвы и более сильным выходом из нее радона и торона [6, 8, 9] с последующим накоплением в условиях спокойной погоды. Оба процесса должны иметь место при усилении деформирования приповерхностных пород. Появление при этом отрицательных аномалий электрического поля в атмосфере подтверждается регистрацией их перед землетрясениями [3] и при увеличении объемной активности подпочвенного радона [10].

Таким образом, после исключения из рассмотрения случаев плохой погоды (дождя, сильного и умеренного ветра, низкого атмосферного давления), а также выделения слабого влияния неучтенных метеорологических и других факторов, в экспериментах 2006 и 2007 гг. обнаружена высокозначимая отрицательная связь между возмущениями электрического поля в приземном воздухе и высокочастотной геоакустической эмиссии. В эксперименте 2008 г. она отсутствует. Эта связь имеет не метеорологическое происхождение, поэтому наиболее вероятно, что она вызвана усилением деформирования приповерхностных осадочных пород в районе пункта измерений при сейсмотектоническом процессе. Для выяснения ее природы необходимы комплексные исследования у границы земля-воздух в обеих средах. Обнаруженная связь свидетельствует еще об одном проявлении воздействия литосферы на приземную атмосферу в сейсмоактивном регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 16 «Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы» и Президиума ДВО РАН (грант № 06-І-П16-070).

#### Литература

- 1. Купцов А.В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.
- 2. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 4. С. 1-14.
- 3. *Руленко О.П.* Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.
- 4. Купцов А.В., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А., Руленко О.П., Шевцов Б.М., Щербина А.О. О связи высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных пород с электрическим полем в приземном слое атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 71-76.
- 5. Боровиков В. STATISTICA. Искусство анализа данных на компьютере: Для профессионалов. СПб.: Питер. 2003. 688 с.
- 6. Чалмерс Дж.А. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеоиздат. 1974. 421 с.
- 7. Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А. и др. Деформационные и акустические предвестники землетрясений // ДАН. 2007. Т. 413. № 5. С.96-100.
- 8. Брикар Дж. Проблемы электричества атмосферы. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1969. С. 68-105.
- 9. Смирнов В.В. Ионизация в тропосфере. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 312 с.
- 10. Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Соловьев С.П. Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора-атмосфера // Физика Земли. 2006. № 7. С. 34-51.

## ПОЛЕВОЙ АВТОНОМНЫЙ ОНЧ-ПРИЁМНИК VLF-RECEIVER WITH AUTONOMOUS SUPLAY FOR FIELD MEASUREMENTS

Ю.М.Михайлов<sup>1</sup>, В.Б.Рожков<sup>2</sup>, О.В.Капустина<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова, <u>yumikh@izmiran.ru</u>

<sup>2</sup> Особое конструкторское бюро МЭИ, 111250, Москва, Красноказарменная, д.4

Description of VLF-receiver for registration VLF signals and noises in field conditions. Frequency range from 10 to 20000 Hz. Sensitivity near  $10^{-14}T/\sqrt{Hz}$  on magnetic component and  $10^{-7}$  V/m  $\sqrt{Hz}$  on electric component.

Приводится описание приемника, разработанного совместно ОКБ МЭИ и ИЗМИРАН и предназначенного для регистрации магнитной и электрической компонент ОНЧ-волн в диапазоне частот от 10 до 20000 Гц.

Комплекс аппаратуры регистрации ОНЧ [1] состоит из трех связанных частей (Рис.1): 1) аналоговая: АНЧ-2МЕ с датчиками и системой питания; 2) внешний модуль E330 (новая версия E14-440) фирмы LCARD; 3) портативный компьютер NoteBook.



Рис.1. Схема автономного ОНЧ-приемника-регистратора: 1 - система датчиков; 2 - приемник АНЧ-2МЕ; 3 – преобразователь DC-DC; 4 – система питания; 5 – аналого-цифровой преобразователь (АЦП); 6 - переносной компьютер (ПК) типа NoteBook (NB)

Магнитный датчик LEMI 106 HS, разработки ЛЦ ИКИ НКАУ и НАНУ (Львов) проходил испытания в ИЗМИРАН, электрические датчики БВУ1, БВУ2 разработаны в ИЗМИРАН.

Динамический диапазон прибора АНЧ-2МЕ разработки ОКБ МЭИ-ИЗМИРАН составляет ~60 дБ. В систему питания комплекса входят аккумуляторные батареи и, для их подзарядки, солнечный модуль ФСМ 50-12 разработки Томского НИИП [2]. Во избежание влияния системы питания на датчики расстояние между датчиками и регистрирующей аппаратурой должно быть 50-100 м. Питание датчиков организовано от собственных аккумуляторов длительного пользования. Потребление тока для магнитных датчиков порядка 20 мкА

На модуле E330 с цифровым процессором ADSP-2105 имеется один АЦП, на вход которого при помощи коммутатора может быть подан один из 16 или 32 аналоговых каналов с внешнего разъёма модуля. Переносной компьютер (NB) работает под управлением системы MS-DOS (в новой версии - под Windows XP). Программа ввода написана на языке Турбо-Паскаль с использованием библиотеки, поставляемой для работы с модулем фирмой LCARD (новая версия на DELPHY). Программы обработки написаны в основном на языке Турбо-Паскаль (частично и в перспективе - DELPHY).

Комплекс прошел проверку при измерениях на Камчатке, при регистрации ракетных пусков в Архангельской области, при наблюдениях естественных ОНЧ-излучений в Северном Вьетнаме.

При включении NB с MS-DOS автоматически запускается пакетный файл тестирования. Сначала осуществляется ввод данных в двухканальном режиме в течение 6 сек и запись в файл. Затем программа обработки считывает эти данные из файла и выводит на дисплей синхронно два динамических спектра (сонограммы): слева – 1 канал, справа – второй канал. Над сонограммой выводится график временной формы: половина – с уничтожением предыдущего, половина – с наложением. Это позволяет хорошо видеть как детали записи, так и превышение верхней границы динамического диапазона. Процедуру ввода и последующей обработки можно повторять многократно в процессе наладки и тестирования комплекса.

Широкополосная регистрация в двухканальном режиме (основной) проводится с частотой квантования по времени ~50 кГц ( $\Delta$ t~0,00002 с) по каждому каналу в течение 1 минуты в начале

каждого часа. Данные записываются блоками по 4096 байт в формате двубайтных целых чисел: 2 байта – 1-й канал, 2 байта – 2-й канал, 2 байта – 1-й канал... В конце файла записывается блок, в начале которого содержатся данные о режиме записи: число каналов, средний за время регистрации интервал оцифровки  $\Delta t$ , длительность записи в файл. Эти данные используются в программах обработки. Имена файлов составляются по принципу: mmddhhXX.YYa, где 'mm' месяц; 'dd' – день; 'hh' – час; 'XX' – минута; 'YYa' – признак файла широкополосной записи (YY-две последние цифры года регистрации).

Во время работы основного режима в любое время можно задать переход в режим одиночного ввода одноминутной записи и квазинепрерывного ввода по 5 мин (или другое в зависимости от задачи).

Программы обработки данных написаны с использованием алгоритмов спектрального и спектро-временного анализа [3].

Данные регистрации использованы для решения задач исследования электромагнитной обстановки в сейсмоактивных регионах [4,5]. На рис.2 приведен пример анализа данных регистрации на пункте Левая Авача (Камчатка).



Рис.2. Цифровая сонограмма записи на пункте Левая Авача (Камчатка) за сутки до землетрясения слева и в сейсмически спокой ный период (справа) [4].

#### Литература

 Воробьев О.В., Коробовкин В.В., Лихтер Я.И., Михайлов Ю.М., Соболев Я.П., Войта Я., Хорват И. Аппаратура для низкочастотных волновых исследований на ИСЗ // Сб. Дифракционные эффекты коротких радиоволн / Под ред. Черкашина Ю.Н. С.173-194. М.: ИЗМИРАН. 1981.
 Солнечные модули. ОАО НИИП. http://www.niip.ru/.

3. Михайлова Г.А., Капустина О.В. Цифровой спектрально-временной анализ КНЧ и ОНЧ пакетов волн частотным и временным "окном" // Сб. Распространение радиоволн в ионосфере / Под ред. Черкашина Ю.Н. С.114-121. М.: ИЗМИРАН.1983.

4. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э. Электрические и электромагнитные процессы в приземной атмосфере перед землетрясениями на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. Т.46. №6. С.839-852. 2006.

5. К.Х.Труонг, Т.С.Во, Ю.М.Михайлов, А.Л.Харитонов, О.В.Капустина. ОНЧ-электромагнитный фон в сейсмоактивном регионе Северного Вьетнама // Геомагнетизм и аэрономия. Т.50. №5-6. 2010 (в печати).

## ЭФФЕКТЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ И ВОЗМОЖНЫЙ БИОФИЗИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ИХ ВЛИЯНИЯ НА СЕРДЕЧНО-СОСУДИСТУЮ СИСТЕМУ ЧЕЛОВЕКА EFFECTS OF GEOMAGNETIC DISTURBANCES IN THE NEAR GROUND ATMOSPHERE AND POSSIBLE BIOPHYSICAL MECHANISM OF THEIR INFLUENCE ON THE HUMAN CARDIOVASCULAR SYSTEM

Г.А. Михайлова<sup>1</sup>, С.Э. Смирнов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН. yumikh@izmiran.ru

<sup>2</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН. sergey@ikir.kamchatka.ru

Experimental results cited in the literature about the geomagnetic disturbances influences on the human cardiovascular system and on the habitat (atmospheric pressure, temperature, quasi-static electric and geomagnetic fields) briefly are examined. The possible biophysical mechanism of coupling of the human cardiovascular system with the geomagnetic activity is proposed through the resonance interaction with the habitat. At a period of the high geomagnetic activity its property (atmospheric pressure and temperature) changed through the increase of the atmospheric transparency as a result of the Forbush decrease of the flux cosmic rays in the evolution of the geomagnetic disturbances.

Многочисленные медицинские исследования показали периодическое влияние солнечной активности на деятельность сердечно-сосудистой системы человека. Со временем основной акцент исследований сместился на изучение эффектов геомагнитных возмущений. С другой стороны, известно, что люди с заболеваниями сердечно - сосудистой системы чувствительны к изменению метеорологических параметров окружающей среды (давление, температура, облачность, осадки, ветер). Это навело на мысль, что, возможно, связь состояния здоровья человека с геомагнитной активностью осуществляется через вариации метеорологических параметров, т.е. через изменение его среды обитания во время геомагнитных возмущений.

Обзор современного состояния исследований в области гелиомедицины, включая результаты работ соотечественников, представлен в обзорах [1,2]. На достаточно большом объеме статистически достоверных данных показано влияние магнитных бурь на деятельность сердечно-сосудистой системы, роста числа заболеваний и числа смертности от болезней сердечно-сосудистой системы, изменений частоты сердечного ритма, состояния иммунной системы и других заболеваний. В дополнение к ним кратко рассмотрим некоторые экспериментальные результаты, имеющие отношение к данной проблеме. Так, увеличение количества ежесуточных обращений с ростом геомагнитной активности показано, например, в Выполнен одновременный спектральный анализа количества вызовов скорой работе [3]. медицинской помощи и трехчасовых значений К<sub>р</sub>-индекса [4-6]. Обнаружены одинаковые ритмы с периодами 29-32; 13,5; 6,9; 5,8 - 4,5 суток, которые близко совпадают со средним периодом и гармониками собственного вращения Солнца. В амплитудных спектрах частоты сердечных сокращений и артериального давления выделены устойчивые колебания с периодами T = 24, 12, 8 ч и нерегулярные колебания с  $T \sim 5$  и 7 суток [7]. В период высокой геомагнитной активности наблюдались нарушения суточного ритма сердца [6-9].

В среде обитания были выполнены исследования вариаций атмосферного давления в зависимости от геомагнитной активности [10,11]. Показано, во-первых, что геомагнитные бури приводят к изменению барической структуры в северном полушарии таким образом, что в одних местах давление возрастает, в других, наоборот, падает [12,13]. Во - вторых, была обнаружена волновая структура термобарического поля с периодами волн планетарного масштаба, а в спектрах приземного давления были выделены колебания с периодом ~ 27 суток [14]. Эффекты геомагнитных возмущений в спектрах напряженности квазистатического электрического и геомагнитного полей, составляющих также среду обитания человека, проявляются следующим образом [15,16]:

1) В спокойных геомагнитных условиях в спектрах мощности квазистатического электрического поля и горизонтальной компоненты геомагнитного поля присутствуют компоненты, периоды которых совпадают с периодами атмосферных волн: тепловых приливных и волн планетарного масштаба, обусловленных волновым излучением Солнца.

2) При высокой геомагнитной активности под действием корпускулярных потоков от Солнца характер спектров этих параметров изменяется по-разному:

 а) в спектрах мощности квазистатического электрического поля эффект проявляется в увеличении длительности периода колебаний с 12 до 14 ч синхронно с вариациями величины ΣК<sub>р</sub> – индекса и в усилении интенсивности этих колебаний;

б) синхронно с вариациями  $\Sigma K_p$  – индекса усиливаются колебания в полосе периодов планетарных волн (T ~ 48 – 288 ч);

в) во время сильной магнитной бури эффект проявляется в резком увеличении длительности периодов с 12 до 14 и с 20 до 26 ч с одновременным усилением интенсивности этих колебаний;

г) в спектрах мощности горизонтальной компоненты геомагнитного поля эффект проявляется в изменении периодов колебаний в полосе 12 – 288 ч синхронно с изменением величины ΣКр-индекса. Интенсивность колебаний с периодами 12 и 24 ч модулирована колебаниями с периодом порядка 15-20 суток, в то время как интенсивность колебаний с периодами выше 24 ч модулирована волной с периодом 10-12 суток, совпадающим с третьей резонансной гармоникой собственного вращения Солнца.

В предлагаемой модели взаимодействия человека с окружающей средой используется явление резонанса между колебательными системами «человек – среда обитания». Основанием для такого подхода служит факт наличия близко совпадающих по частоте выделенных ритмов в организме человека и в среде обитания. Это суточный ритм - 24 ч и его гармоники; биоритмы мозга:  $\alpha$  - ритм – 8 – 13 Гц;  $\beta$  - ритм – 14 – 30 Гц;  $\gamma$  - ритм – более 30 Гц;  $\theta$  - ритм – 4 – 7 Гц;  $\delta$  - ритм – 1,5 – 3 Гц; сердечный ритм – ~ 1 Гц. В среде обитания также присутствуют эти ритмы. Суточный ритм связан с тепловым воздействием Солнца, которое вызывает тепловые приливные колебания давления и температуры в атмосфере с периодами T = 24, 12, 8, 4 ч. Ритмы с частотой ~ 1 Гц – это медленные, практически квазистатические колебания электрического и геомагнитного полей, вызванные колебаниями атмосферных параметров: температуры и давления. Эти колебания в среде обитания человека присутствуют постоянно, но интенсивность их и периодичность зависят от солнечной активности и, как следствие, от геомагнитной активности.

В соответствии с предлагаемой моделью резонансного взаимодействия в паре «человек среда обитания» на частотах ниже 1 Гц, полученные в [15,16 спектральные особенности вариаций напряженности квазистатического электрического и геомагнитного полей следует рассматривать как условия в среде обитания человека. В спокойных геомагнитных условиях в их спектрах мощности выделяются колебания, определяемые собственными колебаниями атмосферы. (T = 24, 12, 8 ч). Это тепловые приливные волны, обусловленные поступлением в тропосферу прямой солнечной радиации. Они определяют устойчивые суточный и полусуточный ритмы среды обитания человека и проявляются также в спектрах колебаний сердечных сокращений и артериального давления [7]. Во время геомагнитных возмущений обнаружено изменение периодов колебаний атмосферных волн на T~ 12 и 24 ч с одновременным усилением их интенсивностей, а также усиление интенсивности колебаний планетарных волн в полосе периодов Т ~ 48 – 288 ч, синхронно с вариациями ΣКр – индекса. Подобные эффекты проявляются и в деятельности сердечно-сосудистой системы человека. Так, в спектрах числа вызовов скорой помощи к больным с сердечно-сосудистыми заболеваниями и вариациях Кр – индекса выделены интенсивные колебания на периодах Т ~ 13.5; 6.9; 4.5 – 5.5 суток [4-6]. Нарушение частоты сердечных сокращений под влиянием геомагнитной активности обнаружено в ряде работ [6,7,9]. При рассмотрении этой модели взаимодействия «человек-среда обитания» естественно возникает вопрос, каким образом под влиянием геомагнитной активности изменяется среда обитания, т. е. давление, температура и связанные с ними вариации напряженности электрического поля и горизонтальной компоненты геомагнитного поля. Ранее в работах Э.Р. Мустеля и его коллег (см. ссылки), изучающих солнечно-атмосферные связи, было показано, что магнитные бури приводят к изменению термобарической структуры тропосферы, и предположено, что этот эффект должен быть связан с поступлением в тропосферу дополнительных потоков прямой солнечной радиации. Позже серия экспериментальных работ, выполненных группой М.И. Пудовкина [17], позволила установить, что эти дополнительные потоки обусловлены увеличением прозрачности атмосферы во время Форбуш-понижений интенсивности галактических космических лучей (ГКЛ), сопровождающих геомагнитные возмущения.

На рисунке [17] показано возрастание прямой солнечной радиации после начала интенсивного геомагнитного возмущения вместе с изменением Кр –индекса.



a средние значения потоков прямой солнечной радиации относительно нулевых интенсивных моментов  $t_0$ начала геомагнитных возмущений для станций. расположенных в авроральной (1) и в субавроральной зонах (2); б - средний временной ход К<sub>р</sub> -индекса (3) и скоростей счета нейтронных мониторов в обс. Апатиты (1) и обс. Красная Пахра (2)

Наибольшие возрастания потока имеют место на авроральных и субавроральных широтах и более слабые - на средних широтах. Это приводит к поступлению в атмосферу дополнительной солнечной радиации (по оценкам авторов ~ 40%). Изменение прозрачности атмосферы и связанные с изменения атмосферного ней давления И температуры вызывают усиление интенсивности Этот эффект планетарных волн. отчетливо проявляется в спектрах мощности напряженности электрического и геомагнитного полей на периодах 48 – 288 ч [16]. Кроме того, согласно модели [17], интенсивность поступающей прямой солнечной радиации модулируется средним периодом (или его гармониками) собственного вращения Солнца, источника корпускулярных потоков во время геомагнитных возмущений. Этот эффект также обнаружен в изменении интенсивности приливных колебаний с периодами Т ~ 13-14 суток как в спектрах Ez – компоненты электрического поля, так и Нр- компоненты геомагнитного поля [16]. Периодичность спектров с периодами Т ~ 27 суток была выделена также в частоте обращения за мелицинской помошью больных с сердечнососудистыми заболеваниями [14]. Таким образом,

определяющим фактором влияния геомагнитной активности на метеорологические параметры нижней атмосферы, является изменение ее прозрачности под воздействием космических лучей.

В рамках резонансного взаимодействия «человек – среда обитания», предложенного в настоящей работе, изменение параметров среды обитания в процессе развития геомагнитных возмущений приводит к нарушению этой связи и, следовательно, к нарушению физиологических функций людей, чувствительных к вариациям метеорологических параметров атмосферы.

#### Литература

- Cornelissen G., Halberg F., Breus T., Syutkina E., Baevsky R., Weydahl A., Watanabe Y., Otsuka K., Siegelova J., Fiser B., Bakken E.E. Non-photic solar associations of heart rate variability and myocardial infarction // J. Atmos and Sol-Terr. Phys. 2002. T.64. P.707-720.
- Palmer S.J., Rycroft M.J., Cermack M. Solar and geomagnetic activity, extremely low frequency magnetic and electric fields and human health at the Earth's surface // Surv. Geophys. 2006.Vol. 27. P. 557-595. DOI 10.1007/s10712 – 006 –9010 –7.
- Виллорези Дж., Бреус Т.К., Дорман Л.И., Ючи Н., Рапопорт С.И. Влияние межпланетных и геомагнитных возмущений на возрастание числа клинически тяжелых медицинских патологий (инфарктов миакардо и инсультов) // Биофизика. 1995. Т. 40. Вып. 5. С. 983 – 990.
- Вершинина Н.И., Петроченко Н.А., Шумилов Ю.С. Влияние возмущенности геомагнитного поля на обострение гипертонической болезни // Геофизические процессы в околоземном пространстве / Ред. Г.И. Дружин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 86-90.
- Самсонов С.Н., Соколов В.Д., Стрекаловская А.А., Петрова Г.Г. Гелиогеофизическая возмущенность и обострение сердечно-сосудистых заболеваний // Междисциплинарный семинар «Биологические эффекты солнечной активности», 6-9. 04. 2004 г. Пущино –на-Оке. Тез. докл. С. 48.
- Черноус С.А. Особенности вариабельности сердечного ритма в период геомагнитных возмущений в полярной области // Междисциплинарный семинар «Биологические эффекты солнечной активности», 6-9.04.2004 г. Пущино –на-Оке. Тез. докл. С. 17-18.
- 7. Гамбурцев А.Г., Чибисов С.М., Стрелков Д.Г. Вариации артериального давления и частоты сердечных сокращений по данным многосуточного мониторинга и их вероятная связь с внешними воздействиями // Геофизические процессы и биосфера. 2008. Т. 7. № 2. С. 53-66.
- Чибисов С.М., Бреус Т.К., Левитин А.Е., Дрогова Г.М. Биологические эффекты планетарной магнитной бури //Биофизика. 1995. Т.40. Вып.5. С.959-968.

154

- Гурфинкель Ю.И., Парфенова Л.М. Влияние геомагнитных возмущений на ритм сердца и его эктологическую активность // Междисциплинарный семинар «Биологические эффекты солнечной активности», 6-9.04.2004 г. Пущино –на-Оке. Тез. докл. С. 20.
- Смирнов Р.В. Эффекты солнечной активности в преобразованиях циркуляционных форм в атмосфере// Биофизика. 1995. Т. 40. Вып. 5. С. 1068-1075.
- 11. Смирнов Р.В., Кононович Э.В. Проявление гелиогеомагнитной активности в преобразованиях циркуляционных форм в тропосфере // Изв. вузов. Радиофизика. 1996. Т. 39. № 10. С. 1335 –1340.
- Мустель Э.Р. Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогноза погоды. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 79 с.
- Мустель Э.Р., Чертопруд В.Е., Хведелиане В.А. Сравнение изменений поля приземного атмосферного давления в периоды высокой и низкой геомагнитной активности // Астрон. журн. 1977. Т. 54. Вып. 2. С. 682-697
- 14. Смирнов Р.В., Кононович Э.В. Пространственные и частотные закономерности проявления солнечной активности в атмосфере // Биофизика. 1995. Т. 40. Вып. 5. С. 1076-1081.
- 15. Михайлова Г.А., Михайлов Ю.М., Капустина О.В., Смирнов С.Э. Эффекты геомагнитных возмущений в спектрах мощности атмосферных волн в динамо-области ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 2009. Т. 49. № 2. С. 262-266.
- 16. Михайлова Г.А., Михайлов Ю М., Капустина О.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э. Спектры мощности тепловых приливных и планетарных волн в приземной атмосфере и в D области ионосферы на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2009. Т. 49. № 5. С. 639-653.
- 17. Пудовкин М.И., Распопов О.М. Механизм воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры // Геомагнетизм и аэрономия. 1992. Т. 32. № 5. С. 1-22.

## СПЕКТРЫ МОЩНОСТИ ТЕПЛОВЫХ ПРИЛИВНЫХ И ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ, В D – И ДИНАМО - ОБЛАСТЯХ ИОНОСФЕРЫ НА КАМЧАТКЕ

## POWER SPECTRA OF THERMAL TIDAL AND PLANETARY WAVES IN THE NEAR EARTH'S ATMOSPHERE AND IN THE IONOSPHERE D AND DYNAMO REGIONS AT KAMCHATKA

**Г.А.Михайлова<sup>1</sup>, Ю.М.Михайлов<sup>1</sup>, О.В.Капустина<sup>1</sup>, Г.И.Дружин<sup>2</sup>, С.Э.Смирнов<sup>2</sup>** <sup>1</sup> Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова РАН, г.Троицк (Московская обл.), e-mail: yumikh@izmiran.ru

<sup>2</sup> Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, п.Паратунка (Камчатский край), e-mail: sergey@ikir.kamchatka.ru, drug@ikir.kamchatka.ru

Spectral analysis of the diurnal variations in the quasi-static electric field in the near Earth's atmosphere, VLF atmospheric radio noise at a frequency of 5.3 kHz and in the horizontal component of the geomagnetic field simultaneously observed in September–October 1999 at Paratunka observatory of the Institute of Cosmophysical Research and Radiowave Propagation, has been performed. The variations in the intensities of the spectral power density and the period durations of the variations in the  $T \sim 8-24$  h band and higher as functions of the different sources have been studied.

Исследованию волновых процессов на различных высотах атмосферы посвящено большое количество работ [1,2и цитируемая там литература], в которых использовались разнообразные радиофизические методы. В настоящее время такие исследования активно проводятся на Камчатке в обс. «Паратунка» ИКИР ДВО РАН ( $\lambda$ =158.25°E;  $\varphi$ =52.9°N), где в качестве косвенных средств изучения волновых процессов используются суточные вариации Ez - компоненты квазистатического электрического поля в приземной атмосфере, ОНЧ - атмосферного радиошума на частоте 5.3 кГц и горизонтальной компоненты геомагнитного поля, измеренные одновременно с дискретностью по времени 1 мин в период наблюдений сентябрь-октябрь 1999 г. (Для Ez - компоненты только сентябрь месяц). Ранее авторами в спектрах мощности суточных вариаций этих геофизических параметров впервые был выделен полный набор колебаний в широком диапазоне периодов атмосферных волн, включая внутренние гравитационные (ВГВ, T < 3.5 ч), тепловые приливные (T ≤ 24 ч) и волны планетарных масштабов (T> 24 ч).

Ниже представлены результаты исследования спектров мощности указанных выше геофизических параметров в полосе периодов тепловых приливных волн и волн планетарных масштабов. Состояние геомагнитной активности (ΣКр и Dst-вариации), а также поведение метеорологических параметров (осадки, давление) показаны на рис.1 (нижние кривые). Видно, что в сентябре месяце с 10 по 30, а в октябре – с 10 по 20 и с 20 по 30 наблюдались периоды высокой геомагнитной активносты  $\sim 8 - 10$  суток, на фоне которых имели место изолированные магнитные бури с Dst-вариацией ~180 нТл (22 сентября) и ~ 250 нТл (22 октября), осадки, особенно мощные (~ 40 мм/м<sup>2</sup>) 25-26 сентября, сильное землетрясение 18 сентября с параметрами 21.28:33.17 UT,  $\varphi = 51.21^{\circ}$ N,  $\lambda = 157.56^{\circ}$ E, h = 60 км, M = 6.0, а также более слабые землетрясения 6 сентября с параметрами 15.04:52.81 UT,  $\varphi = 52.10^{\circ}$ N,  $\lambda = 159.15^{\circ}$ E, h = 76 км, M = 5.0; 5 и 24 октября с параметрами 05.01:35.94 UT,  $\varphi = 51.21^{\circ}$ N,  $\lambda = 157.61^{\circ}$ E, h = 76 км, M = 5.6 и12.24:50.07 UT,  $\varphi = 52.23^{\circ}$ N,  $\lambda = 159.65^{\circ}$ E, h = 44 км, M = 5.3 соответственно.

Оценка спектральной плотности мощности исходных записей (далее для краткости, спектров мощности) выполнена методом периодограмм с прямоугольным временным «окном» длительностью  $t_i = 8$  суток, которое смещалось на одни сутки вдоль временного ряда данных. При этом исходные значения усреднялись на интервале в 8 мин, исключались их средние значения, и полученный новый ряд значений дополнялся нулями до периода, в два раза превышающего исходную длительность. Эта процедура позволяет получать более детальное представление спектра по частоте и расширять его в область более низких частот. Вариации интенсивностей максимумов в спектрах мощности S и их периодов T попарно для компонентов с периодами вблизи 12, 24 ч и выше для трех рассмотренных в работе геофизических параметров показаны на рис.1 – рис.3. Каждое значение на графике соответствует середине интервала в 8 суток, на котором оценивалась спектральная плотность мощности. Детальное описание результатов спектральной обработки суточных вариаций этих трех параметров приведено в [3,4].



Вариации интенсивности максимумов в спектрах мощности и длительности периодов этих максимумов вблизи 12,24 ч и более (попарно последовательность соответствующих кривых сверху вниз). На рисунке приведены кривые среднесуточных значений атмосферного давления гПа, осадков в мм\м<sup>2</sup>, минутные значения Dst – вариаций в нTл и суточные вариации ΣKp - индекса.

#### Выводы

Вся совокупность полученных в [3,4] результатов позволяет сделать вывод об особенностях волновых процессов в приземной атмосфере и на высотах D – и динамо-областей ионосферы в спокойных геофизических условиях, при высокой геомагнитной активности и при единичных событиях (землетрясения и магнитная буря) по вариациям спектральной плотности мощности квазистатического электрического поля, OHU - атмосферных радиошумов и горизонтальной компоненты геомагнитного поля, измеренных одновременно на Камчатке. 1. В спокойных геомагнитных условиях в спектрах мощности рассмотренных геофизических параметров присутствуют компоненты, периоды которых близко совпадают с собственными колебаниями атмосферы. Это периоды тепловых приливных волн и волн планетарного масштаба, обусловленные волновым излучением Солнца.

2. Под действием корпускулярных потоков от Солнца при высокой геомагнитной активности характер спектров этих параметров изменяется по-разному:

 а) в спектрах мощности квазистатического электрического поля эффект проявляется в увеличении длительности периода колебаний с 12 до 14 ч синхронно с вариациями величины ΣКр – индекса и в усилении интенсивности этих колебаний;

б) синхронно с вариациям<br/>и $\Sigma Kp-$ индекса усиливаются колебания в полосе периодов <br/>T $\sim 48-288$ ч;

в) во время сильной магнитной бури эффект проявляется в резком увеличении длительности периодов с 12 до 14 и с 20 до 26 ч с одновременным усилением интенсивности этих колебаний;

г) эффект сильного землетрясения (M = 6) в отличие от более слабого землетрясения проявляется в резком уменьшении периодов с 14 до 12 и с 24 до 20 ч соответственно с одновременно незначительным усилением интенсивности;

д) при наличии обильных осадков существенно возрастает интенсивность колебаний в полосе периодов 24 – 192 ч как по сравнению с колебаниями с Т~ 12 ч, так и по сравнению с интенсивностью при других геофизических условиях;

е) при высокой геомагнитной активности в спектрах мощности ОНЧ – атмосферного радиошума на частоте 5.3 кГц длительность периодов колебаний с T ~ 12, 24 и 48 ч сохраняется практически постоянной, а интенсивность этих колебаний последовательно уменьшается с ростом величины ΣКр-индекса и достигает минимума в день с сильной магнитной бурей. В день с сильным землетрясением отмечено слабое усиление интенсивности колебаний;

ж) при высокой геомагнитной активности в спектрах мощности горизонтальной компоненты геомагнитного поля эффект проявляется в изменении периодов колебаний в полосе 12 – 192 ч синхронно с изменением величины ΣКр-индекса. Интенсивность колебаний с периодами 12 и 24 ч модулирована колебаниями с периодом порядка 15-20 суток, в то время как интенсивность колебаний с периодами выше 24 ч модулирована колебаниями с периодом 10-12 суток, совпадающим с третьей резонансной гармоникой собственных колебаний Солнца;

з) несовпадение спектров мощности волновых возмущений в приземной атмосфере и на высотах ионосферы, по-видимому, может быть связано как с различными источниками этих волн, так и с особенностями их распространения в атмосфере [5]. Не исключено, что усиление планетарных волн в приземной атмосфере связано с усилением глобальной циркуляции в тропосфере во время геомагнитных возмущений, а в динамо-области – с локальной неустойчивостью, вызванной высыпанием корпускулярных потоков и нарушением ветрового режима.

#### Литература

- 1. Митра А. Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли. М.: Мир, 370с. 1977 (перевод с англ.А.Р.Mitra. Ionospheric Effects of Solar Flares. Comp. Dordrecht-Holland. Boston: D.Reidel Publish. 1974).
- 2. Волновые возмущения в атмосфере / Ред. А. Д. Данилов и др. Алма-Ата: Наука КазССР, 198 с. 1980.
- Михайлова Г.А., Михайлов Ю.М., Капустина О.В., Смирнов С.Э. Эффекты геомагнитных возмущений в спектрах мощности атмосферных волн в динамо-области ионосферы на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. Т.49. №2. С. 262-266. 2009.
- 4. Михайлова Г.А., Михайлов Ю.М., Капустина О.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э. Спектры мощности тепловых приливных и планетарных волн в приземной атмосфере и в D области ионосферы на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. Т.49. №5. С.639 –652. 2009.
- 5. 5. Charney J.G., Drazin P.G. Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmophere // J. Geophys. Res. V.66. No1. P.83-109. 1961.

## БЕРЕГОВОЙ ЭФФЕКТ В ВАРИАЦИЯХ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА КАМЧАТКЕ COAST EFFECT IN THE GEOMAGNETIC FIELD VARIATIONS IN KAMCHATKA Ю.Ф. Мороз, Т.А. Мороз

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, e-mail: morozyf@kscnet.ru; moroz@irk.ru

This paper considers the behavior of magnetic trippers associated with the sharp contrast of conductivity of the shore and seawater of the Sea of Okhotsk and the Pacific Ocean washing Kamchatka. The results of the study revealed zones with different degree of the coastal effect. The maximum of the coastal effect is observed in Eastern Kamchatka that is associated with the induction currents concentrated in the Kamchatka deep trench. The 3-D effects are observed in Eastern Kamchatka due to the complex coastline contours. These effects in geomagnetic variations attenuate and go down with an increase of the time interval. At low frequencies new effects are emerged related to the current flowing of Kamchatka. The revealed effects should be considered during the analysis of geomagnetic variations.

Береговой эффект изучен с помощью численного трехмерного моделирования магнитотеллурического поля. Трехмерная модель Камчатки содержит следующие геоэлектрические параметры. Мощность и удельное электрическое сопротивление верхнего слоя приняты постоянными на суше, чтобы оценить влияние берегового эффекта независимо от влияния геоэлектрических неоднородностей в осадочно-вулканогенном чехле Камчатки. Верхний слой на суше имеет мощность 3 км, а удельное электрическое сопротивление 30 Ом.м. Эти параметры являются примерно средними по данным электромагнитных исследований Камчатки [1]. Удельное электрическое сопротивление морской воды составляет 0.25 Ом м. Глубинный геоэлектрический разрез является стандартным. Он закономерно уменьшается с глубиной.

Моделирование выполнено по известной программе Макки [2]. Оси сетки у и х ориентированы вдоль и поперек Камчатки. Общие размеры сетки 150 элементов по оси «У» и 60 по оси Х. Размеры элементов (ячеек) сетки 10 х 10 км, в районе сложных очертаний береговой линии они сгущались до 5 х 5 км. Такая густота сетки принята с целью её использования в дальнейшем для расчетов пробных моделей с неоднородным верхним слоем на суше. На краях сетки размеры ячеек увеличены в десятки, сотни и тысячи раз для обеспечения условий двухмерности и одномерности граничных условий. Это позволило существенно ускорить сходимость итерационного процесса. Расчеты выполнены для 25 значений периодов в диапазоне от 1 до 2500 с. Для каждого фрагмента модели рассчитаны частотные кривые магнитного типпера, вещественных и мнимых частей индукционной матрицы (типпера), вещественные и мнимые индукционные стрелки, кривые кажущихся сопротивлений и фазовые кривые импеданса по направлениям осей у и х. Полученные результаты сопоставлены с данными трехмерного моделирования выполненными нами ранее в районе северной Камчатки [3]. Расхождение электрических параметров не превышает 5%, что свидетельствует о достаточной точности модельных расчетов.

## Анализ данных магнитовариационного зондирования

Напомним смысл магнитовариационных параметров [4], [5]. В основе магнитовариационных исследований лежит соотношение:

$$H_{Z} = \hat{W} \mathbf{H}_{\tilde{a}\tilde{a}\delta_{.}}$$
, где  $\hat{W} = [W_{zx}, W_{zy}]$  - магнитный типпер.  
 $H_{z} = W_{zx}H_{x} + W_{zy}H_{y}$ ,

где  $H_z$ ,  $H_x$ ,  $H_y$  - составляющие геомагнитного поля;  $W_{zx}W_{zy}$  - компоненты матрицы, зависящие от частоты распределения электропроводности в Земле и ориентации координатных осей.

По компонентам индукционной матрицы (типпера) определяются индукционные стрелки

$$\mathbf{Re} \mathbf{W} = \mathbf{Re} \mathbf{W}_{zx} + \mathbf{Re} \mathbf{W}_{zv}$$

$$ImW = ImW_{zx} + ImW_{zy}$$

Частотные кривые типпера, индукционных стрелки и их азимуты характеризуют особенности проявления берегового эффекта на территории Камчатки. Рассмотрим частотные кривые **ReW**. Они по своей форме организованы в IV группы, отвечающие зонам с разной степенью проявления берегового эффекта. На рис.1 и 2 приведены выделенные зоны и соответствующие им типичные кривые типпера.



Рис. 1. Зоны Камчатки с различной степенью проявления берегового эффекта в восточных кривых магнитного типпера.



Рис. 2. Типичные частотные кривые магнитного типпера для зон, изображенных на рис.2. 1 и 2 – кривые модулей, азимутов вещественной и мнимой индукционных стрелок.

Первая зона расположена в прибрежной части Охотского моря. Здесь вещественные и мнимые стрелки на коротких периодах (до 200 с) ориентированы в сторону Охотского моря. Модули вещественной индукционной стрелки имеют хорошо выраженный максимум на периодах

160

400 – 500 с. Величина максимумов не превышает 0.5. Максимуму модуля вещественной индукционной стрелки отвечает минимум мнимой индукционной стрелки. При этом азимут мнимой индукционной стрелки меняется на 180°. Эти особенности стрелок характерны для двумерно-неоднородных моделей. Максимум **[Re W]** связан с насыщением электрическим током водной толщи шельфа Охотского моря. В области низких частот вещественная и мнимая стрелки становятся неколлинарными, что обусловлено влиянием крупной трехмерной геоэлектрической неоднородности, к которой, по-видимому, можно отнести южное замыкание Камчатки.

Вторая зона расположена восточнее первой зоны. В данной зоне на кривой модуля вещественной стрелки проявляется максимум на периодах 400 - 500 с. Однако, интенсивность его в 3 – 4 раза меньше, чем в первой зоне. Максимуму **|ReW|** отвечает также минимум на кривой **|Im Re|**. Вещественная и мнимая индукционные стрелки коллиниарны на высоких частотах (до 100 с). Они направлены в сторону Охотского моря. Максимум модуля вещественной стрелки связан с влиянием электрических токов, индуцированных в Охотском море. Характерно, что в области низких частот возрастают значения модуля вещественной стрелки. При этом направление стрелки меняется на 180°. Она ориентируется в сторону Тихого океана. Выявленные особенности свидетельствуют, что во второй зоне ослабляется береговой эффект со стороны Охотского моря и начинается влияние морских электрических токов, индуцированных в Тихом океане.

Третья зона находится восточнее второй зоны. Здесь на кривой  $|\mathbf{Re} \mathbf{W}|$  не проявляется максимум, связанный с влиянием морских токов в Охотском море. Кривая  $|\mathbf{Re} \mathbf{W}|$  представлена восходящей асимптотической ветвью. Кривая  $|\mathbf{Im} \mathbf{W}|$  имеет максимум и нисходящую ветвь. По форме кривые  $|\mathbf{Re} \mathbf{W}|$  и  $|\mathbf{Im} \mathbf{W}|$  имеют вид «ножниц», что характерно для двумерной зоны. Отсутствие максимума на частотной кривой  $|\mathbf{Re} \mathbf{W}|$  на периодах 400-500 с и восходящая ветвь в низкочастотной области свидетельствуют о полном затухании берегового эффекта со стороны Охотского моря и заметном влиянии берегового эффекта со стороны Тихого океана.

Четвертая зона расположена на восточном побережье Камчатки, включающем п-ова и заливы. Кривая модуля вещественной индукционной стрелки имеет хорошо выраженный максимум на периодах 1000 – 2000 с, связанный с насыщением электрическим током глубоководного желоба, вытянутого вдоль Камчатки в Тихом океане. Значения модуля вещественной индукционной стрелки достигают в максимуме 1.8, что указывает на сильный береговой эффект. Максимуму модуля вещественной стрелки отвечает минимум мнимой стрелки. При этом азимут мнимой стрелки меняется почти на 130°. Вещественная индукционная стрелка на коротких периодах ориентирована под азимутом примерно 100-130°, которая постепенно возрастает до 100°. В области низких частот угол составляет 120°. Выявленные особенности в поведении частотных кривых магнитного типпера свидетельствует, что в третьей зоне в магнитотеллурическом поле преобладают двумерные эффекты до периодов 1000 – 2000 с. С увеличением периода вариаций возникают трехмерные эффекты, связанные, по-видимому, с ограничением Камчатки в южном направлении.

Более наглядное представление о береговом эффекте дают схемы индукционных стрелок на периодах 100, 400, 1600 и 10000 с (рис.3). На периоде 100 с береговой эффект проявляется в прибрежных зонах Охотского моря и Тихого океана. В средней части Камчатки береговой эффект практически не выражен. На западном побережье индукционные стрелки закономерно ориентированы в сторону Охотского моря. На восточном побережье ориентация вещественных и мнимых стрелок меняется в связи со сложным очертанием береговой линии. Угол между стрелками в большинстве случаев отличается от 0 или 180°. При этом мнимые стрелки соизмеримы с вещественными стрелками. Это свидетельствует о трехмерных эффектах в связи со сложными очертаниями береговой линии.



Рис.3. Схема поведения индукционных стрелок на периодах 100 с (а), 400 с (б), 1600 с (в) и 10000 с (с).

На периоде 400 с возрастает область действия берегового эффекта. Только в центральной части Камчатки сохраняется узкая зона, где не выражен береговой эффект. На западном побережье поведение индукционных стрелок практически не меняется по сравнению с их поведением на периоде 100 с. На восточном побережье ( в прибрежной зоне) вещественные стрелки заметно превышают мнимые, что свидетельствует об усилении индукционного влияния электрических токов в Тихом океане.

На периоде 1600 с береговым эффектом охвачена практически вся территория Камчатки. В средней части п-ова возрастают вещественные и мнимые индукционные стрелки, связанные с береговым эффектом. На западном побережье сохраняется влияние электрических токов в Охотском море. На восточном побережье возрастают по величине вещественные стрелки, которые во много раз превышают мнимые. Это свидетельствует об усилении берегового эффекта за счет концентрации электрических токов в глубоководном желобе.

На периоде 10000 с береговой эффект усиливается. Им охвачена большая часть Камчатки. В юго-западной части Камчатки индукционные стрелки ориентируются в сторону глубоководной впадины Охотского моря. На восточном побережье затухает влияние сложных очертаний береговой линии.

По направлению вглубь Камчатки береговой эффект ослабевает. Какова природа ослабления эффекта? Согласно [6], ослабление слагается из геометрического ослабления и поглощения в проводящей среде. Геометрическое ослабление пропорционально расстоянию до источника, т.е. некоторой вытянутой полосе аномальных токов, концентрирующихся в морской воде. Геометрическое ослабление приводит к уменьшению модуля вещественной индукционной стрелки, но не меняет форму частотной характеристики. Это хорошо видно на примере кривых в зонах I и II до периода 2000 с, так как на больших периодах начинается действие берегового эффекта во II зоне со стороны Тихого океана. Поглощение проявляется в область коротких периодов. В результате поглощения максимум частотной кривой смещается в область длинных периодов. Так, в зоне IV максимум частотной характеристики модуля вещественной стрелки проявляется на периоде 2000 с, а при движении в глубь Камчатки (зона III) максимум не выражен, потому что он находится за пределами рассматриваемого диапазона периодов.

Рассмотрим каким образом на береговой эффект влияет повышение электропроводности литосферы Камчатки. С этой целью в первоначальную модель со стандартным распределением глубинной электропроводности введен слой пониженного электрического сопротивления на глубине 15 км. Мощность слоя 20 км, удельное электрическое сопротивление 10 Ом·м.

162

Результаты расчетов приведены на рис. 4, где изображены частотные кривые  $|\mathbf{Re} \mathbf{W}|$  и  $|\mathbf{Im} \mathbf{W}|$ , что и на рис.3. Сравнительный анализ частотных кривых типпера свидетельствует, что появление слоя с проводимостью в 2000 Сим в литосфере Камчатки, приводит к уменьшению  $|\mathbf{Re} \mathbf{W}|$  и  $|\mathbf{Im} \mathbf{W}|$  в несколько раз. Это является важным признаком выявления крупных проводящих зон под Камчаткой.



Рис. 4. Типичные частотные кривые магнитного типпера в модели Камчатки с коровым проводящим слоем. Римскими цифрами указаны номера типичных кривых, соответствующие зонам на рис.2.

#### Литература

1. *Мороз Ю.Ф.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки.М.:Наука.1991.181 с. 2. *Mackie K.L.*, *Smith.J.T.*, *Madden T.R.* Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference 7. equations: the magnetotellurie example // Radio Science. 1994. № 29. Р. 923-935.

З. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г. Глубинная геоэлектрическая модель области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 2004. №6. С. 54-67.

4. *Бердичевский М.М., Жданов М.С.* Интерпретация аномалий переменного электрического поля Земли. М.; Недра. 1981. 327 с.

5. Vozoff K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins // Geophysics. 1972. V. 37. P. 98-141.

6. Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Из-во. Наукова Думка. 1975. 269 с.

# ГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ МАГНИТОВАРИАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ ПО ДАННЫМ ОБСЕРВАТОРИЙ «МАГАДАН» И «ПАРАТУНКА» (КАМЧАТКА) ANNUAL VARIATIONS OF MAGNETIC-VARIATION PARAMETERS ACCORDING TO THE DATA FROM MAGADAN AND PARATUNKA OBSERVATORIES IN KAMCHATKA $^1$ Ю.Ф.Мороз, $^1$ Т.А.Мороз, $^2$ С.Э Смирнов.

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, e-mail: <u>morozyf@kscnet.ru</u>; moroz@irk.ru <sup>2</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с.Паратунка, Камчатской области, 683010

The data from monitoring of geomagnetic variations at intermittency of 1 s was used to study transfer magnetic variation parameters represented by a magnetic tipper and magnetic tenzor. Their behavior displays annual variations. These periods on the MTS curve are confined to the minimum related to the crust conductive layers. The possible character of the annual variations is considered.

геомагнитного поля содержат информацию об Вариации электропроводности геологической среды, которую можно получить с помощью передаточных магнитовариационных параметров, представленных в виде магнитного типпера и магнитного тензора. Магнитный типпер вариаций характеризует связь вертикальной составляюшей геомагнитного поля С горизонтальными составляющими геомагнитного поля в одном пункте наблюдения. Магнитный тензор дает представление о связи горизонтальных составляющих вариаций геомагнитного поля при одновременном наблюдении в двух разнесенных пунктах наблюдений. Исследования магнитного типпера и тензора выполнены по данным синхронных наблюдений вариаций геомагнитного поля с дискретностью 1 с в обсерваториях «Магадан» и «Паратунка» в 2007 – 2008 Полученные данные позволяют получить новую информацию ΓГ. 0 динамике магнитовариационных параметров, имеющих связь с электропроводностью среды.

#### Вариации магнитного типпера

По вариациям компонент H, D, Z имеется возможность изучить передаточную функцию в частотной области, которая получила название магнитного типпера. В основе получения типпера лежит предположение о существовании линейного соотношения вида [1]:

$$H_z = \mathbf{\hat{W}} \mathbf{H}_{a\hat{t}\hat{d}_z}$$
, где  $\mathbf{\hat{W}} = |W_{zx}W_{zy}|$ или

 $H_{z} = W_{zx}H_{x} + W_{zy}H_{y}$ , где  $H_{z}H_{x}H_{y}$  составляющие наблюденного магнитного поля,  $W_{zx}W_{zy}$  компоненты индукционной матрицы (типпера), зависящие от частоты, распределения электропроводности в Земле и ориентации координатных осей. По компонентам индукционной матрицы определяются индукционные стрелки [5]:

$$\mathbf{ReW} = \operatorname{Re} W_{zv} \mathbf{i} + \operatorname{Re} W_{zv} \mathbf{j}$$

# $\mathbf{ImW} = \mathrm{Im} W_{_{T}\mathbf{x}}\mathbf{i} + \mathrm{Im} W_{_{T}\mathbf{y}}\mathbf{j}$

По данным наблюдений вариаций геомагнитного поля в обсерваториях «Паратунка» и «Магадан» изучена динамика магнитного типпера в 2007 – 2008 гг. Анализ показал, что типперы определяются более устойчиво на временном интервале не менее 5 суток. При этом когерентность между вертикальной и горизонтальными составляющими должна быть не менее 0.8. Для получения временных рядов магнитного типпера создана специальная программа, с помощью ИЗ банка вариаций геомагнитного поля формируются массивы которой заданной продолжительностью 5 суток. Для каждого массива определены магнитные типперы в диапазоне периодов от 300 до 10000 с. На рис.1 представлены временные ряды вещественных и мнимых частей магнитного типпера на периодах 300, 1000, 3000 и 10000 с. Известно, что вещественные стрелки связаны с активными электрическими токами, а мнимые – с реактивными. Величина мнимых стрелок определяется индукцией в проводящих слоях [2].

В обсерватории «Паратунка» мнимые стрелки более устойчиво определяются на периоде 1000 с, а в обсерватории «Магадан» - на периоде 300 с. На этих периодах в поведении модулей мнимых стрелок четко выражены годовые вариации. Данные периоды на кривых МТЗ приурочены к минимумам, связываемым с коровыми проводящими слоями. Следовательно, годовые вариации модулей мнимых индукционных стрелок характеризуют вариации электропроводности корового проводящего слоя, в котором концентрируются электрические токи, вызванные индукцией. Повидимому, за счет концентрации токов мы имеем более устойчивые значения и хорошо выраженные годовые вариации мнимых индукционных стрелок на периодах 1000 с и 300 с. Следует отметить, что годовые вариации в меньшей мере выражены и на других периодах. Это





Рис.1. Временные ряды вещественной и мнимой частей типпера на периодах 300, 1000, 3000 и 10000 с.

Можно предположить, что годовые изменения электропроводности литосферы могут быть связаны с геодинамическими процессами, имеющими годовую цикличность, вызванную степенью

освещенности Земли при её годовом вращении вокруг Солнца. Данные процессы возможно приводят к изменению ширины и глубины литосферных разломов, степени их насыщенности гидротермальными растворами и уровня их минерализации, что проявляется в вариациях электропроводности литосферы.

#### Вариации магнитного тензора

Пульсации и бухтообразные вариации геомагнитного поля в средних и низких широтах допускают аппроксимацию их плоской моделью. В рамках этой модели существует связь между горизонтальными векторами геомагнитного поля в двух точках земной поверхности в виде [Бердичевский, Жданов, 1981]:

$$\mathbf{H}_1 = \mathbf{\hat{m}} \mathbf{H}_2$$
, где  $\mathbf{\hat{m}} = \begin{vmatrix} m_{xx} & m_{xy} \\ m_{yx} & m_{yy} \end{vmatrix}$ , где  $\mathbf{\hat{m}}$ - магнитный тензор,  $m_{xx}, m_{xy}, m_{yx}, m_{yy}$ - комплексные

компоненты тензора, зависящие от частоты, распределения проводимости в Земле и ориентации координатных осей.

В нашем случае, для обсерваторий «Паратунка» и «Магадан», это выражение представим в следующем виде:

$$\mathbf{H}^{T} = \mathbf{m} \mathbf{H}^{1}, \text{ отсюда} H_{x}^{\Pi} = m_{xx} H_{x}^{M} + m_{xy} H_{y}^{M} H_{y}^{\Pi} = m_{yx} H_{y}^{M} + m_{yy} H_{x}^{M},$$

где  $H_x^{n}$ ,  $H_y^{n}$  и  $H_x^{M}$ ,  $H_y^{M}$  - горизонтальные составляющие геомагнитного поля в обсерваториях «Паратунка» и «Магадан».

Расстояние между обсерваториями почти 900 км. Поэтому возникает вопрос об устойчивости связи между векторами геомагнитного поля на таком расстоянии. Приближенные оценки свидетельствуют, что на периодах вариаций более 300 с длина электромагнитной волны превышает расстояние между пунктами наблюдений. Можно полагать, что связь между векторами геомагнитного поля будет устойчивой в диапазоне периодов 300 – 10000 с. В пользу этого свидетельствует высокая когерентность (более 0.8) между вариациями геомагнитного поля в обсерваториях «Паратунка» и «Магадан».

Для определения компонент магнитного тензора использована программа, алгоритм которой основан на известной робастной методике, разработанной Дж. Ларсеном [3,4]. Данная программа позволяет вычислять передаточные функции по электромагнитным полям, содержащим поля различного происхождения и даёт возможность не только определять передаточные функции, но и эффективно подавлять помехи.

Рассмотрим результаты мониторинга магнитного тензора. Анализ показал, что компоненты магнитного тензора в диапазоне периодов от 100 до 3000 с определяются более устойчиво на временном интервале равным 5 суткам. С помощью специальной программы двухлетний интервал синхронных регистраций вариаций геомагнитного поля в обсерваториях «Паратунка» и «Магадан» был разбит на интервалы по 5 суток. На каждом интервале определены модули и фазы компонент магнитного тензора. Графики этих параметров на периодах 300, 1000 и 3000 с приведены на рис. 2. Графики основных компонент и их фаз имеют дисперсию меньше, чем дополнительные компоненты и их фазы. Характерно, что в поведении компонент магнитного тензора выражены годовые вариации, которые по амплитуде на многих графиках превышают в несколько раз дисперсию. В лучшей мере годовые вариации проявились в поведении фаз основных компонент на периодах 300 и 1000 с. Также они выражены в отдельных случаях на графиках дополнительных компонент и их фаз. Это свидетельствует, что годовые вариации в значительной мере связаны с изменением глубинной электропроводности сред в обсерваториях «Паратунка» и «Магадан».



Рис.2. Временные ряды модулей и фаз компонент магнитного тензора на периодах 300 с (а), 1000 с (б) и 3000 с (в).

1.Бердичевский М.Н., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного электромагнитного поля Земли.М.:Недра.1981. 207 с.

2.Бердичевский М.Н., Нгуен Тхань Ван. Магнитовариационный вектор// Физика Земли. 1991. № 3. С. 52-62.

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

4.Larsen I.C. Noise reduction in electromagnetic time series to improve detection of seismic-induced signals// Journal of Geomagnetism and Geoelectricity. 1997. V. 49. P. 1257-1265.

5.Schmucker U. Anomaies of geomagnetic variations in the South wester United States. University of Colifornia Press, Berkelylos Angels-London, 1970. 165 c.

# ПРОЯВЛЕНИЕ ГРОЗОВЫХ ПРОЦЕССОВ В НИЗКОЧАСТОТНОМ РАДИОИЗЛУЧЕНИИ MANIFESTATION OF THUNDERSTORM PROCESSES IN A LOW-FREQUENCY RADIO EMISSION

В.А. Муллаяров, В.И. Козлов, А.А. Торопов, Р.Р. Каримов Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН mullayarov@ikfia.ysn.ru

In this work we consider the some features of characteristics of electromagnetic signals in the ELF range, accompanying thunderstorm VLF signals (atmospherics) and with one the red transient luminous glows (sprites) at mesosphere heights and the bottom ionosphere are connected. Signals were recordered at a high latitude in very favorable conditions from the point of view of absence of any electric power and industrial radio noise. The emission is observed on frequencies below 1 kHz usually in the form of two half-period fluctuations (ELF impulse) and delay relative to the corresponding atmospherics within the range of 0-7 ms. In the recorded signals ELF fluctuations in most cases were observed later 1 and 3 ms, and in 14 % of events delay was absent.

Events of quasi-periodic ELF fluctuations with the period of fluctuations nearby 7 ms (frequency of 143 Hz), corresponding to the quasiperiod of ELF impulses accompanying atmospherics are found out. In each period of the wave form of fluctuations there can be an additional smaller peak. Fluctuations in short (dt < 100 ms) events actually carry out a atmospherics' role, which follow pulse of 2 half-cycles at a lower-frequency (in comparison with 7 ms). Characteristics of long ELF fluctuations testify to resonant character of the phenomenon and an opportunity of long "feed" the probable resonator during thunderstorm activity.

В настоящее время электромагнитное излучение грозовых разрядов (атмосферики) широко используется для инструментального изучения грозовой активности. Импульсное излучение грозовых разрядов занимает широкую полосу частот, однако максимум излучения приходится на низкочастотный (OHЧ) диапазон. Для исследования открытых в 90-х годах грозовых процессов в мезосфере и нижней ионосфере, отражением которых является оптическое свечение ("спрайты" и "джеты"), также могут быть использованы импульсные электромагнитные излучения, только на более низких частотах (в КНЧ диапазоне). КНЧ излучение обычно следует за основным ОНЧ атмосфериком (разрядом "облакоземля"), в связи с чем получило название "КНЧ-хвост" (КНЧ атмосферик), и отражает процесс более медленного (длительного) протекания токов после основного разряда [1]. В большинстве случаев КНЧ атмосферики сопровождают положительные наземные разряды, переносящие к земной поверхности положительный грозовой заряд облаков. В этой связи представляют интерес записи электромагнитных сигналов, произведенные в Якутии в одной из высокоширотных областей с повышенной вероятностью наблюдения положительных разрядов. Ниже приведены результаты анализа особенностей спектральновнов наблюдения положительных характеристик КНЧ излучений, зарегистрированных в данном эксперименте, и в Якутске.

Эпизодическая запись электромагнитных сигналов грозовых разрядов осуществлялась 21-23.08.08 в Верхоянье, недалеко от п. Батагай в точке с координатами ( $\varphi = 67.95^{\circ}$ ,  $\lambda = 134.95^{\circ}$ ) в основном в часы максимальной грозовой активности (15-18 час местного времени). Запись производилась с электрической антенны высотой 10 м, через усилитель на компьютер с частотой оцифровки 62,5 кГц. Условия записи были очень благоприятны с точки зрения отсутствия каких-либо сетевых и промышленных помех. Наблюдения проводились на высотах ~ 450 м над уровнем моря.

Картина грозовой активности по данным грозопеленгатора-дальномера в Якутске в период двухчасовой записи сигналов 21.08.08 вблизи п. Батагай представлена на рис. 1*а*. Наиболее высокая активность наблюдалась к западу от Якутска, второй, высокоширотный, очаг существовал вдоль р. Лена,

т.е. западнее места, где осуществлялась запись сигналов, причем его высокоширотная часть достигала побережья Северного ледовитого океана, т.е. широт 73° N. В указанные дни регистрировалась большая интенсивность ОНЧ сигналов с КНЧ хвостом. Пример сигнала приведен на рис. 16, в котором КНЧ атмосферик начинается спустя ~ 1 мс после начала ОНЧ атмосферика.

На рис. 16 первая полуволна КНЧ сигнала положительная, а может быть и отрицательной. Распределение ОНЧ и КНЧ сигналов по знаку первого квазиполупериода в проанализированных случаях показало, что большинство КНЧ атмосфериков (64 %) были связаны с положительными





ОНЧ атмосфериками. Наименьшее число событий (только 14 %) представляют случаи отрицательных КНЧ атмосфериков после отрицательных ОНЧ атмосфериков. В целом, большинство КНЧ атмосфериков имели положительный знак первого квазиполупериода (71 %), при этом положительные КНЧ сигналы связаны, в основном, с положительными атмосфериками. Амплитуды КНЧ хвостов составляли, в среднем, ≈ 0,45 от амплитуд соответствующих атмосфериков.

На рис. 2*а* приведено процентное распределение времени задержки КНЧ хвостов относительно ОНЧ атмосфериков. В трети событий (32 %) задержка составила 1 мс (из-за низкой частоты КНЧ сигналов точность измерения начала принята равной 1 мс). Второй пик пришелся на 3 мс, а события с задержкой более 4 мс составили только 5 %. Обращает внимание достаточно большой процент событий (14 %) с нулевой задержкой, когда КНЧ сигнал начинался на фоне атмосфериков. Зависимость задержке от амплитуды ОНЧ атмосфериков (от дальности до грозового источника) не видна (рис. 2*б*).





Анализ позволил выявить еще один тип КНЧ сигналов, в которых КНЧ цугу в виде 1-2 полуволн, но еще более низкочастотному, чем КНЧ атмосферик, могли предшествовать квазипериодические колебания электромагнитного поля в этом же диапазоне частот. Пример такого сигнала, зарегистрированного в одном из сеансов записи 22.08.2008 с 23:27:00 UT (утро по местному времени в Батагае) приведен на рис. 3a, где событие в виде усиливающихся квазипериодических колебаний развивалось с 12 мс от начала представленной записи. Как следует из динамической спектрограммы (сонограммы, рис. 36), это узкополосные колебания, однако в спектре содержится до 4 гармоник. Основная частота квазипериодических колебаний в рассматриваемом сеансе записи составляла 143 Гц (см. спектр на рис. 3e). Всего зарегистрировано 4 коротких события (dt ~ 100 мс) и 4 длинных (dt > 100 мс). В свою очередь среди коротких событий в 2 случаях колебания наблюдались после КНЧ цугов и в 2 случаях колебания начинались до КНЧ цугов.Отметим, что по спектрограммам хорошо видно отсутствие сетевых и промышленных помех. Интересная последовательность сигналов представлена на рис. Зг, когда узкополосные колебания не только предшествуют КНЧ цугу (второе событие на рис. Зг), но и как бы начинаются с него в первом событии. На рис. Зг видно, что из первого импульсного широкополосного сигнала начинается несколько узкополосных ветвей, которые можно поставить в соответствие узкополосным колебаниям (с гармониками) во втором событии с цугом, ограничивающим колебания.



События с длительными колебаниями свидетельствуют о достаточно высокой добротности какого-то резонатора и наличие источника его подпитки. Из спектрального анализа (использовано окно Ханнинга при исходной частоте записи сигналов 62500 Гц) следует, что добротность резонансных колебаний на основной гармонике составляла около 7-8. Развернутая временная форма сигнала показывает, что в каждом периоде колебаний имеется дополнительный максимум, сдвинутый относительно основного приблизительно на 2 мс. Дополнительный максимум составлял, в среднем, около 0,45-0,5 от основного (отсчет от нулевого уровня), при этом степень выраженности второго максимума меняется в ходе явления и от события к событию.

Если рассматривать только один период колебаний, то амплитудная картина соответствует форме сигналов, рассмотренных в работах [2, 3], в которых второй пик в КНЧ сигналах обусловлен наличием волны, возбуждающейся токами в теле спрайта.

Зарегистрированный в эксперименте 21-23.08.08 в Верхоянье достаточно большой поток КНЧ атмосфериков, по-видимому, можно связать с высокой относительной долей положительных грозовых разрядов, свойственных для этого региона. В некоторые интервалы частота положительных разрядов с КНЧ хвостами, которые в соответствии с результатами [1] обусловлены длительными токами после грозового разряда на землю и после которых часто регистрируется оптическое свечение (спрайты) на больших высотах, достигала не менее 30-40 разрядов в секунду.

Запаздывание КНЧ излучения относительно начала соответствующих ОНЧ атмосфериков лежит в пределах 0-7 мс с максимальными значениями в 1 и 3 мс. Нельзя не отметить достаточно большую вероятность (14 %) событий, в которых запаздывание отсутствовало (КНЧ сигнал начинался в ходе развития ОНЧ атмосферика или, даже одновременно с ним. Анализ не показал какой-либо зависимости величины запаздывания КНЧ сигнала от амплитуды атмосферика (рис. 26). Следовательно, кроме разной скорости распространения сигналов в ОНЧ и КНЧ диапазонах, вероятно, существует еще какаято причина, обуславливающая величину запаздывания КНЧ хвостов относительно ОНЧ атмосфериков. При дальности до грозовой области в 400-600 км (рис. 1*a*) запаздывание в 4-6 мс трудно объяснить распространением (скорость ОНЧ атмосферика около 1 *c*, а КНЧ сигнала - около 0,9 *c*, где *c* -скорость света).

Неожиданным явилось обнаружение резонансных КНЧ колебаний, начало и окончание которых в большинстве случаев оказалось связанным с КНЧ цугами. Квазиполупериод колебаний (около 3,5 мс) приблизительно совпадает с первым квазиполупериодом цугов. Тесная связь длительных колебаний и КНЧ цугов (в том числе отмеченное совпадение значений квазиполупериодов колебаний и КНЧ атмосфериков), могло бы свидетельствовать о модулировании продолжительных разрядных токах, однако это трудно допустить. Если вторые максимумы в каждом периоде длительных колебаний связать с излучением КНЧ сигнала телом спрайта на высотах 50-90 км [3, 4], то это могло бы свидетельствовать о квазипериодическом характере и спрайтов, что также маловероятно.

Большая продолжительность колебаний в части событий (до 50 периодов), наличие гармоник в спектре, достаточно высокая добротность свидетельствуют о наблюдении какого-то резонанса. Известными типами резонансов (поперечный резонанс волновода "земля-ионосфера", "шумановские" резонансы, альфвеновский (ионосферный) резонатор) рассмотренное явление не объясняется.

Если обратиться к рис. 36, то можно видеть, что в местах "ответвления" полос от цуга наблюдалась частичная дисперсия сигнала КНЧ атмосферика, что также свидетельствует о наличии некоторого резонанса, которому подвержен и КНЧ цуг. Для проверки таких спектральных особенностей были проведены дополнительные многокомпонентные измерения в Якутске 26.11.09 г. Один из примеров спектральной картины КНЧ сигналов приведен на рис. 3*д*. В этом событии явно выраженная дисперсия КНЧ сигнала наблюдалась в окрестности частоты 850 Гц. В общем же, дисперсионная область частот может лежать в диапазоне 300-900 Гц.

На некоторых спектрограммах обращает внимание, что у КНЧ атмосферика может быть диспергированной не только нижняя часть, аналогично диспергированной части ОНЧ атмосферика (сигнал в этом случае носит название "твик", на рис. 3*д* виден его след на частотах выше 1,6 кГц), но и верхняя часть (частоты 300-400 Гц). Принимая во внимание такую особенность, можно говорить, что в характеристиках КНЧ атмосфериков, а также в наличии длительных колебаний проявляется специфический резонанс. В дисперсионной области частот амплитуда сигнала падает (рис. 4б) и такое падение в спектре КНЧ атмосфериков часто регистрируется. Для объяснения такого ослабления амплитуды в [5] предложен механизм, основанный на интерференции волн, отражающихся от разных уровней нижней ионосферы. Однако, дисперсия сигнала (тем более, "двусторонняя") не может быть объяснена с помощью данного механизма.

Таким образом, представленные результаты свидетельствуют, что в спектральных характеристиках КНЧ сигналов, тесно связанных с грозовой активностью, возможно проявление некоторого резонанса, связать который с известными типами затруднительно. Для выяснения природы данного резонанса требуются дальнейшие исследования.

Работа поддержана грантами РФФИ 08-02-00348-а, 09-05-98540-р\_восток\_а и программами Президиума РАН №16, РНП 2.1.1/2555.

#### Литература

1. Reising S.C., Inan U.S., Bell T.F., and Lyons W.A. Evidence for continuing current in sprite-producing cloud-to-ground lightning // Geophysical Research Letters. 1996. Vol. 23. No. 24. P. 3639-3642.

2. Cummer S.A., Inan U.S., Bell T.F., Barrington-Leigh C.P. ELF radiation produced by electrical currents in sprites // Geophysical Research Letters. 1998. Vol. 25. No. 8. P. 1281–1284.

3. Pasko V.P., Inan U.S., Bell T.F. and Reising S.C. Mechanism of ELF radiation from sprites //

Geophysical Research Letters. 1998. Vol. 25. No. 18. P. 3493-3496.

4. Reising S.C., Inan U.S. and Bell T.F. ELF sferic energy as a proxy indicator for sprite

occurrence // Geophysical Research Letters. 1999. Vol. 26. No. 7. P. 987-990.

5. Cummer S.A., Inan U.S. Ionospheric E region remote sensing with ELF radio atmospherics // Radio Science. 2000. Vol. 35. P. 1437.

# ПРОСВЕТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ИОНОСФЕРЫ ЧЕТЫРЕХЧАСТОТНЫМ КОГЕРЕНТНЫМ СИГНАЛОМ

# TRANSIONOSPHERE SOUNDING BY QUADFREQUENCY COHERENT RADIOSIGNAL

A. B. Новиков<sup>1</sup>, A. A. Романов<sup>1</sup>, А. А. Романов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ОАО «Российские космические системы»

This paper presents the new method of TEC evaluation by single frequency GNSS observations processing. This method supposed to be used on consumer receiver data. The comparison of results obtained with results of traditional dual frequency method of TEC evaluation is stated.

## Введение

Навигационные системы являются мощным инструментом для изучения процессов, протекающих в верхней атмосфере. Навигационные системы первого поколения излучают узкополосные когерентные сигналы на двух частотах 150 и 400 МГц [1]; Современные глобальные спутниковые навигационные системы используют два диапазона с центральными частотами около 1,2 и 1,6 ГГц [2]. На основе анализа разности фаз, принимаемых на двух частотах сигналов, можно восстановить ПЭС в ионосфере Земли с точностью до константы [3].

Поскольку из непосредственных измерений можно определить только относительное ПЭС, на последующих этапах обработки информации необходимо определить количество полных циклов фазы сигнала или дифференцировать сигнал, исключив, таким образом, константу [3].

Использование подобных подходов позволяет неплохо восстанавливать градиенты электронной концентрации в ионосфере, но не решает проблем, связанных с реконструкцией фонового распределения исследуемой величины. Именно поэтому, при использовании дифференциальных методов, возникает необходимость использования начального приближения на нулевом шаге итерационного процесса решения системы уравнений обратной задачи [3,4].

Схема измерений, позволяющая получить абсолютные значения ПЭС, позволила бы полностью отказаться от использования априорных данных при решении обратной задачи, что, бесспорно, повысило бы точность реконструкций.

В работе [5] приведено описание метода расчета ПЭС на основе трехчастотной комбинации когерентных сигналов, использующихся спутниковой системой FORMOSAT-3/COSMIC. К сожалению, применение трехчастотной схемы измерения позволяет увеличить величину минимальной неоднозначности определения ПЭС до четверти физически возможного диапазона значений, что не снимает проблему определения абсолютного значения ПЭС полностью.

В данной работе предлагается метод обработки многочастотных немодулированных когерентных радиосигналов, позволяющий довести величину неоднозначности до значений, превосходящих ширину диапазона, то есть дать возможность однозначной интерпретации измерений абсолютного значение ПЭС вдоль луча, соединяющего передатчик и приёмник.

#### Метод определения ПЭС из многочастотных фазовых измерений

Приведем расчет оптимального метода обработки четырехчастотного немодулированного сигнала, дающий наилучшее разрешение при максимальной величине неопределенности.

Набег фазы радиосигнала, прошедшего через ионосферу можно описать формулой [6]:

$$P = (S - \int \frac{\varepsilon N}{f^2} \mathrm{d}s) \frac{f}{c},\tag{1}$$

где: *S* – геометрический путь, пройденный лучом;  $\varepsilon = 40,3$ ; *f* – частота несущей сигнала;  $c \approx 3 \cdot 10^8$  м/с – скорость света; ds – элемент пути луча;  $\int N ds$  – полное электронное содержание.

В этой формуле единицей измерения фазы полагается число циклов периодического процесса частоты *f*.

Разность фаз для сигналов частот несущих  $f_a$  и  $f_b$  с учетом формулы (1) имеет вид:

$$\Delta P_{ab} = P_{a} - P_{b} \frac{f_{a}}{f_{b}} = \frac{(f_{b} - f_{a})(f_{b} + f_{a}) \varepsilon}{cf_{b}^{2} f_{a}} \int N \, \mathrm{d}s \tag{2}$$

Рассмотрим случай четырех когерентных частот, причём соседние частоты отличаются в  $n_2/n_1$  раз, где  $n_2$  и  $n_1$  целые. Частоты, соответствующие этому случаю, можно выразить через основную частоту  $f_0$ :

$$f_{1} = n_{1}^{3} f_{0}$$

$$f_{2} = n_{1}^{2} n_{2} f_{0}$$

$$f_{3} = n_{1} n_{2}^{2} f_{0}$$

$$f_{4} = n_{2}^{3} f_{0}$$
(3)

Так как фаза всегда определена с точностью до константы, разность фаз можно представить в виде неизвестной целой и измеряемой дробной части:

$$\Delta P_{\rm ab} = K_{\rm ab} + \Delta \phi_{\rm ab} \,. \tag{4}$$

При записи этой формулы и далее по тексту будем считать, что разность фаз измеряется в долях цикла частоты  $f_{\rm a}$ . Целая часть разности фаз может быть определена путем разрешения фазовой неоднозначности. При двухчастотных измерениях неоднозначность ПЭС соответствует целому числу полных циклов фазы. То есть шаг неоднозначности соответствует  $\Delta P = 1$  (углу поворота фазы в  $2\pi$ радиан). Величины неоднозначностей имеют вид:

Для простоты будем считать точность определения разности набегов фаз одинаковой для каждой пары каналов и равной  $\delta \varphi$ . В этом предположении нетрудно заметить, что разрешение будет пропорционально  $\delta \varphi$  минимальной неопределенности, то есть:

$$\delta_{ij} \int \mathrm{Nds} = \Delta_{ij} \int \mathrm{Nds} \cdot \delta \varphi.$$
<sup>(5)</sup>

Поскольку измерения на всех частотах производятся в один момент времени, значения ПЭС для всех трех случаев должны быть одинаковы. Следовательно:

$$\frac{\varepsilon}{cf_0} \int N \,\mathrm{d}s = \frac{\Delta P_{12}}{\frac{n_2^2 \cdot n_1^2}{n_1^3 n_2^2}} = \frac{\Delta P_{13}}{\frac{n_2^4 \cdot n_1^4}{n_1^3 n_2^4}} = \frac{\Delta P_{14}}{\frac{n_2^6 \cdot n_1^6}{n_1^3 n_2^6}} = \frac{\Delta P_{23}}{\frac{n_2^2 \cdot n_1^2}{n_1^2 n_2^5}} = \frac{\Delta P_{24}}{\frac{n_2^4 \cdot n_1^4}{n_1^2 n_2^5}} = \frac{\Delta P_{34}}{\frac{n_2^2 \cdot n_1^2}{n_1 n_2^4}}.$$
(6)

Вынесем общий для всех членов множитель из знаменателей. Для этого умножим все части на

$$\frac{\varepsilon}{cf_0} \frac{n_2^2 \cdot n_1^2}{n_1^3 n_2^6} \int N \, ds = \frac{\Delta P_{12}}{n_2^4} = \frac{\Delta P_{13}}{n_2^2 (n_2^2 + n_1^2)} = \frac{\Delta P_{14}}{n_2^4 + n_1^2 n_2^2 + n_1^4} = \frac{\Delta P_{23}}{n_1 n_2^3} = \frac{\Delta P_{24}}{n_1 n_2 (n_2^2 + n_1^2)} = \frac{\Delta P_{34}}{n_1^2 n_2^2}.$$
 (7)

Из приведенных равенств можно составить 15 различных комбинаций. Выведем общий для этих комбинаций алгоритм разрешения неоднозначностей и записи формулы для полного электронного содержания. Выберем два члена пропорции, участвующих в рассматриваемой комбинации ( $\Delta P_{ii}$  и  $\Delta P_{kl}$ ) и с учетом формулы (4) получим:

$$(K_{ij} + \Delta \varphi_{ij}) N_{kl} = (K_{kl} + \Delta \varphi_{kl}) N_{ij}, \qquad (8)$$

$$K_{ij}N_{kl} - K_{kl}N_{ij} = \Delta \varphi_{kl}N_{ij} - \Delta \varphi_{ij}N_{kl}.$$
<sup>(9)</sup>

Заметим, что правая часть уравнения (9) – целое число, значит, левая часть тоже должна быть целой. Определим два новых неизвестных целых числа  $x_{ij}$  и  $x_{kl}$ , как минимальные по модулю решения целочисленного уравнения:

$$x_{ij}N_{kl} - x_{kl}N_{ij} = 1. (10)$$

С учетом (5), (8), (9) и (10), а также (1), получим:

$$\int Nds = \frac{cf_0}{\varepsilon} \frac{n_1^3 n_2^6}{n_2^2 - n_1^2} \frac{\Delta P_{ij}}{N_{ij}M_{ijkl}} = \frac{cf_0}{\varepsilon} \frac{n_1^3 n_2^6}{n_2^2 - n_1^2} \frac{\Delta P_{kl}}{N_{kl}M_{ijkl}} = \frac{cf_0}{\varepsilon} \frac{n_1^3 n_2^6}{n_2^2 - n_1^2} \frac{1}{M_{ijkl}} [x_{ij}\Delta\varphi_{kl} - x_{kl}\Delta\varphi_{ij} + k]$$
(11)

Множитель перед скобками в формуле (11) представляет собой величину минимальной неоднозначности, так как является множителем, стоящим перед произвольной константой k.

$$\Delta_{ijkl} \int Nds = \frac{cf_0}{\varepsilon} \frac{n_1^3 n_2^6}{n_2^2 - n_1^2} \frac{1}{M_{ijkl}}.$$
 (12)

Если предположить, что точность измерения разности фаз для любых пар частот одинакова и равна  $\delta \varphi$ , то точность измерения ПЭС будет пропорциональна  $\delta \varphi$ , то есть:

f

$$\delta_{ijkl} \int Nds = \frac{cf_0}{\varepsilon} \frac{n_1^3 n_2^6}{n_2^2 - n_1^2} \frac{1}{M_{ijkl}} \sqrt{x_{ij}^2 + x_{kl}^2} \delta \varphi.$$
(13)

#### Численный расчет характеристик

Проведем численный расчет по формулам (12) и (13) для всех 15 частотных комбинаций, результаты сведем в таблицу 1.

Таблица 1. Расчет величин неоднозначностей и точностей определения ПЭС.

i,j	k,l	$X_{ij}$	$X_{kl}$	Δ <sub>ijkl</sub> ∫ Nds [TECU]	$\delta_{ijkl} \int Nds / \delta \varphi$ [TECU/°]
	1;3	-7	-8	8,31	0,25
	1;4	-399	-463	532	903
1;2	2;3	-21	-1	1,04	0,014
	2;4	-173	-74	66,56	34,7
	3;4	-7	-1	8,31	0,16
1;3	1;4	-1615	-1643	532	3389
	2;3	-3	-1	8,31	0,073
	2;4	3	1	66,56	0,58
	3;4	-8	-1	8,31	0,19
	2;3	-1934	-625	532	3000
1;4	2;4	-1956	-721	532	3083
	3;4	1180	143	532	1756
2;3	2;4	-7	-8	22,2	0,66
	3;4	3	1	2,77	0,024
2;4	3;4	-3	-1	22,2	0,19

Для получения точного абсолютного значения ПЭС необходимо максимизировать неоднозначность и минимизировать ошибку определения ПЭС. Максимальная неоднозначность в 532 ТЕСИ достижима при использовании нескольких комбинаций частот, наименьшую ошибку из них дает комбинация 1214, однако, эти комбинации накладывают высокие требования на значения  $\delta \varphi$ , то есть на разрешающую способность приемной аппаратуры. Комбинация 1324 дает неоднозначность 66,6 ТЕСИ, что перекрывает практически весь физически обоснованный диапазон значений ПЭС для средних широт [6]. С другой стороны, требования к точности все ещё высоки, например, для обеспечения разрешения в 1 ТЕСИ, точность определения разности фазы должна составлять 1,7°.

Требования к точности разрешения фазы можно ослабить при последовательном использовании комбинаций, дающих грубые измерения для разрешения неоднозначностей более точных. Так при разрешении неоднозначности в 22,2 ТЕСИ комбинации 2434 с помощью измерений по комбинации 1324, достаточно разрешения по фазе в 38°. Этого же разрешения достаточно для последующего перехода к комбинации 1323 (неоднозначность 8,31 ТЕСИ), затем 2334 (неоднозначность 2,77 ТЕСИ), затем 1223 (неоднозначность 1,04 ТЕСИ). Далее возможно использование простых двухчастотных комбинаций. Наибольшую, а, следовательно, легко разрешимую, неоднозначность дает комбинация 34, с помощью нее может быть разрешена неоднозначность самой точной комбинации 14. При фазовом разрешении в 38° разрешение этой комбинации составит около 0,01 ТЕСИ.

Таким образом, использование описанной выше последовательности измерений позволяет достичь неоднозначности в 66,6 ТЕСИ при точности не хуже 0,01 ТЕСИ, не предъявляя завышенных требований к приемной аппаратуре.

#### Заключение

В работе предложен эффективный метод определения абсолютного ПЭС в ионосфере Земли на основе просвечивания когерентными сигналами на частотах 150, 400, 1067 и 2844 МГц.

Рассмотрены несколько вариантов комбинирования частотных диапазонов, использование которых приводит к определению ПЭС с высокой точностью на основе измерения фазовых характеристик сигнала.

Использование комбинации 1214 позволяет получить величину неоднозначности в 532 ТЕСИ, что перекрывает абсолютно весь спектр физически обоснованных значений ПЭС в ионосфере Земли, но требуется обеспечить высокую точность определения фазы приемной аппаратурой (порядка десятков угловых минут).

Комбинация 1324 дает величину неоднозначности 66,6 ТЕСИ, что также позволяет говорить о восстановлении абсолютного ПЭС, а необходимая точность фазовых измерений около 1°.

Последовательное использование комбинаций, дающих грубые результаты для разрешения неоднозначностей более точных, позволяет снизить требования к точности определения фазы сигналов в приемной аппаратуре. Применение комбинаций 2434, 1323, 2334 и 1223 позволяет получить неоднозначность 66,6 ТЕСИ при точности не хуже 0,01 ТЕСИ, не требуя высокоточной приемной аппаратуры (достаточной является точность определения фазы ~30°).

#### Литература

- 1. Богданов В.А., Сорочинский В.А., Якшевич Е.В. Спутниковые системы морской навигации // М.: Транспорт, 1987. 200 с.
- 2. Глобальная спутниковая радионавигационная система ГЛОНАСС/ Под Г-52 ред. В. Н. Харисова, А. И. Перова, В. А. Болдина. М.: ИПРЖР, 1998. 400 с.
- 3. Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Андреева Е.С. Радиотомография ионосферы. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2007. 336 с.
- 4. Романов А.А., Трусов С.В., Романов А.А., Крючков В.Г. Исследование ионосферных неоднородностей методом фазоразностной томографии в дальневосточном регионе России // Исследование Земли из космоса, 2008, №2, с. 14-20
- 5. Bernhardt P., Seifring C. Improved Ambiguity and Resolution for Total Electron Content Measured with the Three Transmitted Frequencies from the COSMIC TBB Instrument, Taiwan, Joint Geosciences Assembly, 2004
- 6. Колосов М.А., Арманд Н.А., Яковлев О.И. Распространение радиоволн при космической связи. М.: Связь, 1969. 155 с.

## НОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ОСНОВЕ ДОСТИЖЕНИЯ В ОБЛАСТИ ЧАСТОТНО-ВРЕМЕННОГО АНАЛИЗА И ТЕОРИИ ВЕЙВЛЕТОВ NEW TECHNOLOGIES OF MEASUREMENT INFORMATION ANALYSIS AND PROCESSING ON THE BASIS OF THE ACHIEVEMENTS IN THE REALMS OF TIME-FREQUENCY ANALYSIS AND WAVELET THEORY H.И. Орешко, В.В. Геппенер, Д.М. Клионский

Санкт-Петербургский государственный электротехнический университет "ЛЭТИ"

#### oreshko@nicetu.spb.ru, geppener@mail.ru, klio2003@list.ru

The problem of complex dynamic objects tracking encountered, when testing new samples of space and rocket hardware or new aircraft require us to use a number of specially constructed observation facilities: radio, optical, GPS, etc. For the purpose of calculating trajectory parameters it is necessary to employ special software and mathematical base. This is connected with the features of instruments involved and with the conditions under which a particular experiment is conducted. Special methods and software systems are also needed for dealing with a number of tasks that arise in geology and geophysics.

The presence of an enormous number of disturbing factors and heightened requirements to the accuracy and reliability of measurements led to the development of mathematical tools and methods aimed at dealing with random processes and intended to rest upon advanced achievements in several mathematical areas. These areas encompass mathematical statistics, time series analysis, time-frequency analysis, wavelet theory, artificial intelligence and other knowledge domains.

Processing and analysis of measurement data on the basis of the contemporary achievements in timefrequency analysis, wavelet technology and other adaptive methods along with time series models proved effective and reliable when processing real data of large volume containing noise, outliers, misses and other perturbing factors. The robustization of the methods allowed us to use them under the conditions of the measurements errors.

Для задач слежения за различными классами сложных динамических объектов (СДО) [1], например, при испытании новых образцов ракетной и космической техники или новых летательных аппаратов, используются различные средства наблюдений: радиотехнические, onтические, GPS и др. Для расчета параметров траектории по результатам этих внешнетраекторных измерений [1] необходимо использовать специализированное программно-математическое обеспечение. Это связано, прежде всего, со спецификой самого измерительного средства, а также с условиями проведения эксперимента. Наличие большого числа возмущающих факторов и высокие требования к точности и достоверности измерений обусловили развитие математических средств обработки случайных процессов на основе
использования современных достижений в анализе временных рядов, частотно-временном анализе, теории вейвлетов, теории искусственного интеллекта и др. научных областях.

Основными математическими трудностями при оптимальной обработке результатов измерений являются проблемы фильтрации случайных погрешностей при неизвестных законах их распределения на фоне динамического процесса с неизвестной моделью, а также оценивание систематических погрешностей. Для этого необходимо использовать специализированный математический инструментарий по фильтрации случайных погрешностей как для активного участка траектории, так и для пассивного при обработке результатов измерений. Важная научная и практическая задача возникает и при оценивании систематических погрешностей в имеющихся результатах измерений на основе их совместной обработки, т.е. за счет использования структурной избыточности. Разработанный математический аппарат должен оценивать систематические погрешности в привязке к шкалам системы единого времени и геодезических параметров, характеризующих положение системы на местности.

Интенсивно развивающееся в последние годы направление обработки и анализа *телеметрических* и *внешнетраекторных* измерений (ТМИ и ВТИ) связано с обработкой и анализом процессов, отражающих состояние объекта в процессе полета. Прежде всего, необходимо решать задачи связанные с многомерным характером протекающих процессов, их нестационарностью, зачастую колоссальным объемом данных и наличием большого числа возмущающих факторов. Под ТМИ [1] понимается показатель физического процесса, события или явления, значение или поведение которого подлежит измерению или контролю телеметрической системой. ВТИ направлены на непосредственное или опосредованное вычисление параметров, характеризующих положение и движение некоторого объекта в пространстве.

Основными задачами являются анализ поведения параметров конструкции в процессе полета СДО в условиях высокочастотных (шумовых) и низкочастотных помех на основе частотно-временного анализа вибрационных, акустических и виброударных процессов.

При обработке сигналов, поступивших от СДО, рассматривают медленно меняющиеся параметры (ММП) и быстро меняющиеся параметры (БМП) [1]. Виброизмерения [1] на объекте проводятся в соответствии с задачами на летные испытания на основании программы ТМИ БМП. Программа ТМИ разрабатывается с целью определения фактических режимов вибронагружений силового корпуса СДО, а также ее отдельных систем и агрегатов (приборов) и для решения отдельных диагностических задач. Виброизмерения проводятся радиотелеметрическими системами или автономными регистрирующими устройствами с помощью датчиков и усилительно-преобразующей аппаратуры, обеспечивающей получение соответствующей информации в различных областях частот.

Вибрации по своим характеристикам и продолжительности действия делятся на ударные вибрации, вибрации на переходных режимах, вибрации на установившихся (квази)стационарных режимах. К первой группе относятся вибрации, возникающие в результате воздействия ударных (импульсных) нагрузок. Эти вибрации характеризуются ускорениями высокого уровня при малом воздействия нагружающего фактора. Ко второй группе относятся времени вибрации. характеризующиеся нестационарностью и относительно малым временем воздействия. К третьей группе относятся установившиеся вибрации, включая акустические нагружения, работу виброактивных элементов и колебательные процессы. Эти вибрации характеризуются стационарностью протекания процессов и относительно большим временем их протекания.

Для обработки нестационарных процессов, к которым относятся переходные, виброударные и акустические процессы, а также некоторые участки вибрационных процессов, необходимо использовать так называемые современные методы частотно-временного анализа [2], позволяющие отслеживать как изменение частотного содержания анализируемого процесса, так и определять начало и окончание характерных деталей этого процесса. Частотно-временной анализ дает возможность анализировать процесс на трехмерной плоскости с сохранением информации о времени, частоте и амплитуде. В результате возможно выявление скрытых модуляций в сигналах (амплитудных и частотных), идентификация областей концентрации энергии. Появляется возможность извлечения информации о начале и окончании различных процессов в исходном сигнале, а также об эволюции их частотного содержания. Поскольку большей частью рассматриваемые сигналы являются мультикомпонентными, частотно-временной анализ позволит произвести идентификацию этих компонент для последующего отдельного анализа. При этом используются два взаимно дополняющих подхода. Первый подход состоит в применении так называемой атомной декомпозиции, при которой осуществляется декомпозиция сигнала на элементарные компоненты, атомы, которые хорошо локализованы по времени и частоте. Второй подход к этой проблеме состоит в вычислении распределения энергии сигнала по двум переменным: времени и частоте. Это приводит к энергетическому частотно-временному *распределению*, которое является квадратичным преобразованием сигнала. К таким преобразованиям относится, в частности, широко используемое распределение Вигнера-Вилле. На рис. 1 приведены примеры обработки одного из участков нестационарного телеметрического процесса (участок с линейной частотной модуляцией (ЛЧМ)) на основе использования классического подхода, базирующегося на Фурье-преобразовании, и второго подхода (рис. 2) на основе частотно-временных распределений. Также показан (рис. 3) пример получения трехмерного частотно-временного распределения для БМП.



Рис. 1. Обработка ЛЧМ сигнала на основе преобразования Фурье



Рис. 2. Обработка ЛЧМ сигнала на основе распределения Вигнера-Вилле

Из первого графика невозможно установить закон изменения мгновенной частоты сигнала, т.е. другими словами, неизвестна *эволюция* его частотного содержания. Из частотно-временного образа ясно виден линейный закон изменения частоты.



Рис. 3. Пример трехмерного частотно-временного распределения для БМП

Ниже приведен пример обработки локализованного во времени телеметрического процесса. Еще один пример, иллюстрирующий эффективность частотно-временного анализа продемонстрирован на рис. 4 для локализованного во времени процесса с гауссовой огибающей.



Рис. 4. Слева показан телеметрический процесс, локализованный во времени, справа - тот же процесс в частотно-временной плоскости

Из рисунков видна эффективность частотно-временного анализа при определении моментов начала и окончания характерных деталей анализируемого процесса.

Эффективным применением данного подхода оказалась возможность его использования при анализе эволюционирующего объекта при отсутствии телеметрических данных, т.е. только по результатам слежения средствами ВТИ. Пространственные эволюции можно рассматривать как некоторые нестационарные процессы, параметры которых (частота и амплитуда) изменяются во времени по неизвестному закону с неизвестными моментами начала и окончания процесса. На основе такого подхода появляется возможность определять законы изменения параметров пространственных колебаний по всем плоскостям движения объекта, что, в частности, позволяет проводить анализ влияния резонансных явлений на его динамику.

При обработке данных ВТИ и ТМИ в качестве эффективного подхода используется подход, основанный на применении так называемой *вейвлет-технологии* [3]. В основе этого подхода заложены три базовые идеи:

1) Анализируемый процесс рассматривается в виде комплектов (представлений) того же самого процесса, но с различным временным разрешением, начиная от самого тонкого разрешения, при котором воспроизводятся локальные детали, и заканчивая самым грубым, направленным на отображение лишь глобальной тенденции (тренда). Это позволяет рассматривать его разной степенью точности и тем самым выявлять характерные особенности в различных частотных диапазонах.

2) Использовании очень большой совокупности базисных функций (т.е. таких функций, или "строительных блоков", с помощью которых может быть адекватно и компактно описан анализируемый процесс), характерной особенностью которых является способность отслеживать тонкие локальные детали в анализируемом процессе. Это так называемые функции с *компактным носителем*, которые определены на конечном интервале. Характерной особенностью этих функций является также и то, что они порождаются обычно некоторой единственной функцией (материнской) и посредством операций трансляции (сдвига) и растяжения-сжатия образуют полное семейство базисных функций. Использование таких базисов позволяет на основе малого числа коэффициентов разложения описать широкий класс нестационарных (а значит, и стационарных) процессов. Подобный результат не имеет места для других стандартных ортогональных базисов, требующих значительного количества дополнительных коэффициентов для описания деталей процесса в окрестности точек разрыва и подавления эффекта Гиббса.

3) Построение алгоритмов, которые могли бы быть легко реализованы на современных компьютерах и обладали бы высоким быстродействием. Все эти три базовые идеи нашли свое отражение в совокупности методов, которые объединены в понятии "вейвлет-технология". Использование такого подхода позволяет на основании единых принципов производить очистку от шума данных ВТИ и ТМИ при полном незнании как модели вредного шума, так и модели изменения ТМИ, а также при наличии участков с разной степенью гладкости (гладкие участки, участки с резким изменением или с разрывами в производных). Вейвлет-технология эффективно работает в отношении данных, характеризующие высокодинамичные участки полета объекта для ВТИ и данных, соответствующих участкам резкого изменения перегрузок, моментам ударов для ТМИ.

Разработанные технологии позволяют обрабатывать сложные динамические процессы на фоне не только гауссовского шума, но и на фоне шумов с другими распределениями.

Наряду с использованием характерных свойств вейвлет-базисов, важнейшей чертой данного метода является также эффективное применение идей мультимасштабного или мультиразрешающего анализа исходного сигнала [3]. Это дает пользователю возможность применять "математический микроскоп" для исследования данных, рассматривая их поведение при различных "увеличениях". При

178

высоком уровне разрешения исследуется тонкая структура данных, а при низком уровне наглядно прослеживается глобальное поведение процесса в целом. Вейвлет-технология приводит к возможности анализа данных в различных частотных полосах от самых высокочастотных (для тонких деталей) до низкочастотных областей (для описания глобального поведения процесса).

В очищенном от шума сигнале можно с гораздо более высокой вероятностью, чем в исходном, обнаружить (выделить) и затем классифицировать скрытые закономерности. Особенно это важно для критических участков, на которых проявляются характерные особенности поведения СДО, представляющие интерес для оценки возможных его модификаций.

Анализ больших массивов данных, содержащих или длиннопериодические зависимости, или редкие, но важные характерные детали быстропротекающих процессов, обычно трудно поддается человеческому восприятию. Возможность выявления таких зависимостей, а также некоторых кратковременных процессов в изменении поведения объекта является весьма актуальной задачей. Для этого предлагается визуализировать не сам сигнал, а некоторым образом преобразовать его, чтобы все характерные особенности проявились автоматически. В качестве таких преобразований можно использовать вейвлет-преобразование, преобразования, переводящие сигнал в частотную область для выявления периодических компонент, а также преобразования в частотно-временную плоскость, позволяющие отслеживать изменение частотных свойств сигнала во времени.

#### Литература

- 1. А.В. Назаров, Г.И. Козырев, И.В. Шитов Современная телеметрия в теории и на практике / Наука и техника, Санкт-Петербург, 2007.
- 2. D.M. Klionsky, N.I. Oreshko, V.V. Geppener Empirical Mode Decomposition in Segmentation and Clustering of Slowly and Fast Changing Non-Stationary Signals / Pattern Recognition and Image Analysis. 2009. Vol. 19, № 1. pp. 14-29. Bibliog.: p. 29.
- 3. *Н.И. Орешко, Т.Н. Князева* Вейвлет-технология анализа и очистки сигналов от шума / Цифровая обработка сигналов. 2008. № 3. С. 21-25. Библиогр.: с. 25.

# МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕСТАЦИОНАРНОГО ПЕРЕНОСА РАДОНА В СИСТЕМЕ ГРУНТ-АТМОСФЕРА С ПОСТОЯННЫМИ КОЭФФИЦИЕНТАМИ MATHEMATICAL MODELING OF RADON TRANSFER IN THE SYSTEM SOIL-ATMOSPHERE WITH CONSTANT COEFFICIENTS

Р.И. Паровик

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, romano84@mail.ru

The process of unsteady transport of radon in the soil-atmosphere systemis concidered. An analytical solution of this model under the assumption that the transfer characteristics are constants.

**Введение.** Изучение процессов переноса радона в системе грунт-атмосфера представляет определенный научный интерес. Это вызвано тем, что радон является индикатором напряженнодеформированного состояния геосреды и оказывает воздействие на некоторые геофизические поля [1]. Например, радон участвует в формировании электрического поля приземного слоя атмосферы и является одним из предвестников землетрясений [2, 3]. Это указывает на актуальность в его исследовании. Целью в настоящей работе является разработка нестационарной модели переноса с постоянными коэффициентами радона в системе грунт-атмосфера и получение ее аналитического решения, которое позволит получить некоторое представление о закономерностях распространения концентрации радона в грунте и атмосфере, как по времени, так и по пространству.

**Постановка задачи.** Согласно теории эманационного метода в радиометрической разведке перенос радона из пористого однородного грунта к земной поверхности осуществляется с помощью механизмов диффузии и конвекции [4]. В работе мы будет вместо конвекции рассматривать адвекцию – перенос, который может включать в себя либо конвекцию, либо фильтрацию. Будем считать характеристики переноса постоянными заданными величинами. Тогда задача нестационарного переноса радона в системе грунт-атмосфера может быть представлена в виде (ось *z* направлена вниз, t > 0):

$$\frac{\partial A}{\partial t} = D_g \frac{\partial^2 A(z,t)}{\partial z^2} + v_g \frac{\partial A(z,t)}{\partial z} - \lambda \left( A(z,t) - A_{\infty} \right), z > 0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = D_a \frac{\partial^2 A(z,t)}{\partial z^2} + v_a \frac{\partial A(z,t)}{\partial z} - \lambda A(z,t), z < 0$$

$$D_g \frac{\partial A(z,t)}{\partial z} \bigg|_{z=0+0} + v_g A(z,t) \bigg|_{z=0+0} = D_a \frac{\partial A(z,t)}{\partial z} \bigg|_{z=0-0} + v_a A(z,t) \bigg|_{z=0-0}$$

$$A(z,t)\Big|_{z=0+0} = A(z,t)\Big|_{z=0-0}, \lim_{z\to\infty} A(z,t) = A_{\infty}, \lim_{z\to\infty} A(z,t) = 0$$

 $A(z,t)|_{z=0+0} = A(z,t)|_{z=0+0}$ ,  $\lim_{z\to\infty} A(z,t) = A_{\infty}$ ,  $\lim_{z\to\infty} A(z,t) = 0$ Здесь  $D_g$ ,  $D_a$  – коэффициенты диффузии радона в грунте и атмосфере,  $M^2/c$ ;  $v_g$ ,  $v_a$  – скорость адвекции радона в грунте и атмосфере, м/с;  $\lambda$  – постоянная распада радона, 1/с;  $A_{\infty}$  – объемная активность радона, который находится в радиоактивном равновесии с радием (<sup>226</sup>Ra) на заданной глубине в грунте, равная  $A_{\infty} = K_{em} A_{Ra} \rho_s (1-\eta)$ , где  $K_{em}$  - коэффициент эманирования радона, отн. ед.;  $A_{Ra}$  удельная активность <sup>226</sup>Ra, Бк/кг;  $\rho_s$  - плотность твердых частиц грунта, кг/м<sup>3</sup>;  $\eta$  - пористость грунта.  $Fr/M^3$ ; A(z,t) – объемная активность радона в грунте,  $Fr/M^3$ .

Методика решения. Упростим задачу (1), сделав следующее преобразование, замену вида:

$$A(z,t) = e^{-\lambda t} u(x_{g},t), x_{g} = z + v_{g} t, A(z,t) = e^{-\lambda t} u(x_{a},t), x_{a} = z + v_{a} t,$$
(2)

Подставляя выражения (2) в модельное уравнение и граничные условия (1) мы получим следующую задачу:

$$\frac{\partial u\left(x_{g},t\right)}{\partial t} = D_{g} \frac{\partial^{2} u\left(x_{g},t\right)}{\partial x_{g}^{2}} + \lambda A_{\infty} e^{\lambda t}, x_{g} > v_{g}t,$$

$$\frac{\partial u\left(x_{a},t\right)}{\partial t} = D_{a} \frac{\partial^{2} u\left(x_{a},t\right)}{\partial x_{a}^{2}}, x_{a} < v_{a}t$$

$$D_{g} \frac{\partial u\left(x_{g},t\right)}{\partial x_{g}}\Big|_{x_{g}=v_{g}t+0} + v_{g} u\left(x_{g},t\right)\Big|_{x_{g}=v_{g}t+0} = D_{a} \frac{\partial u\left(x_{a},t\right)}{\partial x_{a}}\Big|_{x_{a}=v_{a}t-0} + v_{a} u\left(x_{a},t\right)\Big|_{x_{a}=v_{a}t-0}$$

$$u\left(x_{g},t\right)\Big|_{x_{g}=v_{g}t+0} = u\left(x_{a},t\right)\Big|_{x_{a}=v_{a}t-0}, \lim_{x_{s}\to\infty} u\left(x_{g},t\right) = A_{x}e^{\lambda t}, \lim_{x_{a}\to\infty} u\left(x_{a},t\right) = 0$$
(3)

Сделаем преобразование Лапласа по переменной времени t для задачи (3). Приходим к следующей задаче для изображения: 2 = ()

$$D_{g} \frac{d^{2}F(x_{g}, p)}{dx_{g}^{2}} - pF(x_{g}, p) + \frac{\lambda A_{\infty}}{p - \lambda} = 0, D_{a} \frac{d^{2}F(x_{a}, p)}{dx_{a}^{2}} - pF(x_{a}, p) = 0$$

$$D_{g} \frac{dF(x_{g}, t)}{dx_{g}} \bigg|_{x_{g} = v_{g}t + 0} + v_{g} F(x_{g}, p) \bigg|_{x_{g} = v_{g}t + 0} = D_{a} \frac{dF(x_{a}, p)}{dx_{a}} \bigg|_{x_{a} = v_{a}t - 0} + v_{a} F(x_{a}, p) \bigg|_{x_{a} = v_{d}t - 0}$$

$$F(x_{g}, p) \bigg|_{x_{g} = v_{g}t + 0} = F(x_{a}, p) \bigg|_{x_{a} = v_{a}t - 0}, \quad \lim_{x_{g} \to \infty} F(x_{g}, p) = \frac{A_{\infty}}{p - \lambda}, \quad \lim_{x_{a} \to -\infty} F(x_{a}, p) = 0$$
(4)

Решение дифференциальных уравнений в (4) уравнения известны, а с учетом краевых условий на внешних границах их можно записать следующим образом:

$$F(x_{g},p) = C_{1}e^{-x_{g}\sqrt{\frac{p}{D_{g}}}} + \frac{A_{\infty}}{p-\lambda}, \quad F(x_{a},p) = C_{2}e^{x_{a}\sqrt{\frac{p}{D_{a}}}},$$
(5)

Найдем константы интегрирования С1 и С2. Используем для этой цели краевые условия на внутренней границе раздела сред грунт-атмосфера задачи (4). Приходим к следующей алгебраической системе уравнений:

$$\begin{cases} C_1 e^{-v_g t} \sqrt{\frac{p}{D_g}} = C_2 e^{v_a t} \sqrt{\frac{p}{D_a}} - \frac{A_\infty}{p - \lambda} \\ C_1 e^{-v_g t} \sqrt{\frac{p}{D_g}} \left( v_g - \sqrt{D_g p} \right) = C_2 e^{v_a t} \sqrt{\frac{p}{D_a}} \left( v_a + \sqrt{D_a p} \right) - \frac{v_g A_\infty}{p - \lambda} \end{cases}$$
(6)

Решение имеет вид:

$$C_{1} = -\frac{A_{\infty}\left(a+b\sqrt{p}\right)e^{\frac{v_{st}}{\sqrt{D_{s}}}\sqrt{p}}}{\left(p-\lambda\right)\left(a+c\sqrt{p}\right)}, C_{2} = \frac{A_{\infty}e^{-\frac{v_{st}}{\sqrt{D_{a}}}\sqrt{p}}}{p-\lambda}\left(1-\frac{a+b\sqrt{p}}{a+c\sqrt{p}}\right),$$

$$a = v_{g} - v_{a}, b = -\sqrt{D_{a}}, c = -\sqrt{D_{a}} - \sqrt{D_{g}}.$$
(7)

Подставляя найденные константы (7) в решения для изображения (5), получим:

$$F\left(x_{g},p\right) = \frac{A_{\infty}}{p-\lambda} \left(1 - \frac{\left(a+b\sqrt{p}\right)e^{-\tau_{g}\sqrt{p}}}{\left(a+c\sqrt{p}\right)}\right), \quad F\left(x_{a},p\right) = \frac{A_{\infty}e^{-\tau_{a}\sqrt{p}}}{p-\lambda} \left(1 - \frac{a+b\sqrt{p}}{a+c\sqrt{p}}\right), \quad (8)$$

$$\frac{\left(x_{g}-v_{g}t\right)}{\sqrt{D_{g}}} = \tau_{g}, \quad -\frac{\left(x_{a}-v_{a}t\right)}{\sqrt{D_{a}}} = \tau_{a}.$$

Haxodum:  $\frac{A_{\infty}}{p-\lambda} \Rightarrow A_{\infty}e^{\lambda t}, \frac{A_{\infty}e^{-\tau_{\alpha}\sqrt{p}}}{p-\lambda} \Rightarrow \frac{A_{\infty}e^{\lambda t}}{2} \left(e^{-\tau_{\alpha}\sqrt{\lambda}}erfc\left(\frac{\tau_{\alpha}}{2\sqrt{t}} - \sqrt{\lambda t}\right) + e^{\tau_{\alpha}\sqrt{\lambda}}erfc\left(\frac{\tau_{\alpha}}{2\sqrt{t}} + \sqrt{\lambda t}\right)\right).$ 

 $erfc(z) = 1 - erf(z), erf(z) = 2\pi^{-1/2} \int_{0}^{z} e^{-x^{2}} dx$  – интеграл вероятностей. Найдем оригинал для выражения:

$$\frac{\left(a+b\sqrt{p}\right)e^{-\tau_a\sqrt{p}}}{\left(p-\lambda\right)\left(a+c\sqrt{p}\right)} = \frac{\gamma e^{-\tau_a\sqrt{p}}}{\left(p-\lambda\right)\left(\gamma+\sqrt{p}\right)} + \frac{\xi\sqrt{p}e^{-\tau_a\sqrt{p}}}{\left(p-\lambda\right)\left(\gamma+\sqrt{p}\right)}, \quad \gamma = a/c; \xi = b/c.$$

Для первого слагаемого оригинал примет вид:

$$\frac{\gamma e^{-\tau_a \sqrt{p}}}{(p-\lambda)(\gamma+\sqrt{p})} \Rightarrow \frac{\gamma e^{\lambda t}}{2} \left( \frac{e^{-\tau_a \sqrt{\lambda}} \operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_a}{2\sqrt{t}} - \sqrt{\lambda t}\right)}{\gamma+\sqrt{\lambda}} + \frac{e^{\tau_a \sqrt{\lambda}} \operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_a}{2\sqrt{t}} + \sqrt{\lambda t}\right)}{\gamma-\sqrt{\lambda}} \right) - \frac{\gamma^2 e^{\gamma \tau_a + \gamma^2 t} \operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_a}{2\sqrt{t}} + \gamma\sqrt{t}\right)}{\gamma^2 - \lambda}.$$

Для второго соответственно:

$$\frac{\xi\sqrt{p}e^{-\tau_{a}\sqrt{p}}}{(p-\lambda)(\gamma+\sqrt{p})} \Rightarrow \frac{\xi\sqrt{\lambda}e^{\lambda t}}{2} \left(\frac{e^{-\tau_{a}\sqrt{\lambda}}\operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_{a}}{2\sqrt{t}}-\sqrt{\lambda}t\right)}{\gamma+\sqrt{\lambda}}-\frac{e^{\tau_{a}\sqrt{\lambda}}\operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_{a}}{2\sqrt{t}}+\sqrt{\lambda}t\right)}{\gamma-\sqrt{\lambda}}\right) + \frac{\xi\gamma^{2}e^{\gamma\tau_{a}+\gamma^{2}t}\operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_{a}}{2\sqrt{t}}+\gamma\sqrt{t}\right)}{\gamma^{2}-\lambda}.$$

Поэтому мы получим, что

$$\frac{\frac{(\gamma + \xi \sqrt{p})e^{-\tau_a \sqrt{p}}}{(p - \lambda)(\gamma + \sqrt{p})} \Rightarrow}{\frac{e^{\lambda t}}{2}} \left(\frac{\frac{(\gamma + \xi \sqrt{\lambda})e^{-\tau_a \sqrt{\lambda}} \operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_a}{2\sqrt{t}} - \sqrt{\lambda t}\right)}{\gamma + \sqrt{\lambda}} + \frac{(\gamma - \xi \sqrt{\lambda})e^{\tau_a \sqrt{\lambda}} \operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_a}{2\sqrt{t}} + \sqrt{\lambda t}\right)}{\gamma - \sqrt{\lambda}}\right) + \frac{(\xi - 1)\gamma^2 e^{\gamma \tau_a + \gamma^2 t} \operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_a}{2\sqrt{t}} + \gamma \sqrt{t}\right)}{\gamma^2 - \lambda}$$

Найдем оригиналы для следующих выражений:

$$\begin{split} \frac{A_{\infty}e^{-\tau_{\alpha}\sqrt{p}}}{p-\lambda} & \left(1 - \frac{\gamma + \xi\sqrt{p}}{\gamma + \sqrt{p}}\right) \Rightarrow \\ \frac{A_{\infty}e^{\lambda t}}{2} \left(\frac{\left((1 - \xi)\sqrt{\lambda}\right)e^{-\tau_{\alpha}\sqrt{\lambda}}\operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_{\alpha}}{2\sqrt{t}} - \sqrt{\lambda t}\right)}{\gamma + \sqrt{\lambda}} - \frac{\left((1 - \xi)\sqrt{\lambda}\right)e^{\tau_{s}\sqrt{\lambda}}\operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_{\alpha}}{2\sqrt{t}} + \sqrt{\lambda t}\right)}{\gamma - \sqrt{\lambda}}\right) + \frac{\left(1 - \xi\right)\gamma^{2}e^{\gamma\tau_{\alpha} + \gamma^{2}t}\operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_{\alpha}}{2\sqrt{t}} + \gamma\sqrt{t}\right)}{\gamma^{2} - \lambda} \\ & \frac{A_{\infty}}{p-\lambda} \left(1 - \frac{\left(\gamma + \xi\sqrt{p}\right)e^{-\tau_{s}\sqrt{p}}}{\gamma + \sqrt{p}}\right) \Rightarrow \\ & A_{\infty} \left(e^{\lambda t} - \left(\frac{\left(\gamma + \xi\sqrt{\lambda}\right)e^{-\tau_{s}\sqrt{\lambda} + \lambda t}\operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_{s}}{2\sqrt{t}} - \sqrt{\lambda t}\right)}{2\left(\gamma + \sqrt{\lambda}\right)} + \frac{\left(\gamma - \xi\sqrt{\lambda}\right)e^{\tau_{s}\sqrt{\lambda} + \lambda t}\operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_{s}}{2\sqrt{t}} + \sqrt{\lambda t}\right)}{2\left(\gamma - \sqrt{\lambda}\right)} + \frac{\left(\xi - 1\right)\gamma^{2}e^{\gamma\tau_{s} + \gamma^{2}t}\operatorname{erfc}\left(\frac{\tau_{s}}{2\sqrt{t}} + \gamma\sqrt{t}\right)}{\gamma^{2} - \lambda} \right) \end{split}$$

Окончательно решения с учетом преобразования (2) запишутся таким образом:

$$A(z,t) = A_{\infty} \left( 1 - \left( \frac{\left(\gamma + \xi \sqrt{\lambda}\right) e^{-z \sqrt{\frac{\lambda}{D_s}}} \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{D_s t}} - \sqrt{\lambda t}\right)}{2\left(\gamma + \sqrt{\lambda}\right)} + \frac{\left(\gamma - \xi \sqrt{\lambda}\right) e^{z \sqrt{\frac{\lambda}{D_s}}} \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{D_s t}} + \sqrt{\lambda t}\right)}{2\left(\gamma - \sqrt{\lambda}\right)} - \frac{\left(1 - \xi\right) \gamma^2 e^{\frac{\gamma z}{\sqrt{D_s}} + \gamma^2 - \lambda t}}{\gamma^2 - \lambda} \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{D_s t}} + \gamma\sqrt{t}\right)} \right) \right), z > 0$$

$$A(z,t) = A_{\infty} \left( \frac{\left((1 - \xi)\sqrt{\lambda}\right) e^{z \sqrt{\frac{\lambda}{D_s}}} \operatorname{erfc}\left(\frac{-z}{2\sqrt{D_s t}} - \sqrt{\lambda t}\right)}{2\left(\gamma + \sqrt{\lambda}\right)} - \frac{\left((1 - \xi)\sqrt{\lambda}\right) e^{-z \sqrt{\frac{\lambda}{D_s}}} \operatorname{erfc}\left(\frac{-z}{2\sqrt{D_s t}} + \sqrt{\lambda t}\right)}{2\left(\gamma - \sqrt{\lambda}\right)} + \frac{\left(1 - \xi\right)\gamma^2 e^{-\frac{\gamma z}{\sqrt{D_s}} + \gamma^2 - \lambda t}}{\gamma^2 - \lambda} \operatorname{erfc}\left(\frac{-z}{2\sqrt{D_s t}} + \gamma\sqrt{t}\right)}{\gamma^2 - \lambda} \right), z < 0$$

$$(9)$$

Решение (9) имеет экспоненциальный характер, то есть концентрация радона в грунте и в атмосфере падает по экспоненциальному закону. Это решение похоже на полученное ранее решение автором в работе [5].

**Численное моделирование.** В численном моделировании, чтобы на границе раздела сред грунтатмосфера не получилось больших градиентов, параметры задачи брались соизмеримыми. Значения принимались равными:  $D_a=5\cdot10^{-3}m^2/c$ ,  $D_g=5\cdot10^{-4}m^2/c$ ,  $v_a=10^{-3}m/c$ ,  $v_g=5\cdot10^{-4}m/c$ .



Рис. Кривые распределения концентрации радона в грунте и в атмосфере, построенные в различные моменты времени: **1**-1000 с.; **2**-2000 с.; **3**-3000 с.: **a**)  $D_a = 5 \cdot 10^{-3} \text{m}^2/\text{c}$ ,  $D_g = 5 \cdot 10^{-4} \text{m}^2/\text{c}$ ,  $v_a = 10^{-3} \text{m/c}$ ,  $v_g = 5 \cdot 10^{-4} \text{m/c}$ ; **6**)  $D_a = 5 \cdot 10^{-3} \text{m}^2/\text{c}$ ,  $D_g = 5 \cdot 10^{-4} \text{m}^2/\text{c}$ ,  $v_a = 0 \text{ m/c}$ ,  $v_g = 5 \cdot 10^{-4} \text{m/c}$ ; **6**)  $D_a = 5 \cdot 10^{-3} \text{m}^2/\text{c}$ ,  $D_g = 5 \cdot 10^{-4} \text{m}^2/\text{c}$ ,  $v_a = 0 \text{ m/c}$ ,  $v_g = 5 \cdot 10^{-2} \text{m/c}$ .

На рисунке приведены расчетные кривые распределения концентрации радона в грунте и в атмосфере. На рис.а показано, что концентрация радона падает со временем к земной поверхности. Значения относительной объемной активности на границе раздела сред колеблются в диапазоне 0.05÷0.15, что составляет около 10% от фонового значения объемной активности радона в грунте. В атмосфере за счет диффузии и конвекции концентрация радона стремиться к нулю.

На рис.б приведены расчетные кривые распределения концентрации радона, построенные в предположении, что конвекция в атмосфере отсутствует, то есть  $v_a = 0$  м/с, а скорость адвекции радона в грунте принимает значение  $v_g = 5 \cdot 10^{-2}$  м/с.

Заметим, что кривые распределения концентрации радона в грунте и атмосфере похожи на кривые распределения, полученные в работе [6]. В этой работе рассматривалась задача о переносе радона из фрактального пористого грунта в приземный слой атмосферы. Механизмами переноса радона являлись супердиффузия и аномальная адвекция. Форма расчетных кривых на рис.б похожа на форму расчетных кривых, характеризующих аномальную адвекцию. Поэтому можно сделать вывод о том, что увеличение значений скорости адвекции радона в однородном пористом грунте могут соответствовать значениям аномальной адвекции во фрактальном пористом грунте.

Заключение. В настоящей работе рассмотрена одномерная математическая модель нестационарной диффузии-адвекции радона в системе грунт-атмосфера. Было получено аналитическое решение такой модели. Согласно, полученным решениям были построены кривые распределения концентрации радона в грунте и атмосфере.

Увеличение скорости адвекции в однородном пористом грунте приводит к накоплению радона вблизи земной поверхности. Этот эффект может быть вызван разрушением пористой структуры грунта в результате деформационных возмущений. Увеличение скорости переноса радона к земной поверхности может быть вызвано и акустическими колебаниями в результате, например, образования трещин. Акустическое поле и электрическое поле тесно связаны, а радон в свою очередь оказывает влияние на формирования электрического поля приземной атмосферы.

Поэтому учет влияния акустических сигналов на процесс переноса радона в грунте будет являться следующим этапом в развитии математической модели (1).

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Аналитической ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/544 и № 5.1.10 по тематическому плану НИР.

#### Литература

- 1. *Рудаков В.П.* Мониторинг напряженно-деформированного состояния пород сейсмоактивного региона эманационным методом // Геохимия, 1986. №. 9. С. 1337–1342.
- 2. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997–2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология, 2002. № 6. С. 1–16.
- 3. *Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М.* Теория электродного эффекта в атмосфере. Таганрог: ТРГУ, 1998. –122 с.

- 5. Диткин, В.А., Прудников, А.П. Справочник по операционному исчислению. М.: Высшая школа, 1965. 455
- 6. Паровик Р.И., Ильин И.А., Фирстов П.П. Обобщенная одномерная модель массопереноса радона (OA <sup>222</sup>Rn) и его эксхаляция в приземный слой атмосферы // Математическое моделирование, 2007. № 11. Т. 19. С. 43–50.
- 7. Паровик Р.И., Шевцов Б.М. Моделирование процесса массопереноса радона (<sup>222</sup>Rn) из фрактальной среды в атмосферу // Математическое моделирование, 2009. №8. Т.21. С. 30-36.

# О ТРЕХМЕРНОЙ ВЯЗКОУПРУГОЙ МОДЕЛИ МАКСВЕЛЛА ДЛЯ ФРАКТАЛЬНОЙ СРЕДЫ

# 3D VISCOELASTIC MAXWELL'S MODEL FOR FRACTAL MEDIUM

А.С.Пережогин, Б.М.Шевцов Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, drew72156@yandex.ru

Real materials and medium have and of its structure at different scaling. Model of that materials may be fractal structures. Fractal properties of medium define stress field. Linear reological models of strain-stress state have exponential solution. At present paper 3d reological viscoelastic model for fractal medium is represented. One of mathematical methods for modeling fractal space is fractional differentiation. Viscoelastic Maxwell's model is used Caputo's derivative instead of classical one. Parameter of Caputo's derivate is connected with relaxation of strain field at fractal medium. Maxwell's reological model can be verify by geoacoustic emission intensity, which interconnects with strain-stress state of sedimentary rocks. It gives opportunity to know strain state of medium by means of geoacoustic emission intensity.

В результате геологических процессов в земной коре создается напряженное состояние. В качестве источников напряжений могут выступать сосредоточенные силы в области готовящего сейсмического события. Предполагаем, что созданное поле напряжений с течением времени начинает ослабевать за счет сдвиговых источников. Если деформации созданы за более короткий промежуток по сравнению с релаксационными процессам горных пород, то в качестве реологической модели можно использовать модель тела Максвелла. В трехмерном случае вязкоупругая модель Максвелла имеет вид [1]:

$$\begin{aligned} \dot{\varepsilon}_{1}(t) &= \frac{\sigma_{1}(t) - \nu(\sigma_{2}(t) + \sigma_{3}(t))}{E} + \frac{1}{2\mu}(\sigma_{1} - p), \\ \dot{\varepsilon}_{2}(t) &= \frac{\sigma_{2}(t) - \nu(\sigma_{1}(t) + \sigma_{3}(t))}{E} + \frac{1}{2\mu}(\sigma_{2} - p), \end{aligned}$$
(1)  
$$\dot{\varepsilon}_{3}(t) &= \frac{\sigma_{3}(t) - \nu(\sigma_{2}(t) + \sigma_{1}(t))}{E} + \frac{1}{2\mu}(\sigma_{3} - p), \end{aligned}$$

где  $\mathcal{E}_i, \sigma_i$  - деформации и напряжения, E - модуль Юнга,  $\nu$  - коэффициент Пуассона,  $\mu$  - вязкость сдвига, дифференцирование по переменной t обозначается точкой.

Для системы (1) решение для поля напряжений получаем при постоянной левой части. Далее необходимо подставить решение модели для главных напряжений с начальными напряжениями  $\sigma_1^0, \sigma_2^0, \sigma_3^0$  в диссипативную функцию *R* [2]:

$$R = \mu \sum_{i=1}^{3} \left( \upsilon_i - \frac{1}{3} \overline{\upsilon} \right)^2 + \frac{\zeta}{2} \overline{\upsilon}^2 = \frac{\sum_{i=1}^{3} (\sigma_i - p)^2}{4\mu} + \frac{p^2}{2\zeta},$$

где  $\mu$  и  $\zeta$  – вязкости сдвига и сжатия среды,  $\upsilon_1, \upsilon_2, \upsilon_3$  – главные значения тензора скорости деформаций,  $\overline{\upsilon} = (\upsilon_1 + \upsilon_2 + \upsilon_3)/3$ . При условии, что вязкие деформации сжатия не рассматриваются, то в функции R будет иметь вид:

$$R = \frac{1}{6\mu} \left( \sigma_1^{0^2} + \sigma_2^{0^2} + \sigma_3^{0^2} - \sigma_1^0 \sigma_2^0 - \sigma_2^0 \sigma_3^0 - \sigma_3^0 \sigma_1^0 \right) \exp \left( -\frac{Et}{\mu(1+\nu)} \right)$$

Если рассматривается среда, обладающая памятью, то оператор дифференцирования заменяется оператором дробного дифференцирования. В силу конечности напряжений и деформаций подставим вместо классической производной оператор дробного дифференцирования по Капуто [4] в трехмерную модель тела Максвелла (1).

$$\partial_{ot}^{\alpha} \varepsilon_{1}(t) = \frac{\partial_{ot}^{\alpha} \sigma_{1}(t) - \nu(\partial_{ot}^{\alpha} \sigma_{2}(t) + \partial_{ot}^{\alpha} \sigma_{3}(t))}{E} + \frac{1}{2\mu}(\sigma_{1} - p),$$

$$\partial_{ot}^{\alpha} \varepsilon_{2}(t) = \frac{\partial_{ot}^{\alpha} \sigma_{2}(t) - \nu(\partial_{ot}^{\alpha} \sigma_{1}(t) + \partial_{ot}^{\alpha} \sigma_{3}(t))}{E} + \frac{1}{2\mu}(\sigma_{2} - p),$$

$$\partial_{ot}^{\alpha} \varepsilon_{3}(t) = \frac{\partial_{ot}^{\alpha} \sigma_{3}(t) - \nu(\partial_{ot}^{\alpha} \sigma_{2}(t) + \partial_{ot}^{\alpha} \sigma_{1}(t))}{E} + \frac{1}{2\mu}(\sigma_{3} - p),$$
(2)

где  $\partial_{ot}^{\alpha}$  - оператор дробного дифференцирования по Капуто [5]. Предполагаем, как и в классической вязкоупругой модели Максвелла, что деформации  $\mathcal{E}_1(t), \mathcal{E}_2(t), \mathcal{E}_3(t)$  постоянны в течение всего времени и равны  $\mathcal{E}_1^0, \mathcal{E}_2^0, \mathcal{E}_3^0$ . В начальный момент времени  $\mathbf{t} = 0$  напряжения  $\sigma_1(t), \sigma_2(t), \sigma_3(t)$  равны  $\sigma_1^0, \sigma_2^0, \sigma_3^0$ .

Решение задачи Коши для системы обыкновенных дифференциальных уравнения с дробной производной по Капуто (2) при постоянных деформация и начальных напряжениях дает выражение для диссипативной функции:

$$R_{\alpha} = \frac{1}{6\mu} \left( \sigma_{1}^{0^{2}} + \sigma_{2}^{0^{2}} + \sigma_{3}^{0^{2}} - \sigma_{1}^{0} \sigma_{2}^{0} - \sigma_{2}^{0} \sigma_{3}^{0} - \sigma_{3}^{0} \sigma_{1}^{0} \right) \left[ E_{1/\alpha} \left( -\frac{Et^{\alpha}}{2\mu(1+\nu)}, 1 \right) \right]^{2},$$

где  $E_{1/\alpha}(z,1) = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{z^k}{\Gamma(\alpha k + 1)}$  – функция Миттаг-Леффлера.

В вязкоупругих породах плотность мощности акустического излучения пропорциональна диссипативной функции R, поскольку именно эта величина отвечает за диссипацию упругой энергии. Если среда обладает памятью, примером такой среды может служить фрактальная геологическая структура, то плотность мощности акустического излучения будет пропорциональна  $R_{\alpha}$ . И в таком случае фрактальные свойства среды в рамках данной модели могут быть определены по экспериментальным данным акустической эмиссии, которая определяется полем упругих напряжений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Полученное аналитическое выражение для диссипативной функции может быть использовано при сопоставлении с интенсивностью акустической эмиссии при деформировании наблюдаемого объекта. В случае учета фрактальных свойств среды решения будут отличаться от классического решения в сторону увеличения длительности процесса во времени. Полученные закономерности диссипативных процессов могут наблюдаться в экспериментах акустических наблюдений в лабораторных или природных условиях.

#### Литература

1. Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Ч. 2. М.: Мир, 1985. 360 с.

2. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Том VII. М.: Наука, 1987. 177 с.

3. К. Аки, П. Ричардс Количественная сейсмология: Теория и методы. Том 1. М.: Мир, 1983. 520 с.

4. Нахушева В.А. Дифференциальные уравнения математических моделей нелокальных процессов. М.: Наука, 2006. 173 с.

5. Псху А.В. Уравнения в частных производных дробного порядка. М.: Наука, 2005. 199 с.

# ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В УСЛОВИЯХ ПОВЫШЕННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОМЕХ FEATURES OF THE GEOMAGNETIC FIELD CHARACTERISTIC MEASUREMENTS UNDER CONDITIONS OF THE RAISED ELECTROMAGNETIC HANDICAPES

И.Н. Поддельский, А.И. Поддельский

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, podd-igor@yandex.ru

According to geomagnetic supervision of an observatory "Magadan" features of communication of results measurements of the elements geomagnetic field with electromagnetic handicapes of an industrial and household origin are investigated. Essential influence of such handicapes on measurement of parameters of a magnetic field in conditions of the raised electric resistance of the spreading terrestrial surface is revealed.

По данным геомагнитных наблюдений обсерватории «Магадан» исследованы особенности связи результатов измерений элементов геомагнитного поля с электромагнитными помехами промышленного и бытового происхождения. Выявлено существенное влияние таких помех на измерение параметров магнитного поля в условиях повышенного электрического сопротивления подстилающей земной поверхности. Исследования проводились в Магаданской геофизической обсерватории ИКИР ДВО РАН, расположенной в п. Стекольный Магаданской области (60°N, 151°E). Для анализа использованы материалы аналоговой и цифровых магнитовариационных станций. Определялись суточные вариации параметров магнитного поля (компонент H, D, Z, T) в условиях наличия и изменения электромагнитных помех промышленного и бытового происхождения.

Измерения характеристик геомагнитного поля принципиально отличаются от многих других технических измерений тем, что эдания с магнитометрами и сама территория обсерватории фактически являются частью измерительных инструментов. Поэтому для правильного выбора места под строительство и эксплуатацию магнитной обсерватории необходимо учитывать характер геомагнитной обстановки и наличие электромагнитных помех в данном районе [1]. По мере развития инфраструктуры близлежащих населенных пунктов наступает момент, когда в связи с увеличением воздействия промышленных и бытовых электромагнитных шумов выше предельной нормы встает вопрос либо о переносе места наблюдения, либо о попытках анализа возникших помех с целью их компенсации или уменьшения. Магнитная обсерватория «Магадан» была создана на окраине пос. Стекольный в 70 км от г. Магадан в 1963 году с применением имеющихся на тот момент требований к строительству и эксплуатации подобных объектов. В связи с ростом населенного пункта и внедрением цифровых методов магнитных измерений было обнаружено, что на обсерватории имеется большой уровень электромагнитных помех окасния.

Расположение объектов геофизической обсерватории «Магадан» и прилегающей территории представлено на рис.1. На территории расположены три технических здания (одно здание законсервировано и не используется). В первом техздании, расположенном на востоке участка, проводятся ионосферные исследования, здесь размещены и работают передатчики вертикального (АИС) и наклонного (ЛЧМ) зондирования. Передатчик АИС работает на вертикальный ромб, передатчик ЛЧМ на горизонтальный ромб (либо на Москву, либо на Иркутск, направление излучения указано пунктирной линией). Во втором техздании (на западе участка) расположены станция космических лучей, индукционный магнитометр и оптическая система исследования ионосферы (Япония), вариационный магнитометр "MAGDAS" (Япония). Магнитная обсерватория находится в центре и состоит из трех - технического, абсолютного и вариационного, где установлены аналоговая павильонов магнитовариационная и цифровая станции (Россия), датчики магнитовариационной станции "FRG" (Япония), датчики и магнитометры немецкой магнитометрической аппаратуры (GFZ, Potsdam). Регистрационная часть этих станций размещена в техническом павильоне и соединена с аппаратурой в вариационном павильоне сигнальными и силовыми кабелями, расположенными на подвесе (AMBC, ЦМВС, FRG) и в деревянном коробе на поверхности земли (станция GFZ). В абсолютном павильоне размещена аппаратура для проведения абсолютных измерений параметров геомагнитного поля. «Земляной» контур имеется только в техническом павильоне и представляет собой четыре свинцовых листа (каждый размерами около одного квадратного метра), закопанными по углам здания на глубине 1м и соединенными со стальным контуром заземления (шина 40х5мм) внутри помещения. На востоке территории обсерватории расположен водовод, на западе река «Хасын». Населенная зона поселка охватывает обсерваторию с востока и юга (на южном участке расположены речка «Красавица» и очистные сооружения, соединенные с поселковой зоной теплотрассой и канализационной системой). Геофизическая обсерватория располагается в пойме р. Хасын, грунт которой представляет собой наносные слоистые породы, состоящие из мелкого камня (галька) и песка (кварц, мусковит, полевой шпат и др.), обладающие малой электропроводностью (порядка 4 мсим/м). Толщина слоя этих пород составляет от 30 до 50 м. Природа образования наносных и осадочных пород определяет их механическую слоистость, что приводит к существенному различию пластов по химическому составу и физическим характеристикам. Влагосодержание и солесодержание таких пород может меняться в несколько десятков раз на расстоянии нескольких метров, что приводит к неоднозначности распределения проводимости грунта. В условиях наличия вечной мерзлоты на глубинах от 0,7 до 5 метров и непромерзаемых нижележащих слоев в различное время года сильно изменяется общая проводимость грунта во время промерзания в осенне-зимний период и оттайки в весенне-летний. В это время регулярно наблюдаются скачкообразные изменения величин абсолютных параметров геомагнитного поля, которые затем плавно (в течение нескольких дней) возвращаются к регулярным. В условиях постоянно меняющейся проводимости подстилающего грунта наличие шумов на записях регистрации вариаций магнитного поля сильно зависят от промышленных и бытовых электромагнитных помех. Отмечено, что во время полного отключения электрической энергии в поселке (аппаратура магнитной обсерватории в этот период работает от аккумуляторов) резко уменьшается уровень шумов на записях и несколько понижается постоянная составляющая магнитного поля. Возможным источником магнитного шума являются распределенные земные токи от водовода холодной воды, который проходит на расстоянии около 200м к востоку от обсерватории. Длина водовода составляет в общей сложности около 800м и его северный конец «заземлен» на глубоководную скважину, в которой установлены мощные глубинные насосы. В условиях «плохой» земли ее роль выполняют стальные трубопроводы теплотехнических и сантехнических сетей, на которых, при перекосах фаз электрической сети, возникают значительные напряжения, изменяющиеся произвольным образом в зависимости от



Рис.1. Расположение объектов геофизической обсерватории «Магадан» и близлежащей территории. Антенны ЛЧМ обозначены цифрами 1 (на Москву) и 2 (на Иркутск), направление излучения указано пунктирной линией.

нагрузки. Эти трубопроводы практически являются «нулем» для электрических сетей и играют большую роль в появлении земных электрических токов, которые текут от источника повышенного потенциала (трубопроводы поселка) к наиболее естественной «земле» - реке «Хасын», расположенной на расстоянии 300м к западу от магнитной обсерватории. Кроме этого, территорию ГФО в направлении с востока на юго-запад пересекают две водоотводных канавы, расположенные на её южном участке (одна из них проходит под иркутской антенной ЛЧМ). В 30м севернее вариационного павильона в направлении с востока на запад до р. «Хасын» пролегает обсохшее и заросшее растительностью русло

ручья, вода в котором появляется в дождливый период. Таким образом, сопротивление поверхностного грунта территории геофизической обсерватории многозначно изменяется в течение времени в зависимости от окружающей температуры, а разность электрического потенциала на поверхности земли (особенно восточной и западной частей) изменяется неопределенным образом, что определяет наличие и изменение земных токов. Эти токи вызывают индукцию магнитного поля в поверхностном слое земли и проводниках (кабельные силовые и сигнальные линии, трубопроводы) на ее поверхности, что определяет появление магнитных помех. Примером этого может служить тот факт, что между экранной оплеткой сигнального кабеля (идущего от второго технического здания, расположенного на западе от магнитной обсерватории) и «землей» первого технического здания (на востоке от магнитной обсерватории) разность потенциалов составляет от 50В до 80В при токе до 200-300мА. Положение осложняет наличие большого количества электрических и сигнальных сетей, а также трубопроводов на территории геофизической обсерватории. В таких условиях определение и устранение источника магнитного шума является весьма сложной задачей. В качестве примера магнитных помех на рис.2 представлены материалы регистрации параметров магнитного поля на аппаратуре Геофизического Исследовательского Центра (GFZ, Potsdam, Germany) во время работы передатчика наклонного зондирования. Передатчик круглосуточно работал на антенну иркутского направления в диапазоне от 4 до 28 МГц каждые пять минут (начиная с нулевой) в течение 3 минут 40 секунд. На рисунке показана запись регистрации параметров магнитного поля в течение последних суток работы ЛЧМ, который был выключен в 6 часов по UT. Наглядно видно, что при работе передатчика возникают большие шумы на записях, особенно на Z-компоненте. Относительная величина этой помехи изменяется в течение суток, месяца и сезона. Интересно, что на записях других магнитометров подобного эффекта не обнаружено, хотя по техническим характеристикам все они близки. Таких помех нет ни на записях магнитовариационного магнитометра FRG, ни на ЦМВС, ни на аналоговой магнитной станции, датчики которых расположены в одном помещении с датчиками комплекса GFZ. Нет подобных шумов и на записях индукционного магнитометра, расположенного во 2-ом техническом здании, хотя именно он должен наиболее сильно реагировать на электромагнитное излучение.



Рис.2.Вариации параметров магнитного поля на магнитометре комплекса GFZ во время работы передатчика ЛЧМ. До 6 часов по UT работал передатчик ЛЧМ, после его выключения шумы снижаются до обычного уровня.

Датчики этой магнитовариационной станции, установлены в вариационном павильоне и соединены с аппаратурой регистрации, расположенной в техническом павильоне, кабелями, проложенными в деревянном коробе на поверхности земли. В техническом павильоне комплекс GFZ подключен к сети 220В («нуль» которой соединен с земляным контуром здания) через отдельный

выключатель. Напряжение 220В поступает на источник бесперебойного питания (обеспечивает работу комплекса от аккумуляторов в течение 2 часов), с выхода которого переменное напряжение 230В подается на сетевые фильтры, далее на регистрирующие ПК, аппаратуру передачи данных (оптоэлектронные преобразователи локальной сети  $\Gamma \Phi O$ ) и непосредственно на регистратор магнитного поля ("Magdalog"), расположенный в вариационном павильоне. В кабельном коробе (длиной 30м) от технического до вариационного павильона идут силовой кабель 230В, стекловолоконный кабель передачи данных и шина заземления (медный антенный канатик 2х6мм), подключенная к «земляному» контуру технического павильона. В вариационном павильоне напряжение 230В подключено к блокам питания комплекса, а шина заземления соединяется с «нулем» фильтра питания (он же «грозовой» фильтр). Постоянное напряжение питания поступает на аппаратуру регистрации "Magdalog". Датчики вариационного магнитометра расположены на постаментах и подключены к регистратору экранированными кабелями длиной около 4м. Передача данных (от регистратора до ПК) в цифровом виде осуществляется по оптоволоконному кабелю. Анализ конструктивного решения организации сбора данных на комплексе GFZ привел к возникновению мнения о том, что помехи от электромагнитного излучения передатчика проявляются либо на кабелях между датчиками и регистратором, либо по сети питания и «земле». 16 апреля 2010 года были проделаны некоторые манипуляции по определению возможных причин возникновения помех от работы передатчика наклонного зондирования на магнитные данные.

1. В 02:00 отключили от сети бесперебойник (UPS). При этом питание аппаратуры происходило от аккумуляторов.

2. В 02:15 дополнительно отключили стойку аппаратуры GFZ на распределительном щите (полностью обесточили) При этом «зануление-заземление» ОТ сети 220в. комплекса сохранилось. 3. В 02:20 отключили «землю» (земляной контур технического павильона) в техническом павильоне открутили от нее антенный канатик диаметром 2х6мм, идущий в коробе вместе с сигнальными кабелями из вариационного павильона. В вариационном павильоне этот канатик закреплен на «земляную» клемму фильтра блока питания регистратора "Magdalog". Другого соединения с «землей» в этом павильоне нет, как и нет земляного контура. Вопрос о наличии какой - либо «земли» в этом павильоне от имеющихся и подходящих к нему извне кабелей и проводов остается открытым, так как все очень старое, где и куда что идет разобраться не возможно – закрашено, завалено, скрыто.

4.В 02:25 подключили "Magdalog" на силовом щитке.

5.В 02:30 подключили бесперебойник к сети 220В.

6.В 02:40 подключили «землю» (земляной контур технического павильона) к антенному канатику из вариационного павильона (подключили фильтр питания комплекса к «заземлению»).

Примечание - при отключении и подключении «земли» ощутимо «било током», когда одной рукой держались за земляной контур (зажим) а другой за канатик. Измерения показали наличие переменного напряжения (наведенного?) около 50в, при подсоединении между контактами проскакивает искра.

Из анализа записи вариаций магнитного поля на рис.2 видно, что при отключении земляного контура технического павильона (с 02:20 до 02:40 UT) от фильтра питания "Magdalog", шум на записи вариаций параметров магнитного поля уменьшается на порядок. Можно сделать некоторые выводы.

- Помеха от электромагнитного излучения промышленного или бытового происхождения в условиях пониженной проводимости почвы вызывается токами растекания по земле и поэтому её форма и амплитуда может меняться в течение времени и сезона наблюдений.

- В условиях пониженной проводимости грунта необходимо внимательно подходить к выбору места «заземления», которое обязательно осуществляется в одной точке, определяемой экспериментально. Возможно, лучше будет вообще отказаться от «заземления».

- Желательно отказаться от непосредственного соединения аппаратуры с линиями электропередач, для чего использовать развязывающий трансформатор.

- Лучше использовать вместо РС ПК ноутбук, питающийся от внешних переключаемых аккумуляторов, заряжаемых индивидуально.

В ближайшее время планируются новые исследования причин возникновения помех на записях параметров геомагнитного поля, рекомендации по их устранению будут применены в магнитной обсерватории «Магадан».

#### Литература

1. Нечаев С.А. Руководство для стационарных геомагнитных наблюдений. Иркутск. Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2006.

### МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА СЛОЖНЫХ ПРИРОДНЫХ СИГНАЛОВ PROCESSING AND ANALYSIS METHODS OF COMPLEX NATURAL SIGNALS Мандрикова О.В., Полозов Ю.А.

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, ikir@ikir.ru

Natural signals have difficult multiscale structure, contain the local features arising during the casual moments of time and bearing the important information on process generating a signal. It essentially complicates process of their processing and does not allow to apply traditional methods of the analysis of time numbers. In the given work methods of allocation and classification of structural features of the natural signals, based on the wavelet-theory are offered. The given theoretical device allows to allocate local structures forming a signal that gives the chance to make their detailed analysis and identification in an automatic mode.

Регистрируемые природные сигналы являются нестационарными и имеют сложную многомасштабную внутреннюю структуру, содержат локальные особенности, имеющие априори неизвестную форму и длительность, возникающие в случайные моменты времени и несущие важную информацию о генерирующем сигнал процессе. Это существенно затрудняет процесс их обработки и не позволяет применять традиционные методы анализа временных рядов. В данной работе предлагаются методы выделения и классификации структурных особенностей природных сигналов, основанные на вейвлет-теории [1-3]. Данный теоретический аппарат позволяет в автоматическом режиме выделить формирующие сигнал локальные структуры, что дает возможность выполнить их детальный анализ и идентификацию. Предложенные методы имеют важное значение в геофизике, где весьма остро стоит задача выделения и идентификации аномальных явлений [3].

Идентификация регулярных составляющих сигнала производится с использованием конструкции вейвлет-пакетов [1-3] и нейронных сетей [4]. Используется многослойная сеть переменной структуры прямой передачи сигнала. Обучающая выборка сети формируется восстановленными вейвлет-компонентами. Построение структуры сети, ее обучение и оценка качества работы производятся совместно, что позволяет адаптировать этот процесс под внутреннюю структуру исходного входного сигнала.

Детальный анализ локальных структур сигнала основан на конструкции непрерывного вейвлетразложения. Выполняется декомпозиция сложного сигнала на составляющие его компоненты и производится их анализ и классификация.

Предлагаемые методы опробованы на реальных геофизических данных, регистрируемых в Институте космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН. Полученные экспериментальные результаты исследований подтвердили их эффективность по сравнению с существующими аналогами. Используя данный теоретический аппарат, разработана система анализа и прогноза поведения важных характеристик геофизических сигналов.

#### Выделение регулярных составляющих сигнала

Особенностью аппарата нейронных сетей является необходимость правильного выбора входных данных. Они полностью определяют будущую структуру нейронной сети и позволяют оптимизировать процедуру ее обучения.

В процессе формирования обучающей выборки при моделировании сигналов необходимо учитывать следующие важные особенности: каждое значение зависит от предыдущих значений временного ряда; при обработке сигналов с шумом, он может исказить результат обучения сети.

Алгоритм формирования обучающей выборки. Массив данных  $\{X(n)\}_{n=1}^{M}$  делится на L блоков длины

$$T: \qquad \{X(n)\}_{n=1}^{N} = (\{X(n)\}_{n=1}^{T}, \{X(n)\}_{n=2}^{T+1}, \dots, \{X(n)\}_{n=M-T}^{M}).$$

Производится отображение сигнала в пространство вейвлет-пакетов, в результате которого для каждого блока *s* получаем представление сигнала *X* в виде линейной комбинации разномасштабных составляющих:

$$X^{s} = X_{1}^{s} + X_{2}^{s} + \dots + X_{p}^{s},$$
(1)

где  $X_{j}^{s} \in W_{j}^{p_{i}}, W_{j}^{p_{i}}$  – пространства вейвлет-пакета.

*X*<sup>*s*</sup><sub>*i*</sub> в соотношении (1) единственным образом Составляющие определяются последовательностями вейвлет-коэффициентов  $\bar{c}_{j}^{s} = \{c_{j,n}^{s}\}_{n=\overline{s,T+s-1}}, c_{j,n}^{s} = \langle X^{s}, \Psi_{j,n} \rangle$ . Каждая выделенная компонента  $X_{i}^{s}$  определяет подпространство  $W_{i}^{p_{i}}$  пространства признаков сигнала X. Таким образом, для каждого блока *s* получаем разнесение в пространстве признаков составляющих сигнала *X*. Все полученные компоненты (1) определяют пространство признаков исходного сигнала.

Возможен другой способ формирования блоков, например, с учетом определенных особенностей и свойств аппроксимируемых данных (сезонность, наличие пропусков и др.).

Составляющие, из которых сформируется обучающая выборка для нейронной сети, должны содержать характерные для сигнала признаки. Эти признаки определяют регулярные составляющие сигнала, для их идентификации построим нейронные сети для различных комбинаций входных образов (1) на основе следующего алгоритма:

Цикл 1: Для каждого блока данных s, используя составляющую  $X_1^s$ , выполняем вейвлетвосстановление сигнала (остальные составляющие при восстановлении заменяем нулями) и на основе комбинаций восстановленных данных из различных блоков формируем обучающее множество. Строим сеть 1, выполняем ее обучение и тестирование.

Цикл 2: Для каждого блока данных s, используя составляющие  $X_1^s$ ,  $X_2^s$ , аналогично циклу 1, выполняем вейвлет-восстановление сигнала и на основе комбинаций восстановленных данных из различных блоков формируем обучающее множество. Строим сеть 2, выполняем ее обучение и тестирование.

И т.д.

Цикл p: Для каждого блока данных s, используя составляющие  $X_1^s$ ,  $X_2^s$ ,  $X_p^s$ , аналогично циклам 1, 2, выполняем вейвлет-восстановление сигнала и на основе комбинаций восстановленных данных из различных блоков формируем обучающее множество. Строим сеть p, выполняем ее обучение и тестирование.

Цикл (p+1): Для каждого блока данных *s*, используя составляющие  $X_1^s$ ,  $X_3^s$ , выполняем вейвлет-восстановление сигнала и на основе комбинаций восстановленных данных из различных блоков формируем обучающее множество. Строим сеть p+1, выполняем ее обучение и тестирование.

И т.д.

Таким образом, для каждой возможной комбинации имеющихся признаков строится нейронная сеть. На основе анализа результатов работы полученных нейронных сетей определяем «наилучшую»: в качестве «наилучшей» определяем сеть, имеющую наименьшую ошибку на тестовых данных  $E_{N,\min} = \min_{l} (\frac{1}{D} \sum_{n=0}^{D-1} e_i(n)^2)$ , где  $\mathcal{I} = \mathbf{1}, \ldots, r$ , D-длина тестовой выборки.

**Алгоритм построения структуры нейронной сети.** Формирование структуры нейронной сети, при выполнении описанных выше циклов, производится на основе следующего алгоритма:

1. Строим сеть, состоящую из одного нейрона в первом слое и  $\alpha$  нейронов во втором (выходном) слое. Производим ее обучение.

2. В первый слой сети добавляем один нейрон и вновь произведем ее обучение.

3. Аналогично нейроны продолжаем добавлять в первый слой, до тех пор, пока они улучшают общее качество аппроксимации сигнала сетью.

4. Если очередной нейрон не дает улучшения характеристик сети, удаляем его, а в сеть добавляем промежуточный слой, состоящий из одного нейрона. Аналогичным образом производим обучение сети, и если добавленный слой повысил уровень аппроксимации, то в него начинаем добавлять нейроны по принципу п.2, 3.

5. Подобным образом создается столько слоев, сколько необходимо для достижения требуемого качества работы сети при заданном массиве входных данных.

Выделенные компоненты сигнала аппроксимируются нейронной сетью и являются регулярными. Другие его составляющие из соотношения (1) содержат определенную долю информации о природном явлении, они будут использованы при дальнейшем анализе. Это обеспечивает возможность полного сохранения информации о природном процессе.

# Детальный анализ и классификация локальных структур сигнала

Так как вейвлет  $\Psi$  имеет нулевое среднее значение, непрерывное вейвлет-преобразование t = 1 - (t-b)

 $WX(a,b) = \int X(t) \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt$  измеряет изменение X в окрестности точки b, размер которой

пропорционален масштабу *a*. При стремлении масштаба *a* к нулю вейвлет-коэффициенты характеризуют локальные свойства функции *X* в окрестности точки *b*.

В работах [1, 2] доказано, что убывание амплитуды коэффициентов вейвлет-преобразования |WX(a,b)| в зависимости от масштаба *a* связано с равномерной и точечной гладкостью Липшица сигнала. Когда масштаб *a* убывает, амплитуды вейвлет-коэффициентов |WX(a,b)| имеют быстрое убывание до нуля в областях, где сигнал не содержит локальных особенностей. Основываясь на данной теории можно считать, что функция X в окрестности точки v имеет локальную особенность, если |WX(a,b)| не удовлетворяет условию [2]

$$|WX(a,b)| \le A'a^{\alpha+1/2}, \tag{2}$$

А' - некоторая константа; α - показатель Липшица, что тождественно равномерному условию Липшица.

Характеризовать X в точке b бывает достаточно трудно, потому что X может иметь различные виды особенностей, присутствующих в окрестностях точки b. Более ясную интерпретацию здесь дает конус влияния точки v: если вейвлет  $\Psi$  имеет компактный носитель, равный [-C,C], то множество точек (a,b) таких, что точка v содержится в носителе  $\Psi_{a,b}(t) = a^{-1/2}\Psi((t-b)/a)$ , определяют конус влияния точки v масштабно-пространственной плоскости. Так как носитель  $\Psi((t-b)/a)$  равен [b - Ca, b + Ca], то конус влияния v определяется неравенством

$$|b-v| \le Ca \tag{3}$$

Если *b* находится в конусе влияния *v*, то  $WX(a,b) = \langle X, \Psi_{a,b} \rangle$  зависит от значения *X* в окрестности *v*.

Рассмотрим теперь дискретный сигнал с шумом:  

$$X[n] = f[n] + e[n],$$
 (4)

где e[n] - шум.

На основе конструкции дискретного вейвлет-разложения сигнала получаем:

$$X(t) = \sum_{j,n \in \mathbb{Z}} d_{j,n} \Psi_n^j(t),$$
 (5)

где  $d_{j,n} = \langle X, \Psi_{j,n} \rangle$ .Эти бесконечные ряды называются *вейвлет-рядами* и сходятся в  $L^2(R)$ .

Здесь каждая  $\Psi_{j,n}$  определяет свой частотно-временной прямоугольник в частотно-временной плоскости. Сдвиги  $\Psi_{j,n}$  на  $2^{j}n$ , с временным n и частотным  $2^{j}$  параметрами, покрывают эту плоскость прямоугольниками минимальной площади, как обусловлено принципом неопределенности. *В* этом случае процедура выделения локальных особенностей функции X может быть построена на анализе детализирующих коэффициентов (см. (5))  $\overline{d}^{j} = \{d_{j,n}\}_{n\in\mathbb{Z}}$ , которые для малых j определяют мелкомасштабные компоненты сигнала. Из соотношения (2) следует, что данная процедура может быть легко реализована на основе применения пороговой функции:  $f = \sum_{j,n} P_T(d_{j,n}) \Psi_{j,n}$ ,

$$P_{T}(y) = \begin{cases} y, ecnu |y| \ge T, \\ 0, ecnu |y| < T, \end{cases}$$

где T – порог. В этом случае встает вопрос определения порога T. Имея в наличии разномасштабные составляющие сигнала, порог необходимо определять для каждого масштабного уровня j.

Поскольку в момент возникновения аномального явления в сигнале возникает особенность, для ее выделения может быть применена пороговая функция. При этом выбор порога для масштаба *j* может быть основан на следующей процедуре:

$$T_j = \min \left| d_{I_{j,n}} \right|,$$

где множество индексов  $I_{j,n} = \{(j,n) : |n-v'| \le C_j \}$  (см. (3)), v' - момент возникновения аномального явления,  $C_j$  - параметр, определяющий размер интервала длительности аномалии на масштабе j.

Из равенства (4) следует, что некоторые коэффициенты вейвлет-преобразования  $d_{j,n}$  являются шумовыми. В работе [5] доказано, что они могут быть выделены на основе применения пороговой функции, где порог  $T_e = \sigma^2$ ,  $\sigma^2 \approx Med\left(\langle X, \Psi_{j,n} \rangle\right)_{0 \le n < \frac{k}{2}}$ , где Med – медиана, j – наименьший масштаб,

k – длина сигнала. Поскольку порог в данном случае больше максимального уровня коэффициентов шума:  $T_i > T_e$ , данная процедура обеспечит подавление шумовой составляющей сигнала.

Интервал длительности аномалии и масштабы j служат характеристиками происходящего физического процесса. Имея информацию о моменте возникновения особенности, ее длительности и масштабах, можно выполнить следующую классификацию: (а) длительность аномалии  $C_{j_i}$ , где  $j_i$ наибольший масштаб, длительность аномалии на масштабе j:  $C_j$ ; (б) масштабные уровни аномалии:  $j \in I_{j,n}$ .

В данной работе рассматривались сигналы критической частоты ионосферы. Они имеют сложную структуру, различную амплитуду колебаний в разные сезоны (4-7 МГц – летом и 2-7 МГц – зимой), содержат суточный ход и переходные процессы. Поэтому пороговое значение  $T_j$  определялось в пределах скользящего временного окна, равного 720 отсчетам сигнала (что соответствует временному интервалу в один месяц), следующим образом:  $T_j = med_n \left( d_{j,n} \right) + 2,5St_j$ , где

 $St_j = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^{N} \left( \left| d_{j,n} \right| - \overline{d}_{j,n} \right)^2}$ ,  $\overline{d}_{j,n}$  - среднее значение, *med* - медиана, которая характеризует средний

уровень процесса. Коэффициент 2.5 определялся статистически. На рис. 1 показан результат обработки сигнала критической частоты за январь-февраль 1986 года. Моменты возникновения аномалий в сигнале выделены на рис. 1.а красным цветом. Стрелкой отмечен момент землетрясения (2 марта 1986 г., Е = 12,8). Анализ рис. 1а показывает, что накануне землетрясения в сигнале выявлена многомасштабная аномалия, которая возникла за 23 дня до события и проявила себя на масштабных уровнях 5-15 и 23-38 (что соответствует периодам колебаний 6-30 часов). Длительность аномалии составляла 6 часов.

На рис. 1.б показан результат работы нейронной сети при подаче на ее вход восстановленной компоненты  $X_1^s$  сигнала критической частоты f0F2. Исследование и анализ сигналов f0F2 показали, что данная компонента является регулярной. Анализ графика на рис. 1.б показывает, что в моменты возникновения аномалий происходит значительное увеличение дисперсии ошибки сети. Полученные результаты подтверждают эффективность предложенных методов.



Рис. 1. Выявление аномалий в сигнале критической частоты f0F2 на основе предложенных методов. а – выявление аномалии по порогу, б – дисперсия ошибки нейронной сети, рассчитанная во временном окне, равном 24 отсчета. Стрелкой отмечено произошедшее землетрясение.

Выводы. В работе предложены методы выделения структур сложных природных сигналов. Данные методы позволяют выделить регулярные составляющие, локальные особенности и подавить шум. Проведенная апробация методов на природном сигнале критической частоты f0F2 показала их эффективность.

#### Литература

- 1. Ingrid Daubechies, Ten Lectures on Wavelets. Пер. с английского, Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика».– 2001.
- 2. Stephane Mallat, A Wavelet tour of signal processing. Пер. с английского, М.: Мир, 2005.
- 3. Богданов В.В., Геппенер В.В., Мандрикова О.В. Моделирование нестационарных временных рядов геофизических параметров со сложной структурой. С.-Петербург: ЛЭТИ. 2006. 107с.

5. Мандрикова О.В., Горева Т.С. Метод идентификации структурных компонентов сложного природного сигнала на основе вейвлет-пакетов. - Научно-технический журнал "Цифровая обработка сигналов" № 1-2010 г., с.45-50.

# МАГНИТНОЕ ПОЛЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ ВЫСОКОТОЧНОЙ НАЗЕМНОЙ СЪЕМКИ

THE MAGNETIC FIELD OF BAIKAL RIFT AS RESILTS OF PRECISION SURFACE SURVEY

Р.А.Рахматулин<sup>1</sup>, С.Ю.Хомутов<sup>2</sup>, В.В.Харченко<sup>1</sup>, Ю.В.Липко<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт солнечно-земной физики CO PAH, rav@iszf.irk.ru

<sup>2</sup>Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, khomutov@gs.nsc.ru

The results of the precision magnetic survey during 2009-2010 on Lake Baikal ice to the north of the Olkhon Island and on the Olkhon Island are presented. The main traverse of survey was routed along the Academic ridge from Olkhon Island to Bolshoy Ushkany Island and other tracks were routed across the main track. The Overhauser proton magnetometer POS-1 used for measurements of total field F. The angular components of the total vector (declination D and inclination I) measured by DI-fluxgate 3T2KP and the spatial variations of the vertical component dZ measured by magnetometer M-27M. The spatial resolution along the route is about 5 km for F and dZ and about 10 km for total field. The accuracy of the measurement is estimated as about 0.5 nT, 1 arcmin and 0.2 arcmin for F, D and I, accordingly. The data from magnetic observatories Uzur (Olkhon Island), "Patrony" (Irkutsk) and "Klyuchi" (Novosibirsk) were used for control the geomagnetic variations during survey. As the results of magnetic survey the maps of distribution of magnetic field in central part of Baikal Lake between Olkhon and Bolshoy Ushkany islands were obtained. This maps were compared with the results of previous surveys. The large-scale magnetic anomaly which not presented on magnetic maps of this region was found in survey area. The features of the precise magnetic survey on ice surface are discussed.

Экспериментальные исследования Байкальской рифтовой зоны, включая ее центральную часть – оз.Байкал, имеют длительную историю. В тоже время, магнитное поле этого региона изучено недостаточно подробно, преимущественное по результатам аэромагнитной съемки в 60-х годах [1], гидромагнитной съемки на акватории в начале 70-х годов [2] и по данным непрерывных измерений в отдельных пунктах [3]. В связи с этим ИСЗФ СО РАН были инициированы работы по проведению высокоточной магнитной съемки полного вектора магнитной индукции на льду центральной части оз.Байкал, к северу от о.Ольхон, на котором расположена обсерватория "Узур".

Используемая аппаратура, район работ, условия измерений

Комплекс для проведения компонентной магнитной съемки с поверхности льда включал высокоточные магнитометры обсерваторского класса, в том числе:

- протонный оверхаузеровский магнитометр POS-1 (УГТУ-УПИ, г.Екатеринбург), обеспечивающий измерения модуля вектора магнитной индукции F с погрешностью не хуже 0.2 нТл. Для управления и регистрации данных использовался полевой накопитель DLPOS;
- 2) DI-магнитометр для измерения магнитного склонения D и наклонения I на базе немагнитного теодолита 3T2КП и феррозондового датчика в качестве нуль-индикатора положения. Инструментальная погрешность угловых параметров магнитного поля оценивается не более 5-10". Для установки прибора в пункте измерения использовался специальный немагнитный штатив;
- 3) пешеходный магнитометр М-27М для измерения пространственных изменений вертикальной компоненты ΔZ с приборной погрешностью 4-5 нTл.

Все приборы были протестированы на обсерваториях "Ключи" (Новосибирск) и "Патроны" (Иркутск), в том числе и в зимних условиях. Геодезические координаты и точное время в полевых условиях определялись с помощью GPS-навигатора Garmin. Для перемещения вдоль маршрута съемки использовались два автомобиля УАЗ-3909.

Район работ предварительно был выбран по результатам анализа магнитной изученности оз.Байкал, с учетом наличия стационарных наблюдений (станция "Узур" на севере о.Ольхон) и возможностью обеспечить приемлемые условия для измерений и ночевок. Первый профиль для съемки был запланирован вдоль Академического хребта от о.Ольхон до о.Большой Ушканий, два других – в поперечном направлении. Положение района проведения магнитной съемки показано на рис.1. Общая протяженность профилей около 150 км, количество пунктов dZ,F-измерений – 32, пунктов измерений полного вектора (D,I,F) – 16.



Полевые измерения на льду были выполнены 6-8 марта, по одному профилю за сутки. Погодные условия были приемлемыми температура в дневное время не опускалась ниже -10°С, ветер небольшой, 6 марта было солнечно, 7-8 марта – переменная облачность, небольшой снег. обстановка Ледовая также была благоприятной, без торосов, с достаточной толщиной льда. В период проведения съемки практически не было геомагнитных возмущений, К-индекс не превышал 1.

На каждом пункте выполнялось по два полных измерения D и I, затем – измерение F. Особенностью определения магнитного наклонения является необходимость знать азимут некоторого удаленного репера, в качестве которого выбирался объект на берегу, а при отсутствии видимости – автомобиль, который отъезжал на 1-2 км. Азимут репера определялся

либо по астрономическим наблюдениям Солнца (погрешность не более 0.5'), либо по геодезическим координатам репера и точки наблюдений, полученным с помощью GPS (погрешность по результатам сопоставления с астрономическим азимутом оценивается в 1-2'). Продолжительность полного цикла измерений в одном пункте с учетом установки магнитометров занимает от 30 до 60 мин., в зависимости от способа определения азимута репера.

По результатам анализа и обработки данных погрешности определения склонения (без учета возможных ошибок в определении удаленного репера) оцениваются в 1-1.5', погрешности наклонения – в 0.1-0.2'. Точность F-измерений с помощью магнитометра POS-1 – не хуже 1 нТл, точность приращений dZ – на уровне первых десятков нТл. Более подробно описание особенностей магнитных измерений на льду представлено в [4].

Несмотря на то, что возмущения магнитного поля 6-8 марта практически отсутствовали, регулярная суточная вариация, проявляющаяся в дневное время, по данным непрерывной регистрации на станции "Узур" достигала 5' в склонении и 30 и 10 нТл в горизонтальной и вертикальной компонентах. Поскольку эти значения превышают погрешности полевых измерений, временные вариации магнитного поля были учтены.

#### Основные результаты и обсуждение

Результаты оценки пространственного распределения угловых D,I и силовых элементов X,Y,Z,F полного вектора магнитной индукции представлены на рис.2. В целом поле вдоль Академического хребта меняется достаточно плавно с перепадами по угловым компонентам до 20-30'. В распределении D(Y) можно отметить хорошо оконтуриваемую отрицательную аномалию к северо-востоку от о.Ольхон. Изодинамы F дают более мозаичную картину с аномалиями более 400 нTл, отрицательными на восточном склоне хребта и положительными – на западном.

Поскольку рассматриваемый район находится на акватории озера, ранее выполненные аэро- и гидромагнитные съемки, охватывая более обширную площадь, ограничены данными практически только по распределению модуля напряженности F. Сопоставление полученных здесь результатов с картой изодин аномального поля, построенной М.Р.Новоселовой [5] по материалам съемки А.Г.Анистратенко и др., выполненной в 1970 г., показало удовлетворительное их совпадение. В частности, на обоих картах хорошо проявляется положительная аномалия к северу от о.Ольхон, плавное снижение F к востоку от Академического хребта и более сложная структура у западного берега. При этом по нашим результатам амплитуда пространственных вариаций несколько больше. Кроме того, в материалах [5] не отмечена сильная положительная аномалия F в северной части района нашей съемки (у мыса Шарлтай на западном берегу). Однако эту аномалию с сопоставимой амплитудой можно найти на карте изодин в статье Г.М.Валяшко и др. [6].



Рис.2. Пространственное распределение магнитного склонения D, наклонения I, северной X, восточной Y и вертикальной Z составляющих и модуля индукции F по результатам магнитной съемки на акватории оз.Байкал в марте 2009 г. Символом "о" отмечены пункты профилей, на которых выполнялись измерения. По осям – долгота и широта в градусах.

Еще одним источником тестирования полученных в настоящей работе результатов может быть сравнение с модельными расчетами. В настоящее время Национальным геофизическим центром данных США (NGDC) разработана модель NGDC-720, которая учитывает коровые источники и имеет пространственное разрешение до 56 км (30') [7]. На рис.3 представлено пространственное распределение аномального поля X,Y,Z-составляющих, вычисленное по этой модели. Его сопоставление с результатами на рис.2 показывает, что X- и Y-компоненты по модели в рассматриваемом районе не отражают особенностей, которые обнаружены по данным непосредственных измерений. Однако, модельное распределение вертикальной составляющей Z, как и экспериментальные данные, показывает сильную отрицательную аномалию к юго-востоку от Академического хребта.



Рис.3. Распределение аномального поля источников в коре по модели NGDC-720 (сферические гармоники степеней 16-720).

Некоторые данные по измерениям магнитного поля в окрестности оз.Байкал имеются в МЦД по геомагнетизму (Эдинбург, <u>http://www.geomag.bgs.ac.uk/gifs/surveydata.html</u>). В частности, в 1903 г. магнитное склонение было измерено на северной оконечности о.Ольхон и на о.Бол.Ушканий. В 40-х годах были выполнены измерения на берегу Баргузинского залива. На рис.4 представлена карта-схема района с пунктами этих измерений, а также показан вековой ход магнитного склонения в пунктах на овах Ольхон и Бол.Ушканий, вычисленный по модели IGRF11 и данные наблюдений в 1903 и 2009 гг.

195

Как видно из рис.4, отклонения экспериментальных данных от модели для двух эпох, разнесенных более чем на 100 лет, хорошо согласуются между собой.



Рис.4. Исторические магнитные измерения вблизи центральной части оз.Байкал. Вверху - карта-схема оз.Байкал с пунктами магнитных измерений, цифрами указан год проведения измерений. Внизу – вековой ход магнитного склонения D по модели IGRF11 (непрерывная кривая) и данные наблюдений на о-вах Ольхон и Бол. Ушканий в 1903 и 2009 гг.

Необходимо также упомянуть про непрерывные измерения полного вектора магнитного поля, выполняемые на станции "Энхалук" (ИНГГ СО РАН, Новосибирск), расположенной на восточном берегу Байкала южнее о.Ольхон, данные которой будут рассмотрены в дальнейшем.

#### Выводы

Выполненная в 2009 г. на льду акватории центральной части оз.Байкал высокоточная магнитная съемка показала, что в условиях не очень низких температур полный вектор напряженности поля может быть получен с погрешностями на уровне первых угловых минут по склонению и наклонению и первых единиц нТл по силовым компонентам. Производительность съемки составляет до 1 часа на пункт профиля.

Полученные данные вдоль трех профилей общей протяженностью около 150 км позволили впервые сделать оценку пространственного распределения полного вектора

поля в районе между о-вами Ольхон и Бол. Ушканий. Подтверждена магнитная аномалия к северу от о.Ольхон и выделена аномалия вблизи восточного берега между мысами Шарлтай и Рытый. Результаты могут быть использованы для более строгих интерпретаций геологического и геофизического строения Байкальского рифта.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Администрации Иркутской области (региональный проект 08-05-98073р-сибирь-а). Авторы благодарят начальников метеостанций "Узур" и "о.Бол.Ушканий" за помощь в проведении работ на льду оз.Байкал.

#### Литература

1. Коростин П.В. Магнитное поле Прибайкалья и опыт его геологической интерпретации // Байкальский рифт. – М.: Наука, 1968. – С.131-140.

2. Анистратенко А.Г., Белугина П.В., Коростин П.В. и др. Магнитная съемка озера Байкал // Геомагн. и аэрономия. – 1973. – Т13, №2. – С.387-388.

3. Дядьков П.Г., Мандельбаум М.М., Татьков Г.И. и др. Особенности развития сейсмотектонического процесса и процессов подготовки землетрясений в центральной части Байкальской рифтовой зоны по результатам тектономагнитных исследований // Геол. и геофизика. – 1999. – Т.40, №3. – С.346-359.

4. Рахматулин Р.А., Хомутов С.Ю., Харченко В.В. Результаты магнитной съемки на льду оз. Байкал: технологические и методические аспекты // Гео-Сибирь-2010. Сб. матер. VI Междунар. научн. конгресса "Гео-Сибирь-2010", 19-23 апр.2010 г., Новосибирск. Т.2, ч.2. – Новосибирск: СГГА, 2010. – с. 28-32.

5. 12. Новоселова М.Р. Магнитная модель Байкальской впадины // Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1978. – С.88-94.

6. Валяшко Г.М., Мирлин Е.Г., Шрейдер А.А. и др. Аномальное магнитное поле акватории озера Байкал // Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. – М., 1979. – С.111-118.

7. Magnetic Field Research Models // http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/EMM/emm.shtml

# ОСОБЕННОСТИ ПОСТРОЕНИЯ КОСМИЧЕСКОГО СЕГМЕНТА ПЕРСПЕКТИВНОЙ СИСТЕМЫ ТОМОГРАФИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ SPACE SEGMENT OF THE PERSPECTIVE SYSTEM OF THE EARTH IONOSPHERE TOMOGRAPHY DEVELOPMENT FEATURES

А.А. Романов, С.В. Трусов, А.В. Новиков, А.В. Аджалова, А.А. Романов ОАО «Российские космические системы», romulas@rniikp.ru

Modeling results of the electron concentration vertical distributions based on ionosphere tomography technique upon phase characteristics of multifrequency coherent signals on the ray-path between two satellites are represented in the frameworks of the research.

The several ways of the space segment of the ionosphere tomography perspective system deploying are considered. It is suggested to arrange in the same orbital plain up to 36 small-sized satellites, transmitters and receivers of the multifrequency coherent signals.

The inverse problem modeling solved without initial guess utilizing and the absolute TEC measurements considering results are represented. It was shown that the maximum errors are less than 10%.

The optimal ways of the space segment deployment (mutual satellites arrangement) are proposed. The possibility of the ionosphere state diagnosis based on satellite tomography technique without any ground based receivers is demonstrated. The modeling errors are less than 30%.

#### Введение

С появлением глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) ГЛОНАСС/GPS, а также спутниковых систем просветного зондирования атмосферы СНАМР, FORMOSAT-3/COSMIC появилась реальная возможность глобальных исследований профилей атмосферы и ионосферы [1-2]. Информация систем затменного зондирования, в настоящее время, активно используется для прогнозирования атмосферных процессов. При традиционной спутниковой радиотомографии ионосферы с помощью сетей наземных приемных установок получают двумерные высотные разрезы поля электронной концентрации (ЭК) [3-4]. Это накладывает ограничения как на область исследований, так и непрерывность измерений. Теоретически применение методов томографической реконструкции к данным о полном электронном содержании (ПЭС) в ионосфере, получаемым на трассах спутник-спутник, должно решить эти проблемы и обеспечить непрерывное получение информации о двумерном распределении электронной концентрации в ионосфере в глобальном масштабе.

Для оценки возможности реализации такого подхода были рассмотрены две основных схемы получения данных. В первом случае были использованы радиосигналы ГНСС ГЛОНАСС и GPS, регистрируемые на борту низкоорбитальных (НО) космических аппаратов (КА). Во втором случае радиосигналы распространялись между низкоорбитальными НО КА модельной орбитальной группировки. В обоих случаях основной задачей являлось определение распределения электронной концентрации в ионосфере в плоскости орбиты КА-приемников по набору измерений ионосферной задержки когерентного радиосигнала. При проведении численных экспериментов с использованием указанных схем были введены следующие ограничения на данные, используемые для решения задачи томографии: плоскости орбит КА-приемников и КА-передатчиков радиосигнала должны максимально совпадать, время экспозиции не должно превышать 15 минут, в течение которых ионосферу Земли можно полагать квазистационарной.

#### Условия моделирования

Томографические исследования ионосферы проводятся уже более 20 лет [3]. Задача томографии ионосферы в общем виде формулируется как восстановление пространственного распределения ЭК на основе измерений полного электронного содержания (ПЭС), полученных под разными ракурсами. В качестве источников зондирующего сигнала традиционно используются спутники навигационных систем первого и второго поколения. При этом сигналы первых (150 и 400 МГц) обеспечивают высокую точность определения относительного ПЭС, а сигналы вторых (1.2 и 1.6 ГГц) позволяют получить абсолютные значения ПЭС, но с ошибками порядка 3 ТЕСU (1 ТЕСU =  $10^{16}$  эл/м<sup>2</sup>). В данной работе полагается, что абсолютные значения ПЭС известны с высокой точностью (0,01 ТЕСU), благодаря применению многочастотного (150, 400, 1067, 2844 МГц) приемника, принцип работы которого описан в [5]. При численном моделировании томографии ионосферы с помощью сигналов спутник-спутник получение измерений ПЭС проводилось с использованием модели NeQuick, а реконструкция распределения ЭК осуществлялась с использованием кусочно-планарной аппроксимации и алгоритма ART [6]. Сетка реконструкции в плоскости орбиты ИСЗ, т.е. в плоскости измерений задавалась с шагом 50-100 км по высоте и 1° по широте. Более подробно методика решения прямой и обратной задач томографии для в рамках данной работы представлена в [7].

Для количественной оценки качества восстановления двумерной реконструкции традиционно используются числа  $\delta$ , характеризующие относительное отклонение реконструируемой функции  $\tilde{F}$  от модельной (истинной) функции F:  $\delta = \frac{\|F - \tilde{F}\|}{\|F\|}$ . Наиболее часто используются нормы в пространствах  $l^2$  и  $l^{\infty}(\delta(l^2)$  и  $\delta(l^{\infty}))$  [3]:

$$\delta_{2} = \delta(l^{2}) = \frac{\sqrt{\sum_{i} (F_{i} - \tilde{F}_{i})^{2}}}{\sqrt{\sum_{i} F_{i}^{2}}}; \ \delta_{m} = \delta(l^{\infty}) = \frac{\max_{i} \left|F_{i} - \tilde{F}_{i}\right|}{\max_{i} \left|F_{i}\right|}.$$
(1)

Величина относительного квадратичного отклонения реконструируемой функции от исходной ( $\delta_2$ ) дает хорошее представление о том, насколько качественно может быть решена задача реконструкции при заданных условиях, поэтому при оценке результатов моделирования эта величина будет используется в качестве основного критерия пригодности выбранных параметров орбитальной группировки.

#### Результаты моделирования

Были рассмотрены варианты размещения приемников на низкой орбите и использования сигналов ГНСС, однако большие скорости взаимной прецессии орбит низко- и среднеорбитальных КА, а также значительная разница в скоростях КА не позволяют получать достаточное количество проекций ПЭС за время квазистационарности ионосферы (15 минут) (табл. 1). Ошибки реконструкции  $\delta_2/\delta_m$  при использовании различных группировок ГНСС составили 0.44/0.71 для 5 КА GPS, 0.34/0.67 для 6 КА ГЛОНАСС и 0.34/0.59 для случая 5 КА GPS+6 КА ГЛОНАСС. Подробно условия и результаты этого моделирования приведены в работе [7].

Для оценки качества реконструкции распределения электронной концентрации в ионосфере с использованием НО КА, было проведено томографическое восстановление модельного распределения электронной концентрации. В качестве схемы регистрации ПЭС использовались полученные в результате моделирования различных вариантов следующие конфигурации размещения КА на низкой орбите:

- 72 КА (40 передатчиков, 32 приемника, разнонаправленное движение);

– 56 КА (32 передатчика, 24 приемника, сонаправленное движение);

– 36 КА (20 передатчиков, 16 приемников, сонаправленное движение).

Распределение электронной концентрации задавалось с помощью модели ионосферы NeQuick (рисунок 1а), размер элемента изображения 100 × 100 км. Частота регистрации данных составляла 0,1 Гц.





На рисунке 16 приведены результаты восстановления распределения электронной концентрации с помощью алгоритма ART за 20 итераций на основе данных от группировки из 36 KA. В качестве начального приближения использовалось постоянное значение  $4 \cdot 10^{11}$  эл·м<sup>-3</sup>. Ошибки реконструкции  $\delta_2/\delta_m$  для соответствующих ОГ составили: 72 KA – 0.05/0.09, 56 KA – 0.06/0.09 и 36 KA – 0.09/0.13, соответственно.

Таким образом, с помощью группировки из 36 НО КА можно решить задачу томографической реконструкции ионосферы в плоскости орбиты спутников с ошибкой около 10% без использования

198

априорной информации за период 15 минут. Однако большое количество КА в одной орбитальной плоскости делает эту схему регистрации малопривлекательной для практической реализации. В связи с этим были проведены исследования по оптимизации состава орбитальной группировки. Для этого было снято ограничение на время экспозиции, уменьшена уверенно диагностируемая область ионосферы. В результате был определен концептуальный элемент орбитальной группировки, названный кластером, который представляет собой несколько КА в одной орбитальной плоскости, находящихся в зоне полной взаимной радиовидимости.

В рамках этой части исследований было проведено моделирование решения обратной задачи реконструкции вертикального распределения электронной концентрации ионосферы без использования априорной информации на основе данных, получаемых с помощью кластера из 4-5 космических аппаратов. Средние ошибки для восстанавливаемой области высот ионосферы составили 33-35 % (δ<sub>2</sub> = 0.33-0.35, рис.2).



Рис. 2. Модельное распределение электронной концентрации в ионосфере в плоскости орбиты (*a*) и его реконструкция по данным кластера из 4 КА за 1 виток без использования начального приближения (б)

Для этих же конфигураций КА были проведена оценка эффективности использования начального приближения на базе модели ионосферы IRI-2007. Результаты расчетов показали, что средние ошибки реконструкции для этого случая могут быть снижены до 8-12% ( $\delta_2 = 0.8$ -0.12).





Была исследована возможность частичного восстановления распределения электронной концентрации в плоскости орбиты низкоорбитальных КА за период времени, равный 15 минутам. На рисунке За представлен результат реконструкции ионосферы с помощью одного кластера из 4 КА с использованием начального приближения (погрешность 20 %) и при размере элемента изображения 50 х 100 км по данным, полученным за 15 минут. При таком подходе можно восстановить только ту область ионосферы, через которую прошли радиотрассы спутниковых сигналов. Размер подобной области абсолютно аналогичен области реконструкции с использованием наземного сегмента, однако, необходимо отметить, что при использовании исключительно космических данных появляется возможность восстановления ионосферы в любой области пространства. Для получения полной широтной картины ионосферы за 15 минут необходимо использовать 4 кластера из 4 КА каждый (всего 16 КА в орбитальной плоскости), разнесенных по орбите на 90° (рис. 36). 3 подобных кластера (всего 12 КА), отстоящих друг от друга на 120° позволят достичь того же результата за 30 минут.

Таким образом, кластерное расположение приемников и передатчиков позволяет на первом этапе развертывания космической системы использовать 1 кластер из 4 или 5 космических аппаратов, данные с которого могут быть использованы для восстановления глобального распределения электронной концентрации ионосферы за время около 100 мин или сектора плоскости за 15 мин. При этом ошибки реконструкции не превысят 35 % без использования априорной информации, и 10-15 % с использованием начального приближения, рассчитываемого на основе модели ионосферы IRI-2007.

#### Заключение

В работе проведены исследования возможности восстановления вертикального распределения ионосферы методом радиотомографии без использования наземных приемных установок.

Результаты моделирования задачи реконструкции распределения электронной концентрации в ионосфере с использованием сигналов существующих КА ГНСС и регистрируемых с помощью приемников, размещенных на низкой орбите показали, что существующее расположение навигационных КА и их количество не позволяют получить достаточного для реконструкции количества данных за период 15 минут.

Результаты моделирования задачи получения необходимого для томографической реконструкции количества данных с помощью специально создаваемого созвездия передатчиков показали, что существует ряд вариантов расположения КА при которых возможно получение достаточного для реконструкции количества проекций ПЭС в течение 15 минут. Наиболее оптимальным по соотношению количества КА и ошибки реконструкции является вариант с неравномерным размещением 20 приемников и 16 передатчиков на высоте около 1000 км. Средняя ошибка восстановления модельного распределения электронной концентрации составила 9%. При этом имеющееся количество проекций ПЭС позволяет решать задачу реконструкции без использования начального приближения, т.е. без априорной информации, что при решении задач томографии ионосферы было недостижимо ранее.

Продемонстрирована возможность реконструкции распределения электронной концентрации в ионосфере Земли в плоскости орбиты с помощью одного или нескольких кластеров, состоящих из 4-5 КА каждый. Показано, что при ограничении исследуемой области ионосферы по высоте, можно определить распределение электронной концентрации в ионосфере в плоскости орбиты с помощью 12 КА за 30 минут или с помощью 16 КА за 20 минут. Ошибки реконструкции при таком подходе составляют 10-15% с использованием начального приближения и не более 35% без него.

#### Литература

- 1. Yakovlev O. I., Matyugov S. S., Vilkov I. A. Attenuation and scintillation of radio waves in the Earth's atmosphere from radio occultation experiment on satellite-to-satellite links // Radio Science, 1995, V.30, №3, p.591-602.
- 2. *Kursinski E. R., Hajj G.A., Bertiger W. I., Leroy S. S. et al.* Initial Results of Radio Occultation Observations of Earth's Atmosphere Using the Global Positioning System, // Science, 1996, №271, p.1107-1110.
- 3. Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Андреева Е.С. Радиотомография ионосферы. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2007. 336 С.
- 4. Романов А.А., Трусов С.В., Романов А.А., Крючков В.Г. Исследование ионосферных неоднородностей методом фазоразностной томографии в дальневосточном регионе России // Исследование Земли из космоса, 2008, №2, С. 14-20
- 5. Романов А.А., Новиков А.В., Романов А.А. Измерение ПЭС ионосферы Земли с помощью многочастотного зондирующего сигнала // Вопросы электромеханики, 2009. Т.111, №4, С.31-36
- 6. *Ценсор Я*. Методы реконструкций изображений, основанные на разложении в конечные ряды //ТИИЭР.-1983.- Т.71.- №3 - С.148-160
- 7. Романов А.А., Трусов С.В., Новиков А.В., и др. Восстановление двумерного распределения электронной концентрации ионосферы в плоскости орбиты низкоорбитальных ИСЗ на основе анализа характеристик когерентного излучения // Вопросы электромеханики, 2009. Т.111, №4, С.37-42

# ВОЗДЕЙСТВИЕ ОДИНОЧНОГО МОЛНИЕВОГО РАЗРЯДА НА НАПРЯЖЕННОСТЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ВОЗДУХА И АКУСТИЧЕСКУЮ ЭМИССИЮ ПРИПОВЕРХОСТНЫХ ПОРОД INfluence of single lightnings on the intensity of an Air electrical field and Acoustic emission of near surface rocks

С. Э. Смирнов, Ю. В. Марапулец

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, п.Паратунка (Камчатский край), e-mail: sergey@ikir.ru, marpl@ikir.ru

The effect of influence single lightnings on the intensity of an electrical field in near ground atmosphere is investigated. The effect was showed in sharp fall of a gradient of intensity potential from 80 V/m up to a minus 21 V/m. Then the field has returned on its level under the formula of restoration of the condenser charge with characteristic time 17sec. Simultaneously the response of acoustic emission of near surface rocks in a range of frequencies 6.5 - 11 kHz is found out.

#### 1. Введение

Несмотря на длительный период изучения грозовых процессов, научный интерес к этим явлениям не утихает. Принятая в настоящее время идея, что электростатический заряд Земли формируется планетарной грозовой активностью, требует более детального рассмотрения переходных процессов разряда и заряда в облаке. В работе исследован процесс отклика в напряженности электрического поля в приземном воздухе и акустической эмиссии на одиночный молниевый разряд.

Особенностью электрического состояния атмосферы на Камчатке является малое количество гроз. По официальным данным с 1937 по 1982 годы (45 лет) было зарегистрировано всего 22 грозы [1]. 2 октября 2008 года произошло уникальное для данной местности событие. В 17 часов 46 минут местного времени (4:46 UT) произошел единичный молниевый разряд, который не сопровождался осадками. На этот разряд отреагировали датчики электрического поля и акустической эмиссии, установленные на обсерватории «Паратунка». Как известно наибольшим возмущающим фактором электрического состояния приземного воздуха являются атмосферные осадки. В работе [2] было показано, что во время осадков уровень шумов возрастает на два порядка, по сравнению с измерениями в условиях «хорошей погоды» В данном случае динамику изменения электрического состояния атмосферы можно было проследить в невозмущенном осадками виде. Более того, облачность в этот день была не сплошная, а в виде отдельных больших кучевых облаков.

2. Методы измерений

Наблюдения проводились на Камчатке в обс. «Паратунка» ИКИР ДВО РАН (( $\lambda$ =158,25°E;  $\phi$ =52,9°N). Измерения напряженности электрического поля проводилось датчиком «Поле-2», разработанным в филиале Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейково – научноисследовательским центром дистанционного зондирования атмосферы [3]. Он зарегистрирован в ГОССТАНДАРТЕ (сертификат RU.E.34.001. А № 7136 от 10.03.2004г.) и занесен в Госреестр 13.09.2005г. № 2941-2005. «Поле-2» установлен на полигоне в 200 м от административного здания на высоте 3 м, площадка вокруг него расчищена от деревьев в радиусе 12 м. Регистрация проводится 14битным АЦП с частотой дискретизации 1 с.

Регистрация акустической эмиссии производилась гидроакустическим приемником (гидрофоном), установленным в искусственном водоеме размерностью  $1 \times 1 \times 1$  м на расстоянии 54 метра от датчика электрического поля. Сигнал с гидрофона после усиления фильтруется по диапазонам частот: 0.1-10, 30-60, 70-200, 200-600, 600-2000, 2000-6500, 6500-11000 Гц. Далее частотно разделенные сигналы подаются на амплитудные детекторы, накапливаются за 4 с, оцифровываются и записываются в компьютер. Анализируемой величиной является суммарное за 4 с акустическое давление  $P_s$  по каждому частотному каналу.

Контроль за метеорологическими параметрами проводится цифровой метеостанцией WS-2000. H, D, Z компоненты магнитного поля измерялись феррозондовым магнитометром FRG с точностью 0.01 нT и частотой дискретизации 1 с.

Молниевый разряд вызвал резкое падение значения градиента потенциала напряженности электрического поля с 80 В/м до величины -21 В/м, затем плавное восстановление значения до 70 В/м (рис. 1). Изменение магнитного поля во всех трех компонентах феррозондовым и протонным магнитометрами во время разряда зафиксировано не было. Так же состояние электропроводности воздуха, которое измерялось с интервалом 1 с, в этот момент не изменилось.



Рис. 1. График градиента потенциала напряжённости электрического поля приземного слоя воздуха во время молниевого разряда 2 октября 2008 г.



Рис.2. Графики акустической эмиссии в семи частотных диапазонах и градиента потенциала напряжённости электрического поля приземного слоя воздуха (внизу) во время молниевого разряда 2 октября 2008 г.

# 3. Основные результаты и обсуждение

Во время грозы с каждым ударом молнии исходит заряд 20-30 кулон [4]. Восстановление заряда происходит по такому же закону как и восстановление заряда конденсатора. При таких разрядах можно наблюдать внезапный спад поля, а затем экспоненциальный возврат к первоначальному его значению с характерной временной постоянной порядка 5 сек, немного меняющейся от случая к случаю [4]. При изучении разрядов земля — облако форма восстановления заряда принято считать по формуле:

$$Ez(t) = Ez1^{*}exp(-t/\tau) + Ez2^{*}(1-exp(-t/\tau))$$
(1)

где Ez(t) – градиент потенциала напряженности электрического поля, Ez1 – его значение сразу после разряда молнии, Ez2 – значение восстановленного разряда. По методу наименьших квадратов со средней квадратичной ошибкой 0.2 были определены численные значения в этой формуле [5]:

$$Ez(t) = -19.5 \exp(-t/17.1) + 69.1 * (1 - \exp(-t/17.1))$$
(2)

Таким образом заряд в облаке восстановился с характерным временем  $\tau = 17$  с. Ez1 соответствует поверхностной плотности заряда на земле. Если представить систему облако — земля как конденсатор, то в таком представлении  $\tau$  имеет физический смысл как  $\tau = RC$ , где R — сопротивление, а C – ёмкость конденсатора. Время релаксации  $\tau$  обуславливается также подвижностью ионов. Обычно ее среднее значение в регионах с высокой грозовой активностью примерно 7 сек [5].

График измеренных значений и аппроксимирующей кривой (кривая релаксации) представлен на рис. 3. Подобная зависимость с такими же временными масштабами была получена в модели квазистационарной электрической структуре грозового облака, основанной на точном решении уравнения тонкостатики в плоскослоистой атмосфере с экспоненциальным ходом проводимости в работе [6]. Таким образом, было получено хорошее соответствие модели и наблюдений. Тот факт, что падение напряженности, в отличие от модели, произошел не до нулевого значения, а до величины -21 В/м указывает на ненулевую величину поверхностной плотности заряда.

Одновременно с электрическим полем на разряд молнии наблюдался оклик акустической эмиссии (рис.2). При этом сигнал непосредственно от разряда зарегистрирован в самом высокочастотном диапазоне 6.5 - 11 кГц, а последующая звуковая волна – по всем каналам. По разнице прихода этих сигналов 24 с, с учетом скорости звука в воздухе 330 м/с, расстояние до источника составило ~ 8 км. Ранее в экспериментах на нагруженных образцах геоматериалов было показано, что при электровоздействии излучаются сигналы акустической эмиссии [7]. В данном случае впервые получен подобный эффект в натурных условиях при воздействии молниевого разряда.



Рис. 3. График восстановления поля после разряда молнии (точки) и аппроксимация формулой (2) (линия).

#### 3. Выводы

В результате наблюдения одиночного молниевого разряда в условиях отсутствия осадков были обнаружены следующие эффекты:

1. Резкое падение величины градиента потенциала напряженности электрического поля в воздухе на высоте 3м с 80 В/м до минус 21 В/м. Затем поле восстановило свой уровень до значения 70 В/м с характерным временем 17 с. Процесс восстановления поля аппроксимируется формулой Ez(t)=-19.5\*exp(-t/17.1)+69.1\*(1-exp(-t/17.1)) со средней квадратичной ошибкой 0.2. Напряженность поля 21 В/м, обусловлена поверхностной плотностью заряда на земле.

2. Зарегистрирован отклик акустической эмиссии продолжительностью 10 с в диапазоне частот 6.5 - 11 кГц.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН 09-III-A-07-310 и 09-III-A-02-043.

#### Литература

- 1. Кондратюк В.И. Климат Петропавловска-Камчатского. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 150 с.
- 2. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Бузевич А.В., Смирнов С.Э. Особенности атмосферных шумов, наложенных на вариации квазистатического поля в приземной атмосфере Камчатки // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т.45. №5. С. 690-705.
- 3. Имянитов И.М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. М.: Гостехиздат, 1957. 483 с.
- Фейнман Р., Лейтон Р., Сэндс М. Фейнмановские лекции по физике. Том 5: Электричество и магнетизм. Перевод с английского (издание 3). — Эдиториал УРСС. — <u>ISBN 5-354-00703-8</u>
- 5. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 421 с.
- 6. Давыденко С.С., Сергеев А.С., Мареев Е.А. Моделирование квазистационарных и транзиентных электрических полей и токов грозовых генераторов в глобальной цепи. // VI Российская конференция по атмосферному электричеству. Сборник трудов. Нижний Новгород 2007. С. 11-13
- 7. Bogomolov L. M., Il'ichev P.V., Zacupin A.S., et.al. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismicelectric effect manifestation. // Annals of Geophysics. 2004. V.47. N1. P.65-72.

# ВЛИЯНИЕ КОНВЕКТИВНОГО ГЕНЕРАТОРА НА СУТОЧНЫЙ ХОД НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ INFLUENCE OF THE CONVECTIVE GENERATOR ON A DAILY COURSE OF AN ELECTRICAL FIELD INTENSITY

С. Э. Смирнов

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, п.Паратунка (Камчатский край), e-mail: <u>sergey@ikir.ru</u>

The daily course of a potential gradient of an electrical field intensity in near ground atmosphere in conditions of good weather is investigated. It is shown, that maximum of a daily course of an electrical field on middle latitude observatory Paratunka is connected with morning convection in near ground air. a difference of temperatures of air at a surface of ground and at height of 30 m was chosen as the measure of a convective flow. The high correlation of the diagram of temperatures difference at these heights and daily course of intensity of an electrical field is shown.

1. Введение

Над океанами, в полярных областях наблюдается простой суточный ход, в условиях хорошей погоды, одновременный по мировому времени и независящий от локального времени. Этот суточный ход назвали унитарной вариацией. Однако в континентальных областях суточный ход привязан к локальному времени и зависит от локальных условий. Во многих случаях имеются два максимума в периоды от 7 до 10 и от 19 до 22 часов местного времени. Также во многих случаях утренние максимумы исчезают в зимние месяцы.

Браун в 1936 г предположил [1], что наблюдаемые максимумы связаны со смещением объёмного заряда из-за конвекции. Эти максимумы уменьшаются при продолжительном ветре, который мешает конвекции объёмного заряда и уменьшаются при сплошной облачности, так как она мешает прогреванию земной поверхности, что приводит к уменьшению конвекции. Позднее многие авторы связывали максимумы локального поля с конвекцией. Однако делались попытки приписать этот эффект и к другим процессам, например ультрафиолетовому излучению Солнца. Поэтому

прямые доказательства конвективного механизма максимумов градиента напряжённости электрического поля остаются актуальными и сегодня.

2. Методы измерений

Наблюдения проводились на Камчатке в обс. «Паратунка» ИКИР ДВО РАН ((λ=158,25°E; φ=52,9°N). Измерения напряженности электрического поля проводилось датчиком «Поле-2», разработанным в филиале Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейково – научноисследовательским центром дистанционного зондирования атмосферы [2]. Он зарегистрирован в ГОССТАНДАРТЕ (сертификат RU.E.34.001.А № 7136 от 10.03.2004г.) и занесён в Госреестр 13.09.2005г. № 2941-2005. «Поле-2» установлен на полигоне в 200 м от административного здания на высоте 3 м, площадка вокруг него расчищена от деревьев в радиусе 12 м. Регистрация проводится 14битным АЦП с частотой дискретизации 1 с.



Рис. 1 Суточный ход градиента потенциала напряженности электрического поля по мировому времени 6 октября, 28 октября и 10 сентября 2005 г. Локальное время UT+13 ч

Контроль за метеорологическими параметрами проводится цифровыми метеостанциями WS-2000 и WS-2300. Данные поступают на станцию по радиоканалу на частоте 433 МГц. Один датчик температуры воздуха установлен на высоте 3 м на теневой стороне административного здания. Другой температурный датчик установлен на вышке на высоте 25 м. Частота опроса метеоданных составляет 10 мин.

Контролируемые метеоданные:

- 1. сила ветра;
- 2. направление ветра;
- 3. атмосферное давление;
- 4. температура воздуха на высоте 3 м;
- 5. температура воздуха на высоте 25 м;

- б. влажность воздуха;
- 7. осадки (в летний период).

Электропроводность воздуха измерялось прибором «Электропроводность-2», разработанным также в филиале Главной геофизической обсерватории

3. Основные результаты и обсуждение

В условиях хорошей погоды на обс. «Паратунка» наблюдался суточный ход градиента потенциала напряженности электрического поля (Ez), изображенный на рис. 1. Локальное время обсерватории отличается от мирового на 13 часов летом и 12 часов зимой. Максимум суточного хода наблюдается в утренние часы местного времени. Иногда появляется вечерний локальный максимум, который по амплитуде гораздо меньше утреннего. В период активного таяния снега, с апреля по конец мая, четкой картины суточного хода не наблюдается. Для исследования природы утреннего максимума были исследованы суточные хода вертикального градиента температуры и градиента потенциала напряжённости электрического поля в условиях хорошей погоды за 2005 — 2009 гг. В качестве градиента температуры бралась разность температур воздуха на высоте 25 м и 3 м. Пример сопоставления графиков суточного хода поля с вертикальным градиентом температуры показано на рис. 2. Было получено хорошее соответствие графиков.



Рис.2 Градиент потенциала напряженности электрического поля, левая шкала (1) и разность температур воздуха на высоте 25 м и 3 м (2), правая шкала, за 6 ноября 2007 г.

Подобное взаимное поведение градиента температур и градиента напряженности электрического поля наблюдались и в другие дни с хорошей погодой. Утренний максимум поля в 20 – 22 ч UT всегда был связан с максимумом разности температур. Вторичный вечерний максимум поля с температурой слабо связан. Его появление больше обусловлено с суточным ходом электропроводности.

Суточную вариацию электрического поля можно представить состоящей из трёх составляющих:  $\Delta E = \Delta E_{unit} + \Delta E_{\lambda} + \Delta E_{\rho}$  [3], где:

 $\Delta E_{\text{unit}} = \Delta \phi / \mathbf{R} * 1 / \lambda$ 

(2)

унитарная вариация,  $\Delta \phi$  – разность потенциалов земля – ионосфера, R – сопротивление в столбе воздуха земля-ионосфера,  $\lambda$  – электропроводность воздуха;

 $\Delta E_{\lambda} = -E/\lambda * \Delta \lambda$ 

вариация, связанная с проводимостью воздуха, E – напряженность поля,  $\lambda$  – электропроводность воздуха;

 $\Delta E_{\rho} = 1/\lambda * \Delta (k*dq/dh)$ (3)

вариация, связанная с конвекцией воздуха, k – численный коэффициент, dq/dh – распределение объёмных зарядов с высотой;

В утренний максимум градиента потенциала напряженности электрического поля на обсерватории Паратунка наибольший вклад дает утренняя конвекция воздуха, формула (3), затем изредка вариация электропроводности, формула (2) и унитарная вариация, поскольку восход солнца совпадает с ее максимумом, формула (3). Конвективный механизм утреннего максимума можно объяснить следующим. После восхода солнца положительные ионы и объемные заряды, скопившиеся за ночь вблизи земной поверхности, начинают подниматься вверх. При большом значении градиента температуры, до  $12^{\circ}$ С (рис.2) часто в максимуме наблюдаются сильные колебания и значений поля и градиента температуры. Наиболее вероятным объяснением таких колебаний предположительно является зарождение конвективных ячеек. На границах ячеек движение воздуха происходит в виде восходящих и нисходящих потоков, которые и переносят заряд.

Вечерний максимум обусловлен вариацией электропроводности, формула (2).

Ультрафиолетовые лучи солнца, являющиеся основным ионизатором атмосферы на больших высотах, в нижних слоях атмосферы существенной роли не играют, так как все лучи с малой длиной волны, обладающие энергией, достаточной для ионизации газов, входящих в состав атмосферы, поглощаются уже на больших высотах, и до пределов топосферы доходят лишь лучи, которые могут произвести только фотоэлектрический эффект. Но вследствие малой фотоэлектрической эффективности пород, встречающихся на поверхности земли, воды и взвешенных в атмосфере частиц ионизация настолько мала, что практически ею можно пренебречь [3].

При проведении непрерывных наблюдений за электрическим полем до настоящего времени не упоминалось важность измерений вертикального градиента температур [4]. Даже в экспериментах последнего времени, где предполагался конвективный характер утреннего максимума, не проводились измерения вертикального градиента температур [5]. Поскольку связь этих величин становится явной в условиях солнечной хорошей погоды, рекомендуется рядом с измерительным комплексом установить датчики температур воздуха на разных высотах. В этом случае мы получим возможность нормировать значения поля на температурный ход. предполагался в ряде экспериментов в последнее время, в частности [5]. Такие измерения необходимо вписать в методические рекомендации.

4. Выводы

В результате обработки наблюдений вертикального градиента температур и градиента напряженности электрического поля в приземном воздухе на обс. Паратунка в 2005 — 2009 гг было получено, что в суточном ходе этих величин в хорошую солнечную погоду наблюдается утренний максимум. Этот максимум в градиенте напряженности электрического поля определяется конвективными процессами в приземном воздухе. Это подтверждается суточным ходом вертикального градиента температур. Реже встречается максимум поля в вечернее время, который обусловлен суточным ходом электропроводности воздуха. Сделано предположение, что большие вариации значений градиента напряженности электрического поля вблизи максимума обусловлены формированием конвективных ячеек. Рекомендовано при проведении непрерывных наблюдений и экспедиционных работ по наблюдению электрического поля дополнять основные измерения измерением разности температур на различных высотах.

#### 5. Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН 09-III-А-07-310.

Литература

- 1. Браун (Brown J.G.) The effect of wind upon the earth's electric field at the surface. Terr. Magn. Atmos. Elect. 1936, 41, 279-85.
- 2. Имянитов И.М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. М.: Гостехиздат, 1957. 483 с.
- 3. Тверской П.Н. Атмосферное электричество. Гидрометеоиздат, Л., 1949. 252 с.
- 4. Руководящий документ РД 52.04.168-2001 Методические указания. Наблюдения за электрическим полем. С.-Петербург: Гидрометеоиздат, 2002. 58 с.
- Thomas C. Marshall, W. David Rust, Maribeth Stolzenburg, William P. Roeder, Paul R. Krehbiel A study of enhanced fair-weather electric fields occurring soon after sunrise. Journal Of Geophysical Research, Vol. 104, NO. D20, PP. 24,455-24,469, 1999, doi:10.1029/1999JD900418

# ВАРИАЦИИ АЭРОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ СРЕДНЕШИРОТНЫХ ОБСЕРВАТОРИЙ VARIATIONS OF AEROELECTRIC FIELD OF MID-LATITUDE OBSERVATORIES

C.Э.Смирнов<sup>1</sup>, C.В. Анисимов<sup>2</sup>, H.М.Шихова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, п.Паратунка (Камчатский край), e-mail: <u>sergey@ikir.ru</u>

<sup>2</sup> Геофизическая обсерватория "Борок" - филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, пос. Борок (Ярославская обл.), <u>extern@borok.yar.ru</u>

The comparative analysis of the quasi-stationary state and dynamics of the atmospheric electrical field of middle latitudes observatories: GO «Borok» Institute of Physics of the Earth RAS [58° 04' N; 38° 14' E] u observatory «Paratunka» Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation FEB RAS [58° 33' N; 15° 02' E] for 1998-2009 is carried out with the use observatory. The important annual trend of monthly average values of field intensity Ez in Paratunka, taking place in active geodynamic region on Kamchatka, is detected. It is revealed that the variations of monthly average values Ez according ground observations of the observatory «Borok» are stationary relatively the average. The seasonal course of a field for middle latitude observatories is shown. The characteristic morphological features of changes are researched.

1. Введение

Длительные непрерывные обсерваторские аэроэлектрические наблюдения важны для изучения динамики атмосферных процессов. Сегодня считается общепризнанным, что регулярные обсерваторские аэроэлектрические наблюдения рассматриваются как важная составляющая комплексного глобального мониторинга состояния окружающей среды. Сравнение результатов аэроэлектрических наблюдений на дистанционно разнесенных обсерваториях представляет интерес как с точки зрения исследования источников формирования глобальной электрической цепи, так и репрезентативности обсерваторских данных.

2. Методика наблюдений

Для детального изучения динамики электрического состояния приземной атмосферы необходим непрерывный обсерваторский мониторинг, проводимый синхронно на нескольких дистанционно разнесенных станциях. В работе рассмотрены результаты наблюдений, проведенных на двух среднеширотных обсерваториях Евразийского континента. Обсерватория «Паратунка» ИКИР  $\square$  ДВО РАН [52<sup>0</sup>58' N, 158<sup>0</sup>15' E] расположена на юге Камчатского полуострова к западу от Авачинской бухты в долине, защищенной грядами невысоких сопок на высоте 50 м над уровнем моря. Измерения напряженности электрического поля проводилось датчиком «Поле-2», разработанным в Научноисследовательском центре дистанционного зондирования атмосферы - филиале Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейково [Имянитов, 1957]. Прибор зарегистрирован в ГОССТАНДАРТЕ (сертификат RU.E.34.001.А № 7136 от 10.03.2004г.) и занесен в Госреестр № 2941-2005 от 13.09.2005г. «Поле-2» установлен на полигоне в 200 м от административного здания на высоте 3 м, площадка вокруг него расчищена от деревьев в радиусе 12 м. Непрерывная цифровая регистрация напряженности электрического поля проводится в геофизической обсерватории "Борок" [58°04' N, 38°14' E] с 1998 г. в условиях, характеризующихся отсутствием промышленных и других антропогенных загрязнений, а также низким фоновым уровнем электромагнитных помех. В качестве датчика главной компоненты и вариаций напряженности атмосферного электрического поля используется электростатический флюксметр, расположенный на плоской двухэтажного крыше в эквипотенциальной поверхности. Общая высота установки 10 м. Датчик работает в непрерывном обсерваторском режиме наблюдений [Анисимов, Дмитриев, 2003].

3. Основные результаты и обсуждение

На рис. 1 приведены регистрограммы напряженности аэроэлектрического поля, построенные по результатам наблюдений среднеширотных обсерватории с 1997 по 2009 гг. Результаты обработки показали, что ряд среднемесячных значений обсерватории «Борок» стационарен относительно среднего и характеризуется наличием широкого спектра амплитудно-временных вариаций. Общий ход поля обсерватории «Паратунка» характеризуется линейным трендом. Более детальный анализ многолетнего тренда на обс. «Паратунка» (рис. 2) показал, что в период с января 1997 г по февраль 2000 г наблюдался положительный тренд с угловым коэффициентом +1.3, а с марта 2000 г отрицательный с угловым коэффициентом -0.3. Такой «изломанный» тренд аэроэлектрического поля может быть обусловлен изменением сейсмического режима в активном геодинамическом регионе наблюдений



Рис. 1 Многолетние изменения аэроэлектрического поля по данным двух обсерваторий



Рис. 2 Среднемесячные значения, дисперсия и годовой тренд E<sub>z</sub> на обсерватории «Паратунка»



Рис. 3 График значений M/lg(R) для сильных сейсмических событий в окрестностях обс. «Паратунка». М – магнитуда, R- расстояние от эпицентра до обсерватории.

На рис. 3 представлены значения M/lg(R) для сильных сейсмических событий в окрестностях обсерватории, где М — это магнитуда, а R – расстояние от обсерватории до эпицентра. Если это значение больше 3, то обсерватория входит в зону влияния воздействия землетрясения. Такие события, прежде всего, могли повлиять на режим эманаций радиоактивных газов, а, следовательно, на процесс ионизации приземного слоя атмосферы. Высказанное предположение подтверждается распределением среднемесячных значений напряженности поля и уровня снега в окрестности обсерватории «Паратунка» (рис. 4). Снег в районе наблюдений лежит около 7 месяцев (с ноября по конец мая).

Другим существенным фактором является вулканическая активность Камчатки. На Камчатке расположено 29 действующих вулканов, и пепловые выбросы вулканов в значительной степени определяют величину электрического поля в приземном слое [*Смирнов, 2008*]. Изменение режима вулканической активности существенно влияют на сезонный ход поля среднеширотных обсерваторий.



Рис. 4 Гистограммы распределения по месяцам средних значений Ez (1997-2009 гг) (а) и уровня снега (2008-2009 гг) (б) на обсерватории «Паратунка».

На рис. 5 представлен годовой ход величины  $E_z$ , построенный по среднемесячным величинам напряженности поля за период наблюдений 1998 - 2009 гг. по данным обсерватории «Борок» и за период 1997-2008 гг. – для обсерватории «Паратунка». Следует особо подчеркнуть, что по наблюдениям обсерватории «Борок» апрельские средние значения напряженности поля достоверно превосходят таковые для других месяцев [Анисимов и Шихова, 2008].



Рис. 5 Годовой ход напряженности аэроэлектрического поля **E**<sub>z</sub> по данным ГО "Борок" ИФЗ РАН за 1998–2009 гг. и обсерватории "Паратунка" за 1997 – 2008 гг. Вертикальные линии – стандартная ошибка среднего значения

4. Выводы

По результатам непрерывных обсерваторских наблюдений проведен сравнительный анализ квазистационарного состояния и динамики атмосферного электрического поля двух среднеширотных обсерваторий: Геофизической «Борок» ИФЗ РАН [58° 04' N; 38° 14' E] и Обсерватории «Паратунка» ИКИР ДВО РАН [52°58' N, 158°15' E] за 1998-2009 гг. Обнаружен значимый линейный тренд среднемесячных значений напряженности поля  $E_z$  в Паратунке, находящейся в активном геодинамическом регионе на Камчатке. Выявлено, что вариации среднемесячных значений  $E_z$  по наземным наблюдениям обсерватории «Борок» за исследуемый период стационарны относительно среднего. Выполнен анализ сезонного хода поля для рассматриваемых среднеширотных обсерваторий. Высказаны предположения о влиянии радиоактивных эманаций на ионизацию приземного слоя и характерные изменения величины напряженности аэроэлектрического поля.

5. Благодарности

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-00888).

#### Литература

1. Имянитов И.М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы - М.: Гостехиздат. 1957. 483 с.

2. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М. Информационно-измерительный комплекс и база данных Геофизической обсерватории «Борок» РАН. М.: ОИФЗ РАН, 2003. 44 с.

3. Смирнов С.Э. Исследование положительных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере и активность вулкана Шивелуч. // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 27-29 марта 2008 г., Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2008. С. 269-273.

4. *Анисимов С.В., Шихова Н.М.,* Вариабельность электрического поля невозмущенной атмосферы средних широт, Геофизические исследования, 9, №3, 2008, С.25-38.
# МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИНДЕКСА ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ К НА ОСНОВЕ ВЕЙВЛЕТ-ПАКЕТОВ METHOD FOR DETERMINING THE GEOMAGNETIC ACTIVITY INDICES K BASED ON WAVELET PACKETS

Мандрикова О.В., Смирнов С.Э., Соловьев И.С.

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, Камчатский Государственный Технический Университет

In the present paper an automatic method of the Geomagnetic Activity Index K calculation is proposed. This method is based on wavelet-packets and allows one to determine a solar quiet daily variation Sq-curve in the automatic mode, which utterly corresponds to the manual mode. The novel method suggested in the paper includes the extraction of informative components of a geomagnetic signal and the identification of disturbances. The effectiveness of the method has been proven by numerous experiments on real data.

В качестве широко распространённого индекса геомагнитной активности используется К-индекс. Он был введен Бартельсом в 1938 г. [1] и определяет меру магнитной возмущенности за 3-х часовой интервал времени по 9-бальной квазилогарифмической шкале, которая индивидуальна для каждой станции наблюдения. К-индекс вычисляется из магнитограмм по специальной методике и предполагает высокий уровень профессиональной подготовки персонала магнитной обсерватории [2]. Основные требования данной методики предъявляются к выделению не возмущенной вариации геомагнитного поля, которая называется Sq-кривой.

Существующие методы автоматизации процедуры определения К-индекса [3] не обеспечивают требуемую точность. Существенные погрешности некоторых из предложенных методов связаны с отсутствием средств адаптации к изменчивости Sq-кривой с течением времени. Другие [4] основаны на предварительной обработке исходных магнитных данных, преобразующей их и, как следствие, искажающей конечный результат получения К-индекса.

Магнитный сигнал имеет сложную внутреннюю структуру, включает трендовые компоненты и различные по длительности, амплитуде и частоте флуктуации, характеризующие меру интенсивности возмущений магнитного поля и определяющие наличие, либо отсутствие, возмущений. Это существенно затрудняет определение спокойной вариации геомагнитного поля в автоматическом режиме. Авторами предложен метод автоматической идентификации возмущений в магнитном сигнале, основанный на конструкции вейвлет-пакетов. Ортонормированные базисы вейвлет-пакетов используют сопряженные зеркальные фильтры для разбиения частотной оси на отдельные интервалы различных размеров [5, 6], что позволяет идентифицировать различные типы частотно-временных структур, формирующих сигнал, и провести их детальный анализ. Это дает возможность исследовать магнитные сигналы с достаточной степенью локализации, выделить содержащиеся в нем возмущения и определить их интенсивность, а, следовательно, реализовать процедуру определения спокойной суточной вариации в автоматическом режиме.

Описание метода

Если  $\{\Psi_j(2^j t - n)\}_{n \in \mathbb{Z}}$  является ортонормированным базисом пространства  $U_j$  с разрешением  $2^{-j}$ , и h, g – пара сопряженных зеркальных фильтров, определяемых формулами

$$Ψ_{j-1}^{0}(t) = \sum_{n} h_n Ψ_j (2^j t - n)$$
 и  $Ψ_{j-1}^{1}(t) = \sum_{n} g_n Ψ_j (2^j t - n),$ 

то семейство  $\{\Psi_{j-1}^{0}(2^{j-1}t-n), \Psi_{j-1}^{1}(2^{j-1}t-n)\}_{n\in\mathbb{Z}}$  является ортонормированным базисом  $U_{j}$ . Рекурсивное расщепление пространств на основе этой процедуры представляют в виде двоичного дерева [5], которое в вейвлет-теории называют деревом пространств вейвлет-пакетов. Ветка дерева с верхним индексом  $0 - U_{j}^{0}$  является аппроксимирующей и  $\Psi_{j}^{0} = \phi_{j}$ , где  $\phi_{j}$  - скэйлинг-функция [5,6]. Применяя рекурсивное расщепление вдоль ветвей двоичного дерева, мы получаем взаимно ортогональные пространства  $\{U_{j}^{p}\}_{1\leq i\leq I}$ , такие что  $U_{j}^{0} = \bigoplus_{j=1}^{I} U_{j}^{p}$ .

Объединение соответствующих базисов вейвлет-пакетов  $\{\Psi_j^p(2^jt-n)\}_{n\in\mathbb{Z},1\leq i\leq I}$  определяет ортонормированный базис пространства сигнала, что позволяет полностью его восстановить. Не нарушая общности, будем считать, что исходный магнитный дискретный сигнал  $f_0$  имеет разрешение j = 0. Тогда схема представления его на основе конструкции вейвлет-пакетов будет иметь вид, показанный на рис.1.



Рис.1. Схема представления сигнала  $f_0$  в пространстве вейвлет-пакетов.

Используя конструкцию вейвлет-пакетов, получаем представление магнитного сигнала  $f_0$  в виде

$$y_0(t) = \sum_j g_j(t) + f_{-m}(t), \ g_j \in U_j^p, \ f_{-m} \in U_{-m}^0$$
(1)

Каждая компонента в (1) единственным образом определяется последовательностями коэффициентов  $\overline{d}^{j} = \left\{ d_{n}^{j} \right\}_{n \in \mathbb{Z}}, \ \overline{c}^{-m} = \left\{ c_{n}^{-m} \right\}_{n \in \mathbb{Z}} : d_{n}^{j} = \left\langle f, \Psi_{j}^{p} \right\rangle, \ c_{n}^{-m} = \left\langle f, \phi_{-m} \right\rangle.$ 

Одни из выделенных компонент магнитного сигнала являются регулярными составляющими, другие – изолированными особенностями и содержат в себе информацию о величине отклонений от среднего уровня процесса в локальные моменты времени [5, 6], характеризующими здесь возмущенность магнитной составляющей. В работе [5] доказано, что изолированные особенности в сигнале могут быть идентифицированы на основе превышения абсолютных значений вейвлет-коэффициентов  $|d_n^j|$  детализирующих компонент  $g_j$  порогового значения  $T_j$ . Проведенные исследования с магнитными сигналами показали, что геомагнитные возмущения являются многомасштабными структурами и, как следствие, проявляют себя на нескольких масштабных уровнях  $j, j \in I_M$  ( $I_M$  – множество индексов компонент, содержащих многомасштабные особенности). Первые из указанных могут быть выделены путем проверки условия

$$\left| d_{n}^{j} \right| = \left| \left\langle f, \Psi_{j}^{p} \right\rangle \right| > T_{j, cno\kappa}, \quad j \in I_{B}$$

$$\tag{2}$$

где  $T_{j,cno\kappa}$  – пороговые значения, определяющие наличие в сигнале возмущений,  $I_B$  – множество индексов компонент, содержащих возмущения.

Процедуру выделения многомасштабных возмущений построим на основе проверки условия

$$\sum_{j \in I_M} \left| d_n^j \right| > T_{cno\kappa}, \tag{3}$$

где  $T_{cno\kappa}$  – пороговое значение, определяющее наличие в сигнале многомасштабного возмущения. Идентификация структуры дерева вейвлет-пакета и значений  $T_{j,cno\kappa}$  и  $T_{cno\kappa}$  для каждой геомагнитной обсерватории может быть выполнена путем анализа возмущенных и спокойных дней на основе следующего алгоритма:

- 1. Построение полного дерева разложения:  $U_{i}^{0} : U_{i}^{0} = \bigoplus_{i=1}^{I} U_{i}^{p}$ ,
- 2. Идентификация информативных компонент  $U_{j_{unp}}^p$ ,  $j_{uhp} \in (I_M \cup I_B)$ : Для каждой компоненты сигнала  $g_i$ 
  - 2.1 определение максимальных значений функции  $|d_n^j|$ :
  - $c_k^j = \max_n \left| d_n^j \right|$
  - 2.2 сопоставление моментов *k* возникновения изолированных особенностей в сигнале с моментами геомагнитных бурь, в случае их совпадения (хотя бы для одного дня) данная компонента является информативной *g*<sub>*j*,*unt*</sub>.
- 3. По данным нулевых дней определение значений  $T_{i,cno\kappa}$  и  $T_{cno\kappa}$ :

$$T_{j,cno\kappa} = \max_{l} c_{k_{l}}^{j_{unp}}, T_{cno\kappa} = \max_{l} \sum_{j_{unp}} c_{k_{l}}^{j_{unp}}$$

где l - номер анализируемого нулевого дня.

Далее процедура определения спокойного дня в автоматическом режиме может быть реализована на далее процедура определения споколного для 2 с с с  $T_{j} = c_k^{j_{undp}}$ ,  $T = \sum_{j_{undp}} c_k^{j_{undp}}$  текущего дня

со значениями  $T_{j,cno\kappa}$ ,  $T_{cno\kappa}$  спокойного дня. Если  $\forall j \ T_j \leq T_{j,cno\kappa}$  и  $T \leq T_{cno\kappa}$ , то текущий день является спокойным днем, в противном случае – возмущенным днем.

#### Результаты экспериментов

На основе обработки магнитные данных, полученных на обсерватории «Паратунка» (с. Паратунка, Камчатский край), выполнена апробация предложенного метода. При проведении экспериментов использовались базисные вейвлет-функции классов Добеши, койфлеты, биортогональные. Разложение осуществлялось до пятого уровня полного вейвлет-дерева включительно. Результаты обработки магнитных данных обсерватории «Паратунка» показали:

- для выполнения процедуры идентификации спокойного дня информативными являются
- ветки дерева вейвлет-пакета  $U_{-3}^1$ ,  $U_{-4}^1$ ,  $U_{-4}^3$ ,  $U_{-4}^5$ ,  $U_{-4}^6$ ,  $U_{-5}^1$ ,  $U_{-5}^2$ ,  $U_{-5}^3$ ,  $U_{-5}^5$ ,  $U_{-5}^6$ ,  $U_{-5}^7$ , обеспечивает функция Добеши 3-го порядка.

На рис. З показан результат расчета значений функций  $\left| d_n^{-5} \right|$  и  $\sum_{i \in I_n} \left| d_n^{j} \right|$  для спокойных и

возмущенных дней. На рис. 4 показан результат восстановления информативных составляющих сигнала для возмущенного и спокойного дней. Предварительно эти сигналы были разложены до пятого уровня в базисе Добеши 3-го порядка и удалены неинформативные компоненты, после чего они были восстановлены. Анализ графиков подтверждает эффективность предложенного метода. В таблице 1 приведены результаты определения К-индекса соответственно предлагаемым методом и методом intermagnet [4] за десять дней ноября 2008г. Серым цветом отмечены полученные значения К-индекса, которые отличаются от метода intermagnet.



Рис.3. Результат обработки магнитных данных обсерватории «Паратунка» за 2008г. На оси ох отмечены отсчеты сигнала, на оси *оу*: а – значения функции  $\left| d_n^{-5} \right|$ ; б – значения функции  $\sum_{j \in I_M} \left| d_n^j \right|$ Черной линией отмечены

возмущенные дни, серой - спокойные дни.



Рис.4. Выделение информативных составляющих сигнала. а – магнитные данные за 23.04 2008 (К-индекс: 3 3 4 4 4 5 3 3). б, г – восстановленная информативные составляющая сигнала. б - магнитные данные за 14.04 2008 (К-индекс: 1 1 0 0 0 0 0 1).

Результат intermagnet					Результат предложенным												
						способом											
2008.11					2008.11												
1.	1	0	1	0	0	0	0	1	1.	0	0	1	0	0	0	1	0
2. (	0	0	1	2	1	0	0	1	2.	0	0	1	2	1	1	1	1
3. (	0	0	0	0	0	0	0	1	3.	1	0	0	0	0	0	0	1
4. (	0	0	0	0	0	0	0	0	4.	0	0	0	0	0	0	0	0
5. (	0	0	0	0	1	0	0	0	5.	0	0	0	0	0	0	0	1
6.	1	0	0	0	0	0	1	0	6.	1	0	0	0	0	0	1	1
7. (	0	2	2	2	2	1	2	4	7.	1	2	2	3	2	2	2	3
8. 3	3	2	3	4	3	2	1	1	8.	3	2	3	4	3	2	2	1
9. 3	3	2	2	3	1	2	1	3	9.	2	3	2	3	1	1	2	2
10. (	0	1	1	1	2	2	0	0	10.	0	1	1	0	2	1	0	0

Таблица 1. Результаты расчета К-индекса.

Выводы: На основе конструкции вейвлет-пакета разработан способ обработки и анализа магнитных данных, который позволяет выделить возмущения в регистрируемом сигнале в периоды магнитных бурь. Разработаны численные алгоритмы, реализующие этот метод. Результаты обработки магнитных данных обсерватории «Паратунка» подтвердили эффективность метода и позволили в автоматическом режиме идентифицировать возмущения и вычислить К-индекс способом, который полностью соответствует способу, предложенному Дж. Бартельсом.

#### Литература

- 6. Bartels, J., 1938. Potsdamer erdmagnetische Kennziffern, 1 Mitteilung. Zeitschrift für Geophysik, 14:68–78, 699–718.
- 7. Будько Н., Зайцев А., Карпачев А., Козлов А., Филиппов Б. Космическая среда вокруг нас. Троицк: ТРОВАНТ, 2006. - 232 с.
- Головков В.П., Папиташвили В.О., Папиташвили Н.Е. Автоматизированное вычисление К-индексов с использованием метода естественных ортогональных составляющих. // Геомагнетизм и аэрономия. 1989. Т. 29, № 4. С. 667-670.
- 9. Krzysztof Nowozynski. Calculate geomagnetic activity K indices using the Adaptative Smoothing method. http://www.intermagnet.org/Software\_e.html
- 10. Stephane Mallat, A Wavelet tour of signal processing. Пер. с английского, М.: Мир, 2005.
- 11. Мандрикова О.В. Моделирование геохимических сигналов на основе вейвлет-преобразования. Владивосток: Дальнаука. 2007. 123с.

# ЭНЕРГООБМЕН МЕЖДУ СЕЙСМИЧЕСКИМИ И ГИДРОАКУСТИЧЕСКИМИ ВОЛНАМИ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ ЗАЛИВА ПОСЬЕТ POWER INTERCHANGE BETWEEN SEISMIC AND HYDROACOUSTICAL WAVES IN THE TAPER OF POSYET BAY

В.А.Чупин, Г.И.Долгих

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, chupin@poi.dvo.ru

On the ground of outcomes of experiments on radiation of seismic energy by the seismoacoustic emitter and recording of ground waves, by a laser strainmeter and hydroacoustic waves, by a laser measurer of variations of pressure of a hydrosphere, it is shown, that the radiated oscillations are present both at an Earth's crust, and in water medium. Thus oscillation spectrum in both medium practically coincide, that indicates the linear character of process of transformation of acoustical energy. At earth crust there is a signal on frequency of radiation and on its harmonics, and in water medium there is a signal on a fundamental frequency and on even harmonics, and a signal on odd harmonics feeble. At make of theoretical estimate of quantity of seismic energy, transforming in energy of hydroacoustic waves, it is established that about 0,3 % of the radiated ground waves it is transformed to energy of hydroacoustic waves. And there is no quantity of the transformed energy versus frequency response characteristic frequency band under review (10-20 Hz), as a substantiation to that the established fact of linearity of process of transformation.

На морской экспериментальной станции МЭС «м. Шульца» ТОИ ДВО РАН и в прилегающей к станции акватории был проведён эксперимент по генерации упругих волн в земной коре низкочастотным сейсмоакустическим излучателем [1] и их приему 52,5-метровым лазерным деформографом на берегу, а также гидроакустических волн, возникших в результате трансформации сейсмоакустических волн на границе «дно-вода» лазерным измерителем вариаций давления гидросферы [2], в результате которого было показано, что излученные колебания присутствуют как в земной коре, так и в водной среде.

В процессе проведения эксперимента частота излучаемого сигнал менялась как плавно, так и скачками в частотном диапазоне от 14 до 19 Гц. Излучённый сигнал синхронно регистрировался лазерным деформографом, находившимся на расстоянии 100 м от излучателя и лазерным измерителем вариаций давления гидросферы, работавшего в 320 м от излучателя на глубине 27 м шельфа Японского моря. На рис. 1 приведены динамические спектрограммы записей лазерного деформографа и лазерного измерителя вариаций давления гидросферы, где четко видно синхронное изменение частоты сигнала, принятого данными установками, что указывает на линейный характер процесса трансформации акустической энергии.



Рис. 1. Динамические спектрограммы записей лазерного деформографа (вверху) и лазерного измерителя вариаций давления гидросферы (внизу).

На рис. 2 приведены спектры синхронных записей данных приборов в момент работы сейсмоакустического излучателя на частоте 15,2 Гц.

В земной коре присутствует сигнал на частоте излучения и на его гармониках, а в водной среде присутствует сигнал на основной частоте и на четных гармониках, а на нечетных гармониках сигнал слабый.



Рис. 2. Спектры синхронных участков записи а) лазерного деформографа и б) лазерного измерителя вариаций давления гидросферы.

При анализе полученных экспериментальных данных было выбрано семь характерных синхронных участков записей лазерного деформографа и лазерного измерителя вариаций давления гидросферы. В таблице 1 приведены данные спектральной обработки синхронных записей указанных установок.

Таблица 1

Данные спектральной обработки лазерного деформографа и лазерного измерителя вариаций давления гидросферы.

Частота, Гц	14,2	14,5	14,9	15,2	16,0	18,5	18,9
Амплитуда, нм. Лазерный деформограф	57,4	55,3	46,5	67,8	84,0	78,9	51,3
Амплитуда, нм. Лазерный измеритель вариаций давления гидросферы	0,74	0,80	0,66	0,74	1,15	1,10	0,74

При проведении теоретической оценки количества энергии сейсмических волн, преобразующейся в энергию гидроакустических волн, было установлено, что около 0,3 % излученных поверхностных волн трансформируется в энергию гидроакустических волн [3]. Причём нет зависимости количества трансформированной энергии от частоты в изучаемом диапазоне частот (10-20 Гц), обоснованием чему служит установленный факт линейности процесса трансформации.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержки РФФИ, гранты № 09-05-01089-а и 09-05-00597-а, грантов ДВО РАН, ГК от 7 июля 2009 №02.740.11.0341

#### Литература

- 1. Батюшин Г.Н. Двухкорпусный простой и технологичный электромеханический вибратор // Приборы и техника эксперимента, 2005. № 6. С. 143-144.
- Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.В., Овчаренко В.В., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Лазерно-интерференционный комплекс // Дальневосточные моря России кн. 4 "Физические методы исследований" - М.: Наука, 2007. - С. 15-48.
- 3. Батюшин Г.Н., Дзюба С.П., Долгих Г.И., Долгих А.Г., Чупин В.А. Трансформация сейсмоакустической энергии в гидроакустическую // ДАН. Москва, 2008. Т. 423, №6. С. 815-816.

# МОДЕЛИРОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ, ОПРЕДЕЛЯЕМЫХ ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРИЛИВНОЙ СИЛЫ SIMULATION OF THE EARTH MAGNETIC FIELD VARIATIONS CAUSED BY THE INFLUENCE OF THE TIDAL FORCE

О.В. Шереметьева

# Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, <u>sheremolga@yandex.ru</u>

In the paper the regular variations caused by influence of tidal waves  $O_1$  and  $M_2$  on magnetospheric currents were investigated, and the response to the tidal influence has been calculated. The model of occurrence of geomagnetic variations with the periods of tidal waves  $O_1$  and  $M_2$  has been developed. The evaluation of values of geomagnetic variations, generated owing to tidal deformations of system of currents in magnetosphere, is  $0.2\div0.9$  nTl. The received calculated values coincide with the values of the processed geomagnetic measurements of geophysical observatory "Paratunka" [1].

## Введение

Источниками магнитного поля Земли являются сложные МГД-процессы в ядре Земли и кольцевые токи в магнитосфере [2]. Естественное магнитное поле испытывает постоянные возмущения. Источники вариаций магнитного поля Земли находятся в жидком ядре, магнитосфере, ионосфере, литосфере, на Солнце [3, 4, 5]. Вариации магнитного поля делятся на регулярные, из которых наиболее выражена суточная вариация, и иррегулярные (возмущения) [6, 2, 7]. В работе исследуются регулярные вариации, вызванные воздействием приливных волн  $O_1$  (период 25.8 ч.) и  $M_2$  (период 12.4 ч.) [8] на асимметричный кольцевой ток, который рассматривается как семейство пространственных токовых контуров, в северном и южном полушариях, состоящих из участков частичного кольцевого тока в плоскости геомагнитного экватора, замыкающихся через ионосферу системой продольных токов (рис. 1) [7].



Рис. 1. Трехмерная структура токов в магнитосфере, замкнутая на кольцевой магнитосферный ток.

Кольцевой ток в магнитосфере сосредоточен на расстояниях  $(3\div5) R_E (3\div5) paduycob Земли)$  и занимает область торовой формы между полярными шапками (областями инжекции электронов) [2]. Вблизи Земли, на расстояниях  $(4\div5) R_E$ , силовые линии дипольного геомагнитного поля и находящаяся на них плазма ионосферного происхождения вращаются вместе с планетой. Суточное вращение Земли вместе с геомагнитным полем увлекает за собой и плазму магнитосферы вплоть до высот  $(4\div5) R_E$  в экваториальной плоскости [9]. В связи с этим, считаем, что весь объём Земли и плазма магнитосферы вплоть до высот  $(4\div5) R_E$ , а как следствие и токовые системы в магнитосфере Земли, откликаются на приливные воздействия.

Целью работы является оценка ГМВ, возникающих вследствие приливных деформаций асимметричного кольцевого тока в магнитосфере и сравнение полученных расчётных значений с обработанными данными геофизической обсерватории «Паратунка» [1].

#### Модель приливных вариаций планетарного геомагнитного поля

Магнитное поле Земли порождается токами, которые протекают в магнитосфере и ядре Земли. Полагаем, что приливные деформации испытывает весь объём Земли и плазма магнитосферы вплоть до

высот (4÷5)  $R_E$  в экваториальной плоскости, которые приводят к возникновению приливных деформаций асимметричного кольцевого тока в магнитосфере и порождают ГМВ с приливными частотами.

В разрабатываемой модели, асимметричный кольцевой ток считаем сосредоточенным на торовой поверхности (область радиационных поясов Земли), уравнение которой в сферических координатах имеет вид  $R = 4R_E \cos^2 \varphi_m$ , где  $R_E$  радиус Земли,  $\varphi_m$  - геомагнитная широта [6] Воздействие приливных волн на весь объём Земли и окружающего её пространства приводит к деформации торовой поверхности. В результате такой деформации токи движутся по деформированным контурам на деформированной торовой поверхности. Такая деформация может быть рассмотрена следующим образом: разобьём токовые контуры на недеформированной торовой поверхности на элементы  $d\ell$ , каждый с током  $I_0$ . В результате приливных деформаций каждый из элементов  $d\ell$  контура на недеформированной торовой поверхности смещается на вектор **h** приливной деформации. Смещение изза приливных деформаций элементов тока эквивалентно наложению на контур на недеформированной торовой поверхности замкнутых заполняющих сегменты целиком элементарных контуров с током І<sub>0</sub>. Токи смежных сторон соседних элементарных контуров компенсируют друг друга, а ток контура на недеформированной поверхности компенсируется токами наложенных на него всех элементарных контуров. Таким образом, это приведёт к смещению элементарных площадок dS торовой поверхности на вектор h приливной деформации. Магнитный момент каждой элементарной площадки торовой поверхности рассчитывался по формуле [10]:

$$d\mathbf{M} = \left[ \left( j d\mathbf{S} \right) \times \left( \mathbf{h} \frac{r_M}{R_E} \right) \right] = \frac{r_M}{R_E} j [d\mathbf{S} \times \mathbf{h}], \tag{1}$$

где  $r_M$  - расстояние до системы токов в магнитосфере Земли, j – плотность тока на торовой поверхности, определяемая на основании того, что величина электрического тока в магнитосфере составляет 10<sup>6</sup> A [4]. Приливная составляющая магнитного поля, которая является источником ГМВ с приливными частотами, вычислялась как суммарный вклад всех элементарных контуров. Вектор приливных деформаций **h** оценим следующим образом:

1. для каждой из приливных волн будем считать **h** сонаправленным вектору приливной силы  $(-\nabla \mathbf{W})$ , где

$$W_{O1} = A_{O1} \sin(2\varphi) \cos\left(\frac{2\pi}{T_{O1}}t + \lambda - \lambda_0\right), \qquad (2)$$

$$W_{M2} = A_{M2} \cos^2(\varphi) \cos\left(\frac{2\pi}{T_{M2}}t + 2(\lambda - \lambda_0)\right)$$
(2')

 $W_i$  – потенциал приливной силы,  $T_i$  – периоды приливных волн  $O_1$  (25.8 ч.) и  $M_2$  (12.4 ч.),  $\phi$  - широта,  $\lambda$  - долгота,  $\lambda_0$  – долгота точки наблюдения,  $A_i$  - амплитуды приливных волн  $O_1$  и  $M_2$ ; t - время, отсчитываемое для каждой волны с момента, когда в точке наблюдения ( $\lambda_0$ ) соответствующий приливный потенциал принимает максимальное значение [11];

2. приливное смещение элементов токовых элементов магнитосферы считаем равными тем, какие были бы в полностью жидком теле [8]:

$$h_z = \frac{W}{g},\tag{3}$$

где g – ускорение свободного падения, а система координат связана с точкой наблюдения с географическими координатами ( $\phi_0$ ,  $\lambda_0$ ) (ось X направлена на север, Y – на восток, Z – к центру Земли). После выполнения дифференцирований (2) и (2') и использования (3) получим следующие выражения для компонент вектора приливных деформаций **h** для волны O<sub>1</sub>:

$$h_x = 2 \frac{A_{O1}}{g} \frac{r_M}{R_E} \cos(2\varphi) \cos(\Phi_{O1}),$$
  

$$h_y = 2 \frac{A_{O1}}{g} \frac{r_M}{R_E} \sin(\varphi) \sin(\Phi_{O1}),$$
  

$$h_z = -\frac{A_{O1}}{g} \frac{r_M}{R_E} \sin(2\varphi) \cos(\Phi_{O1}),$$

и для волны М<sub>2</sub>:

$$h_x = -\frac{A_{M2}}{g} \frac{r_M}{R_E} \sin(2\varphi) \cos(\Phi_{M2}),$$
  

$$h_y = 2\frac{A_{M2}}{g} \frac{r_M}{R_E} \cos(\varphi) \sin(\Phi_{M2}),$$
  

$$h_z = -\frac{A_{M2}}{g} \frac{r_M}{R_E} \cos^2(\varphi) \cos(\Phi_{M2}),$$

где  $\Phi_{OI} = \frac{2\pi}{T_{O1}}t + \lambda - \lambda_0$ , а  $\Phi_{M2} = \frac{2\pi}{T_{M2}}t + 2(\lambda - \lambda_0)$  - фазы приливных волн. Амплитуда A<sub>O1</sub> совпадает с

амплитудой изменения приливного потенциала  $W_{01}$  в точке со значением широты  $\phi$ =45° для волны  $O_1$ , а амплитуда  $A_{M2}$  совпадает с амплитудой изменения приливного потенциала  $W_{M2}$  в точке со значением широты  $\phi$ =0° для волны  $M_2$ . Эти амплитуды подвержены вековым (18.6-летним) вариациям. Для вычислений выбран период 2001-2003 гг., начальный момент времени t принят равным нулю и долгота  $\lambda_0$ =158°. Полученные значения амплитуд  $A_{O1}$  и  $A_{M2}$  соответственно равны 0.03 м и 0.024 м.

Вклад *d***В** в магнитные вариации от каждого элементарного контура рассчитывался по формуле Био-Савара-Лапласа с учётом формулы (1) [10]:

$$d\mathbf{B} = \mu \frac{j}{4\pi} \frac{r_M}{R_E} \left( \frac{3\mathbf{r}_M \left( \left[ d\mathbf{S} \times \mathbf{h} \right] \mathbf{r}_M \right)}{r_M^5} - \frac{\left[ d\mathbf{S} \times \mathbf{h} \right]}{r_M^3} \right). \tag{4}$$

Полные вариации **B** =  $\int_{l} d\mathbf{B}$  вычислялись на основании формулы (4) для различных фаз приливных волн

O<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> в точке наблюдения с географическими координатами φ=52°58.33', λ=158°15.02' (координаты геофизической обс. «Паратунка»).

Данная модель позволила оценить значения вариаций магнитной индукции для различных фаз приливных волн  $O_1$  и  $M_2$  в точке наблюдения - обс. «Паратунка». Для составляющей вектора магнитной индукции с периодом приливной волны  $O_1$  интервал изменения значений вариаций составил 0.1÷0.9 нТл, и с периодом приливной волны  $M_2$  интервал изменения значений вариаций 0.2÷0.5 нТл. Амплитуда рассчитанных значений вариаций с периодом приливной волны  $O_1$  равна 0.9 нТл и с периодом волны  $M_2$  равна 0.5 нТл, причём наибольшие значения соответствуют фазам 0.2 $\pi$  (35°) и 1.2 $\pi$  (215°), а наименьшие значения — фазам 0.7 $\pi$  (125°) и 1.7 $\pi$  (305°). Годограф вектора вариаций магнитной индукции описывает в пространстве эллипс. На рис. 3 приведены проекции рассчитанного годографа вектора геомагнитных вариаций с периодами волн  $M_2$  (*a*) и  $O_1$  (*b*) за период 2001-2003 гг. и указано изменение фаз приливной волны от 0 до 2 $\pi$ .

# Обсуждение результатов

Ранее в работе [1] было установлено, что вариации геомагнитного поля в районе обс. «Паратунка» за период 2001 - 2003 гг. содержат приливные составляющие с частотами волн  $O_1$  (амплитуда 0.7 нТл) и  $M_2$  (амплитуда 0.94 нТл), годографы составляющих вектора магнитной индукции с частотами волн  $O_1$  и  $M_2$  принадлежат параболическим цилиндрам, оси которых перпендикулярны оси, направленной на восток, а проекции годографов на плоскость, перпендикулярную оси, направленной на восток, имеют форму эллипсов.

Значения вариаций, исходя из принятой в данной работе модели, качественно совпали с измеренными значениями для составляющих с периодами волн  $O_1$  и  $M_2$ . Но ориентация годографа расчётного вектора геомагнитных вариаций (рис. 3) не полностью совпадает с ориентацией годографа, полученного на основании данных обс. «Паратунка». Несовпадение ориентаций может быть вызвано сложностью процессов, влияющих на изменение состояния магнитосферы, а также особенностями модели. Неопределённости, вносимые этой моделью, оценить достаточно сложно.



Рис. 3. Проекции рассчитанных годографов составляющих вектора магнитной индукции с периодом волны  $M_2(a)$  и с периодом волны  $O_1(b)$  в точке наблюдения  $\phi = 52^{\circ} 58.33'$  N,  $\lambda = 158^{\circ} 15.02'$  E (обс. «Паратунка»). Измерения по осям приведены в нТл.

## Выводы

- Рассчитанные амплитуды вариаций вектора магнитной индукции, обусловленных приливными воздействиями, для геофизической обс. «Паратунка» составляют 0.9 нТл с периодом приливной волны О<sub>1</sub> и 0.5 нТл с периодом приливной волны М<sub>2</sub>.
- 2. Рассчитанный вектор приливных вариаций магнитной индукции описывает в пространстве эллипс, ориентация которого не полностью совпадает с ориентацией годографа, полученного на основании наблюдательных данных [1].
- 3. Расчетные значения с периодами волн O<sub>1</sub> и M<sub>2</sub> качественно совпали по порядку величин и интервалу изменений с обработанными данными геомагнитных измерений геофизической обс. «Паратунка» [1], что подтверждает правильность принятой теоретической модели.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 09-Ш-В-08-476.

#### Литература

- 1. Шереметьева О.В., Смирнов С.Э. Приливные компоненты геомагнитных вариаций // Геомагнетизм и аэрономия. Т.47. №5. С. 1-10. 2007.
- 2. Тверской Б.А. Основы теоретической космофизики. М.: Едиториал УРСС, 2004. 376 с.
- 3. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука, 1988. 174 с.
- 4. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. 592с.
- 5. *Кролевец А.Н., Шереметьева О.В.* Возможный механизм магнитных вариаций // Вулканология и сейсмология. № 4. С. 16-21. 2004.
- 6. Гальпер А.М. Радиационный пояс Земли // СОЖ. №6. С.75-81. 1999.
- 7. Будько Н., Зайцев А., Карпачев А., Козлов А., Филиппов Б. Космическая среда вокруг нас. Троицк: ТРОВАНТ, 2005. 231с.
- 8. *Мельхиор П.* Земные приливы. М.: Мир, 1968. 374 с.
- 9. Колесник А.Г. Волны в околоземной плазме. Томск: Изд-во «ТМЛ-Пресс», 2007. 222с.
- 10. Ландау Л.Д., Лифшиц Е. Теория поля. М.: Гостехиздат, 1941. 283 с.
- 11. *Кролевец А.Н., Копылова Г.Н.* Приливные составляющие в электротеллурическом поле // Физика Земли. № 5. С. 251-257. 2003.

# DP2 TYPE ELECTRIC FIELD FLUCTUATIONS OBSERVED BY FM-CW HF RADAR NETWORK КОЛЕБАНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ТИПА DP2, НАБЛЮДАЕМЫЕ С ПОМОЩЬЮ СЕТИ ВЧ РАДАРОВ FM-CW

Shinohara M.<sup>1</sup>, Ikeda A.<sup>2</sup>, Nozaki K.<sup>3</sup>, Yoshikawa A.<sup>2</sup>,

Vasily V. Bychkov<sup>4</sup>, Boris M. Shevtsov<sup>4</sup>, Yumoto K.<sup>25</sup>, and MAGDAS/CPMN Group

<sup>1</sup> Kagoshima National College of Technology, Kirishima, Kagoshima, 899-5193, Japan, shino@kagoshima-

ct.ac.jp

<sup>2</sup>Department of Earth and Planetary Sciences., Kyushu University

<sup>3</sup> National Institute of Information and Communication Technology

<sup>4</sup> Institute of Cosmophysical Research and Radiowaves Propagation (IKIR) of the Far Eastern Branch of

Russian Academy of Sciences

<sup>5</sup> Space Environment Research Center, Kyushu University

Колебания DP2 наблюдались и были статистически проанализированы на основе данных радара на станциях PTK (Паратунка) и SAS (Cacarypu) и магнитных данных с сети MAGDAS/CPMN. Соотношение амлитуд колебаний электрического поля DP2 на ночной стороне, наблюдаемой на станциях PTK и SAS, к колебаниям магнитного поля, наблюдаемых на дневной стороне экватора, составляет 0,107 мВ/м/нТ и 0,030 мВ/м/нТ, соответственно. Амплитуда колебаний электрического поля DP2 уменьшалась с уменьшением широты в ионосфере на ночной стороне. В наблюдаемых событиях соотношение амплитуды колебаний электрического поля на 26 градусах геомагнитной

широты к амплитуде на 46 градусах было примерно 1/4. Используя данные нового радара MNL, такое же сопоставление будет расширено до экваториальной области.

DP2 type geomagnetic fluctuations are characterized by quasi-periodic variations with time scales of about 30 minutes to several hours, and appear coherently in high latitudes and the dayside dip equator [Nishida, 1968a]. Southward turnings of the interplanetary magnetic field are main cause of DP2 fluctuations [Nishida, 1968a, Sibeck et al., 1998]. Therefore, DP2 type geomagnetic fluctuations are associated with field aligned currents between the magnetosphere and the polar ionosphere. Field aligned currents impose a dawn-to-dusk and/or a dusk-to-dawn electric fields on the polar ionosphere. These electric fields penetrate instantaneously to the middle, low, and equatorial ionosphere and cause eastwest electric field fluctuations in both the dayside and the nightside ionosphere. It shows energy transfer process from an the magnetosphere to the low-latitude ionosphere through the polar region.

In order to observe ionospheric electric field variations even in the nighttime, the direct observation of the ionosphere by the HF radar is needed. The FM-CW (Frequency Modulated Continuous Wave) HF radar chain has been developed along the 210 magnetic meridian (Figure 1). Our first radar was installed at Sasaguri (Geomagnetic Latitude = 26), Japan in 2002. The second radar was installed at Paratunka (Geomagnetic Latitude = 46), Kamchatka, Russia in 2006. And the third radar



**Figure 1.** FM-CW HF radars are located at the mid-latitude station PTK, Russia, the low latitude station SAS, Japan, and the near equatorial station MNL, Philippine. Geomagnetic latitude are 46, 26, and 6 degrees, respectively.



**Figure 2.** The FM-CW HF radar observes the vertical drift velocity of the reflecting layer in the ionosphere by using the Doppler shift of the received wave frequency. When the eastward electric field is imposed in the ionosphere, ionospheric plasma moves north upward by E x B drift. It causes upward motion of the ionosphere.

was installed at Manila (Geomagnetic Latitude = 6), Philippine in 2009. The MAGDAS FM-CW radar network covered widely from 6 to 46 degrees geomagnetic latitudes.

The FM-CW HF radar is a kind of the ionosonde. The radar transmits high frequency wave to the ionosphere and observes the Doppler shift of the received wave frequency which is reflected by the F region ionosphere (Figure 2). The magnitude of the Doppler shift of the received wave frequency corresponds to the vertical drift velocity of the reflecting layer in the ionosphere. The ionospheric plasma is moving by the E x B drift, where B is the local ambient magnetic field. The east-west electric field becomes a possible source of the vertical drift of the ionosphere. According to this feature of the low latitude ionosphere, the FM-CW HF

radar can observe east-west electric field fluctuations.

Our FM-CW HF radar observes ionospheric fluctuations continuously. Observed data is processed automatically at the station. Processed data is sent in real time to the data server of Space Environment Research Center, Kyushu University through the internet. Detailed information of the radar network is shown on the SERC web page at the following address.

http://denji102.geo.kyushuu.ac.jp/radar/radar.html

As the first example of observational results of FM-CW radar, DP2 events occurred on April 1, 2007 are shown in Figure 3. The FM-CW radar at Sasaguri station was not in operation during this period. Then the electric field data observed by the Paratunka radar is only shown in this figure. DP2 type magnetic fluctuations were observed clearly in the H component of magnetic data at the dip equator station Ancon (ANC), Peru in the dayside hemisphere during this period. The amplitude enhancement of DP2 fluctuations was also seen at ANC. The positive intensification of DP2 fluctuations at ANC implies that the eastward electric field is imposed into the dayside equatorial ionosphere. DP2 type fluctuations of the electric field in the F region ionosphere were observed by the FM-CW radar at PTK located in the nightside. Peak to peak amplitudes of electric field fluctuations were about 4 mV/m.

DP2 fluctuations of magnetic H component at dayside equator ANC and westward electric field at nightside mid latitudes PTK were well correlated. It seems that the dawn to dusk



**Figure 3.** The magnetic H component at ANC, and the westward ionospheric electric field at PTK. DP2 type fluctuations were coherently seen.



**Figure 4.** Scatter plot of DP2 amplitude at PTK in the nightside and those at ANC in the dayside.



**Figure 5.** The magnetic H component at ANC, and the westward ionospheric electric field at SAS. DP2 type fluctuations were coherently seen.

electric field was imposed at both dayside equator and nightside mid latitudes.

Amplitude of magnetic fluctuations observed at ANC and electric field fluctuations observed at PTK were compared. For example, observed amplitudes of the DP2 fluctuation around 1400 in Figure 3 are 33nT at ANC, and 5.0 mV/m at PTK, respectively. Figure 4 shows the scatter plot of DP2 amplitudes of the ionospheric electric field at PTK in the nightside and those of magnetic field variation at ANC in the dayside. 32 DP2 events were observed both at ANC and PTK simultaneously, by using observed data from 2006 to 2008. Mean amplitude ratio of the electric field fluctuations at PTK is 0.107 mV/m to 1.0 nT of magnetic amplitude at ANC.

Similar DP2 type fluctuations of the westward electric field in the F region ionosphere and the magnetic field H component on the ground were observed at the low latitude station Sasaguri (SAS, geomagnetic latitude = 26 degrees) and at the equatorial station ANC, respectively, on May 6, 2003 (Figure 5). SAS and ANC were located in the nightside and the

dayside, respectively, during this period. Peak to peak amplitudes of electric field fluctuations at SAS are about 2 mV/m in this event. As the previous event, DP2 fluctuations of the magnetic H component at dayside equator ANC and the westward electric field at nightside low latitudes were well correlated.

Amplitudes of magnetic fluctuations observed at ANC and electric field fluctuations observed at SAS were compared. For example, observed amplitudes of DP2 fluctuations around 1800 in Figure 5 are 69 nT at ANC, and 2.9 mV/m at SAS, respectively. Figure 6 shows the scatter plot of DP2 amplitudes at SAS in the nightside and those at ANC in the dayside. 6 DP2 events were observed both at ANC and SAS simultaneously, by using observed data from 2003 to 2005 and 2007 to 2008. Due to smaller amplitude of electric field fluctuations at SAS, the number of detectable DP2 events in this station pair became small. It is not enough to discuss statistically the amplitude ratio between SAS and ANC. However, mean



**Figure 6.** Scatter plot of DP2 amplitude at SAS in the nightside and those at ANC in the dayside.



**Figure 7.** The amplitude ratio of DP2 fluctuations between PTK and ANC and that between SAS and ANC were shown as a function of geomagnetic latitude.

amplitude ratio of the electric field fluctuations at SAS is estimated from these data about 0.030 mV/m to 1.0 nT of magnetic amplitude at ANC. It seems that the amplitude of electric field fluctuations at SAS is smaller than those at PTK.

DP2 fluctuations were observed and were statistically analyzed by using the FM-CW radar data at PTK and SAS stations and the magnetic data observed ANC by the MAGDAS/CPMN network. The amplitude ratio of DP2 type electric field fluctuations in the nightside observed by the FM-CW radar at PTK and SAS to magnetic field fluctuations observed at the dayside equator ANC are 0.107 mV/m nT and 0.030 mV/m nT, respectively. The amplitude of DP 2 electric field fluctuations decreased with decreasing latitude in the nightside ionosphere. From these observed events, amplitude ratio of electric field fluctuations in the ionosphere at 26 degrees

geomagnetic latitude to those at 46 degrees was estimated about 0.28. This ratio means the attenuation of the electric field from 46° to 24° geomagnetic latitude in the nightside.

Kikuchi et al. [1978] estimated the geometrical attenuation of penetration electric field from polar region to the equator with decreasing latitude. Our observational result of attenuation of DP2 electric field amplitude in the nightside is comparable to their result.

In May, 2009, the third FM-CW radar was installed at near equatorial station at Manila, Philippine. By using this new radar data, similar comparison of amplitude attenuation will be extended to the equatorial region.

# References

- 1. Kikuchi, T., T. Araki, H. Maeda, and K. Maekawa, Transmission of polar electric fields to the equator, Nature, 273, 650-651, 1978.
- 2. Nishida, A., Geomagnetic DP2 fluctuations and associated magnetospheric phenomena, *J. Geophys. Res.*, 73, 1795-1803, 1968a.
- 3. Nishida A., Coherence of geomagnetic DP2 fluctuations with interplanetary magnetic field variations, *J. Geophys. Res.*, 73, 5549-5559, 1968b.
- 4. Sibeck D. G., K. Takahashi, K. Yumoto, and G. D. Reeves, Concerning the origin of signatures in dayside equatorial ground magnetograms, *J. Geophys. Res.*, *103*, 6763-6769, 1998.

# OBSERVATIONS OF THE IONOSPHERIC DISTURBANCES AND GEOMAGNETIC PULSATIONS IN THE FAR-EASTERN RUSSIA AND JAPAN НАБЛЮДЕНИЯ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ И ГЕОМАГНИТНЫХ ПУЛЬСАЦИЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ И ЯПОНИИ

<sup>1</sup>Shiokawa, K., R. Nomura, and Y. Otsuka B. M. <sup>2</sup>Shevtsov

<sup>1</sup>Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University, Japan

<sup>2</sup>Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Russian Federation

Мы проводили стандартные измерения среды геокосмоса на широтах Дальнего Востока России и Японии с 2007 года используя панорамные камеры свечения атмосферы и индукционных магнитометров в сотрудничестве с Институтом Космофизических Исследований и Распространения Радиоволн, Дальневосточное Отделение Российской Академии Наук. С помощью наблюдений с получением изображений свечения атмосферы на 630 нм, в ночное время часто регистрируются средне перемещающиеся ионосферные возмушения (MSTIDs). MSTIDs масштабные в основном распространяются в южном направлении над Японией, в то время как над Дальнем Востоком России некоторые MSTIDs распространяются в северном направлении, указывая на то, что направление распространения имеет широтную разницу. Индукционные магнитометры измеряют геомагнитные пульсации Pc1, которые распространяются он высоких широт к низким, меняя параметры поляризации. В этом представлении мы даем обзор этих недавних результатов, полученных от наблюдений на Дальнем Востоке России и в Японии..

#### **1. Introduction**

In order to measure ionospheric/atmospheric disturbances and geomagnetic pulsations in the longitudes of Far-East Asia, we have newly installed two all-sky airglow imagers and two induction magnetometers at Stecolny near Magadan (MGD, 60.05N, 150.73E, November 4, 2008-) and Paratunka (PTK, 52.97N, 158.25E, August 17, 2007-). The stations are shown in Figure 1. The circles indicate the field-of-view of the airglow imagers (r=500 km). The induction magnetometers were installed at MGD, PTK, Moshiri (MSR, 44.37N, 142.27E, July 14, 2007-), and Sata (STA, 31.02N, 130.68E, September 5, 2007-). MGD and PTK are in the field-of-view of the SuperDARN Hokkaido radar which is located at Rikubetsu (RIK, 43.5N, 143.8E).

From these observations, several new results were obtained. In this presentation, we show some results regarding the medium-scale traveling ionospheric disturbances (MSTIDs) and Pc1 geomagnetic pulsations.

#### 2. MSTID observations

Nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances (MSTIDs), which have horizontal-scale sizes of



Geographic Longitude

Figure 1. Stations of the all-sky airglow imagers, magnetometers, and the Hokkaido HF radar in Japan and Far-Eastern Russia. The circles and the triangle show the field of view of the airglow imager and the radar, respectively.



Figure 2. Range-time-intensity plots of (a) 630-nm airglow intensity, (b) Doppler velocity, and (c) radar echo power along beam 4 at 1100-1700 UT (2130-0330 LT at Paratunka) on 8 December 2007. The vertical axis represents the range from the Hokkaido radar to the detection point along the beam path. Airglow enhancements are traced by the black lines. (After Suzuki et al., 2009).

~50-500 km and phase speeds of ~50-200 m/s, are frequently observed at middle latitudes. Recent statistical studies of two-dimensional MSTID images over Japanese and American sectors using 630-nm airglow imagers and total electron content (TEC) maps obtained by Global Positioning System (GPS) receivers indicate that they have a predominantly northwest-southeast phase surface and propagate southwestward [e.g., Garcia et al., 2000; Shiokawa et al., 2003; Kotake et al., 2006]. The ionospheric Perkins instability is a likely mechanism in generating these MSTIDs, since it can explain the northwest-southeast phase surface [Perkins, 1973]. However, the growth rate of the instability is too small to develop in the ordinary nighttime ionosphere at middle latitudes. Moreover, the instability cannot explain the observed systematic southwestward motion of MSTIDs.

Using the SuperDARN HF radar at RIK, and the OI 630nm airglow imager at PTK, Suzuki et al. (2009) and Koustov

et al. (2009) investigated plasma drift in the MSTID wave phase surface. Figure 2 shows the phase relation between the MSTIDs in airglow (Figure 2a) and the radar Doppler velocity (Figure 2b) at 1100-1700 UT (2130-0330 LT) of December 8, 2007, together with the radar echo power (Figure 2c), as reported by Suzuki et al. (2009). The black lines in Figure 2 indicate the airglow enhancement phases identified from Figure 2a. At ~1220-1530 UT (2250-0200 LT), downward moving wavefronts of MSTIDs, indicating southwestward propagation, were clearly seen in all the RTI plots of the airglow intensity, Doppler velocity, and echo power. The wavefronts with airglow enhancement (depletion) showed a good agreement with the positive (negative) Doppler velocity and weaker (stronger) echo power phases, particularly at ~1230-1500 UT. These results indicate that the weaker (stronger) echo regions having positive (negative) Doppler velocities appeared in the airglow enhancement (depletion) region and moved in the same direction and with the same speed as the MSTIDs in the airglow images (i.e., southwestward at  $\sim 100$  m/s). A similar phase relation between the optical and radar data was also identified from the RTI plots, which were made along other radar beams. From these correspondence

MSTID phase surface in the airglow images and HF radar echoes, Suzuki et al. (2009) concluded that these polarity changes of plasma drifts are attributed to ExB plasma drifts caused by the polarization electric field embedded in the MSTIDs. They also suggested that the observed field-aligned irregularities (FAIs) that cause the HF radar echoes were generated by the gradient drift instability on the bottomside of the F region.

Using similar MSTID images in the 630-nm airglow, Shiokawa et al. (2008) found an interesting event of



Figure 3. From top to bottom, (a) echo power obtained by the Hokkaido HF radar along beam 5, cross sections (keograms) of 630-nm airglow images along the northeast to southwest baseline for (b) deviation from 1-hour running averages and (c) absolute intensity, (d) ionospheric height (h'F2), (e) foF2, which corresponds to the F-layer peak electron density, (f) foEs and foEs-fbEs, obtained by ionosondes at PTK, and Wakkanai (45.4N, 141.7E, northern edge of Japan), (g) H component geomagnetic variations observed at MSR, Kagoshima (31.5N, 130.7E), and Kototabang (0.2S, 100.3E), and (h) cross section of GPS-TEC variations along the northeast to southwest baseline over Japan. (After Shiokawa et al., 2008).

keogram in Figure 3b clearly shows the turning of the MSTID motion from southwestward at 1000-1200 UT to northeastward afterwards. The turning point moves from the northeastern edge of the keogram at 1200 UT to lower latitudes at 1300 UT at the zenith of PTK. At lower latitudes below the zenith of PTK, the MSTIDs continue to propagate southwestward with a phase speed of  $\sim 100$  m/s. At further lower latitudes in Japan, Figure 3h shows that the MSTIDs move southwestward continuously over 1100-1500 UT over the entire region of Japanese latitudes with a phase speed of  $\sim$ 70 m/s. The propagation of the turning point from the northeastern edge at 1200 UT to the zenith of Paratunka at 1300 UT in Figure 3b coincides with the enhancement of the 630nm airglow intensity in Figure 3c, which also seems to propagate from the northeastern edge (top of Figure 3c) at 1200 UT to the zenith at 1300-1400 UT. The airglow intensity enhancement is not so clear around the zenith of PTK. Another airglow-enhanced region appeared at 1230-1400 UT in the southwest of PTK (at the bottom of Figure 3c). In Figure 3d, the F-layer virtual height (h'F2) at PTK suddenly decreased from 268 km (1230 UT) to 238 km (1245 UT), when the airglow enhancement reached near the zenith of PTK. This feature is consistent with the idea that the enhancement of the 630-nm airglow intensity was caused by the F-layer height decrease. The Hokkaido HF radar echoes in Figure 3a also confirm these F-layer height variations in the north of Japan. From these observations Shiokawa et al. (2008) suggested that the F-layer height decrease or the poleward thermospheric wind have some role in the MSTID propagation direction.

# **3. Induction magnetometers**

Induction magnetometers can measure Pc1 pulsations of the geomagnetic field with a frequency range of 0.2-5 Hz. Pulsations in this frequency range usually remain undetected by fluxgate magnetometers due to their lower sampling rates and higher noise levels. Pc1 pulsations, which represent electromagnetic ion cyclotron (EMIC) waves in the inner magnetosphere, can be a loss mechanism of relativistic electrons in the outer radiation belt involving pitch-angle scattering of such electrons into the loss cone.

Figure 4 shows the examples of dynamic spectra of H-component magnetic field variations obtained by the induction magnetometers at five stations on February 27, 2009. Details of these magnetometers are given by Shiokawa et al. (2010). An intense PiB burst was observed at 0920-1300 UT at Athabasca (ATH, Canada, 54.7N, 246.7E) at a frequency range below 1 Hz, indicating substorm activity. At 1000-1030 UT, a clear enhancement of the power spectral density (PSD) was observed at MGD, PTK, and MSR at a frequency range

of 0.1-2 Hz. Since the peak frequency tends to increase with time, it is likely that this Pc1 pulsation event corresponds to the intervals of pulsations of diminishing periods (IPDP) associated with the EMIC waves

generated by ring current ions in the magnetospheric equatorial plane, which are in turn associated with the substorm at 0910 UT. The corresponding enhancement of the PSD can also be recognized at STA in the same interval at 1000-1030 UT, albeit with weaker intensity, even though the data at STA are affected by strong broadband noise at 1-10 Hz. The spectra at PTK are also affected by spiky noise, probably from nearby facilities in the observatory. These Pc1 observations were continuously made at these stations and analysis of their polarization parameters are under way.

#### 4. Concluding Remarks

The measurements by all-sky airglow imagers and induction magnetometers at Far-Eastern Russia and Japan have been continued since 2007 toward the solar maximum. The quick-look plots of data obtained by these instruments are opened at the homepage at <u>http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/omti/</u> (for imagers) and at <u>http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/magne/</u> (for magnetometers). Not only for analysis of each station data, these measurements at latitudinal chain stations will be also useful to elucidate the energy propagation mechanisms from high-latitude auroral zone to low latitudes, such as large-scale TIDs during geomagnetic storms and propagation of MHD waves in the ionospheric duct.

#### Acknowledgments

This work was carried out under an agreement between IKIR and STEL on the international project



Figure 4. Dynamic spectra of the H component of the magnetic field fluctuations at 0.1-32 Hz as observed on February 27, 2009 at the five stations from higher (top) to lower (bottom) latitudes. The unit of power spectral density (PSD) in the color scale is calculated at the peak sensitivity of each station. The local midnight at each station is indicated by a white arrow. (After Shiokawa et al., 2010).

"Ground and Satellite Measurements of Geospace Environment in the Far Eastern Russia and Japan". This work was supported by Grants-in-Aid for Scientific Research (16403007, 18403011, 19403010, and 20244080), the 21th Century COE Program (Dynamics of the Sun-Earth-Life Interactive System, No.~G-4), the Global COE Program of Nagoya University "Quest for Fundamental Principles in the Universe (QFPU)", and the Special Funds for Education and Research (Energy Transport Processes in Geospace) from MEXT, Japan.

#### References

- 1. Garcia, F. J., M. C. Kelley, J. J. Makela, and C.-S. Huang, Airglow observations of mesoscale low-velocity traveling ionospheric disturbances at midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 105, 18,407-18,415, 2000.
- Kotake, N., Y. Otsuka, T. Tsugawa, T. Ogawa, and A. Saito, Climatological study of GPS total electron content variations caused by medium-scale traveling ionospheric disturbances, *J. Geophys. Res.*, 111, A04306, 10.1029/2005JA011418, 2006.
- 3. Koustov, A., N. Nishitani, K. Shiokawa, S. Suzuki, and B.M. Shevtsov, Joint observations of a traveling ionospheric disturbance with the Paratunka OMTI camera and the Hokkaido HF radar, *Ann. Geophys.*, 27, 2399-2406, 2009.
- 4. Perkins, F., Spread F and ionospheric currents, J. Geophys. Res., 78, 218-226, 1973.
- 5. Shiokawa, K., C. Ihara, Y. Otsuka, and T. Ogawa, Statistical study of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances using midlatitude airglow images, *J. Geophys. Res.*, *108*(*A1*), 1052, doi:10.1029/2002JA009491, 2003.
- Shiokawa, K., Y. Otsuka, N. Nishitani, T. Ogawa, T. Tsugawa, T. Maruyama, S. E. Smirnov, V. V. Bychkov, and B. M. Shevtsov, Northeastward motion of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances at middle latitudes observed by an airglow imager, *J. Geophys. Res.*, *113*, A12312, doi:10.1029/2008JA013417, 2008.
- 7. Shiokawa, K., R. Nomura, K. Sakaguchi, Y. Otsuka, Y. Hamaguchi, M. Satoh, Y. Katoh, Y. Yamamoto, B. M. Shevtsov, S. Smirnov, I. Poddelsky, and M. Connors, The STEL induction magnetometer network for observation of high-frequency geomagnetic pulsations, *Earth Planets Space, in press*, 2010.
- 8. Suzuki, S., K. Hosokawa, T. F. Shibata, K. Shiokawa, Y. Otsuka, N. Nishitani, T. Ogawa, A. V. Koustov, and B. M. Shevtsov, Coordinated observations of nighttime medium-scale traveling ionospheric disturbances in 630-nm airglow and HF radar echoes at midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 114, A07312, doi:10.1029/2008JA013963, 2009.

# МАGDAS/СРМN PROJECT FOR LITHO-SPACE WEATHER DURING IHY/ISWI (2007-2012) MAGDAS/СРМN ПРОЕКТ ДЛЯ ЛИТОСФЕРНО-КОСМИЧЕСКОЙ ПОГОДЫ ВО ВРЕМЯ IHY/ISWI (2007-2012)

K.Yumoto<sup>1</sup> and the MAGDAS/CPMN Group

<sup>1</sup>Space Environment Research Center, Kyushu University,

Мы представляем систему сбора магнитных данных в реальном времени Тихоокеанской магнитометрической сети, т.е. MAGDAS/CPMN, для изучения космической погоды и прикладного использования, которая развернута во время Международного Гелиофизического года (МГГ 2007-2009). Используя эту систему, мы проводим мониторинг в реальном времени и моделирование (1) глобальной трехмерной токовой системы, (2) плотности плазмы, и (3)процесс проникновения полярных электрических полей в экваториальную ионосферу, для понимания системы солнечно-земного взаимодействия и изменения космической плазмы. В настоящем докладе мы рассмотрим полученные недавно результаты в течение МГГ и кратко состояние координированных наблюдений во время Международного инициативного периода по космической погоде(ISWI) (2010-2012).

#### **1. Introduction**

In 1957–58, more than 66,000 scientists and engineers from 67 nations participated in the International Geophysical Year (IGY). Fifty years on, the International Heliophysical Year (IHY) again drew scientists and engineers from around the globe in a coordinated campaign to observe the heliosphere and its effects on planet Earth. For the benefit of scientists and engineers from developing nations, the United Nations Office for Outer Space Affairs, through the United Nations Basic Space Science Initiative (UNBSSI), assisted scientists and engineers from all over the world in participating in the activities of IHY 2007–2009 (United Nations, 2006).

The IHY was an extensive international program undertaken to study the universal physical processes in the heliospace in order to gain a better understanding of the Sun-heliosphere system (cf. Yumoto et al., 2009b). Particular attention was paid to the neutral and ionized matter in the heliospace from the Sun to the atmospheres of Earth and the other planets and throughout the interplanetary medium. The IHY continued the legacy of the IGY by extending the geophysical studies performed 50 years ago to the combined system of the Sun and the planets. IHY also extended the physical realm from geospace to heliospace, recognizing the enormous progress made over the past 50 years. There were four key elements of IHY: 1) science (coordinated investigation programs conducted as campaigns to investigate specific scientific questions, 2) instrument development (the IHY/UNBSS program), 3) public outreach (to communicate the beauty, relevance and significance of space science to the general public and students), and 4) the IGY Gold Club program (to identify and honor the scientists who participated in the IGY program).

In June of 2006, the Science Council of Japan formally recognized the STPP (Solar Terrestrial Physics Program) subcommittee for International Affairs, Committee on Earth and Planetary Sciences, as the IHY National Steering Committee for Japan. The committee was chaired by Kiyohumi Yumoto and promoted the followings (see the details of Yumoto et al., 2009b)

(1) satellite missions launched or to be launched by Japan,

(2) international network observations,

(3) public outreach,

(4) international and domestic workshops, and

(5) nomination of Japanese scientists as IGY Gold Club members.

On the other hand, one purpose of the Solar Terrestrial Physics (STP) research in the twenty-first century is to support human activities from an aspect of fundamental study. The scientific new aim for the STP society is a creation of new physics; (1) couplings of the complex and composite systems and (2) multi-scale couplings in the Sun-Earth system. The goals for the attainment of the purpose are to construct Network Stations for observations and Modeling Stations for simulation/ empirical modeling. In order to understand the Sun-Earth system and its effects to human lives, the international LWS (Living With Star) and CAWSES (Climate And Weather of Sun-Earth System) programs started from 2004. The International Heliophysical Year (IHY) program also started in 2007.

For space weather study on the complexity in the Sun-Earth system, the Space Environment Research Center (SERC), Kyushu University started to construct a new ground-based magnetometer network, in cooperation with about 30 organizations around the world from 2004 (Yumoto et al., 2006 and 2007, Otadoy, et al., 2009). The SERC is conducting the MAGDAS (MAGnetic Data Acquisition System) observations along 210° magnetic meridian (MM) and along the magnetic equator in the CPMN (Circum-pan Pacific Magnetometer Network) region (Yumoto et al., 2009d and 2009e), and the FM-CW (Frequency Modulated Continuous Wave) radar observations along the 210°MM (Ikeda et al., 2008, 2010a and b, Yumoto et al., 2009c), in order to understand dynamics of plasmaspheric changes during space storms, responses of

magnetosphere-ionosphere-thermosphere to various solar wind changes, and penetration mechanisms of DP2-ULF range disturbances from the solar wind region into the equatorial ionosphere. From 2008, MAGDAS-II magnetometers have been installed along the 96° magnetic meridian in Africa to understand the longitudinal dependence of long-, short-term Sq variations, DP-2, sc, si, and of Ultra Low Frequency (ULF) waves (Maeda G. et al., 2009, Rabiu et al., 2009a and 2009b). On the other hand, electromagnetic phenomena, e.g., ULF, ELF and VLF waves are recognized as useful diagnostic probes of the solar wind-magnetosphere-ionosphere-atmosphere coupled system for space weather studies. These waves convey information about the dynamics and morphology of the coupled system.

In the present review paper, at the first we will introduce our real-time data acquisition and analysis systems of MAGDAS/CPMN and MAGDAS-II, and scientific results obtained by these systems during the IHY (2007-2009); (1) the global 3-dimensional current system to understand the electromagnetic coupling of high-latitude, Sq, and EEJ current systems and their long-term variations, and (2) global characteristics of ULF waves (Pc 3, 4, and 5, and Pi 2) in geo-space to know magnetospheric environment changes during storms and substorms. In the second, we will show the FM-CW radar systems along the 210°MM to deduce electric field variations from the ionospheric plasma Doppler velocity. From 24hr measurement of the ionospheric drift velocity with 3 and/or 10-sec sampling rate by the FM-CW radar observation, (3) we can understand how the polar electric field penetrates into the equatorial ionosphere.

# 2. MAGDAS/CPMN network

# 2.1. Motivation

The MAGnetic Data Acquisition System (MAGDAS) group at the Space Environment Research Center (SERC) of Kyushu University, Fukuoka, Japan seeks to deploy around the world in a strategic fashion a new generation of tri-axial fluxgate magnetometers (called MAGDAS) that transfer the digitized data to a central SERC server in real-time for space weather study and application during the IHY period (2007–2009). The strategy is to put the magnetometers in well-defined "bands" on the globe that are useful for scientific exploration.

The first band is the strip that goes north and south of Japan—up to Siberia and down to the Antarctic. In our geo-space field, this north–south band is also known as the "210 Magnetic Meridian" and became famous in this field of geospace research (Yumoto and the 210MM Magnetic Observation Group, 1996a). After the international solar terrestrial energy program (STEP) period (1990–1997), 1-sec magnetic field data from coordinated ground-based network stations made it possible to (1) study magnetospheric processes by distinguishing between temporal changes and spatial variations in the phenomena, (2) clarify global structures and propagation characteristics of magnetospheric variations from polar to equatorial latitudes, and (3) understand the global generation mechanisms of various solar-terrestrial phenomena (Yumoto and the CPMN

group, 2001). In this north– south band, the average spacing of magnetometers is 500 km. The most northern magnetometer is at Cape Schmidt in northern Russia. The most southern magneto- meter is located at Davis Station of AAD (Australian Antarctic Division).

The second band is the geomagnetic "dip" SERC equator. has completed most of the installations along this band (Yumoto and the MAGDAS Group, 2007). One big gap, however, is the Pacific Ocean: we are still searching for a suitable island in the middle of it. The third band runs up and down the continent of Africa; SERC has already

# MAGDAS/CPMN

(MAGnetic Data Acquisition System/Circum-pan Pacific Magnetometer Network)



Fig. 1. The non-blue dots are installed or soon-to-be installed MAGDAS magnetometers. They are concentrated in four bands. The black triangles are SERC FM-CW radars (for ground-based observation of the ionosphere). The blue dots are MAGDAS II magnetometers but whose discussion go beyond the scope of this paper.

completed the installation from South Africa at the Hermanus Magnetic Observatory, through Egypt near Cairo, to Italy. The fourth band runs up and down the Americas; SERC installed several magnetometers in North and South America. Figure 1 is a map of MAGDAS and MAGDAS II stations.

With scientifically significant real-time data arriving at SERC from over 50 MAGDAS and MAGDAS II magnetometers (and identically calibrated magnetometers, and which are sensitive down to the nT level), SERC seeks to conduct socially beneficial space weather forecasting. SERC also has a policy to establish an important new research tool for the geospace community: Our EE-index (EDst, EU, and EL) in 3.3. sub-session is being proposed to monitor transient and long-term variations of the Equatorial Electrojet by using MAGDAS/CPMN real-time data (Uozumi et al. 2008).

# 2.2. Description of MAGDAS

The MAGDAS system is divided into two portions: MAGDAS-A and MAGDAS-B. MAGDAS-A is a real-time magnetometer unit installed at Circum-pan Pacific Magnetometer Network (CPMN) stations, while MAGDAS-B is a data acquisition and monitoring system installed at SERC. MAGDAS-A as a whole consists of a sensor unit, data logger/transfer units, and power supply (Fig. 2). The sensor unit of MAGDAS-A system consists of tri-axial ring-core sensors, two tilt-meters and a thermometer (Fig. 3). Magnetic field digital data (H+dH, D+dD,



Fig. 2a. This is photo of MAGDAS Unit 08 (taken at SERC by G. Maeda). Easily visible are the: (1) grey AC power cord, (2) round and black sensor with its 1-meter cable, (3) the 70-meter cable reel, (4) main case (modified travelers suitcase), and (5) GPS antenna with 25-meter cord. The output of the sensor is analog. The electronics inside the main case converts this analog data into digital data, which is sent to SERC via the Internet and is stored locally on a CF card for redundancy.

Fig. 2b. The component of MAGDAS/CPMN magnetometer system for real-time data acquisition.

Z+dZ, F+dF) are obtained with the sampling rate of 1/16 s, and then the 1-sec averaged data are transferred from each overseas station to SERC, Japan, in real time (Yumoto and MAGDAS Group 2006). To facilitate installation in just about any spot on the globe, MAGDAS-A was specially designed to be portable (hand-carried suitcase) and lightweight (just 15 kg). Visible in Fig. 2 are all vital components. The required power is just 20 W. The best way for SERC to get the data in real-time from this instrument (we have found out from sheer experience) is via the Internet. (The machine was designed with other options.) However, for redundancy, the data is stored onto a high-capacity compact flash semiconductor memory card (1.0 or 0.5 GB). The cord for the GPS antenna is about 25 m. This antenna is usually placed on the roof of the building in which the main case resides. The sensor is placed in a separate structure to be away from building-related noise (e.g., noise from electric motors). To allow ample separation, the sensor cable is 70 m in length. In Fig. 2a, the cable is



Fig. 3 This is the MAGDAS sensor with the round and black cover removed. The two brasscolored devices are precision tiltmeters. The rest form a tri-axial fluxgate magnetometer. This photo was taken at SERC by G. Maeda last year when the magnetometer had to be repaired.

wound up on the reel (to allow for delivery from SERC to the final site overseas). The component of MAGDAS is described in Fig. 2b.

The sensor's analog data is continuously digitized. The ambient magnetic fields, expressed by horizontal (H)-, declination (D)-, and vertical (Z)-components, are digitized by using the field-canceling coils for the dynamic range of  $\pm 64,000$ nT/16bit. The magnetic variations (dH, dD, dZ) subtracted from the ambient field components (H, D, Z) are further digitized by a 16-bit A/D converter. Two observation ranges of  $\pm 2,000$  nT and  $\pm 1,000$  nT can be selected for high- and low-latitude stations, respectively. The total field (F + dF) is estimated from the H + dH, D + dD, and Z + dZ components. The resolution of MAGDAS data is 0.061nT/LSB and 0.031nT/LSB for the  $\pm 2,000$  nT range and  $\pm 1,000$  nT range, respectively. About 1.5 MB of data is generated each day as a result. Data from all MAGDAS units flow into a central server at SERC. This raw data must be processed to become scientifically useful. All the processing takes place here at SERC. This data can be accessed by anyone via the Web (http://magdas.serc.kyushu-u.ac.jp/), with some conditions attached.

Installation of the sensor (see Fig. 3) is complicated because it must be carefully aligned in three ways. First, it must be pointed exactly north with precision threading. Second, it must be perfectly level (resulting in two orthogonal adjustments). This levelness is achieved with the precision threading of a tripod base. The long-term inclinations (I) of the sensor axes can be measured by two tilt-meters with resolution of 0.2 arc-sec. The temperature (T) inside the sensor unit is also measured. GPS signals are received to "keep correct" the standard time inside the data logger/transfer unit. These data are recorded on to the compact flash memory card as data backup.

## 2.3. Calibration for temperature drift of MAGDAS

For quantitative analysis of various geomagnetic phenomena, which are observed in wide longitudinal and latitudinal area (e.g., as shown in Fig. 1), it is necessary to analyze precise and standardized magnetic field data. For instance, the stability of the base magnetic variation and the absolute sensitivity are very important for the study of the Equatorial Electrojet (EEJ) and Counter Electrojet (CEJ) (e.g., Uozumi et al., 2008), Sq (e.g., Yamazaki et al., 2009b), SC/SI (e.g., Kitamura et al., 1998, Yumoto et al., 1996b and 2009c) and ULF (e.g., Yumoto et al., 1996 and 20001, Uozumi et al., 2004 and 2009b; Abe et al., 2006, Tokunaga et al., 2007). It is also indispensable to grasp the accuracy of the data to be analyzed, because this matter critically limits the quantitative validity or reliability of analyses. Thus, Uozumi et al. (2009a) have investigated and developed a calibration technique for the MAGDAS/CPMN ground magnetic field data, which is obtained by MAGDAS fluxgate magnetometer made by the Meisei Electric Co., Ltd. They have also evaluated quantitatively the suitability of the method, and estimated the expected accuracy of the calibrated MAGDAS magnetic data. The result provides fundamental information on the accuracy limit of MAGDAS magnetic data, and would be



Fig. 4. Thick curves plot the MAGDAS raw (original) magnetic field (H, D, Z, F) and the sensor-head temperature (T) observed at Sasaguri during the period of Sep. 7-18, 2007 (JST). Thin curves plot corrected magnetic field data of each component. Dashed lines indicate the trend of the variation for each component around midnight.

standard of the reliability on all geophysical results derived by the MAGDAS data.

The thick curves in Figure 4 plot the raw (original) magnetic field (H, D, Z, F) and the sensor-head temperature (T), which was observed at Sasaguri station (GGLAT=33.64 $^{\circ}$ , GGLON=130.51 $^{\circ}$ ) during the period of September 7-18, 2007 in JST (UT+9hour). Sasaguri Station is the observatory for experimental tests and calibration of MAGDAS/CPMN magnetometer system, and is located in the suburban area near SERC (about 8km distance). As shown in Fig. 4, nighttime variations of the H, D, Z and F tend to increase/decrease as T decreases. Dashed lines indicate the trend of the variation for each component around midnight. The thin curves in Fig. 4 represent the corrected data. It is well known that the base nighttime magnetic variation traces close to straight line for the first approximation, except the time of active geomagnetic situation such as magnetic storm (e.g., Matsushita and Campbell, 1967). Thus magnetic variation, which is correlated with temperature variation, is considered as not geomagnetic phenomena but artificial variation. The artificial component of the magnetic variation is well correlated with the temperature variation. Thus, they assumed that the artificial component of the magnetic variation is proportional to the temperature variation. They called this type of magnetic variation as "temperature drift". Based on this assumption, they developed a correction technique of the MAGDAS magnetic field data. Magnetic field variation, which was observed by MAGDAS magnetometer of the serial number 6 (SN06) during the period of September 7-18, 2007, was used as test data for developing the correction method. The detail of the correction method is explained in the paper of Uozumi et al. (2009a). The corrected data represent that the nighttime variation traced almost a constant value. On the other hand in daytime, daily magnetic variation, so-called Sq (solar quiet) variation is usually observed. The real geomagnetic variation should be estimated by correcting the original data. They confirmed that the raw magnetic field data can be corrected by subtracting the temperature drift component, which will be estimated by the derived factor. Theye evaluated the quantitative validity of the correction method. The correction method is concluded to be suitable for practical use.

# 3. Scientific objectives and recent MAGDAS results

In order to establish the space weather studies, we have to clarify dynamics of geospace plasma changes during magnetic storms and auroral substorms, the electro-magnetic response of iono-magnetosphere to various solar wind changes, and the penetration and propagation mechanisms of DP2-ULF range disturbances from the solar wind region into the equatorial ionosphere. Figure 5 shows one example of amplitude-time records of 3-component ordinary (upper) and induction-type (bottom) magnetograms observed at the Kujyu station in Oita, Japan, during 24 hrs. The ordinary data (i.e. MAGDAS data (1)) can be used for studies of long-term variations, e.g. magnetic storm, auroral substorms, Sq, etc., while the induction-type data (i.e. MAGDAS data (2)) will be useful for studies of ULF waves, transient and impulsive phenomena. By using these new MAGDAS data, we can conduct a real-time monitoring and modeling of (1) the global 3-dimensional current system and (2) the ambient plasma density for understanding the electromagnetic and plasma environment changes in the geospace.



Fig. 5. An example of amplitude-time records of ordinary (upper; MAGDAS data (1)) and induction-typ.

# 3.1. Imaging of global 3-D current system

The left panel of Figure 6 indicates the ionospheric equivalent current pattern obtained from the CPMN stations along the  $210^{\circ}$  magnetic meridian during a northern summer. Each ionospheric current vector was estimated by the horizontal magnetic fields observed at each CPMN station at every hour. We will make the ionospheric equivalent current pattern every day using the MAGDAS data (1) as shown in Fig. 5. The right panel of Fig. 6 shows the global 3-dimensional currents and electric potential, with the currents illustrated by ribbons and the potential with + and – (Richmond and Thayer, 2000). At high latitudes the ionospheric currents are joined with field-aligned currents (FAC) from the solar wind region into the magnetosphere, and the electrodynamics is dominated by the influences of solar wind-magnetosphere interaction processes. The total current flows is of the order of  $10^7$  A. On the other hand, the ionospheric current at middle and low latitudes is generated by the ionospheric wind dynamo, which produces global current vortices on the dayside ionosphere, i.e., counterclockwise in the northern hemisphere and clockwise in the southern hemisphere. The total current flow in each vortex is order of  $10^5$  A.

There are strong electric fields at high latitudes, on the order of several tens of millivolts per meter or more depending on the magnetic activity. At middle and low latitudes electric fields are considerably smaller, typically a few millivolts per meter during magnetically quiet periods. During magnetic active periods the part of strong electric fields at high latitude can penetrate into middle and low latitudes, and then the global ionospheric current pattern must be re-organized strongly. In reality the current and electric fields at all latitudes are coupled, although those at high, and middle and low latitudes have been often considered separately. By using the MAGDAS ionospheric current pattern as shown in the left panel of Figure 6, the global electromagnetic coupling processes at all latitudes will be clarified during the ISWI period (2010-2012).



**Fig. 6.** (Left) The ionospheric equivalent current pattern obtained from the MAGDAS/CPMN data. (Right) Global 3dimensional current system cased by magnetospheric field-aligned currents at high latitude and the ionospheric dynamo at middle and low latitudes.

Figure 7a shows equivalent ionospheric current patterns obtained from the MAGDAS Data (1) on September 25, 2005 (Kohta et al., 2005). The vertical axis indicates magnetic latitudes of the MAGDAS stations, and the horizontal axis is the local time of the 210° magnetic meridian stations. The arrows indicate the current vectors obtained from the H and D components, and the color code indicates the negative and positive magnetic Z component. The equatorial electrojet can be seen at the dayside dip equator. There are twin vortices of Sq current, i.e., counter-clockwise and clockwise in the northern and southern hemisphere, respectively. The centers of Sq current patterns are sometime not consistent with the maximum and minimum points of the Z component. Figure 7b is one example of Sq equivalent current pattern obtained by the CPMN stations, and the horizontal axis is the local time of the 210° magnetic meridian stations. A clear Sq current vortex, equatorial electrojet, auroral electrojet, and ring current patterns can be identified in the figure. It is newly found a current

flowing from the northern hemisphere into the southern hemisphere around 06 hr local time during magnetic storm.



**Fig. 7a and 7b.** MAGDAS Sq current pattern on September 5, 2005 during magnetic quiet day (left), while CPMN Sq current pattern on July 15, 2000 during magnetic disturbed day (right) (Kohta et al., 2005).

#### 3.2. Annual and semi-annual Sq current variations

Yamazaki et al. (2009b) analyzed ground magnetometer data for the 10 International Quiet Days during 1996-2007. The data were obtained from 19 stations along 210° Magnetic Meridian (MM) of the Circum-pan Pacific Magnetometer Network (CPMN) covering both the northern and southern hemispheres. From the daily variations of the geomagnetic field, we deduced the latitude-local time (LAT, LT) diagram of the equivalent Sq current system, which can be regarded as the superposition of the following three current systems: Sq0, Sq1 and Sq2 current systems. The Sq0, Sq1 and Sq2 current systems are equivalent current systems for the yearly average, annual variation and semi-annual variation of the Sq field, respectively. We have examined temporal and spatial features of these current systems. The principal features are as follows: (1) the total current intensity of the Sq1 and Sq2 current systems are about 35% and 15% of the Sq0 current system, respectively. (2) the Sq0 and Sq2 current systems have a dayside vortex in each hemisphere, while the Sq1 cur rent system has a single vortex centered at the equatorial region in the morning sector (~ 10 LT).

They analyzed hourly data of the daily variation of the geomagnetic field components  $\Delta H$  and  $\Delta D$ , where the  $\Delta$  symbol represents the deviation of the geomagnetic field value from the zero level which is defined as the mean of the nighttime values (i.e., the values at 0000, 0100, 0200, 2200 and 2300 L.T.). The data of 10 International Quiet Days during 1996-2007 (as given by German Research Center for Geosciences (GFZ)) were selected. As is often pointed out, the International Quiet Days are not necessarily 'quiet' days but are just 'quietest' days for each month [e.g., Hibberd, 1981]. Consequently, the data for the International Quiet Days sometimes include severe effects from the magnetospheric and auroral activity, which can make irregular variations comparable to or larger than Sq variation range. Therefore, any visually-disturbed days which include irregularity obviously larger than Sq variation range were eliminated. The period of the analysis (i.e., 1996-2007) covers almost one solar cycle. The solar activity is known to control amplitudes of the Sq variation ( $\Delta H$ ,  $\Delta D$  and  $\Delta Z$  [Rastogi et al., 1994]. Therefore, in order to reduce the solar-activity effect on the Sq amplitudes ( $\Delta$ H and  $\Delta$ D), the selected quiet days were divided into two levels of the solar activity (i.e., "high" and "low") based on the daily F10.7 solar flux data. They note that our distinction between "high" and "low" solar activity does not depend on the time of solar cycle. The data with  $150 \le F10.7 < 250$  were classified as the data for the "high" solar activity period. On the other hand, the data with  $50 \le F10.7 < 150$  were classified as the data for the "low" solar activity period.  $\Delta H$  and  $\Delta D$  are analyzed as a function of station latitude  $\Phi$ , day of year d, local time LT and solar activity SA ("high" or "low"), i.e.,  $\Delta H(\Phi, d, LT, SA)$  and  $\Delta D(\Phi, d, LT, SA)$ , respectively. For a given  $\Phi$ , LT and SA,  $\Delta H(d)$  is represented by the sum of the following three components, namely, stationary component ( $\Delta$ H0), annual component ( $\Delta$ H1) and semi-annual component ( $\Delta$ H2) as follows:

 $\Delta H(d) \sim \Sigma \Delta Hi(d) = \Delta H0 + \Delta H1(d) + \Delta H2(d)$ (1)



Fig. 8. The LAT-LT diagram of the Sq0 current system (i.e., the equivalent current system for the yearly average of the Sq field) during the "high" solar activity period. See the section 2 of Yamazaki et al. (2009) for the construction details of the LAT-LT diagram.

In the same manner,  $\Delta D(d)$  is represented.

Figure 8 shows the LAT-LT diagram of the  $\mathbf{Sq0}$  current system (i.e., the equivalent current system for the yearly average of the Sq field) for the "high" solar activity period. It is seen that the Sq0 current system is composed of two dayside vortices with clockwise direction in the southern hemisphere and counter-clockwise in the northern hemisphere. Figures 9 and 10 show LAT-LT diagrams of the Sq1 and Sq2 current systems (i.e., the equivalent current systems for the annual and semi-annual variations of the Sq field), respectively, for different seasons of the "high" solar activity periods. This is the first time that the equivalent current systems of the annual and semi-annual Sq variations are derived. The morphology of the Sq1 current system is characterized by a single vortex pattern centered at the equatorial region in the morning sector (~ 10 L.T.), on the other hand, the Sq2 current system is composed of two dayside vortices like the Sq0 current system.

They compared the yearly-averaged total current intensities among the Sq0, Sq1 and Sq2 current systems. For each current system, the total current intensities from DOY = 1 to DOY = 365 was calculated and were averaged. It was found that the yearly-averaged total current intensity of the Sq0 current system is the largest of the three. The ratio of the yearly-averaged total current intensity of the Sq1 current system to that of the Sq0



Fig. 9. The LAT-LT diagram of the Sq1 current system (i.e., the equivalent current system for the annual variation of the Sq field) for March equinox (D.O.Y. = 80, upper), and December solstice (D.O.Y. = 355, lower) during the "high" solar activity period.



Fig. 10. The LAT-LT diagram of the Sq2 current system (i.e., the equivalent current system for the semi-annual variation of the Sq field) for June solstice (D.O.Y. = 172), during the "high" solar activity period.

current system (**Sq1/Sq0**) is 0.31 for the "high" solar activity period and 0.38 for the "low" solar activity period On the other hand, the **Sq2/Sq0** is 0.15 and 0.16 for the "high" and "low" solar activity periods, respectively. They also examined phases of the **Sq1** and **Sq2** current systems. The phase is given by the day number d of the first peak in the total current intensity of the **Sq1** and **Sq2** current systems. The phase of the **Sq1** current system appears on d = 186 (July 5) and d = 185 (July 4) for the "high" and "low" solar activity periods, respectively, which are about 10 days after the June solstice (June 21). On the other hand, the phase of the **Sq2** current system appears near the March equinox (March 21) on d = 87 (March 28) and d = 83 (March 24) for the "high" and "low" solar activity periods, respectively.

## 3.3. A new EE-index and its long-term variation

A new index, EE-index (EDst, EU, and EL), is proposed by Uozumi et al. (2008) to monitor temporal and long-term variations of the equatorial electrojet by using theMAGDAS/CPMN real-time data. The mean value of the H component magnetic variations observed at the nightside (LT = 18-06) MAGDAS/CPMN stations along the magnetic equatorial region is found to show variations similar to those of Dst; we defined this quantity as EDst. The EDst can be used as a proxy of Dst for the real-time and long-term geospace monitoring. By subtracting EDst from the H component data of each equatorial station, it is possible to extract the Equatorial Electrojet and Counter Electrojet components, which are defined as EU and EL, respectively.

Figure 11a shows a superposed plot of the relative magnetic variation of the H component data ERS(m) (definition given just below) obtained for 1 month (Dec. 1–31, 2006), at the MAGDAS equatorial stations: Addis Ababa (AAB: Dip Lat. =  $0.57^{\circ}$ ; GMLON =  $110.47^{\circ}$ ), Davao (DAV:  $-0.65^{\circ}$ ; 196.54°), Ancon (ANC:  $0.74^{\circ}$ ; 354.33°) and Eusebio (EUS:  $-7.03^{\circ}$ ; 34.21°). The "S" and "m" in "ERS(m)" refer to a station and a point of time in UT, respectively. In order to obtain ERS(m), the median value of the H component data, which is determined for the period from the start time of the observation to the end time of ERS(m), was subtracted from the original magnetic data for each station. It was found (not shown) that the median value, which was calculated from all the data in the abovestated interval, could estimate the non-disturbed nighttime ambient level. The determination by shorter-period data might cause some jumps in the base level among different



Fig. 11. One month plot of (a) relative magnetic variation of the H component (ERS |LT=00–24) observed by MAGDAS/CPMN equatorial network stations, (b) relative night time (LT=18–06) variation of the H component (ERS |LT=18–06) and the real-time Dst, (c) EDst1h, EDst6h and the real-time Dst, and (d) EU and EL for MAGDAS/CPMN equatorial network stations, during one month of December 2006.

periods (it might occur in particular during disturbed times when large magnetic storms occurred frequently). Thus the median value was calculated for the period from the start time of the observation to the end of the ERS(m). In the future the subtracting offset value will be corrected by taking into account the secular variation of the base level, though the value is currently determined as a constant.

Figure 11b plots the superposed H component perturbation field data that was observed during the night time (LT = 18-06) at each station: ERS(m) |LT=18-06. The solid thick curve (orange) in Fig. 11b is the Dst value for the same plot interval. This Dst was provided in real-time on the website of the World Data Center for Geomagnetism, Kyoto (http://swdc234.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst realtime/). In this figure, Dst was graphically shifted downward so as to avoid overlap with MAGDAS/CPMN data. It is noticed that the nighttime variation

of each station was almost aligned with each other and formed a common base magnetic variation. On the other hand, by comparing Fig. 11a and 11b, it can be confirmed that the daytime EEJ component of each station bulged out independently from the base magnetic variation. With this presentation, it is evident that the base magnetic variation ERS(m) | LT=18-06 varies closely with the traditional Dst (Sugiura, 1963). This similarity will be further examined later in this section. "EDst1h" is one-hour average of EDst1m. In Fig. 11c, EDst1h is plotted the green curve. The blue and orange curves in Fig. 11c are 6-h running averages of EDst1h (labeled EDst6h) and the real-time Dst, respectively. Dst is shifted +42 nT to adjust the base level. It is confirmed that the EDst and Dst exhibited the similar temporal variation. It is noticed that EDst6h is less deviated from Dst than EDst1h. Correlation coefficients between EDst6h and Dst, and that between EDst1h and Dst, which were calculated for the 1-month period of December 2006, were 0.93 and 0.88, respectively. It is also found that the correlation coefficient between the low-pass-filtered EDst6h and the low-pass-filtered Dst with the cut-off-period of 2 days was 0.98 is larger than the above-mentioned 0.93.

Figure 11d shows the relative magnetic perturbation of each station, which was calculated by subtracting EDst6h from the H component data. In this calculation, EDst6h was converted to 1-min resolution data by interpolating the original EDst6h through application of the FIR (finite duration impulse response) low-pass interpolating method. It is considered that the positive and negative deviations represent the EEJ and CEJ components, respectively. Uozumi et al. (2008) define those two component as EUS(m) and ELS(m), respectively. For example, when the EU and EL components are derived for the DAV station, those values are expressed as EUDAV(m) and ELDAV(m), respectively. Inspection of these data reveals that the EEJ intensity varies from day to day; moreover, the peaks and dips of each station are not in-phase with other stations. For example, the intensity of EEJ at the DAV station (blue line) and at the ANC station (red line) attained local maxima on Dec. 6 and 8, respectively. The mechanism of the 2-day separation is one of the open questions concerning EEJ. In some cases, it will be necessary to correct the secular variation of a base level to determine EDst6h for properly extracting the EU and EL component.

	Jul. 1, 2005 - Mar. 4,	2006							
Variable	Peak Period [day]								
(DAV H) - (Dst)	7.5 14.5	35.3							
(DAV H)	7.7 9.2 11.2 14.5 17.6 22.5 27.4								
Dst	7.7 9.2 11.2 17.6 22.5 27.4								
Кр	9.2 27.4	.							
IMF Bx,y,z,⊤	9.2 13.7 27.4	.							
Vsw	9.2 13.0 27.4	.							
Tsw	9.2 13.0 27.4	.							
Nsw	9.2 11.2 27.4	35.3							
PD	9.2 11.2 27.4	35.3							
ε	9.2 22.5								
F10.7	22.5	35.3							

Table 1. Dominant peak periods detected in the power spectrum for various parameters during the period from July 1, 2005 to March 4, 2006.

Uozumi et al.(2008) estimated the power spectrum of the subtracted H component data at DAV; (DAV H) –(Dst) during the period from July 1, 2005 to March 4, 2006. It is recognized that there are at least three dominant peaks at 7.5, 14.5, and 35.3 day (these dominant peaks were visually identified in the figure). Table 1 shows the list of dominant period peaks of various parameters. In the tables, (DAV H) refers to the original (without Dst subtraction) H component data at DAV. IMF (BX , BY , BZ and BT ), VSW, TSW, and NSW are the interplanetary magnetic field, solar wind velocity, temperature, and number density, which were observed by the ACE spacecraft. PD and  $\varepsilon$  are the dynamic pressure and the epsilon-parameter, respectively (Perreault and Akasofu, 1978) calculated by using the ACE solar wind data. F10.7 represents the flux of the solar radio emission at 10.7 cm wavelength. The data of F10.7 was provided at the website of the Herzberg Institute of Astrophysics (http://www.draoofr. hia-iha.nrc-cnrc.gc.ca/icarus/www/archive.html). It is noteworthy that the above-stated dominant period peaks of 7.5 and 14.5 days, which appeared in the spectrum of (DAVH)–(Dst), did not have their roots in the geomagnetic activity indices of Dst and Kp nor any parameters such as IMF, VSW, TSW, NSW, PD,  $\varepsilon$ , and F10.7, although the peak at 35.3 days was also identified in NSW, PD, and

F10.7. On the other hand, the original H component data contained the same spectrum component as geomagnetic activity indices and solar wind parameters, except 35.3 day.

# 3.4. Estimation of plasma mass density

The field line resonance (FLR) oscillations in the Earth's magnetosphere are excited by external source waves, and are so-called as ultra low frequency (ULF) waves (cf. Yumoto, 1988). The amplitude of Hcomponent magnetic variations observed at the ground stations reaches a maximum at the resonant point, and that its phase jumps by 180 degrees across the resonant point (see Yumoto, 1985). The eigen-frequency of FLR oscillations is dependent upon the ambient plasma density and the magnetic field intensity in the region of geospace threaded by the field line, and the length of the line of force. The left of Figure 12 shows f-t diagrams obtained at MLB and HOB stations in Australia, phase difference between the two station, and the H-component amplitude ratio of MLB/HOB. The right panel shows the relation among the FLR, eigen-period, length of line of force and the plasma mass density, and the schematic illustration of plasmasphere. When we observe the eigen-frequency of FLR and assume models for the latitude profiles of the magnetic field and the plasma density (with the equatorial density as a free parameter), we can estimate the plasma mass density in the magnetosphere. Therefore, the FLR oscillations are useful for monitoring temporal and spatial variations in the magnetospheric plasma density. By using ground-based network observations, we can identify the FLR phenomena and measure the fundamental field-line eigen-frequency by applying the dual-station H-power ratio method (Baransky et al., 1985) and the cross-phase method (Baransky et al., 1989, Waters et al., 1991), which have been established to identify the FLR properties (Abe et al., 2006, Takasaki, et al., 2006, Maeda N. et al., 2009).



Fig. 12. (left) f-t diagrams of ULF waves observed at MLB and HOB stations in Australia, phase difference between the two station, and the H-component amplitude ratio of MLB/HOB. (right) the relation among the FLR, eigen-period, length of line of force and the plasma mass density, and the schematic illustration of plasmasphere.

By applying the cross-phase method and the amplitude-ratio method to magnetic field data obtained from two ground stations located close to each other, Maeda N. et al. (2009) determined the frequency of the field line resonance (FLR), or the field line eigenfrequency, for the field line running through the midpoint of the two stations. From thus identified FLR frequency they estimated the equatorial plasmamass density (q) by using the T05s magnetospheric field model (Tsyganenkoet al., 2005) and the equation of Singer et al. (1981). They further compared the plasma mass density (q) estimated from magnetometer data at two stations in the CPMN (Circumpan Pacific Magnetometer Network) chain, Tixie (TIK, geographic coordinates: 71.59°N, 128.78°E, L~ 6:05) and Chokurdakh (CHD, geographic coordinates: 70.62°N, 147.89°E, L~ 5:61), with the plasma electron number density (Ne) observed by the WHISPER (Waves of High frequency Sounder for Probing the Electron density by Relaxation) instrument onboard the Cluster satellites. For the interval of January 1, 2001–December 31, 2005,

they have identified 19 events in which the Cluster spacecraft were located on the field line running through the midpoint of TIK and CHD when they observed FLR, and statistically compared the simultaneously observed q and Ne, although the number of events are limited (19). In 15 out of the 19 events the ratio of q to Ne is found to fall into a realistic range. It is also suggested that the contribution of heavy ions tends to increase when the magnetosphere is disturbed.

Takasaki et al. (2006) discussed temporary variations of the plasma mass density by using the two methods during magnetic storm. From ground-based observations at L~1.4 they found a significant decrease in the FLR frequency at during a large magnetic storm as shown in Figure 13. During 28 - 31 October, 2003, a series of coronal mass ejections hit the magnetosphere and triggered two consecutive large storms. Three ground magnetometers at L = 1.32~1.41 recorded field-line resonances (FLRs) during this interval. The FLR

frequencies decreased from 0600 LT on 31 October 2003 during in the main phase of the second storm until 12 LT when the recovery phase of this storm began. After decrease, the FLR the frequencies increased to its value before the storm started at 0600 LT on 31 October in a few hours. The measured decrease in FLR frequency might indicate a relative increase in mass density along the field lines during the magnetic storm. On the other hand, the plasma number density in the ionosphere estimated from TEC values was similar in magnitude taken during quiet time. A possible explanation for the increase in mass density would be an outflow of the heavy ions (e.g.,  $O^+$ ) from the ionosphere to the plasmasphere.

Abe et al. (2006) have applied the dualstation H-component power ratio method, which identifies the field-line eigenfrequency, to eleven-months magnetometer data obtained at two ground stations TIK (L=5.98) and CHD (L=5.55) that belong to the Circum-pan Pacific Magnetometer Network (CPMN). As a result, they have identified two patterns in the frequency dependence of the power ratio (TIK/CHD); one is an increase-then-decrease pattern (named Type 1), and the other is a decrease-then-increase pattern (named Type 2). Type 1 is observed where the Alfv'en velocity (V<sub>A</sub>) decreases with increasing L, and it has often been reported in literature. In the paper, they mainly studied the Type 2 events w hich have rarely been reported for the area near L=5.7 (midpoint of TIK and CHD); Type 2 is expected to be observed where V<sub>A</sub> drastically increases with increasing L. Their statistical analysis shows that the Type 2 events were observed more frequently in the afternoon sector (especially in 15~18 hr LT) than in the morning sector as shown in Figure 14. The geomagnetic condition was usually quiet



Fig. 13. (From top to bottom) Dst index, FLR frequencies derived from ground observations at L~1.4,  $\rho_{eq}$  estimated from data in the second panel, and the total electron content (TEC). The dashed vertical line marks the beginning of the second magnetic storm (Takasaki et al., 2006).



**Fig. 14.** Schematic picture of the plasmapause location (view from above the north ple). The place where mant Type 2 FLR events were observed is shown by the thick line, and the estimated plasmapause is shown by the black ellipse (Abe et al., 2006).

when the Type 2 events were observed. These features are consistent with the interpretation that their Type 2 events were observed at the footpoint of the plasmapause layer, as follows. The plasmapause is the only location around L=5.7 where  $V_A$  drastically increases with increasing L, leading to Type 2. L of the plasmapause is smaller than 5.7 at all LT during geomagnetically active times (meaning Type 1 at L=5.7) while it is larger than 5.7 only on the late-afternoon sector during quiet times.

# 3.5. Latitudinal dependence of Pc 3-4 amplitudes along 96° MM and Pi 2 along 210° MM

In order to investigate Pc3-4 magnetic pulsations with periods of 10-45 sec and 45-150 sec, respectively, at equatorial and very low latitudes up to mid latitudes, Takla et al. (2009) analyzed geomagnetic data simultaneously obtained from MAGDAS II African stations for more than three and a half months from 4th of October 2008 up to 22nd of January 2009. During this period they selected 21 Pc3 events for studying the latitudinal dependence of Pc3 amplitude and 25 events in case of Pc4. All of the selected events were in daytime ranging from 6 am up to 6 pm local time. Figure 15 shows latitudinal dependence of Pc 3-4 magnetic pulsations observed at the MAGDAS II stations in the African 96° magnetic meridian.

As shown in Fig. 15, they found that the Pc3 amplitudes showed a peak at low latitudes stations with a depression at the dip equator (represented by Addis Ababa station). While the Pc4 amplitudes showed a peak at dip equator and started to decrease by increasing latitude up to mid latitudes. This decrease of the Pc3 amplitudes at magnetic dip equator may be explained as a result of the ionospheric shielding effect on short-period (10-45 sec) hydro-magnetic wave, while the enhancement of Pc 4 amplitude with 45-150 sec period maybe driven by the enhanced equatorial current at magnetic dip equator. Therefore, they conclude that the equatorial Pc3 is originated from the upstream wave, which is propagating as a magnetosonic mode across the ambient magnetic field into the equatorial ionosphere (cf. Yumoto et al., 1985). On the other hand, the equatorial amplitude enhancement of Pc4 may be explained by the penetration of wave electric field of Pc4

range filed-line resonance oscillation, coupled at higher latitudes with surface wave, into the magnetic equator.

On the other hand, Pi 2 magnetic pulsations, impulsive hydromagnetic oscillations with a period of 40–150s, occur globally at the onset of magnetospheric substorm expansion phase. From the long term accumulation of the observations, it has been found that Pi 2 pulsations observed on the ground are а superposition of several components different [e.g., Yumoto and the CPMN Group,

04/10/2008-22/01/2009, 21 events



Fig. 15. Latitudinal dependence of equatorial and low-latitude Pc 3-4 amplitude along  $96^{\circ}$  MM

2001]. Ground Pi 2 pulsations are mixtures of several components reflecting (1) propagations of fast and shear Alfve'n wave, (2) resonances of plasmaspheric/magnetospheric cavity and magnetic field lines, and (3) transformations to ionospheric current systems. However, it has been unclear how they coupled with each other and how their signals are distributed at different latitudes. The present work is intended to pilot the future possibilities whether we can identify the global system of Pi 2 pulsations by Independent Component Analysis (ICA). Tokunaga et al. (2007) have applied the ICA to the observed CPMN data based on the ICA mode. The dimension of vector x was twenty (i.e., m = 20), the number of source signals was unknown. In this case, they assumed that the observed data was composed of seven independent components and reduced the dimension of the vector to seven via PCA (so the dimension of matrix W become 7 x 20). And then, seven Independent Components (ICs) were calculated by updating the iteration. They made waveforms of ICs estimated by the FastICA. Since the propagation time was ignored in the ICA model, they had to take into account the possibility that these ICs were separated excessively. Thus, they decided to classify these ICs into some groups depending on their waveforms and kurtosis. Kurtosis, which is a classical measure of non-Gaussianity, is defined as kurt(x)  $= E\{x^4\}/[E\{x^2\}] - 3$ , whose x is the normalized random variable. kurt(x) becomes 0 if has a Gaussian distribution and positive (negative) if has a super-Gaussian (sub-Gaussian) distribution. Kurtosis of each IC were as follows: IC 1: 19.11, IC 2: 19.26, IC 3: 6.89, IC 4: 3.53, IC 5: 2.80, IC 6: 0.56, IC 7: -0.38. Since the kurtosis of IC 6 and 7 were quite close to 0, each was regarded as noise (especially, IC 7 seem to be strongly



affected by periodic noise of ZYK data). Next, IC1, IC2, IC3, IC4 and IC5 were classified into two groups: IC1, IC2 were classified into Group (A), IC3, IC4, IC5 were classified into Group (B).

Fig. 16. (a) Separated Pi 2 component (A) plotted as a linear combination of IC 1 and IC 2. (b) Separated Pi 2 component (B) plotted as a linear combination of IC 3, 4 and 5. (see Tokunaga et al., 2007)

Tokunaga et al. (2007) have successfully decomposed an isolated Pi 2 event on a quiet day observed at the CPMN stations into two components. One was the global oscillation that occurs from nightside high to equatorial latitudes with the common waveform and has an amplitude maximum at nightside high latitude. Another component was localized at nightside high latitudes. Its amplitudes were quite weak at low latitudes, but were enhanced near dayside dip equator. Figures 16a and 16b show Pi 2 components plotted as a linear combination of ICs classified into group (A) and group (B), respectively. They call them Pi 2 component (A) and Pi 2 component (B) in the following descriptions. As shown in Figure 16a, it was found that Pi 2 component (A) distributed globally at nightside high, low and equatorial latitudes. Although they seemed to be coherent of each other at low latitudes, there was a phase reversal between CHD and ZYK. In addition, it is recognized that there is a phase shift between TIK and CHD. While, as shown in Figure 16b, it was found that Pi 2 component (B) locally distributed mainly at nightside high latitudes. Although they were hardly seen at nightside low latitudes, at ANC, which was located near dayside dip equator, there was the variation whose waveform was similar to those at KTN. In addition, there was no phase lag between the two stations. As shown in Figure16a, the amplitudes of Pi 2 component (A) were largest at TIK and one order larger. They decreased exponentially from nightside higher to lower latitudes but were enhanced at ANC, which was located near dayside dip equator.

#### 4. Ionospheric electric field observations by FM-CW radar

In order to investigate penetration mechanisms of the ionospheric electric fields from the polar to the equatorial ionosphere, SERC has installed a FM-CW (Frequency Modulated Continuous Wave) radar array at Paratunka, Russia (PTK: Magnetic Latitude =  $45:8^{\circ}$ , Magnetic Longitude =  $221:6^{\circ}$ , LT = UT + 10.5 hrs), Sasaguri, Japan (SSG: M. Lat. =  $23:2^{\circ}$ , M. Lon. =  $199:6^{\circ}$ , LT = UT + 9.5 hrs) as shown in Figure 17, and Manila, Philippines (MNL:M. Lat. =  $4:19^{\circ}$ , M. Lon. =  $192:4^{\circ}$ , LT = UT + 8.5 hrs) (see Ikeda et al., 2010a). The height of dipole antenna is 26 m. HF radio wave of 2~42 MHz is emitted in the vertical direction with 20 w power for ionosonde mode, while radio waves of central frequencies ( $f_0$ ; 2.5 and 8 MHz) for Doppler mode are emitted during night (09 – 21 UT=18 – 06 LT) and day time, respectively. The speed of sweep frequency and the sampling frequency are 100~1000 kHz/sec and 2000~20,000Hz/sec, respectively. This system can measure the Doppler frequency ( $\Delta f$ ) of reflected radio wave from the ionized layer and the height of reflection layer with 10-sec sampling rate (Ikeda et al., 2008, 2010a, and b, Yumoto et al., 2009c). From the observed vertical

plasma drift velocity (v = -  $c\Delta f/2f_0$ ), we can deduce east-west component of electric field (E) in the ionosphere, i.e. E = - v x Bo, where Bo is the ambient magnetic field at the HF radar stations



Fig. 17. FM-CW radar system at Sasaguri. 26m dipole antenna (left) and control system including network server, radar control, radio-wave transmitter and receiver (right).

We have performed correlation analysis between ionospheric Doppler data obtained at the FM-CW stations and geomagnetic variations observed at the MAGDAS/CPMN stations, and focus on DP2 type magnetic variations, SC, Pi 2 and Pc 5 magnetic pulsations, which show equatorial enhancements of magnetic field variations at the dip equator. Figure 18 shows H-component DP 2 magnetic variation observed by MAGDAS

near ANC during local daytime, and ionospheric DP 2 electric field measured by FM-CW radar at PTK at midlatitude during nighttime. The equatorial enhancement of dayside DP 2 magnetic variation at ANC can be driven by an ionospheric eastward electric field, while the observed ionospheric westward electric field during the nighttime is synchronized with the DP 2 magnetic variation during daytime.



Fig. 18. H-component magnetic DP2 variation observed by MAGDAS at ANC during daytime, and ionospheric electric DP 2 field observed by FM-CW radar at PTK during nighttime on 1 April 2007.

This observation can be interpreted by a scenario in which the IMF Bz variation drives a dawnto-dusk electric field in the solar wind, which penetrates into the polar region and transmits into both the day- and night-sides of the low-latitude ionosphere. It is noteworthy that the H-component DP 2 magnetic variation observed near the magnetic equator during the nighttime indicates roughly in-phase relation with those during daytime, as shown

in Fig. 4. However, it cannot be explained by using the decline in conductivity during the nighttime ionosphere with the ionospheric

DP 2 dawn-to-dusk electric field observed at PTK as shown in Fig 18. A new generation mechanism of DP 2 is needed to understand the globally coherent, DP 2 magnetic variations near the magnetic equator.

The upper panel of Fig. 19 shows SC magnetic variations at KUJ during daytime and at SMA during nighttime, and the associated ionospheric electric field observed at SSG during daytime on 4 November 2003. We can see eastward ionospheric electric field with 0.69mV/m peak-to-peak intensity at SSG and step-like magnetic field variations of about 60 nT amplitude at both KUJ on the dayside and SMA on the nightside. The bottom panel of Fig. 19 shows the SC magnetic variation at KUJ and the ionospheric electric field at SSG observed during nighttime on 21 January 2005. In this case, westward ionospheric electric field of 1.15mV/m peak-to-peak intensity was observed at SSG with step-like magnetic variation of 80 nT at KUJ. Yumoto et al. (2009e) selected 40 SC events that were identified using magnetic data from KUJ and the FM-CW radar data during the period of 2002–2005. At first, they examined step-function-like magnetic changes, and then read the peak-to-peak intensity of the ionospheric electric fields during the SC events. It was found that the ionospheric



Fig.19. (Upper) Dayside ionospheric electric SC field at SSG with magnetic variations at KUJ during daytime and at SMA during nighttime on 4 Nov. 2003. (Bottom) Nightside ionospheric electric SC field at SSG with magnetic variation at KUJ during nighttime on 21 Jan. 2005.

electric fields denote the direction eastward during daytime (06–20 LT) and westward during the nighttime (17– 07 LT). The averaged peak-to-peak intensity of observed electric fields is also found to be 0.5mV/m during the daytime and 1.0mV/m during the nighttime. This daytime and nighttime asymmetries of observed ionospheric electric fields cannot be interpreted using only the penetration model of polar dawn-to-dusk electric field into the day- and night-side lower ionosphere during the SC events. The scale size of changes in the solar wind is too large in comparison to that of the globe; therefore, the day–night asymmetry of the ionospheric electric fields must not be related to the solar-wind conditions. It is needed to study dditional electric field component or a local time-dependence of the penetration efficiency of the polar electric fields into the low-latitude ionosphere. At the onset time of SC preceded by PRI on November 4, 2003, the initial change in the ionosphere was observed simultaneous with the geomagnetic initial change in the accuracy of  $\pm 6.4$ s at 0625UT as shown in Figure 19. Simultaneous observations of the initial changes are not contradictory to the result of the past reports, and approve of the instantaneous penetration of the electric fields to the equatorial latitude. At the same time, it proves the quality of the FM-CW radar as a useful tool for detection of ionospheric electric fields.

Figure 20 shows a nighttime Pi 2 (40-150 seconds) event observed by an FM-CW radar and a MAGDAS magnetometer at PTK on 19 October 2007. During this event, the FM-CW radar observed the altitude of about 250 km (virtual height) at 3.0 MHz. The ground magnetic H and D components obtained at PTK (L = 2.05, LT = UT +10.5 hrs) and Ashibetsu, Japan (ASB; M. Lat. = 34:7\_, M. Lon. = 209:6\_, L = 1.48, LT = UT + 9.5 hrs), and Ey at PTK are plotted in Figure 20. The thick lines indicate H components and the thin lines indicate D components. We can see that Pi 2 pulsations were observed simultaneously in H and Ey. They started around 1644 UT and attained their peak around 16:48 UT (see the H component at PTK). The dominant frequency was 15.4 mHz for all waves. The peak-to-peak amplitude of H at PTK, D at PTK, H at ASB, D at ASB, and Ey at PTK are 3.3 nT, 1.4 nT, 2.5 nT, 1.2 nT, and 0.43 mV/m, respectively. The ground magnetic perturbation was dominant at H components rather than at D components. Ikeda et al.(2010b) calculated the cross correlation between Ey at PTK and geomagnetic field data. As a result, the maximum correlation coefficients were 0.95 for Ey-H (PTK), 0.95 for Ey-H (ASB), 0.79 for Ey-D (PTK), 0.72 for Ey-D (ASB). Thus the correlation coefficient of Ey-H is higher than that of Ey-D. In addition, the correlation coefficient of Ey-H (ASB) is higher than that of Ey-H (PTK).Pi 2 pulsations are well known as the signal for the onset of magnetic substorms. Moreover low-latitude Pi 2 pulsations are explained in terms of the plasmaspheric cavity mode, Takahashi et al. (1995).



Fig.20. Pi 2 pulsations on 19 October 2007. H and D components at PTK and ASB and Ey at PTK. The thick lines are H components and the thin lines are D components. The transmitting frequency of the FM-CW radar was 3.0 MHz.

The electric field variations (period of about 5 min) associated with Pc5 magnetic pulsations (150-600 sec period) were also observed at the low-latitude ionosphere at Sasaguri (geomagnetic latitude  $\theta$ =23.2°) during the recovery phase of severe magnetic storm on October 30-31, 2003 as shown in Figure 21. The top and bottom

panel show amplitude-time records of Hcomponent magnetic field observed at the MAGDAS/ CPMN station at KUJ (M. Lat. =  $23:6^{\circ}$ , M. Lon. =  $203:2^{\circ}$ , LT = UT + 8.7 hrs) and Yap (M. Lat. =  $0:42^{\circ}$ , M. Lon. =  $209:9^{\circ}$ , L = 1.00, LT = UT + 9.2 hrs) near the magnetic equator, and the Doppler shifted frequency of HF radio wave measured by FM-CW radar at Sasaguri, respectively, during the period of 00:30-03:30 UT on October 30, 2003. During this event, the FM-CW radar at SAS recorded an altitude of 300 km at 8.0 MHz. The peakto-peak amplitude of Ey at SAS was about 1.0 mV/m. The magnetic Pc 5 pulsation at YAP was larger than that at KUJ. The peak-to-peak amplitude at YAP was more than 100 nT. This would be due to equatorial enhancement because of the high ionospheric conductivity in the equatorial region. Inspecting the vertical dashed lines in Fig. 21, the peaks of H at YAP almost corresponds with that of Ey at SAS. The positive peaks of Ey correspond with positive peaks of the H. The oscillation of Ey at SAS corresponds with the H at YAP



**Fig. 21.** Amplitude-time records of H-component magnetic field observed at the CPMN station at Yap near the magnetic equator (top), and the Doppler shifted frequency of HF radio wave measured by FM-CW radar at Sasaguri (bottom) during the period of 00:30-03:30 UT on October 30, 2003.

without significant time delay. This result suggests that the ground Pc 5 was excited by the ionospheric electric fields which drive ionospheric currents. The source of Ey for Pc 5 would be caused by the polar dawn-to-dusk

electric fields which are excited by the DP 2 type current system (see, Motoba et al., 2004). This is the evidence of Pc5 magnetic pulsations produced by DP2-type current system in the low latitude ionosphere. In this case, the phase delay of geomagnetic variations was found to be about 10-40 second to the ionospheric variations. We can not ignore the self-inductance effect of enhanced ionospheric current caused by the Cowling conductivity to understand the phase delay of geomagnetic variations observed at the dip equator in daytime (Shinohara et al., 1997).

#### 5. Summary and Conclusion

MAGDAS/CPMN magnetometers were installed at 40 stations along the 210° MM and the magnetic dip equator in 2005 - 2007, including East Asia, Pacific Ocean and Micronesian Islands, and South America and Africa. MAGDAS II system was installed mainly in Africa in 2008. After corrections of the obtained MAGDAS data at SERC, at the first MAGDAS collaborators (the host scientists and others) can access to the SERC server, in which the corrected data are stored, and get 1-min digital data. The corrected 1-sec data will be open for the collaborations with the host scientists at the oversea stations and SERC. Kyushu Univ. SERC also provide the corrected MAGDAS data to the scientific community for collaborative works.

By using the MAGDAS/CPMN system, we can conduct the real-time monitoring for space weather study, and modeling of the global 3-dimensional current system and the plasma mass density variations for understanding electromagnetic and plasma environment changes in the geospace, especially, during the solar flare, coronal mass ejection, magnetic storms, and auroral substorms. Using FM-CW radar array, we are also able to investigate how solar-wind electric fields and polar electric fields of DP-2, sc, Pi2, Pc 5 and other disturbances can penetrate into the equatorial ionosphere. In the present paper, we reviewed the recent results obtained by MAGDAS/CPMN and FM-CW radar system; (1) Imaging of global 3-D current system, (2) Annual and semi-annual Sq current variations, (3) A new EE-index and its long-term variation, (4) Estimation of plasma mass density, (5) Latitudinal dependence of Pc 3-4 amplitudes along 96° MM and Pi 2 along 210° MM, and (6) Ionospheric electric field observations by FM-CW radar.

By using newly established observation systems (such as orbiting satellites and ground-based networks), we can now study the universal physical processes in the "heliospace" – from the Sun to the atmospheres of Earth and the other planets, and throughout the interplanetary medium. During IHY (2007-2009), many developing nations were invited to join the space science community by attending IHY workshops (such as the IHY Tokyo Workshop in 2007), hosting ground instrumentation (such as MAGDAS), and hosting regional IHY schools (such as the IHY Africa School in Nigeria in 2008). But this was only the first step. The next logical step is to continue the nurturing of young scientists in these countries by (1) training them how to do scientific observations and how to use the results, (2) internationally exchanging students and young researchers, and (3) organizing international scientific workshops on their behalf. However, to effectively achieve these goals, we believe there must be regular international scientific conferences that (1) cover the entire region from the Sun to the Earth and the other planets and (2) bring into this discussion the scientists and engineers working in developing countries (who have been neglected in the past). Because of the international scope of this agenda, we suggest that the United Nations coordinate these important plans by initiating an appropriate "post-IHY", i.e., International Space Weather Initiative (ISWI) program.

During the ISWI period (2010-2012), we will conduct coordinated near-earth JAXA satellite (ETS-VIII, QZS) and MAGDAS observations in Siberia, where 10 new MAGDAS magnetometers will be installed near the foot points of the Quasi-Zenith Satellite (QZS) for space weather, and an international collaboration (Asian network) to establish the short-term EQ prediction in southern Sumatra, Indonesia, where 10 ULF-EM(MT) sites will be constructed in 2010 with inter-sensor distance of 100-200 km.

# 6. Acknowledgements

The PI of MAGDAS/CPMN project, K. Yumoto, SERC, Kyushu University gratefully acknowledges the dedicated work of his staff at SERC and students at Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University, and all host scientists at the MAGDAS/CPMN stations located around the world. They made the MAGDAS/CPMN Project possible and successful. The PI also gratefully acknowledges the strong support received from key members of the IHY community: Prof. Hans Haubold (United Nations Office for Outer Space Affairs), Dr. Joseph Davila (NASA), Dr. Nat. Gopalswamy (NASA), and Dr. B. Rabiu (MAGDAS Coodinator of Africa). Financial supports were provided by Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) as Grant-in-Aid for Overseas Scientific Survey (15253005, 18253005) and for publication of scientific research results (188068). The IHY Organizer in Japan, K. Yumoto (SERC, Kyushu Univ.) would like to thank the following Japanese IHY Coordinators for their tireless efforts and contributions to the IHY Program in Japan: Secretary of Japan IHY, Dr. S. Watari (NICT), Prof. T. Sakurai (Natl. Astron. Obs. of Japan), Prof. M. Kojima (STE Lab., Nagoya Univ.), Prof. K. Shibata (Kwasan/Hida Obs., Kyoto Univ.), Prof. M. Fujimoto (JAXA/ISAS).
#### References

- 1. Baransky, L.N., Y. E. Borovkov, M. B. Gokhberg, S. M. Krylov and V. A. Troitskaya, "High resolution method of direct measurement of the magnetic field line eigen-frequencies, Planet. Space Sci., Äi0vol. 24, pp. 1369-1376, 1985.
- Baransky, L.N., S. P. Belokris, Y. E. Borovkov, M. B. Gokhberg, E. N. Fedorov, and C. A. Green, "Restoration of the meridional structure of geomagnetic pulsation fields from gradient measurements", Planet. Space Sci., Äi0vol. 37, p. 859, 1989.
- 3. Hibberd, F. H. (1981): Day-to-day variability of the Sq geomagnetic field variation. Aust. 310 J. Phys., 34, 81-90.
- 4. Huang C-S, K. Yumoto, S. Abe and G. Sofka (2008): Low-latitude ionospheric electric and magnetic field disturbances in response to solar wind pressure enhancements, J. Geophys. Res., Vol. **13**, A08314, doi:10.1029/2007JA012940, 2008.
- Ikeda A., K. Yumoto, M. Shinohara, K. Nozaki, A. Yoshikawa, A. Shinbori (2008): SC-associated Ionospheric Electric Fields at Low Latitude : FM-CW Radar Observation, Memoirs of the Faculty of Sciences, Kyushu University, Series D Earth and Planetary Sciences, Volume XXXII, No. 1, pp.1-6.
- Ikeda, A., K. Yumoto, M. Shinohara, K. Nozaki, A. Yoshikawa, M.G. Cardinal, B.M. Shevtsov, V.V. Bychknov, Q. M. Sugon, Jr., and D. McNamara (2010a); Ionospheric observation using FM-CW radar array, Advance in Geoscience, in press.
- Ikeda A., K. Yumoto, T. Uozumi, M. Shinohara, K. Nozaki, A. Yoshikawa, V.V. Bychkov, and B.M. Shevtsov (2010b), The phase relation between Pi 2-associated ionospheric Doppler velocity and magnetic pulsations observed at a midlatitude MAGDAS station, J. Geophys. Res., Vol. 115, doi10.1029/2009JA014397, pp.1-7.
- 8. Kitamura, K., Yumoto, K., and the 210° MM Magnetic Observation Group. (1998) Nothern/southern hemisphere asymmetry of sc/si in the nighttime sector, Proc. NIPR Symp., Upper Atmos. Phys., 12, 108-114.
- Kohta, H., T. Uozumi, K. Kitamura, A. Yoshikawa, M. Shinohara, MAGDAS group and K. Yumoto, "MAGDAS preliminary report: real-time monitoring of global current structure", Abstract of 118th SGEPSS Fall Meeting, held at Kyoto Univ., on September 28, 2005, B41-08.
- 10. Maeda, G., K. Yumoto and the MAGDAS Group (2009); Progress report on the deployment of MAGDAS, Earth Moon Planet, doi 10.1007/s11038-008-9284-5, vol.104, pp.271-275.
- 11. Maeda, N., S. Takasaki, H. Kawano, S. Ohtani, P. M. E. Decreau, J. G. Trotignon, S. I. Solovyev, D. G. Baishev, and K. Yumoto (2009), Simultaneous observations of the plasma density on the same field line by the CPMN ground magnetometers and the Cluster satellites, *Advances in Space Research* (J. Adv. Space Res.), **43**, doi:10.1016/j.asr.2008.04.016, p.265-272.
- 12. Matsushita, S., and Campbell, W.H. (1967), Physics of Geomagnetic Phenomena, 2 volumes(International Geophysics Series, Vol. 11), Academic Press, New York and London.
- 13. Motoba, T., T. Kikuchi, T. F. Shibata, and K. Yumoto (2004), HF Doppler oscillations in the low-latitude ionosphere coherent with equatorial long-period geomagnetic field oscillations, J. Geophys. Res., 109, A06214, doi:10.1029/2004JA010442.
- 14. Otadoy, R.E.S., D. McNamara, K. Yumoto, and MAGDAS group (2009); Proposal to use theMAGnetic Acquisition System(MAGDAS) of the Circum Pan-Pacific Magnetometer Network (CPMN) to study the equatorial electrojet: A Philippine contribution to the International Heliophysical Year, *Earth Moon Planet*, doi 10.1007/s11038-008-9271-x., vol. 104, pp. 167-172.
- 15. Rabiu, A.B., I.A. Adimula, K. Yumoto, J.O. Adeniyi, G. Maeda, and MAGDAS/CPMN project group (2009a); Preliminary results from the magnetic field measurements using MAGDAS at Ilorin, Nigeria, *Earth Moon Planet*, doi 10.1007/s11038-008-9290-7, vol. 104, pp. 173-179.
- 16. Rabiu A.B., Yumoto K., Shiokawa K., and Fujimoto A. (2009b); Equatorial electrojrt parameters along 210° magnetic meridian using a thick shell model format: Preliminary results, *Proc. of the Workshop on Equatorial Atmosphere*, Research Institute for Sustainable Humanosphere, Kyoto University, 159-166.
- 17. Rastogi, R. G., S. Alex and A. Patil (1994): Seasonal variations of geomagnetic D, H and Z fields at low latitudes. J. Geomag. Geoelectr., **46**, 115-126.
- 18. Rastogi R.G. and K. Yumoto (2007): Equatorial electrojet in the East Brazil anomaly region, Earth Planet Space, 59, No.2, 103-106.
- 19. Rastogi R.G., H. Chandra, M.E. James, Kentarou Kitamura and K. Yumoto (2008): Characteristics of the Equatorial Electrojet current in Central South America, Earth Planets Space, **60**, 623-632.
- 20. Richmond, A. D. and J. P. Thayer, "Ionospheric electro-dynamics: A Tutorial", in Magnetospheric Current Systems, S.-I. Ohtani et al., Eds. AGU, Washington, DC, 2000, p. 131-155.
- 21. Sastri J.H., Yumoto K., Rao J.V., and Ikeda A (2008): Summer-winter hemisphere asymmetry of the preliminary reverse impulse of geomagnetic storm sudden commencements at midlatitudes: J. Geophys. Res., Vol.113, A05302, 2007JA012968.
- 22. Shinohara, M., K. Yumoto, A. Yoshikawa, O. Saka, S. I. Solovyev, E. F. Vershinin, N. B. Trivedi, J. M. Da Costa and the 210°MM Magnetic Observation Group, "Wave characteristics of daytime and nighttime Pi 2 pulsations at the equatorial and low latitudes", Geophys. Res. Lett., Ai0vol. 24, pp. 2279-2282, 1997.
- 23. Singer,H.J., Southwood, D.J., Walker, R.J., and M.G. Kivelson (1981); M.G. Alfven wave resonances in a realistic magnetospheric magnetic field geometry, J. Geophys. Res. 86 (A6) 4589–4596.

- 24. Sugiura, M., Hourly values of equatorial Dst for the IGY, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, NASA Rept., X-611-63-131, June, 1963.
- 25. Takahashi, K., S.-I. Ohtani, and B. J. Anderson (1995), Statistical analysis of Pi2 pulsation observed by the AMPTE CCE spacecraft in the inner magnetosphere, J. Geophys. Res.,100, 21,929-21,941.
- 26. Takla E. M., K. Yumoto, S. Abe, A. Fujimoto, A. Ikeda, T. Tokunaga, Y. Yamazaki, T.Uozumi, M. G. Cardinal, A. Mahrous, G. Mengistu, T. Afullo, A. Macamo, L. Joao, N.Mwiinga, C. Uiso, P. Baki, C. Kianji, K. Badi, S. Malinga, A. Meloni and E. Ghamry (2009); Preliminary Results of Latitudinal Dependence of Pc3-1 4 Amplitudes at 96° MM Stations in Africa, Submitted to J. Atmos. Solar-Terres. Phys.
- 27. Takasaki, S., H. Kawano, Y. Tanaka, A. Yoshikawa, M. Seto, M. Iijima, Y. Obana, N. Sato and K. Yumoto (2006); A significant mass density increase during a large magnetic storm in October 2003 obtained by ground-based ULF observations at L < 1.4, Earth Planets Space, **58**, 617-622.
- <u>Tanaka Y-M.</u>, <u>Yumoto K.</u>, <u>Yoshikawa A.</u>, <u>Itonaga M.</u>, <u>Shinohara M.</u>, <u>Takasaki S</u>. and <u>Fraser B.J</u>. (2007): Horizontal amplitude and phase structure of low-latitude Pc3 pulsations around the dawn terminator: J. Geophys. Res. 112(A11): A11308.
- 29. Tokunaga, T., H. Kohta, A. Yoshikawa, T. Uozumi, and K. Yumoto (2007); Global features of Pi 2 pulsations obtained by Independent Component Analysis, Geophys. Res. Ltt., Vol. 34,L14106, doi:10.1029/2007GL030174.
- 30. Tsyganenko, N.A., and M.I., Sitnov (2005); Modeling the dynamics of the inner magnetosphere during strong geomagnetic storms, J. Geophys. Res. 110, A03208.
- 31. United Nations, New York, (2006) Putting the "I" in the IHY, Comprehensive overview on the world-wide organization of the International Heliophysical Year 2007.
- 32. Uozumi, T., H. Kawano, A. Yoshikawa, M. Itonag, and K. Yumoto (2007); Pi 2 source region in the magnetosphere deduced from CPMN data, Planet. Space Sci., 55, 849-857, doi:10.1016/j.pss. 2006.03.01.
- 33. Uozumi, T., K. Yumoto, K. Kitamura, S. Abe, Y. Kakinami, M. Shinohara, A. Yoshikawa, H. Kawano, T. Ueno, T. Tokunaga, D. McNamara, J. K. Ishituka, S.L.G. Dutra, B. Damtie, V. Doumbia, O. Obrou, A.B. Rabiu, I.A. Adimula, M. Othman, M. Fairos, R.E.S. Otadoy, and the MAGDAS Group (2008): A new index to monitor temporal and long-term variations of the Equatorial Electrojet by MAGDAS/CPMN real-time data: EE-Index, *Earth Planets Space*, **60**, 785-790.
- 34. Uozumi, T., Yumoto, K., Kitamura, K., Abe, S., Omoto, T., and MAGDAS Group,(2009a); A Calibration Technique for Temperature Drift of MAGDAS Magnetometer Data. *Memoirs of the Faculty of Sciences, Kyushu University, Series D, Earth and Planetary Sciences*, **32**(2), 95-104.
- 35. Uozumi, T., S. Abe, K. Kitamura, T. Tokunaga, A. Yoshikawa, H. Kawano, R. Marshall, R.J. Morris, B.M. Shevtsov, S.I. Solovyev, D.J. McNamara, K. Liou, S. Ohtani, M. Itonaga, and K. Yumoto (2009b), Propagation characteristics of Pi 2 pulsations observed at high- and low-latitude MAGDAS/CPMN stations: A statistical study, J. Geophys. Res., 114, A11207, 1-16.
- 36. Waters, C.L., F. W. Menk, and B. J. Fraser, "The resonance structure of low latitude Pc3 geomagnetic pulsations", Geophys. Res. Lett., (1991); vol. 18, pp. 17547-17551.
- Yamazaki, Y., K. Yumoto, A. Yoshikawa, S. Watari, and H. Utada (2009a); Characteristics of counter-Sq SFE at the Dip equator1 (SFE\*) observed by CPMN stations, J. Geophys. Res., vol.114, A05306, doi:10.1029/2009JA014124, pp. 1-5.
- Yamazaki, Y., K. Yumoto, T. Uozumi, A. Yoshikawa, and M.G. Cardinal (2009b); Equivalent current systems for the annual and semi-annual Sq variations observed along the 2100 MM CPMN stations, J. Geophys. Res., Vol. 114, A12320, doi:10.1029/2009JA014638, pp. 1-9.
- 39. Yoshikawa, A., Nakata, H., Nakamizo A., Uozumi, T., Itonaga, T., and Yumoto, K., (2009); A new magnetosphereionosphere coupling scheme for temporal and global magnetospheric MHD simulations. *Memoirs of the Faculty of Sciences, Kyushu University, Series D, Earth and Planetary Sciences*, **32(2)**, 87-94.
- 40. Yumoto, K. (1985); Characteristics of localized resonance coupling oscillations of the slow magnetosonic wave in nonuniform plasma, Planet.\_Space\_Sci., 33, 1029-1036.
- 41. Yumoto, K. (1988); External and internal sources of low-frequency MHD waves in the magnetosphere --- A review, J.\_Geomag.\_Geoelectr., 40, 293-311.
- 42. Yumoto, K., and the 210° MM Magnetic Observation Group (1996a); The STEP 210° magnetic meridian network project, J. Geomag. Geoelectr., 48, 1297-1309.
- 43. Yumoto, K., H. Matsuoka, H. Osaki, K. Shiokawa, Y. Tanaka, T.-I. Kitamura, H. Tachihara, M. Shinohara, S.I. Solovyev, G.A. Makarov, E.F. Vershinin, A.V. Buzevich, S.L. Manurung, Obay Sobari, Mamat Ruhimat, Sukamadradjat, R.J. Morris, B.J. Fraser, F.W. Menk, K.J.W. Lynn, D.G. Cole, J.A. Kennewell, J.V. Olson, and S.-I. Akasofu (1996b); North/south asymmetry of sc/si magnetic variations observed along the 2100 magnetic meridian, J. Geomag. Geoelectr., 48, 1333-1340.
- 44. Yumoto, K, and the CPMN Group (2001); Characteristics of Pi 2 magnetic pulsations observed at the CPMN stations: A review of the STEP results, Earth Planets Space, 53, 981-992.
- 45. Yumoto, K., and the MAGDAS Group (2006); MAGDAS project and its application for space weather, Solar Influence on the Heliosphere and Earth's Environment: Recent Progress and Prospects, Edited by N. Gopalswamy and A. Bhattacharyya, ISBN-81-87099-40-2, pp. 399-405.

- 46. Yumoto K. and the MAGDAS Group (2007): Space weather activities at SERC for IHY: MAGDAS: Bull. Astr. Soc. India 35, 511-522
- 47. Yumoto, K., S. Ikemoto, M.G. Cardinal, M. Hayakawa, K. Hattori, J.Y. Liu, S. Saroso, Ruhimat M., M. Husni, D. Widarto, E. Ramos., D. McNamara, R.E. Otadoy, G. Yumul, R. Ebora and N. Servando (2009a): A new ULF wave analysis for seismo-electromagnetics using CPMN/MAGDAS data, *Physics and Chemistry of the Earth* (J. Phys. Chem. Earth), doi:10.1016/j.pce.2008.04.005, 34, 360-366.
- 48. Yumoto, K., and STPP Sub-committee (2009b); International heliophysical year activities in Japan, *Data Science Journal*, Vol. 8, 30 March 2009, pp. S14-S23.
- 49. Yumoto K., A. Ikeda, M. Shinohara, T. Uozumi, K. Nozaki, S. Watari, K. Kitamura, V. V. Bychkov, and B. M. Shevtsov (2009c): Electric and Magnetic Field Variations at Low and Equatorial Latitudes During Sc, DP2, and Pi2 Events, *Advances in Geosciences*, Vol. **14**, Solar Terrestrial, Eds. Marc Duldig et al., World Sci. Publ. Comp., pp.197-212.
- 50. Yumoto, K. H. Kawano, and MAGDAS group (2009d); MAGDAS for geospace environment monitoring, , 26<sup>th</sup> ISTS-ISTS Special Issue of JSASS On-Line Journal, Trans. JSASS Space Technology Japan, Vol.7, No. ists26, pp. Tr\_2-Tr\_2\_4.
- 51. Yumoto, K., G. Maeda, S. Abe, T. Uozumi, A. Fujimoto, A. Ikeda, T. Tokunaga, Y. Yamazaki, T. Ueno, Y. Hitayama, B. Rabiu, C.B.S. Uiso, P. Baki, K.M. Badi, L. B. Kolawole, T. Afullo, A. Macamo, H. Mweene, and MAGDAS/CPMN Group (2009e); Progress report on the global\_deployment of MAGDAS, *Sun and Geosphere*, in press.

# ПРОЯВЛЕНИЕ МАГНИТО-ОРИЕНТИРОВАННЫХ ИОНОСФЕРНЫХ ПЛАЗМЕННЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ НА СРЕДНИХ ШИРОТАХ MANIFESTATION OF FIELD-ANGLED IONOSPHERE PLASMA DISTURBANCES AT MID-LATITUDE

Э.Л. Афраймович, Э.И. Астафьева, Е.А. Косогоров, Ю.В. Ясюкевич Институт Солнечно-Земной Физики СО РАН, yasukevich@iszf.irk.ru;

Using technique of magnetic zenith scanning by GPS rays it was shown that unusual northward isolated ionosphere irregularities registered on 5<sup>th</sup> October 2001 above California are manifestation of field-angled plasma disturbances (FAD). FADs are characterized by positive deviation of the total electron content (TEC) value up to 4 TECU ( $10^{16}$  el/m<sup>2</sup>). Corresponding TEC variations are isolated impulses with duration of ~40 min. We estimate the influence of such irregularities on differential GPS. Some problems connected with radio signal parameters change may arise when up-to-date very long base interferometers operate, for example, LOFAR or SKA.

### 1. Введение

Крупномасштабным ионосферным неоднородностям, вытянутым по магнитному полю посвящено множество работ. В литературе рассматривается два типа таких неоднородностей – баблы (bubbles, пузыри) и блобы (blobs) [1-5]. Однако в большинстве работ данные о пространственной геометрии магнитоориентированных неоднородностей (МОН) отсутствуют. Для примера, авторы [1] установили, что их наблюдения представляют проявление бабла используя только следующие критерии: время появления (после заката), наличие фазовых сбоев, уменьшение полного электронного содержания (ПЭС) и плотности электронной концентрации на спутнике DMSP. Однако упомянутые выше критерии недостаточны для идентификации пузыря. Необходимо получить более прямое доказательство вытянутости структуры вдоль магнитной силовой линии (как, например, в работе [2]).

Основное число работ по исследованию баблов и блобов было осуществлено на основе непосредственных измерений электронной концентрации. Только в отдельных работах наряду с измерениями электронной концентрации привлечены измерения ПЭС [1, 2]. Целью настоящей работы является описание метода GPS детектирования среднеширотных магнитоориентированных возмущений и неоднородностей и оценка их влияния на радиотехнические системы на примере необычного явления, имевшего место 5 октября 2001 г. над Калифорнией [6].

# 2. Метод детектирования среднеширотных магнитоориентированных неоднородностей

Если изолированная неоднородность вытянута вдоль магнитной силовой линии, то при пересечении ее лучами «спутник-приемник» под разными углами мы должны увидеть следующую картину: при приближении луча к области магнитного зенита (т.е. когда луч параллелен магнитному полю) ПЭС будет возрастать (убывать для баблов). При этом мы считаем, что наклонение магнитного поля с высотой меняется достаточно слабо (по крайней мере, на высотах, вносящих определяющий вклад в вариации ПЭС) и линия магнитного поля практически прямая. Тогда во временной области при прохождении области магнитного зенита мы будем видеть «горб» ПЭС.

Стандартный метод GPS позволяет детектировать волновые возмущения на основе фазовых

измерений наклонного ПЭС вдоль луча зрения между приемной станцией и спутником GPS [7]. Для того чтобы устранить регулярные изменения ионосферы, а также тренды, обусловленные орбитальным движением спутника, мы вычисляем вариации ПЭС dI(t) путем фильтрации исходных рядов I(t) в выбранном диапазоне периодов (например, 2-60 мин.). Далее нам необходимо выбрать вариации ПЭС, имеющие вид «горба». Стоит отметить, что при фильтрации такие неоднородности будут иметь вид N-волны. Мы использовали разработанную в ИСЗФ методику детектирования изолированных ионосферных неоднородностей типа спайков [6].

Наша основная идея заключается в том, чтобы проверить соответствие направления луча «спутник GPS – приемник» и направления вектора магнитного поля на высоте максимума ионосферного F2 слоя h<sub>max</sub>, и на основе этого отобрать ионосферные возмущения, расположенные вдоль магнитной силовой линии. Необходимо помнить про ограничения накладываемые геометрией зондирования - далеко не все траектории проходят через область магнитного зенита, поэтому не для всех спутников неоднородность будет одинаково хорошо проявляться.

На первом шаге мы определяем координаты подионосферных точек  $S_i$  [7] на высоте  $h_{max}$  в географической системе координат. Далее мы рассчитываем направление магнитной силовой линии на высоте  $h_{max}$  для подионосферной точки  $S_i$  с использованием международной справочной модели IGRF-10 и вычисляем угол между векторами  $\vec{r}$  и  $\vec{B}$ .

Дополнительно мы анализируем скорость перемещения неоднородностей, направление волнового фронта на основе метода SADM-GPS [7], а также полудлительность МОН, абсолютную и относительную амплитуду возмущения. Данный анализ является дополнительным, и мы лишь вкратце останавливаемся на нем, отсылая читателя к работе [6].

### 3. МОН над Калифорнией 5 октября 2001 г.

В этот день между 08:00 и 18:00 UT на ряде станций GPS, расположенных в Калифорнии, США (220-260°E; 28–42°N), было зарегистрировано большое число изолированных ионосферных возмущений (ИИВ), проявляющихся в вариациях ПЭС в форме отдельного апериодического возмущения ПЭС длительностью порядка 20-40 мин. Согласно данным Интернет для данного региона США и рассматриваемого временного интервала не было мощных естественных или антропогенных событий способных вызывать столь значительные вариации ПЭС. Общее число станций GPS в Калифорнии, используемых при анализе - 242, общее число лучей «спутник GPS-приемник» - ~1035.

Типичные вариации ПЭС 5 октября 2001, полученные по данным GPS станции AGMT, представлены на рис. 1 (а, б). ИИВ проявляется в вариациях ПЭС как отдельное апериодическое возмущение. Черной кривой на рис. 1а и 16 приведены, соответственно, исходный ряд ПЭС I(t) и вариации ПЭС отфильтрованные в диапазоне периодов 2-60 мин dI(t).  $t_{min}$  и  $t_{max}$  – время начала регистрации возмущения ПЭС и время регистрации максимума возмущения ПЭС. Полудлительность ИИВ определяется как  $\Delta T = t_{min} \cdot t_{max}$ . Абсолютное значение амплитуды ИИВ достаточно сложно определить, так как его длительность близка к постоянной времени суточных вариаций. Вариации ПЭС, отфильтрованные в диапазоне 2-60 мин, характеризуются кажущимся уменьшением ПЭС относительно фона. Однако, как видно из рис. 1а, возмущение ПЭС характеризуется превышением ПЭС над фоновым уровнем (см. аппроксимацию невозмущенного ПЭС  $I(t)_{00}$  – серая кривая). Разность между исходным рядом ПЭС и его невозмущенной аппроксимацией  $dI(t)_{00}=I(t)-I(t)_{00}$  представляет собой более корректную форму вариаций ПЭС при прохождения ИИВ (рис. 16, толстая серая линия). Стоит отметить, что наибольшее отклонение ПЭС относительно момента времени  $t_{min}$  для отфильтрованных вариаций меньше, чем для разностной вариации  $dI(t)_{00}$  (для данной станции 1.93 и 3.34 TECU, соответственно).



Ри. 1 - Вариации ПЭС 5 октября 2001 по данным GPS станции AGMT, PRN 05: (а) – исходный ряд ПЭС (черная кривая) *I(t)*, аппроксимация невозмущенного ПЭС *I(t)*<sub>00</sub> (серая толстая кривая проведенная через окружности); (б) – Вариации ПЭС *dI(t)* отфильтрованные в диапазоне периодов 2-60 мин (черная кривая); разность между исходным рядом ПЭС и невозмущенным приближением *dI(t)*<sub>00</sub>=*I(t)*- *I(t)*<sub>00</sub> (толстая серая кривая). *t<sub>min</sub>* и *t<sub>max</sub>* - время минимума и максимума отклонения ПЭС при прохождении ИИВ. (в) – исходные ряды ПЭС *I*<sub>1</sub> и *I*<sub>2</sub> для двух разнесенных

станций GPS *I* (LINC) и *2* (BLIT) с длиной базы *D*=621 км 5 октября 2001 г. (г) – разность рядов ПЭС, представленных на панели (в) Δ*I*=*I*<sub>1</sub> – *I*<sub>2</sub> (толстая черная линия). Шкала для соответствующих вариаций градиента ПЭС представлена справа. Наклонная серая линия отмечает область резкой границы временной зависимости Δ*I* со значительным наклоном *ROT*.

На рис. 2 представлено распределение значений широт станций GPS, для времени  $t_{min}$ . Буквы A, B, C, и D отмечают «следы» ИИВ. Абсолютная амплитуда отклонения ПЭС при прохождения ИИВ dI для следа A составляет ~ 3 TECU. Фоновое значение ПЭС  $I_0$ , вычисленное по картам ПЭС IONEX (ftp://cddisa.gsfc.nasa.gov/pub/gps/products/ionex/), составляет ~15 TECU. Следовательно, относительная амплитуда ИИВ  $dI/I_0$  достигает 20%, что на порядок превышает амплитуду типичных фоновых флуктуаций.



Рис. 2 - Распределение значений подионосферных точек лучей «спутник GPS – приемник», соответствующих времени *t<sub>min</sub>*, для всех МОН зарегистрированных в этот день всеми станциями GPS над рассматриваемым регионом Калифорнии. Буквы *A*, *B*, *C* и *D* отмечают отдельные «следы» МОН

С использованием метода SADM-GPS для GPS решеток в работе [6] для выбранного интервала времени были определены средние значения азимута  $\langle a \rangle$  и угла места  $\langle \theta \rangle$  волнового вектора К и горизонтальной скорости  $\langle V \rangle$  возмущения. Соответствующие значения для параметров ИИВ, а также номер спутника PRN и число решеток GPS M (общее число решеток GPS составляло 280-660) для каждого следа *A*, *B*, *C*, *D* представлены в таблице 1. Анализ показал четко выраженное направление перемещение ИИВ в северном направлении (рис. 2). Горизонтальная компонента вектора скорости составляла 70-180 м/с. Угол места волнового вектора  $\vec{K}$  при этом имеет небольшое положительное значение ~22-24 ° (Таблица 1, строка 8).

На рис. 1г представлен градиент ПЭС  $\Delta I = I_1 - I_2$  между двумя разнесенными станциями GPS для следа А. Исходные ряды ПЭС  $I_1$  и  $I_2$  для двух разнесенных станций GPS 1 (LINC) и 2 (BLIT) с длиной базы D=621 км представлены на рис. 1в. Как можно видеть, дифференциальное отклонение ПЭС  $\Delta I$  двух разнесенных станций близко по форме к разности между исходным рядом ПЭС и невозмущенной аппроксимацией  $dI(t)_{00}=I(t)-I(t)_{00}$  (рис. 16).

При прохождении ИИВ, значения пространственного градиента ПЭС G(t) и производной ПЭС по времени **ROT** достаточно велики. Шкала для соответствующих вариаций градиента ПЭС G нанесена на рис. 1г справа. Наклонная кривая отмечает резкое возрастание  $\Delta I$  со временем и имеет значительный наклон **ROT** порядка 0.33 ТЕСU/мин. Величина параметров G и **ROT** превышает фоновые значения на порядок и сравнима со значениями G и **ROT** во время сильных геомагнитных бурь [7]. Таблица 1 содержит данные параметры для каждого следа A, B, C и D.

N₫	«След» Параметр	А	В	С	D
1	PRN	5	30	6	3
2	ΔТ, мин.	23	19	18	11
3	<i>dI</i> ( <i>t</i> ) <sub>00</sub> , TECU	3.06	2.8	2.6	2.1
4	$\Delta I/I_{0}$ , %	17	19	21	8
5	М	660	280	376	280
6	V, м/с	171	184	158	73
7	<a>, °</a>	0	5	5	0
8	<0>, °	22	27	24	20
9	γ, °	6	13	22	36
10	D_, км	70	66	71	23

Таблица 1. Средние параметры магнитоориентированных неоднородностей 5 октября 2001 г.

Наиболее вероятное значение угла  $\gamma$  между векторами  $\vec{B}$  и  $\vec{r}$  для максимальной амплитуды ИИВ представлено в строке 9. Максимальная амплитуда регистрируется при минимальном  $\gamma$ . Это соотносится с моделью неоднородности, вытянутой по магнитному полю и мы можем интерпретировать регистрируемое ИИВ как блоб. Поперечный размер неоднородности  $D_{-}$  составляет ~70 км (строка 10 Таблицы 1). Таким образом, поперечный размер МОН в вертикальной плоскости существенно меньше его горизонтального размера.

### 5. Заключение и обсуждение

На протяжении последних тридцати лет большое число различных видов структур в ночном Fслое были исследованы с использованием различных инструментов. Так как данные структуры характеризуются резкими градиентами, а также мелкомасштабными структурами электронной плотности, то они могут служить угрозой для систем связи и навигации.

В данной работе предложен новый метод детектирования среднеширотных МОН. Метод основан на сканировании области магнитного зенита лучами GPS. Возможность метода продемонстрирована на примере регистрации необычных среднеширотных ИИВ над Калифорнией 5 октября 2001 г. [6]. В данном случае плазменные блобы с положительным отклонением относительно фонового ПЭС регистрируются на 43° MLAT, что соответствует высоте ~6000 км над магнитным экватором в апексе.

Основная проблема связана с отличием направления перемещения неоднородностей полученным нами (северное) от обычного направления перемещения МОН (восточное). Мы можем предположить, что наблюдаемый в рассматриваемом нами случае блоб поднимается до очень большой высоты над магнитным экватором. Поэтому мы будем видеть только движение на север, характеризующее «всплытие» блоба. Таким образом, то направление, которое видим мы и то, что наблюдали в [5] – несколько разные вещи.

Когда неоднородность вытянута вдоль магнитного поля и поднимается над экватором, волновой фронт возмущения должен быть перпендикулярен магнитной силовой линии. Наклонение магнитного поля для точки 243 E, 36 N составляет ~ 61°. Тогда угол места нормали магнитной силовой линии составляет ~ 29°. Ранее мы установили, что угол места волнового вектора имеет значение ~22-24°. Это является дополнительным свидетельством, что наблюдаемое возмущение представляет собой проявление МОН.

Резкие градиенты ПЭС, обусловленные МОН, могут увеличить дифференциальную ошибку между наземной базовой станцией и бортовым приемником. Подобные проблемы могут возникнуть при работе VLBI. В этом случае эффекты МОН приведут к различному фазовому запаздыванию и нарушению когерентности интерференционной картины.

В работе [8] впервые был обнаружен квазистационарный эффект магнитного зенита, который приводит к уменьшению электронной концентрации и формированию неоднородностей, простирающихся вдоль линии магнитного поля, вследствие влияния мощного высокочастотного излучения. Однако крайне важно сравнить эти результаты со статистикой естественных МОН.

# Благодарности

Авторы благодарят Потехина А.П. и Медведева А.В. за интерес к работе. Мы выражаем благодарность научным группам SOPAC и CORS за данные GPS. Работа поддержана Фундаментальной исследовательской программой физического отделения РАН (Проект IV.12 "Современные проблемы радиофизики"), грантом РФФИ 10-05-00113-а.

### Литература

- 1. *Ma G., Maruyama T.* A super bubble detected by dense GPS network at east Asian longitudes // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L21103.
- 2. *Huang C.-S., Foster J.C., Sahai Y.* Significant depletions of the ionospheric plasma density at middle latitudes: A possible signature of equatorial spread F bubbles near the plasmapause // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. A05315.
- 3. *Hysell D.L.* An overview and synthesis of plasma irregularities in equatorial spread F // J. Atmos. Solar Terr. Phys. 2000. V. 62. P. 1037–1056.
- 4. *Yokoyama T. Su S.-Yi, Fukao S.* Plasma blobs and irregularities concurrently observed by ROCSAT-1 and Equatorial Atmosphere Radar // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. A05311.
- 5. *Kintner P. M., Ledvina B. M., de Paula E. R., Kantor I. J.* Size, shape, orientation, speed, and duration of GPS equatorial anomaly scintillations // Radio Sci. 2004. V. 39. RS2012.
- 6. *Afraimovich E.L., Astafieva E.I., Voyeikov S.V.* Isolated ionospheric disturbances as deduced from global GPS network // Ann. Geophys. 2004. V. 22, N 1. P. 47-62.
- 7. *Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П.* GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли // Иркутск: Изд-во ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, 2006. 480 с.
- 8. *Терещенко Е.Д., Миличенко А.Н., Фролов В.Л., Юрик Р.Ю.* Наблюдение эффекта магнитного зенита с использованием сигналов спутников GPS/ГЛОНАСС // Известия ВУЗов. Радиофизика. 2008. Т. 51, № 11. С. 934-938.

# ОТЛИЧИЕ СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ ПЭС ПО ДАННЫМ ГЛОБАЛЬНЫХ КАРТ GIM РАЗЛИЧНЫХ ЛАБОРАТОРИЙ, РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕВЕРОАМЕРИКАНСКИХ КАРТ US-ТЕС И МОДЕЛИ IRI

# DIFFERENCE OF TEC DAILY VARIATIONS DEDUCED FROM GLOBAL IONOSPHERE MAPS OF DIFFERENT LABORATORIES, REGIONAL NORTH-AMERICAN TEC MAPS US-TEC AND IRI MODEL

Ю.В. Ясюкевич, К.Г. Ратовский, А.С. Полякова, А.А. Шейфлер Институт Солнечно-Земной Физики СО РАН, yasukevich@iszf.irk.ru

Nowadays ionosphere total electron content (TEC) mapping technique is widely adopted. On the basis of this data it is possible to study daily variations for ionosphere physics purposes. Global ionosphere maps (GIM) allow us to evaluate the amplitude of daily variations, maximal and minimal TEC value, rate of ionization increasing near the solar terminator in different regions of the Earth. Moreover there is regional North-American ionosphere maps. However, GIM and US-TEC are calculated by different laboratories on the basis of different assumptions. Any assumption results in some errors and so it is interesting to compare TEC daily variations from GIM and US-TEC. In the report we compare amplitude and half-width of daily variations, rate of ionization increasing for different level of solar and geomagnetic activity. Results are compared with IRI-2007 model data.

### 1. Введение

В настоящее время развитие средств радиозондирования ионосферы и моделирования предоставляет возможность непрерывного и глобального мониторинга полного электронного содержания (ПЭС) в ионосфере Земли. В качестве экспериментальных измерений над территорией земной поверхности могут использоваться данные глобальных и региональных наземных сетей приемников навигационных систем (GPS, GLONASS, в ближайшие годы войдет в строй европейская система GALLILEO), а также вычисленные по этим данным глобальные (Global Ionosphere Maps - GIM) [1, 2] и региональные карты ПЭС [3]. Общепринятой единицей измерения полного электронного содержания является TECU (total electron content unit; 1 TECU=10<sup>16</sup> эл/м<sup>2</sup>). Начиная с 1991 г. над территорией океана появилась возможность исследовать ионосферу на основе данных спутниковых высотомеров (Topex/Poseidon, Jason-1, Jason-2, http://www.aviso.oceanobs.com/). Кроме того, существует ряд ионосферных моделей, которые позволяют рассчитать профиль электронной концентрации и ПЭС

вдоль направления распространения сигнала. Международная справочная модель ионосферы (International Reference Ionosphere; IRI) фактически является стандартом при расчете ионосферных параметров для различных исследовательских и прикладных задач [4].

Данные средства позволяют исследовать как пространственное распределение ионизации, так и вариации различных периодов. При использовании глобальных (региональных) карт (моделей) для прикладных задач необходимо в первую очередь иметь представление о точности воспроизведения суточных вариаций. Глобальные карты GIM и региональные карты US-TEC рассчитываются различными лабораториями с привлечением некоторых моделей. Любое использование моделей приводит к тем или иным ошибкам, поэтому при использовании подобных данных необходимо сравнить параметры суточных вариации ПЭС по данным карт GIM различных лабораторий и региональных североамериканских карт. В работе делается сравнение амплитуды, полуширины вариаций, скорости нарастания ионизации для различного уровня солнечной и геомагнитной активности. Анализ проводится для региона северной Америки (50 – 60° с.ш., -120° – -105° в.д.) за период времени 15 октября 2004 г. – 1 января 2009 г.

### 2. Анализируемые данные

Технология построения глобальных карт абсолютного вертикального ПЭС GIM (Global Ionosphere Maps) по данным международной сети IGS-GPS была создана рядом авторов [1, 2, 5]. Карты GIM с двухчасовым временным разрешением в стандартном формате IONEX представлены на сайте Интернет (ftp://cddisa.gsfc.nasa.gov/pub/gps/products/ionex). Пространственный диапазон карт – от 0° до 360° по долготе и от -90° до 90° по широте, а пространственное разрешение задается размерами элементарной GIM-ячейки - 5° по долготе и 2.5° по широте.

Каждый файл IONEX содержит мировые карты ПЭС за одни сутки по шкале мирового времени UT, а также данные о погрешности вычисления ПЭС, определяемые как среднеквадратичное отклонение результатов восстановления пространственно-временного распределения ПЭС по данным измерений группового и фазового запаздывания сигналов всего набора спутников GPS, наблюдаемого в данный временной интервал в пределах GIM-ячейки. Глобальные карты ПЭС в формате IONEX рассчитываются в различных центрах: Center for Orbit Determination in Europe, University of Berne, Switzerland (CODG, http://www.cx.unibe.ch); Jet Propulsion Laboratory of California Institute of Technology (JPLG, http://www.jpl.nasa.gov); Grup Universitat Politecnica de Catalunya (UPCG, http://www.upc.es); European Space Agency Group (ESAG, http://www.esa.int).

Алгоритмы восстановления пространственно-временного распределения ПЭС, разработанные в упомянутых научных центрах, описаны в ряде публикаций [1, 2]. Несмотря на различие этих алгоритмов, общая концепция восстановления абсолютного «вертикального» значения ПЭС основана на подборе оптимальных параметров выбранной модели вертикального распределения электронной концентрации с высотой (N(h)-профиля). В качестве такой модели как правило выбирается тонкий слой на некоторой высоте. Для такой модели рассчитываются значения ожидаемой ионосферной поправки к значению дальности до ИСЗ для реальных значений углов зрения на ИСЗ. Затем расчетные значения поправок сравниваются с измеренными, и этот процесс для различных параметров модели N(h)-профиля повторяется до тех пор, пока не будут получены минимальные значения невязок, соответствующие представленным в файле IONEX величинам СКО. Далее для «оптимального» по минимуму невязок N(h)-профиля рассчитывается «вертикальное» ПЭС, которое по существу равно среднему значению ПЭС для выбранной GIM-ячейки. В последнее время появились региональные карты ПЭС, обладающие более высоким пространственным разрешением: северо-американская карта US TEC, временное разрешение 15 мин, пространственное - 1° по широте и долготе; европейская карта, временное разрешение 10 мин, пространственное - 1°; южно-американская карта LPIM, временное разрешение 1 час, пространственное - 1°; японская карта, пространственное разрешение 0.5°, временное - 5 и 15 мин и т.д. Алгоритм расчета подобных карт подобен алгоритму расчета GIM, однако они используют различные исходные модели вертикального распределения электронной концентрации.

Международная справочная модель ионосферы (International Reference Ionosphere; IRI) фактически является стандартом при расчете ионосферных параметров для различных исследовательских и прикладных задач [4]. IRI описывает среднемесячные ионосферные параметры: ионный состав (O+, H+, N+, He+, O<sub>2</sub>+, NO+), дрейф ионов, плотность и температуру электронов, ПЭС. В новейшей версии IRI-2007 значительно усовершенствована модель профиля электронной концентрации выше максимума F2 слоя. В настоящей работе мы использовали стандартный набор опций моделей IRI-2007, в частности набор коэффициентов URSI. Для моделирования состояния ионосферы во время геомагнитных возмущений использована «модель шторма».

На рис. 1 представлены типичные суточные вариации ПЭС 4 января 2006 г. На панели а

приведены вариации ПЭС полученные по картам GIM лабораторий CODG, JPLG, ESAG, UPCG. Как можно видеть, отличается как амплитуда вариаций A, так и максимальное значение ПЭС. Для различных лабораторий несколько отличается и полуширина максимума ПЭС  $\Delta T$ , которая определяется по уменьшению ПЭС от максимума до половины амплитуды. На панели  $\delta$  дано сравнение карт GIM CODG, региональных карт US-TEC и модели IRI. Можно видеть достаточно хорошее подобие амплитуды вариаций, максимального и минимального значения ПЭС. Однако карты US-TEC характеризуются небольшим предполуденным максимумом.



Рис. 1 – Суточные вариации ПЭС над территорией США в магнитоспокойный день 4 января 2006 г.

На рис. 2 представлено пространственное распределение амплитуды *A* суточных вариаций по данным карт GIM JPLG. Черной кривой нанесен геомагнитный экватор. Видно, что наибольшая амплитуда суточных вариаций характерна для области экваториальной аномалии.



Рис. 2 – пространственное распределение амплитуды суточных вариаций ПЭС за 4 января 2006 г.

### 3. Статистика параметров суточных вариаций

На рис. 3 представлены нормированные распределения амплитуды A, полуширины  $\Delta T$  суточных вариаций, и максимальной скорости роста ионизации V. Панели a-e для карт GIM различных лабораторий, z-e – для карт GIM CODG, региональных карт US-TEC, и модели IRI-2007. Распределение амплитуды вариаций представлено на панелях a, z, скорости роста ионизации –  $\delta$ ,  $\delta$ , полуширины вариаций e, e.

Даже для глобальных карт существует значительное отличие наиболее вероятного значения амплитуды суточных вариаций (рис. 3а). Для лаборатории UPCG эта величина минимальна и составляет 6 TECU, для лаборатории CODG – 6.5, ESAG – 7 TECU, JPLG – 7.5 TECU. Карты US-TEC показывают более существенную величину наиболее вероятной амплитуды вариаций – 8 TECU, а модель IRI-2007 – более низкое значение – 6 TECU.

Наибольшая скорость роста ионизации (рис. 3 б, d) лежит в диапазоне ~0.5-3 TECU/час. Все карты GIM показывают приблизительно одинаковую максимальную скорость роста ионизации, за

исключением карт UPCG, в которых скорость нарастания ионизации несколько ниже. Также она несколько ниже и в модели IRI-2007.

Полуширину вариаций (панели *в*, *е*), составляющую 5-18 часов в зависимости от времени года, карты GIM отражают примерно одинаково. В то же время по данным региональных карт US-TEC и модели IRI-2007 эта величина оказывается не менее 7 часов.

На рис. 4 представлена зависимость амплитуды суточных вариаций от уровня солнечной (*a-в*) и геомагнитной активности (*z-е*). Как можно видеть амплитуда вариаций по данным модели и эксперимента практически не зависит от уровня геомагнитной активности. Для экспериментальных данных характерно линейной увеличение амплитуды с ростом потока солнечного радиоизлучения на длине волны 10.7 см F10.7. Для модели IRI зависимости амплитуды суточных вариаций от уровня солнечной активности не наблюдается.

# 5. Заключение

В настоящей работе были проанализированы параметры суточных вариаций ПЭС, по данным различных лабораторий и моделирования. Существует систематическое отличие по амплитуде вариаций и скорости роста ионизации для карт различных лабораторий. Кроме того, широко используемая модель ионосферы IRI не отражает влияние солнечной активности на амплитуду суточных вариаций.

# Благодарности

Мы выражаем благодарность научным группам JPLG, UPCG, ESAG, CODG за данные карт ПЭС. Работа поддержана Фундаментальной исследовательской программой физического отделения РАН (Проект IV.12 "Современные проблемы радиофизики"), грантом РФФИ 10-05-00113-а.



Рис. 3 - Статистическое распределение амплитуды, полуширины, и скорости роста ионизации суточных вариаций

# 15 октября 2004 г. - 1 января 2009 г.



Рис. 4 – Зависимость параметров суточных вариаций ПЭС от уровня солнечной и геомагнитной активности

# Литература

- 9. Mannucci A.J., Wilson B.D., Yuan D.N., Ho C.M., Lindqwister U.J., Runge T.F. A global mapping technique for GPS derived ionosphere TEC measurements // Radio Sci. 1998. V. 33. № 3. P. 565–582.
- 10. Schaer S., Beutler G., Rothacher M. Mapping and predicting the ionosphere // Proc. IGS AC Workshop. Darmstadt, Germany. February 9–11. 1998. P. 307–320.
- 11. US-TEC Technical Document. Available from www.swpc.noaa.gov/ustec/docs/USTEC\_TechnicalDocument.pdf
- 12. Bilitza D., Reinisch B.W. International Reference Ionosphere 2007: Improvements and new parameters // Adv. Space Res. 2008. V. 42. P. 599-609
- 13. Wilson B.D., Mannucci A.J., Edwards C.D. Subdaily northern hemisphere maps using the IGS GPS network // Radio Sci. 1995. V. 30. P. 639-648.

# СЕКЦИЯ 3. ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В АТМОСФЕРЕ

# ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ СЕРЕБРИСТЫХ ОБЛАКОВ НАД КАМЧАТКОЙ В ИЮНЕ 2009 ГОДА

# LIDAR OBSERVATIONS OF NOCTILUCENT CLOUDS OVER KAMCHATKA IN JUNE 2009

Бычков В. В.<sup>1</sup>, Пережогин А. С.<sup>1</sup>, Шевцов Б. М.<sup>1</sup>, Маричев В.Н.<sup>2</sup>, Черемисин А.А.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатского края

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск. <sup>3</sup>Сибирский Федеральный Университет, Красноярск

According to the results of lidar observations carried out in June 2009 in Kamchatka, a very rear phenomenon, noctilucent clouds, was observed during a week from June 17 to 23 at the heights of 80-85 km. Simultaneously with that "Aura" satellite registered temperature decrease at this heights up to about 135°K on June 22. We describe the method of correction of lidar signals to remove the effects of consequences of the applied FEU which allowed to reform the profiles of the scattering ration up to the heights of 85-90 km.

Введение. Серебристые (мезосферные) облака, появляющиеся в летнее время в приполярных областях на высотах 80-90 км, впервые обнаружены в 1880 году. Серебристые облака возникают в результате конденсации имеющихся в области мезопаузы паров воды в присутствии пылевых частиц метеорного слоя при понижении температуры до очень низких значений, достигающих иногда 130°К, и бывают доступны для визуального наблюдения в сумерках. В 1989 году серебристые облака впервые наблюдались с помощью лидарной техники [1]. С тех пор в определении параметров мезосферных облаков все возрастающую роль играют лидарные методы исследования. С помощью лидарной техники становится возможным определить не только высоту и яркость облаков, но и такие параметры как размер и форма составляющих их частиц, горизонтальную структуру составляющих слоев. В лидарных исследованиях серебристых облаков, как и в исследовании аэрозолей, одним из определяемых параметров является отношение обратного рассеяния, суммарного к молекулярному.

В работе [2] подводятся итоги семилетних лидарных наблюдений серебристых облаков в обсерватории ALOMAR, северная Норвегия, (69N, 16E). По результатам накопленных лидарных данных в различных геофизических условиях обсуждаются статистические закономерности в появлении мезосферных облаков и их параметров. Однако в месте расположения лидара на Камчатке (53N, 158E) появление серебристых облаков следует отнести к редким явлениям. Лидарной станцией Камчатки появление серебристых облаков регистрировалось впервые, в течение недели в июне 2009 года. Наблюдения не были ориентированы на регистрацию мезосферных облаков и факт их обнаружения, в известной степени, можно считать случайным.

Средства наблюдений. Описание лидарной станции Камчатки приведено в работе [3]. В июне 2009 года наблюдения проводились при следующих параметрах лидара: лазер Brilliant B, длина волны излучения – 532 нм, энергия в импульсе – 0.4 Дж, частота – 10 Гц, диаметр приемного зеркала 60 см, угол зрения приемника –  $7.5*10^{-4}$  рад. Вертикальное разрешение приемника - 1.5 км, обусловлено временным разрешением в 10 мкс счетчика фотонов Нататаtsu-H8784. ФЭУ – Нататаtsu-M8259-01, темновой шум при 20°С – 20 ф/с. В июне 2009 года наблюдения проводились со светофильтром с шириной полосы пропускания на полувысоте равной 0.5 нм. Для исключения засветок ФЭУ от сигналов ближней зоны во время наблюдения проводились с целью исследования явления последействия ФЭУ, и сигнал регистрировался в течение 4 мс после посылки каждого светового импульса лазера, с шагом 10 мкс, что соответствует области высот от 21 до 600 км с шагом по высоте 1.5 км.

**Результаты наблюдений.** Как показали результаты обработки сигналов лидарной станции Камчатки в 2007-2009 годах, в измеренных сигналах, начиная с 60 км, наблюдается ложный рост отношения рассеяния, что может быть объяснено возрастанием влияния последействия ФЭУ. Рост влияния последействия ФЭУ обусловлен уменьшением основного сигнала, сигнала молекулярного рассеяния, падающим в интервале высот 60 - 100 км на 3

порядка, в соответствии с экспоненциальным уменьшением плотности атмосферы. В связи с этим была разработана методика вычитания этой помехи. Обоснованию этой методики посвящена работа [4], в которой показано, что коррекция исходного сигнала, путем отыскания экспоненты в области 90-150 км и вычитания ее из исходного сигнала, позволяет восстановить профиль отношения рассеяния до высот около 80 км.

На рис. 1 приведены откорректированные на последействие профили отношения рассеяния за 17, 22 и 23 июня 2009 года. Исходные данные накапливались около 4 часов и содержат 130-140 тысяч первичных сигналов. По рисунку видно, что в следовавших один за другим днями, 22 и 23 июня, области повышенного светорассеяния совпадают и расположены в интервале высот 80-87 км. Неделей ранее, 17 июня, толщина наблюдавшегося слоя примерно вдвое меньше, область повышенного светорассеяния занимает интервал 80-83 км.



Рис. 1. Отношение рассеяния в области высот 30-90 км над Камчаткой по результатам лидарных наблюдений 17, 22 и 23 июня 2009 года.

На рис. 2а изображены данные измерений температуры метеорологического спутника NASA "Aura", полученные 17 и 22 июня при пролете в ближайшей (по географическим координатам) к месту расположения лидара точке. В обоих случаях измерения проведены в ночных условиях, местное время ~ 4:00 - 5:00 Lt. Для сравнения на том же рисунке приводятся данные измерений температуры этим же спутником 3 июня, ближайшее расстояние реализовалось в 15:04 Lt. Если 3 июня в области 85-90 км зафиксирована температура 174°К (день), то 17 и 22 июня в этом же интервале высот были отмечены температуры 140°К и 135°К соответственно (ночь).





На рис. 2b изображен месячный ход температуры в области мезопаузы, на высоте 87 км, измеренный тем же спутником. Темными маркерами отмечены дни с локальными

минимумами температуры, измеренными при пролете спутника в ночных условиях (4:00-5:00 Lt). Верхние значения температуры на графике получены в точках траекторий при пролете в дневное местное время, около 15:00-16:00 Lt. Точки измерения отобраны по критерию минимального расстояния от лидара и в таком виде дают представление о величине суточных вариаций температуры. Непосредственно по маркерам видно, что уже 17 июня наблюдаются пониженное ночное значение температуры равное 141.5°K, а 20, 22, 27 и 29 июня температура на высоте 87 км опускается ниже 140 градусов. Ход линии маркеров наглядно показывает, что в июне наблюдались два периода с ночными понижениями температуры ниже 140 градусов – с 17 по 22 и 27-29 июня. В первом случае были зарегистрированы области повышенного светорассеяния на высотах 80-87 км. Эти обстоятельства позволяют сделать заключение том, что наблюдавшиеся в период с 17 по 23 июня повышения отношения рассеяния в области 80-87 км не являются случайными флуктуациями аэрозольного содержания и соответствуют появлению на этих высотах полярных мезосферных облаков.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №16, гранта РФФИ № РФФИ 07-05-00734а, программы ДВО РАН №06-II-CO-07-026

# Литература

- 1. Hansen, G., Serwazi, M., and von Zahn, U.: First detection of a noctilucent clouds by lidar // GRL, 16, 1445-1448, 1989.
- 2. J. Fiedler, G. Baumgarten, G. von Cossart. Mean diurnal variations of noctilucent clouds during 7 years of lidar observations at ALOMAR // Annales Geophysicae, 23, 1175-1181, 2005.
- 3. *Бычков В. В., Маричев В.Н, Пережогин А. С., Шевцов Б. М., Шумейко А. В.* Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. 2008, № 12, с. 1083-1087.
- 4. Бычков В. В., Пережогин А. С., Шевцов Б. М., Маричев В.Н., Новиков П.В., Черемисин А.А. Сезонные вариации аэрозольного наполнения стратосферы и мезосферы Камчатки по результатам лидарных наблюдений в 2007-2009 г. // Материалы V международной конференции "Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений"

### СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ АЭРОЗОЛЬНОГО НАПОЛНЕНИЯ СТРАТОСФЕРЫ И МЕЗОСФЕРЫ КАМЧАТКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЛИДАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В 2007 – 2009 Г.Г.

SEASONAL VARIATIONS OF AEROSOL FILLING OF STRATOSPHERE AND MESOSPHERE OF KAMCHATKA BY RESULTS OF LIDAR OBSERVATIONS IN 2007-2009 Бычков В. В.<sup>1</sup>, Пережогин А. С.<sup>1</sup>, Шевцов Б. М.<sup>1</sup>, Маричев В.Н.<sup>2</sup>, Новиков П.В.<sup>3</sup>, Черемисин

A.A.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка, Камчатского края,

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск,.

<sup>3</sup>Красноярский институт железнодорожного транспорта – филиал ГОУ ВПО ИрГУПС в

г. Красноярске

<sup>4</sup>Сибирский Федеральный Университет, Красноярск

By results of lidar observations carried out in 2007-2009 years in Kamchatka, the seasonal dynamics of aerosol distributions in the range 30-80 km is analysed. Double layered structure of aerosol appearance, located at 35-50 and 60-75 km was find out. The similarity and distinctions of aerosol distribution in Kamchatka with the West Siberian ones was established. The method of correcting lidar signals, allowing to restore dispersion ratio up to 80 km, is described.

**Введение.** Считается, что при высотах зондирования больших 30 км лидарные сигналы воспроизводят молекулярное рассеяние [1,2] и только в особых случаях, например при вторжениях больших комет, наблюдается слои аэрозольного рассеяния в верхней стратосфере и мезосфере [3]. Между тем, по данным лидарных наблюдений над Томском, обнаружено появление аэрозольного рассеяния в зимнее время на высотах 35-45 км [4]. В январе 2008 года, над Камчаткой обнаружено появление аэрозольных слоев над стратопаузой [5]. В настоящей работе представлены результаты анализа двухлетних лидарных наблюдений верхней стратосферы и мезосферы над Камчаткой.

Коррекция сигналов на последействие ФЭУ на мезосферных высотах. Как показали результаты обработки сигналов лидарной станции Камчатки в 2007-2009 годах, в измеренных сигналах, начиная с 60 км, прослеживается влияние последействия ФЭУ, что приводит к ложному росту отношения рассеяния. Рост влияния последействия ФЭУ обусловлен уменьшением сигналов молекулярного рассеяния, падающим в интервале высот 60 - 100 км на 3 порядка, в соответствии с экспоненциальным уменьшением плотности атмосферы. В связи с этим была разработана методика вычитания этой помехи.



Рис. 1. Лидарные сигналы N<sub>1</sub> и N<sub>2</sub>, накопленные при запирании ФЭУ до 21 и 40 км, фон вычтен (а), сигнал N<sub>1</sub> в логарифмическом масштабе (b).

На рис. 1 представлены результаты специального эксперимента по оценке возможного последействия ФЭУ, проведенного 26 апреля 2009 года. На рис 1а приведены сигналы, накопленные при различных высотах запирания ФЭУ. Основной сигнал накапливался в течение 4 часов, число учтенных лазерных импульсов  $N_1$  равно 134400, запирание ФЭУ устанавливалось до 21 км. В эту же ночь дополнительно были проведены двухчасовые наблюдения, с запиранием ФЭУ до 40 км, число суммированных сигналов N<sub>2</sub> равно 66800. Из исходных сигналов вычтен фон, который определялся усреднением данных специальных синхронных измерений фонового сигнала. Как видно из рис. 1а, на высотах больших 80 км, на сигнале с отсечкой ФЭУ до высоты 21 км, отчетливо выделяется сигнал последействия ФЭУ. Использование логарифмической шкалы для интенсивности сигнала на рис. 1b, позволяет видеть, что в его высотной зависимости выделяются два линейных участка - на высотах более и менее 80 км. Для каждого из участков характерно экспоненциальное уменьшение сигнала при увеличении высоты. Характерный масштаб уменьшения для участка, расположенного на высотах меньших 80 км, равен примерно 6.5 км. Это значение хорошо соответствует средней высоте однородной атмосферы, которая варьируется в диапазоне высот 40-80 км от 6 до 8 км. Для второго участка характерный масштаб увеличивается больше чем на порядок и примерно равен 180 км. На этом участке сигнал определяется главным образом последействием ФЭУ.

Экспоненциальная зависимость сигнала последействия ФЭУ на высотах больших 90 км (рис. 1b) может наблюдаться, если последействие определяется только одним постоянным временем релаксации. Можно представить сигнал последействия I, в виде:

$$I_{t}(h|h_{0}) = \int_{h_{0}}^{h} I(z)Q(h-z)dz, \qquad (1)$$

где I(z) – основная часть интенсивности сигнала с ФЭУ, пропорциональная падающему потоку излучения; h – высота (время) наблюдения, h<sub>0</sub> – высота запирания ФЭУ, Q – импульсная характеристика, описывающая последействие в линейном приближении.

Опуская промежуточные выкладки в связи с ограничением объема работы, используя приближенные выражения для Q и I, для высот превышающих, как высоту однородной атмосферы, так и высоту отсечки ФЭУ, можно записать следующее выражение для последействия:

$$I_{t}(h|h_{0}) = I_{0}Q_{0}H_{0} |h_{0}|^{2} \exp(-h_{0}/H_{0})\exp[-h_{0}h_{0}/H_{\tau}]$$
(2)

Это выражение можно интерпретировать следующим образом. На больших высотах величина сигнала последействия пропорциональна общей энергии сигнала, зарегистрированного ФЭУ на границе запирания устройства, и экспоненциально убывает с высотой с характерным масштабом равным  $H_{\tau}$ . Дополнительные эксперименты показали, что на высотах 90-150 км сигнал последействия хорошо описывается простой экспоненциальной зависимостью: I(h) = Aexp(-Bh) + C

По физическому смыслу С - это фоновый сигнал, который может быть измерен на временах зондирования, соответствующих большим высотам, а затем вычтен из исходного сигнала. Но в общем случае эта аппроксимация включает и фоновый сигнал, а параметры А, В и С оцениваются по экспериментальному сигналу на высотах 90-150 км на основе метода наименыших квадратов. Экстраполяция зависимости (3) вниз позволяет учесть сигнал последействия в исходном сигнале и на высотах меньших 90 км. Эта коррекция существенна для формы профилей отношения рассеяния в области высот больших 60 км.

На рис. 2а и 2b представлено отношение рассеяния, построенное по лидарному сигналу, полученному 26 апреля 2009 года при запирании ФЭУ до высоты 21 км, без коррекции (a), и с коррекцией (b) на последействие  $\Phi \ni V$ , с использованием аппроксимации (3). На рис. 2с приведено отношение рассеяния без коррекции на последействие ФЭУ, полученное по сигналу 26 апреля 2009 года с запиранием ФЭУ до высоты 40 км. В коррекции сигнала для этого профиля необходимости нет - применение процедуры коррекции не приводит к заметному изменению результата. Согласно формуле (2) и экспериментальным данным, представленным на рис. 1а, величина последействия существенно зависит от высоты запирания ФЭУ, и должна экспоненциально спадать с увеличением высоты отсечки.

Последействие не обладает стабильными характеристиками. Высота, начиная с которой влияние последействия на профиль становится заметным на глаз, варьируется в зависимости от невыясненных параметров условий наблюдений. Например, многочисленными наблюдениями установлено, что использование светофильтра с шириной полосы пропускания 3 нм, вместо 0.5 нм, уменьшает эту высоту примерно на 10 км. При этом интенсивность сигнала в максимуме, на высоте осечки ФЭУ, увеличивается на 20-30%. По-видимому, эта высота определяется в каждый конкретный день соотношением между величинами сигнала, последействия и фонового сигнала. Рис. 2. Отношение



Результаты наблюдений. Всего за период с октября 2007 по декабрь 2009 года по погодным условиям было проведено 113 ночей наблюдений. Анализ результатов наблюдений позволяет выделить два периода, отличающиеся особенностями появления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере. Первый, летний сезон, длится с апреля по октябрь, второй, зимний, продолжается с ноября по март.



Рис. 4. Профили отношения рассеяния в верхней стратосфере и мезосфере, характерные для периода с апреля по октябрь

запирании ФЭУ от сигналов ближней зоны

км (c), b – откорректированный сигнал для (а)

На рис. 4 представлены типичные профили отношения рассеяния, получаемые в период с апреля по октябрь 2008-2009 годов. Сентябрьские профиль R(H) на рис. 4 а представлен без коррекции

(3)

сигнала на последействие ФЭУ. Для профилей рис. 4а, с применена коррекция на последействие с использованием аппроксимации (3). Для летнего сезона характерно сравнительно слабое проявление аэрозольного рассеяния во всей области высот от 30 до 80 км, отношение рассеяния в целом близко к единице. В зимний сезон, начиная с ноября, появляются выраженные слои аэрозольного светорассеяния в интервалах высот 30-50 и 60-75 км (рис 5). Относительная величина аэрозольного рассеяния может достигать особенно больших величин в области высот меньших 50 км. В декабре 2007 года во все 6 проведенных дней наблюдений получены профили такой же формы, как на рис 5a и 5b. Одна из причин специфичной годовой динамики стратификации аэрозоля в верхней стратосфере и мезосфере может быть связана с влиянием метеорологических факторов. Обращает внимание соответствие периода усиления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере Камчатки с временем существования арктического циркумполярного вихря, который на широте измерений и на высоте 50 км типично начинается в ноябре и продолжается до марта [7]. Обнаружена систематическая разница в концентрации различных составляющих, в частности водяных паров, внутри и вне циркумполярного вихря. Причем за счет ветровых сдвигов, вызываемых гравитационными волнами, возникает перенос между внутренней и внешней областями вихря [8]. Этот перенос приводит к повышению концентрации водяных паров в верхней стратосфере и нижней мезосфере внутри вихревой области. Циркумполярный вихрь подвержен и более мощным волновым возмущениям, которые вызывают стратосферные потепления. Январские профили, представленные на рис. 5с и 5d, получены во время стратосферного потепления. В связи со значительными отличиями температуры в эти периоды от модельных величин, профили рис. 5с и 5d рассчитаны с использованием данных температуры, измеренных спутником Аура, вместо данных NRLMSIS-00.

для



Другая причина аэрозольного наполнения верхней стратосферы в зимний период может заключаться в усилении процессов тропосферно-стратосферного обмена за счет турбулентной диффузии, поставляющей аэрозоль из области его богатого содержания – тропосферы, в стратосферу. Такая сезонная особенность динамики вертикального распределения аэрозоля в стратосфере подтверждается длительными лидарными наблюдениями, выполненными в Томске [9]. В этой работе отмечается, что характерной сезонной особенностью, так же как и на Камчатке, являлось отсутствие аэрозоля во всем слое стратосферы от поздней весны до ранней осени. А в период от поздней осени до ранней весны постоянно в нижней стратосфере регистрировалось ее

аэрозольное наполнение до высот около 30-35 км. Циркумполярный вихрь в нижней стратосфере над Томском начинает развиваться в октябре и разрушается в апреле, что, возможно, и определяет сезонность наблюдения аэрозоля. Вынос аэрозоля в зимний сезон до меньших высот, чем на Камчатке, вероятнее всего, обусловлен менее интенсивной турбулентной диффузией в этом регионе и в это время.

Заключение. Получены данные об аэрозольном рассеянии в верхней стратосфере и мезосфере над Камчаткой до высот 75-80 км. Показано, что при электронном запирании ФЭУ до высот 20 км необходима коррекция сигналов на последействие ФЭУ для высот больших 60 км, а при запирании ФЭУ до 40 км такой коррекции не требуется. На основе модельных оценок и специальных экспериментальных наблюдений показано, что коррекцию сигналов можно осуществить путем аппроксимации сигнала на высотах 90-150 км простой экспоненциальной зависимостью и последующего вычитания из исходного сигнала полученной регрессионной зависимости для суммы фонового сигнала и сигнала последействия.

Анализ результатов наблюдений за период с ноября 2007 года по декабрь 2009 года позволяет выделить два периода, отличающиеся особенностями появления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере. Первый включает летний сезон и охватывает период с апреля по октябрь. Второй, зимний сезон, длится с ноября по март. Показано, что для летнего сезона характерно отсутствие слоев с заметно повышенным светорассеянием во всей области высот от 30 до 80 км, в целом лидарные сигналы в этот сезон хорошо соответствуют релеевскому молекулярному рассеянию. С ноября начинают появляться возмущения в форме профилей, появляются области хорошо выраженного повышенного светорассеяния в мезосфере на высотах 60-75 км, и в верхней стратосфере на высотах 30-50 км, и вероятно ниже, до тропосферы. Возмущения достигают максимальных значений в декабре-январе, и в периоды стратосферных потеплений. С февраля начинается уменьшение этих возмущений, профили окончательно принимают форму, соответствующую летнему сезону в апреле. Выявлено сходство сезонных особенностей динамики стратификации аэрозоля в стратосфере Камчатки с другим регионом - Западной Сибирью (Томск).

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН №16, гранта РФФИ № РФФИ 07-05-00734а, программы ДВО РАН №06-II-CO-07-026

# Литература

- 1 *Kent G.S., Wright R.W.H.* A review of laser radar measurements of atmospheric properties. // J. Atm. and Terr. Phys. 1970. V. 32. N 5. P. 917-943.
- 2 *Poultney S.K.* Laser radar studies of upper atmosphere dust layers and the relation of temporary increases in the dust to cometary micrometeoroid streams. // Space Res. 1972. V. 12. P. 403-421.
- 3 *Межерис Р.* Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
- 4 *Бычков В.В., Маричев В.Н.* Образование водных аэрозолей в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. 2008, № 3. с. 248-255
- 5 *Бычков В. В., Маричев В.Н, Пережогин А. С., Шевцов Б. М., Шумейко А. В.* Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. 2008, № 12, с. 1083-1087.
- 6 V. L. Harvey, R. B. Pierce, T. D. Fairlie, M. H. Hitchman. A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones//J. Geophys. Res. (2002), Vol. 107, D20, P. 4442-4464.
- 7 S. Lossow, M. Khaplanov, J. Gumbel, J. Stegman, G. Witt, P. Dalin, S. Kirkwood, F. J. Schmidlin, K. H. Fricke, and U. Blum. Middle atmospheric water vapour and dynamics in the vicinity of the polar vortex during the Hygrosonde-2 campaign // Atmos. Chem. Phys., Vol. 9, P. 4407–4417, 2009.
- 8 *Маричев В.Н.* Лидарные исследования вертикальной структуры аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере над Томском в 2008-2009 г. // Сборник трудов 16-го международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы». Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2009. С.622-626.

# О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА АТМОСФЕРЫ

# ABOUT POSSIBLE MECHANIZM OF THERMAL REGIME CHANGE OF ATMOSPHERE А.В. Виницкий, В.В. Казанцева

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

The mechanism of atmospheric temperature change due to vertical convergence and divergence of air streams is proposed. These streams form the meridional cells of global circulation system. On the basis of heat source equation for the case of adiabatic process the numerical estimates of mechanism efficiency are demonstrated. It is shown that at the mesospheric heights this mechanism may create the temperature regime changes with the efficiency of order  $10^{-3}$  °K/c and may explain the existence of warm winter and cold summer mesopause. The experimental data confirming the possibility of this mechanism realization in the atmosphere are presented.

Основными физическими механизмами, определяющими температурный режим атмосферы, являются изменение радиационного баланса в сочетании с теплообменом между Землёй и атмосферой, а также перенос энергии движениями различного масштаба в атмосфере и океане [1,2]. Существенную роль при этом играет адиабатический нагрев и охлаждение воздушных масс вследствие их опускания и подъёма. Влиянием именно этих процессов объясняется ряд закономерностей пространственно-временных вариаций температуры и, в частности, тёплая зимняя и холодная летняя мезопауза [3]. Однако ряд особенностей изменения термобарических параметров трудно объяснить. Например, в нижней тропосфере максимум температуры наблюдается в районе 20° в летнем полушарии, в верхней тропосфере максимумы температуры формируются на широтах ~30°, причём зимний максимум выражен более отчётливо, [2,4]. С этим связана и большая скорость ветра в субтропическом струйном течении в зимний период. Важной проблемой физики атмосферы является также система меридиональных движений. Она тесно связана с вопросами о механизмах взаимодействия различных атмосферных слоёв, передачи энергии с одних уровней на другие, межширотного обмена веществом и количеством движения. Согласно существующим представлениям, меридиональная циркуляция в тропосфере является частью общей циркуляции, связанной с формированием четырёх широтных поясов атмосферного давления на полушарии и состоит из трёх ячеек меридионального движения воздушных масс [2]. В стратосфере на высотах больше 30 км осуществляется перенос воздуха из летнего полушария в зимнее [3]. Южный стратосферный межполушарный поток в период зимы северного полушария изменяется на северный на высотах ниже 50-70 км [5]. Выше, на высотах 80-90 км, опять происходит смена направления меридионального потока на южный. Обобщение данных о ветре в нижней термосфере, полученных методом некогерентного рассеяния радиоволн, показало, что в ионосфере наблюдается резкая смена направления меридионального переноса, причём скорости ветра достигают 50 м/с [6]. В таких условиях должны формироваться чередующиеся по высоте зоны вертикальной конвергенции и дивергенции воздушных потоков.

Рассмотрим данные комплексного ракетного эксперимента [7]. На рис 1. представлено обобщённое высотно – временное распределение меридиональной компоненты ветра, полученное из данных 21 пуска метеорологических ракет в Волгограде в июне 1973 г. Видно, что хотя пуски были проведены в различное время в течение месяца, данные представляют картину движений, согласованную с вышеизложенным представлением. В летней стратосфере северного полушария перенос осуществляется с севера. Выше наблюдается структура меняющихся по направлению сравнительно узких (толщиной ~10 – 20 км) слоёв. Скорость меридионального ветра в отдельных случаях может достигать 150 м/с. Видно, что ветровая структура формируется так, что перенос воздушных масс одного направления объединяется по высотам. Южный ветер, наблюдающийся в нижней термосфере в околополуденные часы, смещается через полночь к утру и далее к полудню на высоты 80 – 90 км, где объединяется с потоком такого же направления в районе 13 ч. местного времени. Северный ветер нижней термосферы в околополуночном секторе опускается через полночь к полудню и далее к вечеру, объединяясь с северным ветром стратосферы около 20 ч. В результате образуется пространственно-наклонная слоистая ветровая структура. Аналогичная форма наклонных слоёв в координатах высота - местное время получена в экспериментах [6].

В представленном в [7] ракетном эксперименте одновременно проводилось также измерение температуры атмосферы на различных уровнях. На рис. 2 приведены результаты обобщения температурного поля в координатах высота – местное время.



Видно, что в температурном поле на высотах ~ 80 - 90 км формируется четыре зоны с различной температурой. В период 2 – 4 ч наблюдалась область тепла с температурой - 70° С. В 14 ч наблюдалась мощная область холода с температурой до -130° С. В 18 – 20 ч снова регистрировалась область тепла (Т ~ - 60° С), сменившаяся к полуночи областью холода (Т ~ - 150° С). Можно сделать вывод, что эта температурная изменчивость связана со сменой направления меридионального ветра на этих высотах. Областям тепла соответствует северный ветер, а областям холода – южный. Можно предположить, что в такой ветровой структуре с резко меняющимися по направлению и скорости ветрами должно осуществляться взаимодействие между слоями посредством вертикальных движений. Судя по температурному полю существует

Приведём количественные оценки возможного изменения температуры атмосферы вследствие формирования зон конвергенции и дивергенции вертикальных потоков. Оценки можно сделать на основании уравнения притока тепла. При реализации адиабатического процесса для единицы объёма сухого воздуха справедливо выражение:

$$\rho C \, \nu \, \frac{dT}{dt} = \frac{P}{\rho} \frac{d\rho}{dt},\tag{1}$$

где Cv – теплоёмкость сухого воздуха при постоянном объёме, T – температура, P – давление,  $\rho$  – плотность, t – время.

Левая часть уравнения (1) представляет изменение внутренней энергии единичного объёма газа атмосферы вследствие работы внешних сил давления, правая часть – обусловленных глобальной системой меридиональной циркуляции. Воспользовавшись уравнением непрерывности, перепишем уравнение (1) в виде:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{P}{\rho^2 C \nu} \left(\frac{d\rho}{dz} w - \rho \frac{dw}{dz}\right),\tag{2}$$

где *z* – высота над уровнем моря, *w* – вертикальная скорость.

Предположим, например, что конвергенция происходит на уровне 90 км. Для него можно принять  $P = 0,16 \text{ н/m}^2$ ,  $\rho = 3,17 \cdot 10^{-6} \text{ кг/m}^3$  [8]. Принимая Cv = 727 Дж/кг·К и допуская, что на границе слоёв вертикальная скорость составляет 10 см/с и уменьшается к середине слоя на протяжении 10 км до нуля, получаем, что второй член в уравнении (2) даёт значение  $dT/dt = 6,3 \cdot 10^{-4}$  K/c. При устойчивости таких систем циркуляции за часы и сутки механизм может приводить к наблюдаемым изменениям температуры. В частности, он может быть эффективным для сезонных изменений температуры мезопаузы, если предположить, что зимой на этих высотах имеет место вертикальная сходимость воздушных потоков.

### Литература

- 1. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 751 с.
- 2. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 398 с.
- 3. Уэбб В. Структура стратосферы и мезосферы. М.: Мир, 1969. 258 с.
- 4. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 394 с.
- 5. Groves G.V. Atmospheric structure and its variations in the region from 25 to 120 km //COSPAR International reference atmosphere 1972 (CIRA-72). Berlin. Akademic Verlag. 1972. P. 33 224.
- 6. Hedin A.E., Biondi M.A., Burnside R.G., et all. Revised global model of thermosphere wind using Satellite and ground based observations//J. Geophys. Res. 1991. V.96. N. A5. P. 7657 7688.
- Бутко А.С., Голубев Е.Н., Иванова И.Н. и др. Особенности суточных и полусуточных колебаний температуры и ветра над пунктом Волгоград. В сб.: Суточные и широтные вариации параметров атмосферы и корпускулярные излучения. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. С. 86 – 104.
- 8. Хвостиков И.А. Высокие слои атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1964. 605 с.

# ОБ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ ТОНКОЙ МУЛЬТИФРАКТАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ИОНОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ABOUT FEATURE OF RESEARCHES OF THIN MULTIFRACTAL STRUCTURE OF IONOSPHERIC TURBULENCE

# Ф. И. Выборнов, В. А. Алимов, А. В. Рахлин

Федеральное государственное научное учреждение "Научно-исследовательский радиофизический

институт"

We discuss the particular research thin multifractal structure of developed ionospheric turbulence by methods of multidimensional structure functions and modulus maxima of wavelet transform with the help of remote sensing of ionospheric plasma by orbiting satellites signals. It is shown that diffraction effects during the propagation of radio waves in the ionosphere lead to "blur" quasi-singular structure of ionospheric turbulence and to the inability to diagnose it by these methods during ground receiving satellite signals. It is proposed to study the fractal structure of the ionospheric turbulence apply direct probe measurements of electron density fluctuations with high frequency samples along the trajectory of the spacecraft directly into the ionosphere.

В последнее время был выполнен ряд работ по изучению мультифрактальной структуры развитой ионосферной турбулентности (ИТ) (см. [1] и цитируемую там литературу). При этом соответствующие исследования проводились с помощью дистанционного зондирования ионосферной плазмы сигналами орбитальных ИСЗ с последующей обработкой принимаемых сигналов методом многомерных структурных функций (МСФ). Но метод МСФ – интегральный метод исследований случайных процессов. Носителем фрактальной меры в нем является структурная функция 2-го порядка исследуемого процесса на локальном (квазистационарном) интервале наблюдений [2]. Поэтому с помощью этого метода невозможно изучить тонкую (облачную) мультифрактальную структуру ионосферной турбулентности. В то же время предложенный и реализованный на практике метод максимумов модулей вейвлет-преобразования (ММВП) при исследовании мультифрактальной структуры атмосферной турбулентности [3], в принципе, может быть использован и для изучения тонкой структуры ионосферной турбулентности. В отличие от метода МСФ, в методе ММВП носителем фрактальной структуры является сама сингулярная функция f(t), описывающая этот случайный процесс в отдельных случайным образом выбранных "особых" точках  $t_i$  исследуемого процесса.

При этом в основе метода ММВП лежит определение частичной суммы  $z(q, \tau)$ :

$$z(q,\tau) = \sum_{l=1}^{N} |W(\tau,t_l)|_{max}^{q}, \qquad (1)$$

где l – линия максимумов для скелетона вейвлет-преобразования (ВП) (см. [3,4]); N – число таких экстремальных линий на интервале наблюдений за сигналом; q – параметр порядка в частичной сумме. Максимум модуля вейвлет-преобразования на l-ой линии (вблизи "особой" точки  $t_l$ ) имеет вид [3,4]:

$$W(\tau, t_l)\Big|_{\max} = \frac{1}{\tau} \left| \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t - t_l / \tau) \cdot f(t) dt \right|_{\max}.$$
 (2)

Здесь функция  $\psi(t - t_1 / \tau)$  – стандартная вейвлет-функция с временным разрешением  $\tau$  [3,4].

Исследуемую случайную функцию f(t) вблизи особых "точек"  $t_l$ , для которых отклик модуля ВП (2) является максимальным, целесообразно записать в следующем виде (ср. [3,4]):

$$f(t) = f(t_1) + c(t_1) \cdot |t - t_1|^{\alpha - t_1},$$
(3)

где  $c(t_1) = const(t_1)$ , а параметр

$$\alpha(t-t_l) = \begin{cases} 0 < \alpha < 1 \\ \alpha > 1 \end{cases} \quad \text{при} \quad \frac{|t-t_l| > \tau_0}{|t-t_l| \le \tau_0}, \tag{4}$$

 $\tau_0$  – характерный внутренний масштаб турбулентности изучаемого случайного процесса f(t).

Здесь предполагается, что мы имеем дело со случаем развитой турбулентности [3], когда второе слагаемое в формуле (3) описывает квазисингулярную тонкую структуру исследуемого турбулентного процесса. При этом, в отличие от упрощенного математического подхода, исследованного в работах [3,4] для описания поведения функции f(t) вблизи "особой" точки  $t_i$ , применяется более сложная и более реалистичная физическая конструкция измеряемого сигнала с переменной функцией (см. (4)). В целом функция f(t) – регулярная функция, но вблизи некоторых выделенных точек  $t_l$  в области значений  $|t-t_l| \ge \tau_0$  она может вести себя как сингулярная функция вида  $f(t) = f(t_1) + c(t_1) \cdot |t - t_1|^{\alpha}$  с параметром  $0 < \alpha < 1$  (ср. [3,4]). Однако, строго говоря, внутри интервала  $\Delta t \leq \tau_0$  она полностью регулярна, подобно тому, как структурная функция 2-го порядка D<sub>f</sub>(  $\tau$ ) полностью регулярна внутри такого же малого интервала наблюдений за нижним пределом инерционного интервала турбулентности [5]. Но вклад этой малой области внутреннего интервала турбулентности в отклик ВП незначителен (см. (2) с учетом соотношений (3), (4) при  $\tau >> \tau_0$ ) и поэтому приближенно можно считать, что на исследуемых локальных масштабах регистрации сигнала вблизи экстремальных точек  $t_1$  функция f(t)сингулярная. Действительно, математически функцию f(t), точнее ее аппроксимацию при  $\Delta t \ge \tau_0$ , можно считать сингулярной функцией. Но реально на всем интервале наблюдений

функция f(t) – гладкая дифференцируемая функция с квазисингулярным поведением вблизи "особых" точек  $t_l$  для скелетона ВП. При этом на любой экстремальной l-ой линии для максимумов модулей откликов ВП имеет место скейлинговое соотношение (см. (2) – (4)):

$$W(\tau, t_1)\Big|_{max} \propto \tau^2. \tag{5}$$

Далее, с учетом соотношений (1) и (5), для исследуемой случайной функции может быть применена стандартная процедура фрактального формализма с последующим определением мультифрактального спектра исследуемого турбулентного процесса [3,4].

Но при дистанционном зондировании ИТ сигналами ИСЗ и обработке их методом ММВП возникают непреодолимые сложности. Дело в том, что даже модель фазового экрана (модель "тонкого" неоднородного слоя толщины L с отсутствием дифракционных эффектов при распространении радиоволн в этом слое) работает лишь, когда выполняется неравенство  $\lambda L \ll l^2$  (где  $\lambda$  - длина волны излучаемого сигнала; l - характерный размер неоднородностей) [5]. Для диагностики "чистых" фазовых флуктуаций сигнала на выходе такого слоя при исследовании неоднородной турбулентной структуры с характерными размерами в несколько единиц – десятков метров (масштаб  $l \ge l_0$ , где  $l_0 \approx 1$  м – внутренний масштаб плазменной турбулентности верхней ионосферы [6]), на частоте зондирования 1 ГГц толщина слоя L должна не превышать нескольких десятков метров. Такая ситуация является практически нереальной для ионосферных условий, когда характерный размер толщины слоя ионосферной плазмы с мелкомасштабными неоднородностями составляет несколько единиц – десятков километров [6]. А в таком "толстом" слое будут существенны дифракционные эффекты при распространении радиоволн. Что, в конечном счете, приведет к "замыванию" тонкой квазисингулярной структуры неоднородной ИТ и к невозможности диагностики ее методом ММВП

Поэтому для исследования тонкой структуры ИТ следует применять прямые зондовые измерения флуктуаций электронной концентрации  $\Delta N(x)$  с высокой частотой отсчетов  $v_{omcu} \ge 10$ кГц вдоль траектории космического аппарата в ионосфере. Мультифрактальная обработка таких прямых зондовых записей сигнала  $\Delta N(x)$  с помощью метода ММВП, в принципе, позволит выявлять тонкую фрактальную структуру ионосферной турбулентности.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ №09-02-97026-р поволжье а.

### Литература

- 1. Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. // Изв. ВУЗов-Радиофизика. 2009. т. 52, №1. С. 14.
- 2. Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. // Изв. ВУЗов-Радиофизика. 2008. т. 51, № 4. С. 287.
- 3. Arheodo A. et al. // Physica A. 1998, 254. P. 24-45.
- 4. Павлов А.И., Анищенко В.С. // УФН. 2007. т. 177, № 8. С. 859.
- 5. Рытов С. М., Кравцов Ю.А., Татарский В.И. Введение в статистическую радиофизику. Т. II. М.: Наука, 1978.
- 6. Гершман Б.Н., Ерухимов Л.М., Яшин Ю.Я. Волновые явления в ионосфере и космической плазме. М.: Наука, 1984.
- Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. Некоторые особенности перспективных исследований мультифрактальной структуры мелкомасштабной ионосферной турбулентности с использованием вейвлет-преобразования. Препринт №528. Нижний Новгород: ФГНУ НИРФИ, 2009.

# О ПРОСТРАНСТВЕННО-НЕОДНОРОДНОЙ СТРУКТУРЕ МЕЛКОМАСШТАБНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ СРЕДНЕШИРОТНОЙ ИОНОСФЕРЫ ABOUT SPATIALLY NON-UNIFORM STRUCTURE OF SMALL-SCALE MID-LATITUDE IONOSPHERE TURBULENCE

# Ф. И. Выборнов, В. А. Алимов, А. В. Рахлин

Федеральное государственное научное учреждение "Научно-исследовательский радиофизический институт"

We present the results of the researches of inhomogeneous small-scale ionosphere turbulence structure using the method of multidimensional structure functions of the amplitude fluctuations of artificial satellites signals. Found significant differences in the behavior of multi-indices of power spectra of the irregularities and the generalized multiracial spectrum of mid-latitude ionosphere turbulence for different clouds of electron density of ionosphere plasma with dimensions of  $200 \div 250$  km, and within the clouds for local non-uniform structures with dimensions of  $12 \div 15$  km. Известно, что мелкомасштабная ионосферная турбулентность имеет облачную пространственно-неоднородную структуру. В меньшей степени исследована локальная структура мелкомасштабной ионосферной турбулентности внутри отдельных облаков ионосферной плазмы. Считается, что пространственные спектры мелкомасштабной ионосферной турбулентности имеют моностепенной характер с незначительными вариациями показателя [1]. Этот результат был получен в ходе традиционной спектральной обработки принимаемых на Земле сигналов спутников. Такой спектральный подход к обработке данных дает достоверные результаты лишь в случае, когда исследуемые случайные процессы являются стационарными [2].

Более общий подход к анализу сигналов заключается в их мультифрактальной обработке с применением метода многомерных структурных функций [3]. В ходе наших экспериментов по радиопросвечиванию среднеширотной ионосферы сигналами спутников было установлено, что для структурных функций флуктуаций амплитуды сигналов при небольшом разнесении времени  $\tau$  справедливо следующее соотношение:

$$\left\langle \left| \Delta A(\tau) \right|^q \right\rangle = \frac{1}{T} \int_{0}^{T} \left| A(t+\tau) - A(t) \right|^q dt \propto \tau^{\varphi_A(q)} \propto \tau^{\alpha_q q \pm \left[ -D_A(\alpha_q) \right]}.$$
(1)

Здесь T – временной интервал анализируемой амплитуды сигнала.  $\varphi_A(q)$  – показатель скейлинга при аппроксимации измеряемых структурных функций флуктуаций амплитуды q-го порядка.  $D_A(\alpha_q)$  – фрактальная размерность флуктуаций амплитуды принимаемых сигналов, определяемая на множестве q структурных функций из параметрической зависимости[3,4]:

$$\begin{cases} D_A(\alpha_q) = 1 \pm \mathbf{k}_q q - \varphi_A(q) \\ \alpha_q = \frac{d\varphi_A(q)}{da} \end{cases}$$
(2)

Знак "+" перед вторыми слагаемыми в соотношениях (1), (2) соответствует случаю классического мультифрактального анализа сигналов с параметром  $\frac{d\alpha_q}{dq} < 0$ , а знак "-" – случаю аномального скейлинга в поведении измеряемых структурных функций *q* -го порядка, когда параметр  $\frac{d\alpha_q}{dq} > 0$ .

Согласно [4,5], локальную структуру мелкомасштабной ионосферной турбулентности можно охарактеризовать квазиизотропным трехмерным спектром  $\Phi_{N_q}(\vec{k})$  флуктуаций электронной концентрации в виде:

$$\Phi_{N_a}(\vec{k}) \propto k^{-p_{3_q}}, \qquad (3)$$

где  $k_{\perp} = \left| \vec{k} \right|$  – волновое число неоднородностей;  $p_{3_q}$  – показатель спектра неоднородностей для q - ой компоненты, соответствующей глобальной структурной функции электронной концентрации  $\left\langle \mathbf{I}_{N}(\vec{r})_{\frac{q}{4}}^{\frac{T}{2}} \right\rangle$ :  $\left\langle \mathbf{I}_{N}(\vec{r})_{\frac{q}{4}}^{\frac{T}{2}} \right\rangle \propto \overline{\mathbf{I}_{N}(\vec{r})_{\frac{q}{4}-no\kappa}^{\frac{T}{2}}} \cdot \overline{N} \propto r^{p_{3_q}-3} \cdot r^{\pm \left|-D_{N}(p_{3_q})\right|}$ . (4)

Соотношение (4) отвечает двум принципиально различным моделям фрактальных структур мелкомасштабной ионосферной турбулентности [4,5].

Первая модель, соответствующая знаку "+" в показателе второго сомножителя соотношения (4) – это совокупность независимых фрактальных структур, характеризуемых локальной пространственной структурной функцией  $N(\vec{r})_{q_-,no\kappa}^2 \propto r^{p_{3_q}-3}; \ \overline{N} \propto r^{-D_N(p_{3_q})} - доля$ пространства, занятого этими неоднородными структурами с фрактальной размерностью  $D_N(p_{3_q})$  [5]. Это модель классической мультифрактальной структуры турбулентности.

Вторая модель (знак "-" в показателе второго сомножителя соотношения (4)) – это совокупность взаимодействующих, кластерных фрактальных структур с локальной пространственной структурной функцией  $N(\vec{r})_{q_{-,no\kappa}}^{2} \propto r^{p_{3_{q}}-3}$  и относительным числом таких структур  $\overline{N} \propto r^{b_{N}(p_{3_{q}})-3}$ . В данном случае  $D_{N}(p_{3_{q}})$  - это массовая фрактальная размерность взаимодействующих структур в пространстве с топологической размерностью d = 3

 $(D_N(p_{3_q}) \le 3)$ . Первая модель, по-видимому, соответствует линейной стадии развитой ионосферной турбулентности, а вторая – режиму нелинейного взаимодействия локальных пространственно-неоднородных мелкомасштабных структур электронной концентрации в ионосфере (см. [4]).

При этом согласно [5], для показателя мультистепенного спектра ионосферной турбулентности на средних широтах имеет место равенство:

$$p_{3_a} = 2 + 2\alpha_q \,. \tag{5}$$

Таким образом, изотропная локальная структура мелкомасштабной ионосферной турбулентности, описываемая мультистепенным спектром  $\Phi_{N_q}(\vec{k})$  (см. (3)), однозначно определяется набором соответствующих гельдеровских экспонент  $\alpha_a$ .

Следует заметить, что неравномерное распределение в пространстве изотропных мелкомасштабных ионосферных неоднородностей в общем случае характеризуется набором фрактальных размерностей  $D_N(\alpha_q)$ . Причем, согласно [3,4]:

$$D_N(\alpha_a) = 2 + D_A(\alpha_a).$$

Поскольку для параметров  $\alpha_q$  и показателей мультистепенного спектра  $p_{3_q}$  справедливо соотношение (5), то, следовательно, измеряемый мультифрактальный спектр флуктуаций амплитуды  $D_A(\alpha_q)$  фактически характеризует неравномерное распределение в пространстве мелкомасштабных ионосферных неоднородностей для разных турбулентных структур с различными показателями мультистепенного спектра.

По результатам зондирования среднеширотной ионосферы в сеансах связи с орбитальными спутниками 29.03.06 г. и 23.08.05 г. были получены записи амплитуды сигналов с практически идентичными величинами показателей спектров флуктуаций амплитуд принимаемых сигналов, но в то же время мультифрактальные спектры их различались кардинально. Для первого сеанса связи длительностью  $T_0 = 80$  с была характерна первая модель фрактальных структур мелкомасштабной ионосферной турбулентности, а для второго – вторая модель. Внутри общего интервала регистрации сигналов как в одном, так и другом сеансах связи для более коротких интервалов записи длительностью  $T_L = 5$  с регистрировались обе указанные выше модели фрактальных структур.

Следует учесть, что в этих экспериментах мы имели дело с моделью "вмороженных" мелкомасштабных ионосферных неоднородностей (скорость сканирования неоднородностей сигналом орбитального спутника на высотах верхней ионосферы  $\upsilon_{c\kappa} \approx (2,5^{\div}3)$  км/с была значительно больше скорости дрейфа мелкомасштабных неоднородностей  $\upsilon_{dp} \approx 10^{-1}$  км/с). Поэтому можно утверждать, что в ионосфере на пространственных масштабах порядка  $L_L = \upsilon_{c\kappa} \cdot T_L \approx (12 \div 15)$  км внутри отдельных облаков электронной концентрации ионосферной плазмы с масштабами порядка  $L_0 = \upsilon_{c\kappa} \cdot T_0 \approx (200 \div 250)$  км существовали мелкомасштабные неоднородности с различной фрактальной структурой, соответствующие как линейной стадии развитой ионосферной турбулентности (первая модель в соотношении (4)), так и нелинейные пространственно-неоднородные мелкомасштабные структуры электронной концентрации в ионосфере, описываемые второй моделью в соотношении (4). Этим различным локальным моделям мультифрактальной структуры мелкомасштабной ионосферной турбулентности соответствуют различные модели мультистепенных спектров изотропной турбулентности.

На рис. 1 приведены рассчитанные по формуле (5) показатели  $p_{3_q}$  мультистепенных спектров  $\Phi_{N_q}(\vec{k})$  (3) для обоих сеансов связи с искусственными спутниками Земли 29.03.06 г. (рис. 1а) и 23.08.05 г. (рис. 1б). Из рис.1 следует, что поведение показателей мультистепенных спектров для двух характерных моделей фрактальных структур в этих сеансах резко отличались друг от друга. Для первой модели характерно существование пространственных компонент с малыми масштабами неоднородностей в мультистепенном спектре турбулентности (см. рис. 1а), а для второго – практически полное отсутствие их (см. рис. 1б). Действительно, в первом случае значения показателей мультистепенного спектра уменьшаются с ростом q-го порядка для исследуемых многомерных структурных функций флуктуаций амплитуды принимаемого сигнала

(см. рис. 1а и соотношение (5) при  $\frac{d\alpha_q}{dq} < 0$ ), т.е. в данном случае мы с увеличением параметра q изучаем локальные области мелкомасштабной ионосферной турбулентности с все более развитой (многомасштабной) структурой неоднородностей электронной концентрации плазмы. Во втором случае (см. рис. 1б и соотношение (5) при  $\frac{d\alpha_q}{dq} > 0$ ) значения  $p_{3_q}$  увеличиваются с ростом параметра q и мы, при увеличении параметра q, исследуем локальные области турбулентности с все более пространственно ограниченной структурой мелкомасштабных неоднородностей.



2 представлены обобщенные мультифрактальные спектры На рис. изотропной мелкомасштабной ионосферной турбулентности  $D_N(p_{3_n})$  для сеанса связи со спутниками 29.03.06 г. (рис.2а) и 23.08.05 г. (рис.2б). Из рис. 2 видно, что обобщенные мультифрактальные спектры  $D_N(p_{3_a})$  также обнаруживают различия в своем поведении для разных моделей мультифрактальных структур. Для первой модели (линейная стадия ионосферной турбулентности) локальные области с развитой (многомасштабной) структурой неоднородностей электронной концентрации имеют заметно неравномерное распределение в пространстве ( $D_N = 2,4$  при *p*<sub>3<sub>a</sub></sub> = 2,5 ; рис. 2a), а области с пространственно ограниченной структурой мелкомасштабных неоднородностей распределены более равномерно ( $D_N = 3$  при  $p_{3_2} = 2,84$ ; рис. 2a). Для второй модели (модели взаимодействующих, кластерных фрактальных структур) ситуация меняется на противоположную. Более развитая структура мелкомасштабных неоднородностей равномерно распределена в пространстве ( $D_N \approx 3$  при  $p_{3_n} = 2,7$ ; рис. 2б), а пространственное распределение ограниченной локальных областей неоднородностей с мелкомасштабной структурой неравномерно ( $D_N = 2,5$  при  $p_{3_a} = 3,05$ ; рис. 26).



Были выполнены расчеты мультистепенных и обобщенных мультифрактальных спектров для 5-ти секундных интервалов записей амплитуды внутри сеансов 29.03.06 и 23.08.05 г. Они также показали существенные различия, которые присущи обеим моделям локальных фрактальных структур мелкомасштабной ионосферной турбулентности на указанных выше масштабах  $L_L \approx (12 \div 15)$ км внутри отдельных облаков электронной концентрации ионосферной плазмы с размерами  $L_0 \approx (200 \div 250)$  км. Это иллюстрирует рис. 3, на котором приведены обобщенные мультифрактальные спектры турбулентности  $D_N(p_{3_n})$  для трех последовательных

(а, б, в) пятисекундных интервалов регистрации записи амплитуды сигнала в сеансе связи со спутником 29.03.06 г. Из рис. З следует, что распределение в пространстве мелкомасштабных неоднородностей может кардинально меняться для разных турбулентных структур с различными показателями мультистепенных спектров внутри отдельных облаков ионосферной плазмы.

Таким образом, исследования неоднородной структуры мелкомасштабной ионосферной турбулентности с применением метода многомерных структурных функций флуктуаций амплитуды сигналов обнаружили существенные различия в поведении показателей мультистепенных спектров неоднородностей и соответствующих обобщенных мультифрактальных спектров ионосферной турбулентности как для разных облаков электронной концентрации ионосферной плазмы с размерами ~ (200÷250) км, так и внутри отдельных облаков для локальной неоднородной структуры с размерами ~ (12÷15) км. Это принципиально новый результат в исследованиях неоднородной структуры ионосферной турбулентности.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ №09-02-97026-р поволжье а.

### Литература

- 1. Гершман Б.Н., Ерухимов Л.М., Яшин Ю.Я. Волновые явления в ионосфере и космической плазме. М.: Наука, 1984.
- 2. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967.
- 3. Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. // Изв.ВУЗов. Радиофизика. 2008. Т. 51. № 4. С.287.
- 4. Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. // Изв.ВУЗов. Радиофизика. 2008. Т. 51. № 7. С. 571.
- 5. Алимов В.А., Выборнов Ф.И., Рахлин А.В. // Изв.ВУЗов. Радиофизика. 2009. Т. 52. №1. С. 14.

# ВЛИЯНИЕ ВЕТРОВОЙ ОБСТАНОВКИ НА ЕСТЕСТВЕННОЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ

# INFLUENCE OF WIND CONDITIONS ON NATURAL ELECTROMAGNETIC EMISSION Дружин Г.И., Санников Д.В., Уваров В.Н.

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН Statistical relations of wind situation with level of natural electromagnetic radiation in a ELF-VLF range are considered. Closely-coupled statistical interface between the level of electric components of the field and wind field discovered. Existence of periodic temporal connection of the field of winds velocity and magnetic components of the radiation in a range 0.2-6.5 kHz with a day's and two day's by periods discovered.

Естественное электромагнитное КНЧ-ОНЧ-излучение возникает за счет грозовых, ионосферно-магнитосферных и литосферных источников [1–6], вклад которых в общую интенсивность поля определяются различными геофизическими факторами. Необходимость исследования этих излучений обусловлена тем, что они могут служить источником информации о процессах космического, планетарного и регионального масштабов. Полученная информация может быть использована не только в науке, но и в практической деятельности человека, например, в медицине, авиации, связи, при прогнозе сейсмической активности. Настоящая работа посвящена исследованию взаимосвязи естественного электромагнитного ОНЧ-излучения с ветровой обстановкой.

Регистрация естественного электромагнитного излучения проводится на Камчатском полуострове в пункте «Паратунка» ИКИР ДВО РАН, в диапазоне частот от единиц Гц до ~10 кГц, с применением двух идентичных магнитных рамочных (компоненты Hx, Hy) и одной электрической штыревой (компонента E) антенн. Многовитковые рамочные антенны с эквивалентной площадью каждой ~5600 м<sup>2</sup> расположены вертикально и ориентированы в направлении север-юг (Hx)и восток-запад (Hy). Штыревая электрическая антенна (с емкостной насадкой) высотой 1 м расположена на мачте высотой 30 м в непосредственной близости от магнитных антенн. Диаграммы направленности рамочных антенн и в горизонтальной плоскости имеют вид «восьмерки», штыревой – круг. Сигналы с предварительных усилителей по кабельной

линии связи поступают в пункт аналого-цифровой обработки сигналов, расположенный на расстоянии около 100 м от антенной системы, где осуществляется для каждой компоненты усиление сигнала и цифровая фильтрация в частотных полосах пропускания: 30-60 Гц; 70-200 Гц; 200-600 Гц; 600-2,5 кГц; 2,5-6,5 кГц; 7-11 кГц. Аппаратура работает в режиме непрерывной регистрации сигналов с записью почасовых данных на компьютер, с периодом дискретизации 4 с, равного времени накопления отдельного результата измерения.

Влияние ветра в пункте «Паратунка» на КНЧ-ОНЧ-излучение было рассмотрено за первые шесть месяцев 2009 г., при среднем значении скорости ветра больше 4 м/с. Коэффициент корреляции вычислялся за период 48 часов. Для приведения метеорологических и электромагнитных данных к общей частоте дискретизации электромагнитные данные были усреднены по десятиминутным интервалам.

Анализ нормированных кросскорреляционных функций скорости ветра и ОНЧ-излучения проводился по формуле:

$$R_{xy}(m) = \begin{cases} \frac{\sum_{n=0}^{N-m-1} x_{n+m} y_n}{\sqrt{\sum_{n=1}^{N} (x_n)^2 \sum_{n=1}^{N} (y_n)^2}} \end{cases}$$

Здесь х, у – массивы данных ОНЧ и скорости ветра, соответственно, N – количество отсчётов в рядах данных.

В качестве типичных примеров статистической связи между электромагнитными излучениями и скоростями ветра приведены кросскорреляционные функции на два периода: 18 — 19 января (рис. 1—3) и 7 — 8 марта 2009г (рис. 4—6).

Из рис. 1, 4 видно существование выраженной статистической связи между вертикальной электрической компонентой поля Е и скоростью ветра в момент регистрации на всех регистрируемых частотных диапазонах, поскольку отсутствует заметный временной сдвиг максимума корреляции. Особенно хорошо такая связь наблюдается на нижних регистрируемых частотах (рис. 1, панели 1-4, рис. 4, панели 1-5). Такое поведение можно объяснить влиянием сильных эффектов электризации в окрестностях приемных антенн. Интересно, что аналогичная сильная корреляционная связь прослеживается для магнитной компоненты Нх в диапазоне частот 30-60 Гц (рис. 3, панель 1, рис. 6, панель 1). Иная картина наблюдается для магнитных компонент в других частотных диапазонах. Например, на рис. 3 (панели 4,5) и рис.6, (панели 3-5) отчетливо прослеживается сушествование суточной и двухсуточной периодичности статистической связи излучения магнитной компоненты Нх в частотных диапазонах 0.6-6.5 кГц, которая, по-видимому, связана с суточной периодичностью ветра. В чистом виде двухсуточная периодичность связи ветра с магнитной компонентой поля Нх хорошо выражена на рис. 3 (панели 2,3). Существует еще один интересный вид графиков, в виде ступени (рис. 1, панель 6, рис. 2, панели 5-6), показывающий значительное изменение уровня статистической связи на достаточно небольшом интервале времени в области верхних регистрируемых частот. Это можно объяснить влиянием метеорологических фронтов – достаточно выраженной границы перехода от одних метеорологических условий к другим.

По графикам взаимно-корреляционных функций видно, что существует зависимость между скоростью ветра и естественным электромагнитным излучением в КНЧ-ОНЧ диапазоне. Наибольшая зависимость проявляется для вертикальной электрической компоненты поля в диапазоне частот ~ 30 – 2500 Гц, где отмечается максимум взаимно-корреляционных функции при нулевом сдвиге, что указывает на то, что повышение скорости ветра происходило синхронно с уровнем электрической компоненты, которая, по-видимому, может быть связана с электризацией снега ветром. На частотах выше 7 кГц такого чёткого эффекта не наблюдается. Преобладает корреляция ветра с магнитной компонентой поля в направлении север-юг, что может свидетельствовать о зависимости КНЧ-ОНЧ-излучений не только от скорости ветра, но и от его направления.

Результаты этой работы показывают достаточно тесную связь скорости ветра с уровнем естественного электромагнитного КНЧ-ОНЧ-излучения в пункте его приема. В диапазоне 0.2-6.5

кГц обнаружено также существование периодической временной связи с суточным и двухсуточным периодами. Обнаружено и значительное ступенеобразное изменение взаимнокорреляционной функции, которое, по-видимому, свидетельствует об изменения в условиях образования или прохождения метеорологических фронтов.

### Литература

- 1. Лихтер Я.И., Осинин В.Ф. Характеристики пурговых радиопомех //Распространение декаметровых радиоволн. - М.: Наука, 1978. С. 120-122.
- 2. Альперт Я.Л. Распространение электромагнитных волн в ионосфере. – М.: Наука, 1972. – 564 с.
- 3. Муллаяров В.А., Музлов Е.О. Эффекты геомагнитных импульсов в среднеширотных ОНЧ-излучениях // Геомагнетизм и аэрономия. – 2001. – Т. 41 № 5 – С. 619–623.
- 4. Дружин Г.И., Шапаев В.И. Роль мировой грозовой активности в формировании амплитуды регулярного шумового фона // Геомагнетизм и аэрономия. – 1988. – Т. 28. – № 1. – С. 81–86.
- 5. Козлов В.И., Муллаяров В.А. Грозовая активность в Якутии. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН. 2004. 104
- Дружин Г.И. Опыт прогноза камчатских землетрясений на основе наблюдений за электромагнитным 6. ОНЧ излучением // Вулканология и сейсмология. -2002. - №6, - С. 51-52.

200-600Fu

0.8

0.6 04







# МГД ПРИРОДА ИОНОСФЕРНЫХ ВОЛНОВЫХ ПАКЕТОВ, ГЕНЕРИРУЕМЫХ СОЛНЕЧНЫМ ТЕРМИНАТОРОМ. MHD NATURE OF IONOSPHERE WAVE PACKETS GENERATED BY SOLAR TERMINATOR

# Э.Л. Афраймович<sup>†</sup>, <u>И.К. Едемский</u>, С.В. Воейков, Ю.В. Ясюкевич

Институт солнечно-земной физики СО РАН

We analyzed the dynamic and spectral characteristics of the medium-scale travelling ionospheric disturbances (MS TID) in the form of travelling wave packets (MS TWP). We used total electron content (TEC) measurements from the global network of GPS receivers (up to 1500 stations) in 1998-2007 and the dense Japanese network GPS/GEONET (1220 stations) in 2008-2009. Diurnal, seasonal, spectral and spatial-temporal MS TWP characteristics are determined by the solar terminator (ST) dynamics and do not depend on the solar or geomagnetic activity. In the time field, TWPs are narrow-band TEC oscillations of duration of about 1-2 hours with oscillation periods of 10-20 minutes. In winter, TWPs in the northern hemisphere are observed 3-4 hours after the morning ST passage, when the TEC time derivative achieves his maximum. In summer, TWPs are recorded 1.5-2 hours before the evening ST occurrence at the point of observations, but at the moment of the evening ST passage in the magnetoconjugate area. The TWP spatial structure is of a high degree of anisotropy and coherence at the distance of more than 10 wavelengths; the TWP wavelength is about 100-300 km. Both the high Q-factor of oscillatory system and synchronization of TWP occurrence with solar terminator passage at the point of observations and in the magneto-conjugate area testify the MHD nature of ST-excited TWP generation. The obtained results are the first experimental evidence for the hypothesis for the ST-generated ion sound waves (Huba et al., GRL, 2000, 27, 19, 3181).

С использованием измерений полного электронного содержания (ПЭС) по данным глобальной сети GPS, авторы [1] обнаружили новый класс среднемасштабных перемещающихся ионосферных возмущений (СМ ПИВ) – перемещающиеся волновые пакеты (ПВП), проявляющиеся в форме узкополосных колебаний ПЭС. Период колебаний ПВП составил 10-20 мин, длина волны – порядка 150 км, длительность пакета – около 40 мин, пространственный масштаб – не более 500 км. В [2] впервые установлено, что ПВП вызваны движением солнечного терминатора (СТ). Согласно этой работе ПВП имеют длительность порядка 1-2 часа и регистрируются на 2-3 часа позже времени появления СТ на высоте 100 км.

Начиная с пионерских теоретических работ В.М. Сомсикова [3, 4], были проведены многочисленные эксперименты по наблюдению «терминаторных» волн самыми различными средствами ионосферного зондирования. Однако в основном все экспериментальные данные были получены на одиночных станциях с использованием косвенных методов спектрального анализа, и только для временных вариаций ионосферных параметров. Это затрудняет достоверную

277

идентификацию «терминаторных» волн, так как в общем случае волновые возмущения могут генерироваться самыми разнообразными источниками [5].

Для изучения пространственной структуры и динамики ПВП с характерной длиной волны 100 км [1, 5] необходима достаточно плотная сеть приемников GPS, такая как японская сеть GEONET, насчитывающая более 1200 приемников и покрывающая все японские острова, вытянутые более чем на 2000 км (<u>ftp:// terras.gsi.go.jp/data/GPS\_products/</u>). Первое изображение структуры ПВП по данным этой сети было получено в работе [6]. Описание методов получения информации при обработке данных GPS содержится в монографии [5].

На рис. 1 показаны типичные волновые пакеты в ночное время после прохождения солнечного терминатора 13 июня 2008 г., 14:00 UT (23:00 LT); спутник PRN19. Амплитуда вариаций ПЭС dI(t) не превышает 0.1 TECU (10<sup>16</sup> м<sup>-2</sup>). Линиями отмечено положение максимумов волн пакета. Анализ данных за летний и осенний периоды 2008 г. (35 и 20 дней, соответственно) и для 16 дней января 2009 г. показал, что пространственная структура ПВП характеризуется высокой степенью анизотропии и когерентности на расстоянии свыше 10 длин волн (длина волны 100-200 км). Во временной области ПВП представляют собой цепочки узкополосных колебаний ПЭС длительностью порядка 1-2 часа и общей длительностью до 6 часов с периодом колебаний в диапазоне 10-30 мин.

Известно множество источников СМ ПИВ, которые образуют случайное интерференционное поле волнового возмущения нейтральной среды. Результатом является случайное распределение интенсивности СМ возмущения электронной концентрации в ионосфере с хаотическим изменением направления кажущегося перемещения [5]. Такая ситуация реализуется за несколько часов до прохождения утреннего и вечернего СТ. Когда приходит СТ, на несколько часов возникает четкая регулярная структура волнового возмущения, перекрывающая случайное интерференционное поле.

Для того, чтобы проверить гипотезу о связи генерации ПВП с появлением СТ, мы вводим систему локального времени терминатора (ЛВТ):  $dT = t_{obs} - t_{st}$ , где  $t_{obs}$  – момент времени в точке, данные которой мы рассматриваем, а  $t_{st}$  – время прихода терминатора на выбранной высоте h=100 км над данной точкой. Отличительная черта данного подхода, впервые использованного в [6], заключается в исключении из рассмотрения конкретных абсолютных координат точек измерения.

Динамический спектр вариаций ПЭС в системе ЛВТ для всех станций GEONET для лета (35 суток), осени (20 суток) и зимы (16 суток) представлен на рис. 2 (а, б, в). Динамические спектры получены усреднением m=3687173 (а), 2059177 (б) и 1656426 (в) одиночных амплитудных спектров, каждый из которых получен дискретным преобразованием Фурье рядов вариаций ПЭС dI(t) длительностью 2.3 часа. Оказалось, что зимой в северном полушарии ПВП наблюдаются преимущественно спустя 3-4 часа после прохождения утреннего СТ (рис. 2в). В равноденствие ПВП появляются после прохождения СТ без заметного запаздывания или опережения (рис.26).

Наиболее важным открытием оказалось то, что летом в Японии ПВП начинают регистрироваться за 1.5-2 часа до появления СТ над точкой регистрации, но в момент прохождения вечернего СТ над магнитосопряженной точкой, расположенной в Австралии (рис. 2a). Следует обратить внимание на асимметрию полученной сезонной зависимости (рис. 2). Летом еще до заката появляются волновые пакеты (рис.2a), но они не регистрируются в самой магнитосопряженной области, где в данный момент зима (пример на рис.2в). Это означает, что поток плазмы перемещается только в одну сторону - из зимней области сразу после заката в летнюю магнитосопряженную область, где еще день.

Традиционно СМ ПИВ, в том числе и обусловленные терминатором, связывают с модуляцией электронной плотности АГВ, генерируемыми в нижней атмосфере при прохождении терминатора над пунктом наблюдения. Однако эта гипотеза не согласуется с вышеописанными характеристиками терминаторных волн (высокая пространственная когерентность, сильная анизотропия, устойчивые направления азимута волнового вектора). Известно, что АГВ и обусловленные ими ПИВ могут распространяться без значительного затухания и изменения своей формы или потери когерентности не далее, чем на 3-5 длин волн [7]; СМ ПВП могут распространяться не дальше 500 км [8]. В результате наблюдается случайное интерференционное поле волновых возмущений от различных источников АГВ.



279

Наиболее сильный аргумент против модели АГВ волновых пакетов, по крайней мере для ночных наблюдений летом – регистрация ПВП за 1.5 часа до прохождения терминатора над пунктом наблюдения. Сезонная зависимость и связь с процессами в магнитосопряженной точке указывают на электродинамическое происхождение волновых пакетов. На такую связь указывают также данные одновременных оптических наблюдений периодических структур в ионосфере в Японии и Австралии [9, 10].

Высокая добротность колебательной системы и синхронизация с появлением СТ в магнитосопряженной области свидетельствуют о МГД природе генерации ПВП солнечным терминатором. Ионосферные процессы в магнитосопряженных областях исследуются давно [11]. Однако подобные исследования не касались волновых процессов, исключая работу [12], в которой было установлено, что вероятность появления среднеширотного слоя Еs повышается при прохождении терминатора в магнитосопряженной области. Авторы объясняют это явление распространением вдоль магнитной силовой линии Альфеновских волн, однако не приводят экспериментальных данных, подтверждающих их регистрацию.

Наша работа является первым экспериментальным доказательством справедливости модели ионно-акустических волн с характерным периодом 10-20 мин, генерируемых при движении СТ [13]. Авторы [13] установили, что после восхода или заката такие волны могут существовать в течение 1-3 часов. Они являются результатом быстрого нагрева или охлаждения нижней ионосферы. На восходе нагрев продуцирует сильный, направленный вверх, поток плазмы вдоль магнитной силовой линии. Этот поток приводит к сжатию и нагреву плазмы в вершине магнитной силовой линии, и как следствие, к генерации ионно-акустических волн. На закате такие волны продуцируются резким охлаждением плазмы.

Фактически мы обнаружили новое явление и экспериментально доказали возможность детектирования современными средствами ионосферной диагностики генерируемых СТ ионнозвуковых волн с периодами колебаний порядка 20 мин. Появление этих колебаний связано с прохождением СТ в магнитосопряженной области, поэтому естественно предположить, что они переносятся какими-то магнитосферными МГД-волнами. Периоды наблюдаемых колебаний далеки от минимальных периодов собственных альфвеновских волн на этих широтах (~10 сек), но вполне соответствуют периодам первых гармоник стоячих волн медленного магнитного звука (ММЗ), распространяющихся вдоль силовых линий (~10<sup>3</sup>-10<sup>4</sup> сек) [14]. В работе [14] сделан вывод, что ионосфера не может играть какой-либо роли ни в генерации, ни в поглощении ММЗ-волн, на том основании, что все электромагнитные компоненты и поперечные компоненты колебаний плазмы на уровне ионосферы обращаются в нуль. Однако, как следует из той же работы, продольная компонента скорости колебаний плазмы на уровне ионосферы в нуль не обращается и именно она ответственна за модуляцию электронной плотности.



Рисунок 2. Динамический спектр вариаций ПЭС для всех станций GEONET для 35 летних суток, 20 суток осени и 16 суток зимы (а, б, в). *dT=0* соответствует моменту заката Солнца на высоте 100 км. Летом ПВП регистрируются за 1.5 часа до появления вечернего СТ в пункте наблюдения, но В момент времени прохождения CT в магнитосопряженной области.

Локальное время вечернего терминатора dT, час

Наши результаты могут быть использованы для развития моделей СМ ПИВ, необходимых для различных приложений. Знание времени появления подобных структур и направление вытянутости фронта волнового возмущения важны для оптимизации функционирования спутниковых радиотехнических систем различного назначения.

Авторы выражают благодарность Г.А. Жеребцову, А.П. Потехину, А.С. Леоновичу, В.А. Мазуру, В.А. Медведеву за интерес к работе и плодотворные дискуссии. Мы благодарны также сотрудникам японской сети GEONET за данные GPS, использованные в настоящем исследовании. Работа поддержана грантом грантом РФФИ N 10-05-00113 и Президентским грантом МК-3094.2010.5.

### Литература

[1] Afraimovich E.L., Perevalova N.P., Voeykov S.V. Traveling wave packets of total electron content disturbances as deduced from global GPS network data // J. Atm. Solar-Terr. Phys. 2003. 65. 1245 - 1262.

[2] Afraimovich E.L. First GPS-TEC evidence of wave structure excited by solar terminator moving // Earth, Planets and Space. 2008. 60. 895 - 900.

[3] Сомсиков В.М. Солнечный терминатор и динамика атмосферы. Алма-Ата: Наука. 1983. 192 С.

[4] Somsikov V.M. A spherical model of wave generation in atmosphere by solar terminator // J. Atmos. Terr. Phys. 1987. 49. 433-438.

[5] Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск. ИСЗФ CO PAH. 2006. 480 C.

[6] Afraimovich E.L., Edemskiy I.K., Voeykov S.V., Yasyukevich Yu.V., Zhivetiev I.V. The first GPS-TEC imaging of the space structure of MS wave packets excited by the solar terminator // Annales Geophys. 2009. 27. 1521 - 1525.

[7] Francis S.H. A theory of medium-scale traveling ionospheric disturbances // J. Geophys. Res. 1974. 79. 5245-5259.

[8] В.И. Дробжев, М.З. Калиев, Ю.Г. Литвинов, Б.Д. Чакенов, А.Ф. Яковец. Среднеширотные особенности короткопериодных возмущений в ионосфере во время прохождения солнечного терминатора // Геомагнетизм и аэрономия. 1991. 31. 423-426.

[9] T. Ogawa, N. Balan, Y. Otsuka, K. Shiokawa, C. Ihara, T. Shimomai, and A. Saito. Observations and modeling of airglow and tec fluctuations induced by travelling ionospheric disturbances // Earth Planets Space. 2002. 54. 45-56.

[10] Otsuka, Y., K. Shiokawa, T. Ogawa, and P. Wilkinson. Geomagnetic conjugate observations of equatorial airglow depletions // Geophys. Res. Lett. 2004. 31. L15803, doi:10.1029/2004GL020262.

[11] Кринберг И.А., Тащилин А.В. Ионосфера и плазмосфера. Наука. М. 1984. 189 С.

[12] V.P. Abramchuk, V.N. Oraevsky, Yu.Ya. Ruzhin. Sporadic E layer in the twilight period during winter and its relations to sunrise. in the conjugate area // Acta Geod. Geoph. Mont. Hung. 1987. 22 (1-2). 199-209.

280

[13] Huba J.D., Joyce G., and Fedder J.A. Ion sound wave in the topside low latitude ionosphere // Geophysical research letters // Geophys. Res. Lett. 2000. 27. 3181-3184.

[14] Leonovich A.S., Kozlov D.A., Pilipenko V.A. Magnetosonic resonance in a dipole-like magnetosphere // Annales Geophys. 2006. 24. 2277-2289.

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАССЕЯНИЯ РАДИОСИГНАЛА GPS НА ИОНОСФЕРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЯХ, ВЫТЯНУТЫХ ПО МАГНИТНОМУ ПОЛЮ EXPERIMENTAL STUDY OF GPS RADIO SIGNAL SCATTERING BY IONOSPHERIC IRREGULARITIES ELONGATED ON MAGNETIC FIELD <u>Ишин А.Б.<sup>1</sup></u>, Живетьев И.В.<sup>2</sup>, Демьянов В.В.<sup>3</sup>

1 – Институт солнечно-земной физики СО РАН, ishin@iszf.irk.ru

2 – Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

3 – Иркутский государственный университет путей сообщения

Present paper is devoted to analysis of orientation ionospheric irregularities comparative magnetic field. On the basis of dense Japanese regional network GPS (GEONET) data, we analyzed the dependence of L2 phase slips against the angle between line-of-sight "GPS site – satellite" and magnetic field line over Japan during February 12, 2000. For the first time, it was shown that transionospheric signal scattering occurs for the line-of-sight of both aligned to magnetic field line, and across it or at large angles to magnetic field line. The percentage of GPS receivers, which registered L2 phase slips, for line-of-sights aligned to magnetic field line approach 6-7 %. For some satellites this value can approach 30 %.

### Введение

До недавнего времени считалось, что основные процессы генерации ионосферных неоднородностей проходят в экваториальной и авроральной областях, где создаются условия для развития нестабильностей ионосферной плазмы. В экваториальной области – это сложная динамика экваториальной аномалии, а в авроральных областях – высыпания частиц. Основные усилия и большое количество приборов для исследования ионосферы создавалось как раз в этих областях. С появлением современных средств, включая плотные сети наземных приемников GPS, стало доступно более детальное изучение неоднородностей ионосферной плазмы на средних широтах.

За последнее время появилось множество статей посвященных исследованию фазовых флуктуаций и сбоев сопровождения фазы несущей частоты в системе GPS [1-9] во время геомагнитных возмущений.

В статье [10] сообщается о регистрации многочисленных сбоев сопровождения сигналов на вспомогательной частоте L2 системы GPS, вызванных рассеянием сигнала на ионосферных неоднородностях. Авторы считают, что это показательный пример проявления так называемых ионосферных пузырей («SUPER BUBBLES»). У плазменного пузыря есть характерная структура – он развивается вдоль линии магнитного поля Земли, удлиняясь в меридиональном направлении, но оставаясь достаточно узким в зональном. Однако статья [10] не содержит данных, доказывающих факт вытянутости наблюдаемых неоднородностей вдоль магнитного поля. Настоящая статья посвящена исследованию, целью которого было выявление зависимости количества сбоев в системе GPS от взаимного расположения луча спутник-приемник и магнитного поля.

# Данные и методы обработки

В работе использовались данные региональной японской сети GPS GEONET, состоящей из более, чем 1200 станций. Приемники японской сети не измеряют амплитуду принятого сигнала, потому выявить зависимость амплитуды принятого сигнала от угла между лучом спутник-приемник и магнитным полем в явном виде нельзя. Однако, понятно, что при падении уровня принимаемого сигнала ниже определенного значения, приемник перестанет обнаруживать сигнал на фоне шумов. Таким образом, имея статистику срывов сопровождения фазы несущей частоты на плотной сети станций, при большом количестве измерений, можно сделать вывод о наличии зависимости количества сбоев (а следовательно и рассеяния трансионосферного радиосигнала) от взаимного расположения луча спутник-приемник и направления магнитного поля.

На рисунке 1 представлены подионосферные точки для тех лучей спутник-приемник, на которых наблюдались сбои сопровождения фазы на вспомогательной частоте L2. Для примера

были выбраны данные для двух спутников PRN13 и PRN24 с 11:00 до 14:00 UT. Для каждой из этих точек вычислялся угол γ между лучом спутник-приемник и направлением магнитного поля на высоте ионосферы (рис. 2). За высоту ионосферы была принята условная высота 350 км. Имеющиеся в свободном доступе данные GPS содержат измерения с временным разрешением в 30 секунд. В каждый момент времени наблюдается не менее 6 спутников. Учитывая при этом, что приемников в сети GEONET более 1200, получаем за сутки более 2·10<sup>7</sup> измерений.

### Результаты измерений

В каждый конкретный момент времени определенный процент функционирующих приемников не принимает сигнал от выбранного спутника GPS. Сбой сопровождения фазы несущей частоты может происходить из-за различных «случайных» причин приемника, (сбой аппаратуре внезапное отключение в электричества, пролетающий самолет и т.д.). Будем считать, что процент этих «случайных» сбоев со временем остается, вопервых, не очень большим, во-вторых, в достаточной степени постоянным. На рисунке 3 представлена зависимость количества приемников N(t), на которых наблюдались срывы сопровождения фазы на несущей частоте L2 от времени, для четырех выбранных спутников. Видно, что для PRN 13 количество не принимающих сигнал приемников на протяжении получаса (12:10-12:40)



оставалось более 200. Т.е. для PRN 13 больше 17% приемников не принимали сигнал на частоте L2. Для других спутников количество приемников, на которых регистрировались сбои частоты L2, тоже было значительным (рис. 3). На рисунке 4 представлены



Рис. 1. Общая геометрия эксперимента. На карту серыми точками нанесены подионосферные точки для лучей «спутник GPS – приемник GPS», для которых наблюдались сбои сопровождения фазы L2 вспомогательной частоты с 11:00 до 14:00 UT12 февраля 2000 г.

траектории выбранных спутников в пространстве угол места – азимут. Для каждого из четырех спутников выделены участки траектории с 11:00 до 14:00 UT. Именно в это время и наблюдается максимальное



количество сбоев. Указанные участки соответствуют области, где луч спутникприемник проходит вблизи магнитной силовой линии, либо вблизи её нормали на высоте 350 км. Зависимость количества сбоев для сети **GEONET** представлена на рисунке 5. Максимальный процент сбоев (до 33%) наблюдается именно лля тех спутников. траектории радиосигналов от которых проходят вдоль магнитной силовой линии. Сбои также наблюдаются для спутников с направлением распространения радиосигнала поперёк магнитной силовой линии, но в количестве в несколько раз меньшем (3-6%).



Рис. 3. Зависимость количества приемников, на которых регистрировались сбои определения фазы вспомогательной частоты L2 GPS от времени, для отдельных спутников.



Рис. 4. Траектории четырех спутников в координатах угол места – азимут. Серые области – область параллельности k и B (0°<ү<10°) и перпендикулярности k и В (85°<ү<90°). Утолщенные участки траекторий – положение спутников с 11:00 до 14:00. Траектории построены для средней части Японии.





180

При определении общей статистики сбоев учитывались данные для всех спутников. Иx траектории в координатах угол места – азимут представлены на рисунке 6. Только небольшая часть траекторий проходит в той части небосвода, для которой выполняется





Рис. 5. Зависимость относительного количества сбоев Р(ү) от угла ү для выбранных спутников GPS.

условие параллельности луча спутник-приемник с магнитной силовой линией на высоте ионосферы. Однако общая наибольшее количество статистика дает нам сбоев сопровождения фазы несущей частоты в приемниках именно для этой области. На рис. 7 серой линией представлена зависимость количества сбоев от угла у. Число сбоев растет при приближении у к 0° и 90°. Однако, общее ожидаемое количество измерений для различных углов у различно. Например, для у вблизи 0° наблюдений было в разы меньше, чем для у вблизи 65° (рис. 7, черная пунктирная линия). Для того, чтобы составить адекватную картину сбоев, необходимо было провести нормировку результатов и вычислить относительное количество сбоев для каждого угла у. Относительное количество сбоев в % приведено на рис. 7 черной сплошной 12 февраля 2000 г.

линией.

Видно, что при у ~0° наблюдается увеличение сбоев количества для всех приемников и всех спутников до 7%. ~90° Для ү эта величина составляет только 1.5 %. Тем не менее,

принципиально, что

все спутники Ρ(γ), %  $S(\gamma)$  $N(\gamma)$ 5000 4x10<sup>±</sup> Количество наблюдений 8 Количество сбоев % сбоев 3x10 2x10 1x10 0x10 30 45 60 75 15 90 0 С γ,

Рис. 7. Зависимость количества наблюдений S(у) (пунктир), количества сбоев N(у) (серая кривая) и относительного количества сбоев Р(у) (черная кривая) от угла ү.

увеличение плотности сбоев наблюдается как в области углов ~90°, так и ~0°.

### Выводы

210

Впервые применён метод обнаружения магнитно-ориентированных ионосферных неоднородностей на основе анализа данных GPS. Обнаружено, что рассеяние трансионосферного радиосигнала происходит при его распространении, как вдоль магнитной силовой линии, так и поперек магнитной силовой линии. Это явно указывает на вытянутость наблюдаемых ионосферных неоднородностей вдоль магнитной силовой линии. Рассеяние при распространении вдоль магнитной силовой линии более вероятно, чем поперёк. Для отдельного спутника
количество не работающих приемников в отдельные моменты времени может достигать величины 30%, что совершенно недопустимо для стабильной работы GPS. Общее количество станций GPS, для которых имеет место срыв сопровождения фазы при распространении радиосигнала вдоль магнитной силовой линии, может достигать величины в 7-8 %. При использовании GPS этот факт необходимо учитывать. Необходимо, чтобы каждый приемник при выборе спутников для определения своего местоположения учитывал возможные сбои, которые могут возникнуть для спутников с «неблагоприятным» положением в пространстве относительно магнитного поля.

Результаты наших исследований нужно учитывать при моделировании трансионосферного распространения радиоволн и при составлении карт ионосферных неоднородностей.

#### Благодарности

Работа выполнена при поддержке Фундаментальной исследовательской программы физического отделения РАН (Проект IV.12 «Современные проблемы радиофизики»).

#### Литература

1. Skone, S.H. The impact of magnetic storms on GPS receiver performance // Geodesy 75(9-10), doi:10.1007/ S001900100198, 2001, 457-468.

2. Conker, R.S., El-Arini, M.B., Hegarty, C.J., Hsiao, T. Modeling the effects of ionospheric scintillation on GPS/satellite-based augmentation system availability // Radio Set., doi:10.1029/2000RS002604, 2003, 38 (1), 1001.

3. Ledvina, B.M., Makela, J.J., Kintner, P.M. First observations of intense GPS L1 amplitude scintillations at midlatitude // Geophys. Res. Lett., 10.1029/2002GL014770, 2002, 29 (14)

4. Ledvina, B.M., Kintner, P.M., Makela, J.J. Temporal prop¬erties of intense GPS LI amplitude scintillations at midlatitudes // Radio Sci., RS1S18, doi:10.1029/2002RS002832, 2004, 39.

5. Ledvina, B.M., Makela, J.J. First observations of SBAS/ WAAS scintillations: Using collocated scintillation measurements and all-sky images to study equatorial plasma bubbles // Geophys. Res. Lett., L14101, doi:10.1029/2004GL021954, 2005, 32.

6. Afraimovich, E.L., Lesyuta, O.S., Ushakov, I.I., Voeykov, S.V. Geomagnetic storms and the occurrence of phase slips in the reception of GPS signals // Annals of Geophys., 2002, 45 (1), 55-71.

7. Afraimovich, E.L., Demyanov, V.V., Kondakova, T.N. Degradation of performance of the navigation GPS system in geomagnetically disturbed conditions // GPS Solut., 2003, 7 (2), 109–119.

8. Afraimovich, E.L., Astafieva, E.I., Demyanov, V.V., Gamayunov, I.F. Mid-Latitude Amplitude Scintillation of GPS Signals and GPS Performance Slips // Adv. Space Res., 2009, 43, 964-972.

9. Astafyeva, E.I., Afraimovich, E.L., Voeykov, S.V. Generation of secondary waves due to intensive large-scale AGW traveling // Adv. Space Res., 2008, 41, 1459-1462.

10. Ma, G., Maruyama, T. A super bubble detected by dense GPS network at east Asian longitudes // Geophys. Res. Lett. L21103, doi: 10.1029/2006GL027512, 2006, 33.

# ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЛОЕВ В СТРАТОСФЕРЕ НАД ТОМСКОМ В 2008-2010 LIDAR OBSERVATIONS AEROSOL VOLCANIC LAYERS IN STRATOSPHERE ABOVE TOMSK IN 2008-2010

# В.Н. Маричев<sup>1</sup>, И.В. Самохвалов<sup>2</sup>

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Томский Государственный Университет

Прежде чем перейти к анализу наблюдений, поясним, что при лидарных измерениях в качестве параметра, описывающего вертикальную стратификацию аэрозоля, представлена оптическая характеристика R(H) – отношение аэрозольного рассеяния (H –текущая высота). По определению R(H) – отношение суммы коэффициентов аэрозольного и молекулярного коэффициентов обратного рассеяния к молекулярному коэффициенту обратного рассеяния. Для примера, выполнение условий R(H)=1 означает отсутствие на данных высотах аэрозоля, и, наоборот, там, где  $R(H)\ge 1$ , появляется аэрозоль. По значению R(H) определяется вклад аэрозольного рассеяния в общее, и, косвенным путем, оценивается величина аэрозольной компоненты. Приводимые ниже графики профилей R(H) рассчитаны как по суммарному за ночь

сигналу (время накопления более 2 час), так и по сериям 10-мин измерений с указанием среднеквадратичного отклонения. Пространственное разрешение составляло 150 – 300м.

Первое появление аэрозольного слоя над Томском за указанный период наблюдений было обнаружено 9 августа 2008г. (рис.1).



Рис.1. Результаты наблюдений прохождения эруптивных облаков от вулканов Окмок и Касаточи над Томском (2008г).

Это был четко выраженный слой с отношением рассеяния R=1.3, расположенный на высоте 15км. Предшествующее ему фоновое состояние аэрозольной структуры в нижней стратосфере приведено на левом графике рис.1. Слой регистрировался 15-16 августа с заметно меньшим значением R=1.1. 2-го сентября произошло перераспределение структуры вулканического аэрозоля в двухслойную с заметным возростанием интенсивности верхнего слоя до R=1.9 и его вертикальным сдвигом на высоту H=16км и появлением второго слоя с R=1.4 на H=11.5км. Двухслойная структура слоя наблюдалась и 4-го октября, но со значительным ослаблением плотности верхнего слоя и поднятием нижнего до высоты 15км. Далее в октябре произошла трансформация распределения аэрозоля и появился один слой с максимальным значением R на высоте 15км. Этот слой выделялся на фоне аэрозольного наполнения нижней стратосферы за счет усиления тропосферно-стратосферного обмена, характерного для региона Западной Сибири осеннего, весеннего и особенно зимнего периодов. Следы слоя наблюдались 11, 22 и 23 октября. В ноябре слой исчез. Кроме отмеченных на рис. 1 дат измерений, зонлирование также проводилось 22, 23, 24, 31 августа и 25 октября. В эти ночи присутствия аэрозольных вулканических слоев замечено не было. Данный факт говорит о разрывности глобального вулканического слоя, по крайней мере над Западной Сибирью.

Для выявления географии расположения источника происхождения наблюдаемых над Томском аэрозольных слоев мы пытались отследить траектории как прямых, так и обратных воздушных трасс, воспользовавшись NOAA HYSPLIT MODEL. К сожалению, попытки связать конкретные даты наблюдений вулканических слоев с переносом продуктов извержений Окмок и Касаточи оказались безуспешными. Тогда для расчета траекторий переноса воздушных масс был использован пакет программ, разработанный Черемисиным А.А.. Как показали результаты расчета, слои 9 и 15 августа 2008г. на высоте 15км образовались от вулкана Окмок. Облако аэрозоля от вулкана Касаточи могли достигнуть Томск только после 28 августа 2008г. Такие облачные образования наблюдались 2 сентября и 4 октября. Слои за вторую и третью декаду октября, вероятнее всего, следует отнести к совместному вкладу извержений обоих вулканов.

Из наблюдений 2009г., как особо интересное событие, следует выделить появление в нижней стратосфере двух аэрозольных слоев, зарегистрированных на высотах 10.6 км (R=3) и 11.7 км (R=1.4) 3 июля (рис.2).



Рис.2. Первые наблюдения аэрольных слоев вулкана пик Сарычева (2009г) То, что эти слои явно не относятся к облакам верхнего яруса – циррусам, свидетельствует тот факт, что они расположены выше среднего уровня тропопаузы 10км. Последний определялся

по данным аэрологического зондирования двух ближайших к Томску метеостанций Новосибирска и Колпашева (сайт University of Wyoming, Department of Atmospheric Science), удаленных к югозападу и северо-западу на расстояния 210 и 230км, соответственно. Произошло это событие после длительного спокойного периода, включающего позднюю осень 2008г. – начало лета 2009г., и было вызвано началом извержения вулкана пик Сарычева, расположенного на Курильской островной гряде.

Особенностью извержения вулкана пик Сарычева являлось не единичный залповый выброс пепла и газа, а серия 11 гигантских взрывов, происходивших в течение 7 дней. В некоторых выбросах пепловые столбы поднимались до высоты 13 и 16км. (.http://www.volcano.si.edu/) Как выяснилось

далее, отмеченная особенность отразилась на формировании вулканического стратосферного облака.

Как видно из сравнения высотного хода R(H) на рис.2, после 5-8 июля произошли серьезные изменения в вертикальной структуре вулканического облака: это нарастание мощности, образование многослойной структуры с пиками отношения рассеяния на высотах выше уровня тропопаузы около 12,1 12.7 и 14.2км. Величина R убывала с высотой примерно от значений 2.3 до 1.2. 9-го июля слоистая структура трансформируется в один мощный слой с R=6, расположенный на высоте 13км. В последующих наблюдениях с 19-го июля и до конца месяца происходит возврат к слоистым образованиям от 2-х до 4-и слоев с заметным аэрозольным наполнением нижней стратосферы до 17км.

На следующем рис. 3 приведена динамика прохождения вулканического облака над Томском 6 июля 2009г, представленная по 10-мин. накопительным интервалам.



Рис.3. Динамика прохождения вулканического облака над Томском в ночь 6 июля 2009г.

Видна сильная изменчивость в вертикальной структуре облака. Так, за относительно небольшой промежуток наблюдений - 1.5 часа количество слоев могло меняться от трех до пяти, на высотах более 10км. В середине серии наблюдений появлялся и исчезал динамичный аэрозольный слой, величина отношения рассеяния в котором превышали R=10. Подобная динамика наблюдалась и в других экспериментах. Так, при зондировании в ночь 19 июля (см. рис.4) отслеживалась слоистая протяженная структура в диапазоне высот от 7 до 15км с

изменяющимися по интенсивности пиками R. При этом минимальные значения R превышают единицу, что свидетельствует о неразрывности всего слоя по высоте.

Из результатов наблюдений, выполненных в августе и сентябре, следует, что вулканический слой над Томском присутствовал постоянно (рис.4,5). Он несколько мог изменяться как по структуре, так и по интенсивности. В августе этот слой имел некоторую нижнюю полочку на высоте 10км. и мог простираться до высот 17км.



Рис.5. Наблюдения за вулканическим слоем в отдельные ночи сентября 2009г.

Структура слоя в большинстве случаев слоистая, интенсивность невысокая – максимальное значение отношения рассеяния R не превышало R=2 (измерения за 22 августа). В сентябре слоистая стратификация слоя продолжала сохраняться, а мощность убывать. 9-го сентября (рис.5) на высоте 20 км возник слабый, но достаточно заметный, тонкий слой, который несколько раз отмечался в течение последующей недели.

Дальнейшие наблюдения, выполненные в октябре (рис.6), показали размывание слоистой аэрозольной структуры. Вместе с тем постоянно отмечалось монотонно убывающее наполнение

нижней стратосфере аэрозолем, но уже с продлением до высот 30км., подобно сравнительно недавним наблюдениям, выполненным в.



Природа происхождения этого аэрозоля, вероятнее всего, не может быть связана с вулканическими выбросами. Как видно из рис.6, интенсивность вулканического аэрозольного слоя в сентябре значительно пошла на спад. Аэрозольное наполнение нижней стратосферы, скорее всего, должно быть связано с выносом аэрозоля из тропосферы в стратосферу за счет усиления тропосферно-стратосферного обмена.. Аналогичные региональные особенности формирования вертикальной аэрозольной структуры в нижней стратосфере в осенний и зимний сезоны фиксировались в более ранних долговременных лидарных наблюдениях, начиная с 1986г по 2000гг, в период отсутствия вулканических извержений.

Появление вулканического слоя от извержения вулкана Эйяфьятлайокудль (южная Исландия) демонстрируется рис.7. Несмотря на то, что последствия выброса мощного столпа пепла для Европы были катастрофическими с точки зрения отмены самолетных рейсов на достаточно длительный срок, при переносе над Россией вулканическое облако значительно размылось и над

Томском при наблюдениях за 23, 24 и 27 апреля выглядело в виде тонкого неплотного слоя, локализованного на высоте около 10км.



Рис.7. Перенос эруптивного облака от вулкана Эйяфьятлайокудль над Томском во второй половине апреля 2010г.

В целом полученные результаты лидарного мониторинга аэрозоля подтверждают механизм глобального влияния вулканического выброса аэрозоля на атмосферу Земли. Резюме относительно вулкана пик Сарычева. Несмотря на то, что извержение происходило в одной точке Земного шара и далеко не относилось к типу величайших вулканических извержений (Эль-Чичон, Пинатубо), тем не менее выброс аэрозоля в стратосферу покрыл непрерывным слоем большую часть Северного полушария. В этом есть некоторое кратковременное сходство возмущения от извержения вулкана пик Сарычева с извержением вулкана Пинатубо, неразрывный эруптивный слой от которого просуществовал в стратосфере Северного полушария около четырех лет . Наблюдаемые в 2008г. слои аэрозоля от извержений вулканов Окмок и Касаточи, в отличие от вулкана пик Сарычева, имели разрывный характер. Формирование хотя и достаточно кратковременного (более трех месяцев), но неразрывного эруптивного облака от вулкана пик

Сарычева следует связывать с фактом 11-и произошедших мощных взрывов, доставивших большое количество аэрозольно - газовых веществ в стратосферу.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке интеграционного научноисследовательского проекта СО РАН – ДВО РАН - НАН Украины «Диагностика динамических процессов в среднеширотной и субполярной атмосфере» и гранта РФФИ 10-05-00907-а «Выявление региональных особенностей условий формирования и механизмов образования аэрозольных слоев в стратосфере и мезосфере северного полушария».

# ДИНАМИКА ЗИМНИХ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ НАД ЯКУТСКОМ WINTER STRATOSPHERIC WARMING DYNAMICS ABOVE YAKUTSK C.B. Николашкин<sup>1</sup>, C.B. Титов<sup>1</sup>, B.H. Маричев<sup>2</sup>, B.M. Игнатьев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН,

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

The spatial and temporal characteristics and winter stratospheric temperature wave of variations measured with Lidar near Yakutsk on height interval 20-60 km have been studied. There is a relation between temperature variations with planetary, tidal and gravity during winter stratospheric warmings discussed.

Lidar temperature data co-analysis for period 2004-2009 years with aerologic radiosounding and satellite measuring showed that winter stratospheric warming consist of some short-time localized warmings what modulated by planetary wave with wavenumber 1 or 2 and period of 90 days.

The work is partly supported by RFBR grant 09-05-98573 and Integration Project No 15 SB RAS.

Измерения высотного температурного профиля проводились около Якутска (61,7 с.ш., 129,4 в.д.) с помощью лидара по молекулярному (рэлеевскому) обратному рассеянию зондирующего лазерного импульса ( $\lambda$ 532 нм) в атмосфере. Наблюдения проводились в темное время суток по 2–3 ночи каждую неделю. За ночь получались до восьми высотных профилей, из которых получался средненочной профиль. Калибровка значений температуры производилась по данным баллонного аэрологического зондирования на метеостанции Якутска. Следует отметить, что калибровка производилась только для нижней границы лидарных температурных профилей из-за низкого потолка полета шаров (20–25 км).

В зимнее время в стратосфере ежегодно происходят внезапные потепления, которые иногда приводят к обращению зонального ветра на восточное направление. Эти явления обусловлены диссипацией всплывающей планетарной волны в средней атмосфере, который приводит к ее разогреву.

На примере 2005-2006 гг. показано развитие потепления над Якутском по данным лидарных измерений и глобальных карт температурного поля по данным NOAA. До 9 ноября 2005 года над Камчаткой располагался очаг потепления, который был связан с уменьшением планетарной волны с волновым числом n=1 (т.е. одна волна помещалась на окружности Земли). В начале третьих суток с 10 по 12 ноября 2006 года на уровне 50 мБар проявилось усиление планетарной волны с волновым числом n=2. В результате этого холодный полярный циркумполярный циклонический вихрь слегка расщепился на две части, расположенные вдоль 70° в.д. Южная часть холодного циркумполярного вихря располагалась над полуостровом Ямал, а северная часть располагалась над морем Баффина. В центрах расщепленных частей циркумполярного вихря температура составила примерно -80°C. В то же время рядом с двух волновой планетарной волной господствовала планетарная волна с n=1, которая над Камчаткой образовала, мощный очаг потепления. При этом область потепления занимала достаточно обширную территорию. Она занимала западную часть Аляски, Чукотку, восточную часть Восточной Сибири от оз.Байкал до Вьетнама, восточную часть Монголии. Очаг потепления был малоподвижным, но он вытягивался в восточном направлении, в результате которого он 06.01.06 достиг Канады и занимал всю ее западную часть. Присутствие ПВ с волновым числом n=1 выдавило центр циркумполярного вихря в сторону Норвежского моря, в результате которого центр вихря оказался между о. Гренландия и Скандинавским полуостровом. Такая волновая ситуация сохранилась до середины января 2006 г.(Рис.1.)



12.02.2006

5.02.2006

2005-2006

19.02.2006

26.02.200

05.03.2006

12.03.200 19.03.200 26.03.200 )2.04.2006 )9.04.2006

30

25

06.11.2005

3.11.2005

20.11.2005

27.11.2005 04.12.2005 **Рис.1.** Карты глобального распределения температуры во время стратосферного потепления зимой 2005-2006 гг. на уровне 50 мБар

Рис.2. Высотновременной разрез температуры стратосферы по данным лидарного зондирования в Якутске зимой 2005-2006 ΓГ. (по средненочным профилям)

250.0 260.0

270.0 280.0

290.0

Рис.3. Поведение температуры стратосферы на различных высотных уровнях по данным лидарного зондирования в Якутске зимой 2005-2006 гг.



01.01.2006 08.01.2006

22.01.2006 29.01.2006

15.01.2006

11.12.2005 18.12.2005 25.12.2005

В центре потепления на уровне 50мБар температура стратосферы составляла -40-45°С. В течении этого периода с 29.10.05 г. по 29.04.06 г. проводились лидарные измерения температуры средней атмосферы на ее уровнях 24 км, 30 км, 36 км, 42 км, 48 км, 54 км и 60 км. Данные наблюдения были использованы для построения высотно-временных разрезов температуры ночной атмосферы. Эти разрезы показали, что стратосферные потепления не есть монотонный процесс и состоят из большого числа короткопериодических повышений температуры, которые, по-видимому, связаны с усилением турбулентности атмосферы, внутренних гравитационных волн и взаимной интерференцией преломленных и отраженных от критического уровня волн разной природы (Рис.2, 3).

Максимальный нагрев стратосферы имел место на уровнях 36, 42 и 48 км, а на уровне 60 км в это время произошло охлаждение стратосферы, с некоторым запаздыванием от фазы нагрева слоев 24, 30, 36 и 42 км.

В районе мезосферы, где имеется высокий высотный градиент температуры понижение температуры достаточно глубокое, это можно объяснить радиационным охлаждением в результате излучения в инфракрасной области, связанного с колебательной релаксацией молекул углекислого газа, воды и озона. При этом понижение температуры составляет около 20°C. Такое значительное понижение температуры в течение месяца вполне допустимо Ньютоновым охлаждением. Процесс этот не мгновенный, поэтому фаза максимального охлаждения несколько запаздывает от фаз максимального нагрева стратосферы.

Амплитуды колебаний температуры стратосферы на этих уровнях 48 и 42 км минимальны по сравнению с другими температурными кривыми: для высот 24, 30, и 36 км.

Характерной особенностью этих кривых является то, что их временной ход происходит в противофазе. Это связано с тем, что уровень 48 км находится там, где температура стратосферы падает с высотой. А уровень 42 км располагается там, где стратосфера имеет температурную инверсию, т.е. там температура с высотой растет. Если предположить, что эти температурные колебания связаны только с притоком тепловой энергии, приносимой планетарными волнами, то высотно-временной ход этих кривых был бы иной. Температуры на этих высотах варьировали бы синфазно. Однако этого мы не наблюдаем. Более вероятным объяснением может быть то, что планетарные волны при воздействии на атмосферу не только приносят тепловую энергию, но и за счет передачи импульса окружающей атмосфере они могут деформировать горизонтальные поверхности постоянной плотности, при котором возбужденная масса будет перемещаться вверх либо вниз и следовательно будет меняться их температура.

Анализ зимнего стратосферного потепления 2005-2006 гг. с привлечением данных аэрологического зондирования на станции Якутск показал, что наблюдаемые каждый год зимние стратосферные потепления обусловлены диссипацией планетарных волн, распространяющихся снизу вверх и состоят из нескольких кратковременных, локализованных потеплений, при этом оно модулируется планетарной волной с волновым числом 1 и с периодом около 90 дней.

Работа поддержана грантом РФФИ 09-05-98573 и Интеграционным проектом №15 CO РАН.

# ПОЛУЭМПИРИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ ТЕОРИИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ АВ АНИЗОТРОПНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ SEMIEMPIRICAL HYPOTHESES OF THE TURBULENCE THEORY IN THE ATMOSPHERIC ANISOTROPIC BOUNDARY LAYER Hocob B.B., Емалеев О.Н., Лукин В.П., Носов Е.В. Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

With the use of semiempirical hypotheses of the turbulence theory it was shown theoretically and experimentally that an arbitrary anisotropic boundary layer can be considered to be locally weakly anisotropic. Theoretical expressions were obtained for vertical outer scale of turbulence in anisotropic boundary layer, and the coincidence was shown of the experimental values of outer scale with the theoretical ones.

Как известно, полное статистическое описание случайных гидродинамических полей дается характеристическим функционалом [1, 3, 4]. Характеристический функционал содержит информацию о бесконечной совокупности моментов полей и удовлетворяет динамическим уравнениям с функциональными производными. Приемлемых методов решения таких уравнений в настоящее время не существует. Поэтому исследования в теории турбулентности по традиции опираются на систему уравнений Рейнольдса, являющуюся результатом осреднения уравнений гидродинамики [1-6]. Однако в системе уравнений Рейнольдса число неизвестных превосходит число уравнений. Замыкание этой системы обычно производится путем задания некоторых соотношений между моментами гидродинамических полей. Указанные соотношения, найденные из экспериментов или полученные из физических соображений (например, из соображений размерности) носят название полуэмпирических гипотез теории турбулентности.

Основные полуэмпирические гипотезы обычно сводятся к заданию связи между вторыми моментами пульсаций (отклонений от среднего) скорости  $\overline{v_i'v_j'}$  и температуры  $\overline{v_j'T'}$  и осредненными полями скорости  $\overline{v_i}$  и температуры  $\overline{T}$ . Эти гипотезы опираются, как правило, на аналогию между турбулентными и молекулярными движениями. Так, присутствующие в осредненных уравнениях слагаемые  $v\partial \overline{v_i}/\partial x_j$  и  $\chi \partial \overline{T}/\partial x_j$  пропорциональны компонентам потоков, соответственно, количества движения и тепла (**v** - кинематическая вязкость,  $\chi$  - температуропроводность). Они описывают среду без турбулентности и вызваны молекулярной диффузией. В турбулентной среде к указанным компонентам добавляются соответственно величины  $-\overline{v_i'v_j'}$  и  $-\overline{v_j'T'}$ . Поэтому эти величины можно рассматривать как компоненты турбулентных потоков количества движения и тепла. В рамках полуэмпирической теории структура зависимостей турбулентных потоков количества движения и тепла  $\overline{v_i}$  и  $\overline{T}$  будет такой же, как и в случае чисто молекулярной диффузии. Именно, в общем случае анизотропной турбулентности полагают [1]

$$\overline{\mathbf{v}_{i}'\mathbf{v}_{j}'} = \overline{\mathbf{v}_{n}'\mathbf{v}_{n}'} \, \delta_{ij}/3 - (K_{in} \, \Phi_{nj} + K_{jn} \, \Phi_{ni})/2 , \quad \Phi_{ij} = \partial \overline{\mathbf{v}_{i}} / \partial \mathbf{x}_{j} + \partial \overline{\mathbf{v}_{j}} / \partial \mathbf{x}_{i} ,$$

$$\overline{\mathbf{v}_{i}'\mathbf{T}'} = -K_{\mathrm{T}ij} \, \partial \overline{\mathbf{T}} / \partial \mathbf{x}_{\mathrm{I}} , \qquad (1)$$

где по повторяющимся индексам подразумевается суммирование. Компоненты  $K_{ij}$  симметричного тензора K в определениях (1) называются коэффициентами турбулентной вязкости, а компоненты  $K_{Tij}$  тензора  $K_T$  имеют смысл коэффициентов турбулентной температуропроводности или коэффициентов турбулентной диффузии для пассивной примеси, которой является потенциальная температура T (в пограничном слое можно не различать обычную и потенциальную температуры). Гипотезы (1) заменяют 12 компонент турбулентных потоков количества движения и тепла на 27 новых величин (по 6 компонент в симметричных тензорах  $K_{ij}$  и  $\Phi_{ij}$ , 9 - в тензоре  $K_{Tij}$ , 3 производных  $\partial \overline{T}/\partial x_i$  и 3 компоненты в сумме  $\overline{v'_n v'_n}$ ).

Известно [1, 3-7], что в плоскопараллельных течениях (между разнесенными плоскостями и в трубах) турбулентные явления в пограничном слое хорошо описываются полуэмпирическими гипотезами с применением только двух скалярных величин K и  $K_T$ турбулентной (которые называются коэффициентами вязкости И турбулентной температуропроводности, соответственно). Частным случаем плоскопараллельного течения можно считать и турбулентность в пограничном слое земной атмосферы, если только рассматривать течения над протяженным участком земли, имеющим ровную, однородную (одинаковую по структуре) и одинаково нагретую поверхность. Как видно из (1), для плоскопараллельных течений тензоры К и К<sub>T</sub> изотропны ( $K_{ij} = K \delta_{ij}$ ,  $K_{Tij} = K_T \delta$ *і*). В этой связи пограничный слой с изотропными тензорами К и К<sub>т</sub> для краткости будем называть изотропным пограничным слоем. Если же хотя бы один из тензоров К и Кт неизотропен, то пограничный слой называем неизотропным (анизотропным).

На практике, однако, возникает потребность в некоторой детализации этих определений. Так, изотропный пограничный слой оказывается более общим понятием, чем пограничный слой в плоскопараллельных течениях. В отличие от плоскопараллельных течений, в изотропном слое в общем случае могут реализоваться условия, когда горизонтальные производные и вертикальная компонента средней скорости не равны нулю. Такой случай естественно назвать слабо изотропным, оставив понятие изотропного (или сильно изотропного) пограничного слоя только для плоскопараллельных течений. Аналогичное разделение можно осуществить и для анизотропного пограничного слоя. Так, если один из тензоров K или  $K_T$  неизотропен, то пограничный слой можно назвать слабо анизотропным. Если же неизотропны оба тензора K,  $K_T$ , то слой можно назвать сильно анизотропным.

Измерения турбулентных характеристик производились в атмосферном пограничном слое в горном регионе (в горах Байкальской астрофизической обсерватории Института солнечно-земной физики СО РАН, п. Листвянка, Иркутской области, побережье озера Байкал). Район проведения измерений включал в себя склоны и вершину горы, на которой установлен Большой солнечный вакуумный телескоп (БСВТ). Так как эта гора не имеет собственного наименования, то для краткости мы называем ее БСВТ-горой. Высота этой горы над уровнем моря – 680 м. Общая протяженность трассы измерений – около 3 км. Характеристики атмосферной турбулентности фиксировались в основном на высоте 2.7 м от подстилающей поверхности. Всего проведено 5 сеансов наблюдений с различными типами региональной метеоситуации. Измерения произведены в 73 различных точках трассы.

Как известно, внешний масштаб турбулентности  $L_0$  может быть определен различными способами. Например, В.И.Татарский [3] определяет вертикальный внешний масштаб  $L_0^{T}$  из условия равенства среднего квадрата разности случайных значений температуры в двух точках  $z_1$ ,  $z_2$  ее систематической разности. Это условие дает

$$C_{T}^{2}|z_{1} - z_{2}|^{2/3} = (dT/dz)^{2}|z_{1} - z_{2}|^{2} , \quad L_{0}^{T} = |z_{1} - z_{2}|/(\alpha C_{\theta})^{3/4} = \{C_{T}^{2}/[\alpha C_{\theta} (dT/dz)^{2}]\}^{3/4}$$
(2)

где  $\alpha = Pr^{-1} \approx 1.17$ ,  $C_{\theta}$  - постоянная Обухова. Можно определить внешний масштаб  $L_0^{D}$  по отклонению структурной функции флуктуаций температуры от 2/3-зависимости. В пространстве Фурье-преобразований этот масштаб будет соответствовать масштабу  $L_0^{V}$ , определенному по отклонениям одномерного пространственного или временного частотного спектров от 5/3-зависимости. Имеются также масштабы, которые являются параметрами в различных теоретических моделях энергетического интервала трехмерного спектра флуктуаций (например, кармановский внешний масштаб  $L_0^{K}$ ). Для практики представляется интересным установить связи между этими масштабами, получить теоретические представления для них, пригодные в анизотропном пограничном слое, и сравнить результаты теории и эксперимента.

Для кармановской модели трехмерного спектра турбулентности структурная функция D(r) и одномерная спектральная плотность  $V(\mathbf{k})$  задаются выражениями [3]

$$D_{v}(r) = 2 a_{v}^{2} [1 - 2^{1-v} \Gamma^{-1}(v) (r/r_{0})^{v} K_{v}(r/r_{0})],$$
  

$$V_{v}(k) = \Gamma^{-1}(v + 1/2) \Gamma^{-1}(v) \pi^{-1/2} a_{v}^{2} r_{0} (1 + k^{2} r_{0}^{2})^{-v-1/2},$$
(3)

где  $r_0$  – некоторый пространственный масштаб (радиус корреляции),  $a_v^2$  – дисперсия,  $K_v$  – функция Макдональда. Рассматривая, на пример, флуктуации температуры, здесь следует положить v = 1/3,  $r_0^{-1} = k_0 = 2\pi/L_0^K$ , где  $L_0^K$  – кармановский внешний масштаб. Разложим  $D_v(r)$ ,  $V_v(k)$  при v = 1/3 в ряды соответственно по степеням  $r/r_0$ ,  $k_0/k$ , а при v = 4/3 (полагая  $r_0 = r_1$ ,  $k_0 = k_1$ ) – в ряды по степеням  $r/r_1$ ,  $k_1/k$ . Тогда получим

$$D_{1/3}(r) = \alpha_0 r^{2/3} - \alpha_1 r^2 + O((r/r_0)^{8/3}), \quad V_{1/3}(k) = \beta_0 k^{-5/3} - \beta_1 k^{-11/3} + O((k_0/k)^{17/3}),$$
  
$$D_{4/3}(r) = \alpha_2 r^2 + O((r/r_1)^{8/3}), \quad V_{4/3}(k) = \beta_2 k^{-11/3} + O((k_1/k)^{17/3}).$$

Здесь  $\alpha_{0,\alpha_{1}}$ ,  $\beta_{0,\beta_{1}}$  – положительные постоянные, зависящие от  $a_{1/3}^{2}$ ,  $r_{0}$ , а  $\alpha_{2,\beta_{2}}$  – зависящие от  $a_{4/3}^{2}$ ,  $r_{1}$ . Величины  $a_{1/3}^{2}$ ,  $r_{0}$  и  $a_{4/3}^{2}$ ,  $r_{1}$  можно связать друг с другом, если на  $\alpha_{0}$  и  $\alpha_{2}$  наложить условия  $\alpha_{0} = C_{T}^{2}$ ,  $\alpha_{2} = (dT/dz)^{2}$ . Эти условия следуют из определения (12). Они позволяют установить связь между масштабом Татарского  $L_{0}^{T}$  и другими масштабами. Определим внешний масштаб  $L_{0}^{V}$  (k  $* = 2\pi/L_{0}^{V}$ ) из условия пересечения  $V_{1/3}$  (k) в точке k\*, в которой относительное отклонение  $V_{1/3}$  (k) от зависимости  $\beta_{0}$  k<sup>-5/3</sup> (соответствующей инерционному интервалу) равно заданной величине  $\delta_{V}$ . Аналогично определим внешний масштаб  $L_{0}^{D} (L_{0}^{D} = r_{*}/(\alpha C_{\theta})^{3/4})$  – из условия пересечения  $D_{1/3}(r)$  и  $D_{4/3}(r)$  в точке  $r_{*}$ , в которой относительное отклонение  $D_{1/3}(r)$  от инерционного интервала (зависимости  $\alpha_{0} r^{2/3}$ ) равно величине  $\delta_{D}$ . Отклонения  $\delta_{V}$  и  $\delta_{D}$  оказываются связанными. Так, при  $|\delta_{V}| \ll 1.14|\delta_{V}|^{3/4}$ .

Таким образом, имеем четыре по-разному определенных внешних масштаба:  $L_0^{T}$ ,  $L_0^{K}$ ,  $L_0^{V}$ ,  $L_0^{D}$ . При малых отклонениях  $\delta_V$ ,  $\delta_D$  все эти масштабы оказываются связанными линейными зависимостями (с громоздкими выражениями для коэффициентов). Например, при  $\delta_V = 0.3$  ( $\delta_D \approx 0.37$ ) получаем следующие представления масштабов через масштаб Татарского:

$$L_0^{V} \approx 7.3 L_0^{T}, \ L_0^{D} \approx 0.72 L_0^{T}, \ L_0^{K} \approx 12.4 L_0^{T}$$
 (4)

(или представления через кармановский внешний масштаб:  $L^{V} \approx 0.6L_{0}^{K}$ ,  $L_{0}^{D} \approx 0.06L_{0}^{K}$ ,  $L_{0}^{T} \approx 0.08L_{0}^{K}$ ). Как следует из определений (5),  $C_{T}^{2} = C_{\theta} \epsilon^{-1/3} N$ . Подставим в эту формулу выражения (8), (9) для  $\epsilon$  и N в анизотропном слое. Вертикальную производную dT/dz можно выразить из (7), где  $D^{T} = -0.49 \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial z}$ . Подставляя  $C_{T}^{2}$  и dT/dz в определение (12), находим выражение для внешнего масштаба Татарского, обобщенное на случай произвольного анизотропного слоя:

$$L_0^{\rm T} = \kappa \, z \, \left[ \phi(\zeta) + \phi_{\rm T}(\zeta) \right]^{3/4} \left[ \phi(\zeta) + \phi_{\rm V}(\zeta) - \zeta \, \right]^{-1/4} | \phi(\zeta) + 0.49 \, z \, T_*^{-1} \, dT/dx |^{-3/2} \,.$$
(5)

Полагая здесь  $\phi_T(\zeta) = 0$ ,  $\phi_V(\zeta) = 0$ , dT/dx = 0, получаем известное выражение для изотропного слоя

$$\mathcal{L}_0^{\rm T} = \kappa \, z \, \varphi(\zeta)^{-3/4} \, \left[ \varphi(\zeta) - \zeta \right]^{-1/4}. \tag{6}$$

В изотропном слое применяется также более простое выражение [3]  $L_0^T = \kappa z / \varphi(\zeta)$ , которое незначительно отличается от (5) в предельных случаях сильно неустойчивой и сильно устойчивой стратификаций. Сравним теорию с экспериментом. Для этого воспользуемся различными методами получения экспериментальных значений вертикального внешнего масштаба. В качестве одного из таких методов подставим в определение (2) измеренные значения  $C_T^2$  в dT/dz (условно назовем этот метод «по определению Татарского»). Как видно из рис.1, экспериментальные значения dT/dzнайдены по измерениям в нижнем 5-метровом слое и их сравнительно немного. Поэтому, для более полного сравнения, приведем другие методы, позволяющие восстанавливать экспериментальные значения внешнего масштаба. Эти методы можно предложить из результатов измерений временных частотных спектров флуктуаций температуры.

На рис.2 представлены образцы частотных спектров температуры W(f), полученные в наших измерениях при различных значениях числа Монина-Обухова ζ. Как следует из рис.2, для всех спектров характерно наличие (5/3)-инерционного интервала частот f, в котором  $W(f) \sim f^{-5/3}$ , и насыщение в области низких частот. Спектры удовлетворительно описываются кармановской моделью. Применим кармановскую модель спектра для определения кармановского внешнего масштаба  $L_0^{K}$  по устойчивым характеристикам спектров. К таким характеристикам можно отнести значение спектра на нижней границе зарегистрированного участка частот (обозначим его как W(0)) и значение коэффициента  $w_*$  при степени  $f^{-5/3}$  в инерционном интервале ( $W(f) = w_* f^{-5/3}$ ). Воспользуемся соотношением [3]  $V(\mathbf{k}) = \mathbf{v} \ W_{\mathbf{e}}$  (kv), где v – модуль вектора средней скорости ветра. Это соотношение связывает одномерный пространственный спектр  $V(\mathbf{k})$ , определенный выражениями (13), с  $W_{e}(\omega)$ , временным частотным спектром являющимся обычным одномерным преобразованием Фурье от корреляционной функции ( $\omega = 2\pi f$ ). Учитывая, что W(f) есть преобразование по положительным частотам, и  $W(f) = 4\pi W_e(\omega)$ , находим два метода определения кармановского масштаба  $L_0^{\text{K}}$  по характеристикам спектров: 1)  $L_0^{\text{K}} = 4.8 (W(0) \text{ v/}C_T^2)^{3/5}$ , 2)  $L_0^{\text{K}} = (\text{v/}f) \{[W(0)/W(f)]^{6/5} - 1\}^{1/2}$ .

1)  $L_0^{K} = 4.8 (W(0) v/C_T^2)^{5/3}$ , 2)  $L_0^{K} = (v/f) \{ [W(0)/W(f)]^{6/3} - 1 \}^{1/2}$ . (7) Второй метод для частот из инерционного интервала упрощается и дает: 2)  $L_0^{K} \approx v$  $[W(0)/w_*]^{3/5}$ . Условно назовем первый из этих методов «из спектров по насыщению», а второй - «из спектров по 5/3 зависимости». На рис.1 приведены результаты сравнения экспериментальных и теоретических результатов для внешнего масштаба Татарского  $L_0^{T}$  в горном пограничном слое. При использовании экспериментальных значений кармановского масштаба  $L_0^{K}$ , полученных из спектров на основе методов (6), применялся коэффициент пересчета кармановского масштаба в масштаб Татарского (4).



Рис.1. Сравнение экспериментальных И теоретических результатов для внешнего  $L_0^T$ масштаба турбулентности в горном анизотропном пограничном слое: 1 - эксперимент (из спектров по 5/3 зависимости), 2 – эксперимент (из спектров по насыщению), 3 – эксперимент (по определению В.И.Татарского), 4 полуэмпирическая теория для анизотропного слоя, 5 – полуэмпирическая теория для изотропного слоя



Рис.2. Экспериментальные ненормированные спектры флуктуаций температуры. Верхняя кривая в низкочастотном диапазоне соответствует сильно неустойчивой стратификации, нижняя – устойчивой стратификации. Спектры не сглажены, значительный разброс точек в высокочастотном диапазоне – результат дискретного преобразования Фурье.

Сравнение измеренных тремя разными методами масштабов  $L_0^T$  («по определению Татарского», «из спектров по насыщению» и «из спектров по 5/3 зависимости») показывает, что в анизотропном пограничном слое имеет место удовлетворительное согласие эксперимента и полуэмпирической теории (5). Для сравнения использовались данные всех сеансов наблюдений. Поэтому, из-за явной линейной зависимости от высоты, теоретические масштабы как изотропного ( $L_0^T = = \kappa z/\phi(\zeta)$ ), так и анизотропного слоев (5) при некоторых значениях  $\zeta$  (где высота z отличается от своего постоянного значения z = 2.7 м) испытывают скачки.

Как видно из рис.2, для таких  $\zeta$  экспериментальные данные также испытывают скачки. В области сильно неустойчивых локальных стратификаций анизотропный внешний масштаб меньше изотропного. Как следует из (5), это уменьшение возникает изза множителя [ $\varphi(\zeta) + \varphi_V(\zeta) - \zeta$ ]<sup>-1/4</sup>, в котором велики значения величины  $\varphi_V(\zeta) - \zeta$ . Оба масштаба (анизотропный и изотропный) уменьшаются в области слабо устойчивых стратификаций. Заметное различие между ними наблюдается в интервале безразличной стратификации. Увеличение анизотропного масштаба связано с ростом функции  $\varphi_T(\zeta)$  в этом интервале. Однако учет продольной производной dT/dx в теоретическом соотношении (5) ограничивает рост анизотропного внешнего масштаба. Как видно из рис.1, это улучшает совпадение теории с экспериментом.

#### Литература

- 1. Монин А. С., Яглом А. М. *Статистическая гидромеханика*. Т.1. М.: Наука, 1967, 696 с.; Т.2. С.-Пб: Гидрометеоиздат, 1996, 742 с.
- 2. Монин А. С., Обухов А. М. *Труды Геофиз. ин-та АН СССР*, 1954, № 24 (151), с.163—187; Докл. АН СССР, 1953, т.93, №2, с.223-226.
- 3. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967, 548 с.
- 4. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Гидродинамика. М.: Наука, 1986.
- 5. Монин А. С. Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр. С.-Пб: Гидрометеоиздат, 1999, 524 с.
- 6. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. -Л.: Гидрометеоиздат, 1970.
- 7. Гурвич А.С. Вертикальные профили скорости ветра и температуры в приземном слое атмосферы. Изв.АН СССР, сер. Физика атмосферы и океана, 1965, **1**, № 1.
- 8. Кожевников В.Н. Возмущение атмосферы при обтекании гор. М.: Научный Мир, 1999, 160 с.

295

# ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ И ПИРОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ INVESTIGATION OF VARIATIONS OF AEROSOL OPTICAL THICKNESS AND PYROGENIC ACTIVITY IN CENTRAL YAKUTIA B.C.Соловьев, А.А.Будищев

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН

The aerosol optical thickness (AOT) and pyrogenic events variations in central Yakutia in 2000-2009 were researched on remote sensed data (NOAA, Terra and Aqua). It is shown that the average summer (June-August) AOT for years with high pyrogenic activity (2001-2003) is greater by ~ 125% than AOT of years with low pyrogenic activity (2000, 2004-2009). In some days when forest fires were most strong the daily AOT in central Yakutia was up to 1,5-1,6 strongly exceeding undisturbed values.

#### Введение

Лесные пожары (ЛП) оказывают огромное влияние на окружающую среду, на биоразнообразие природных экосистем, породную и возрастную структуру лесов, их ресурсный и экологический потенциал. Ежегодно на территории России возникает от 10 до 30 тыс. лесных пожаров общей площадью от 0,5 до 2 млн. га, из них 95% приходится на малонаселенные обширные районы Сибири и Дальнего Востока [1]. Одним из наиболее пожароопасных субъектов России является Якутия: по данным Якутской базы авиационной охраны лесов здесь ежегодно в среднем регистрируется более 500 очагов лесных пожаров на площади ~140 тыс. га.



Рис. 1. Сводная карта распределения очагов лесных пожаров (темные точки), обнаруженных в 2002 г. по данным спутников NOAA на территории Якутии. Прямоугольником выделен исследуемый участок.

В результате ЛП выбрасывается огромная масса продуктов горения – смесь различных газов, соединений углерода, аэрозольных частиц, оказывающих существенное влияние на физические и химические процессы в атмосфере. Исследованиям оптических характеристик атмосферных аэрозолей, их роли в химических процессах и радиационном балансе нижней атмосферы и др. посвящен ряд работ (см., например, [2-4], а также ссылки в них).

Целью данной работы является анализ сезонного хода аэрозольной оптической толщины (AOT) атмосферы и пирогенной активности, а также оценка влияния пирогенеза на аэрозольную компоненту атмосферы в центральной Якутии.

#### Исходные данные

Для исследований был выбран участок Приленского плато (центральная Якутия), находящийся в секторе 60<sup>0</sup>-64<sup>0</sup> с.ш. и 120<sup>0</sup>-132<sup>0</sup> в.д. (рис. 1). С севера (частично), востока и юга исследуемый участок окружен горными массивами Верхоянского и Станового хребтов,

затрудняющих горизонтальный вынос инжектированных дымовых частиц за границы рассматриваемого участка.

Мониторинг пирогенной обстановки осуществлялся по данным радиометра AVHRR (ИСЗ NOAA) [5-7], при этом уровень лесопожарной активности оценивался количеством «пожарных» пикселей (N<sub>пож</sub>), обнаруженных с помощью порогового алгоритма детектирования ЛП [8]. Для оценки вариаций атмосферного аэрозоля были использованы данные радиометра MODIS (ИСЗ Terra, Aqua) – продукт MOD08\_D3 третьего уровня [9], находящиеся в свободном доступе в архиве NASA (http://ladsweb.nascom.nasa.gov/).

Данные MOD08\_D3 представляет собой усредненные суточные карты распределения аэрозольной оптической толщины (AOT); размеры отдельных элементов (пикселей) карты составляют – 1x1 град. (широта х долгота). Среднесуточные AOT исследуемого участка рассчитывалось по 48 значениям, в соответствии с количеством приходящихся на него пикселей, причем при условии, что в усреднении было использовано не менее 50% пикселей, т.к. сильная облачность и/или задымленность не всегда позволяют восстанавливать значения AOT по всему участку. По среднесуточным значениям рассчитывались среднедекадные и среднемесячные значения AOT на период май-сентябрь.

#### Обсуждение результатов

Многолетние наблюдения показывают, что ЛП на территории Якутии наблюдаются с мая по сентябрь, в основном, в течение трех летних месяцев с максимумом во второй половине лета. Атмосферные осадки в Североазиатском регионе обусловлены, преимущественно, переносом влаги с западного и северо-западного направлений. Влагосодержание проникающих в бассейн р. Лены циклонов значительно понижается при прохождении Среднесибирского плато, поэтому годовая сумма осадков мала и составляет 250-300 мм. Наибольшее количество осадков наблюдается в периоды межсезонья зима-весна, лето-осень. Количество облачности с апреля по июль падает, а с августа по сентябрь возрастает. Такое сезонное поведение облачности, осадков и температурного режима объясняют наблюдаемый сезонный ход пожаров.



Лето 2002 г. в Якутии выдалось крайне пожароопасным: был зарегистрирован максимум активности ЛП за последние тринадцать лет. Согласно данным Якутской авиационной базы охраны лесов только на охраняемой территории (~ 50% от площади Якутии) пожарами была пройдена площадь около 407 тыс. га. С учетом пожаров на неохраняемой территории, обнаруженных по данным спутникового мониторинга, общая площадь лесных пожаров в 2002 г. составила более 500 тыс. га. Карта распределения ЛП, обнаруженных по данным ИСЗ NOAA, представлена на рис. 1.

Поскольку, суточные вариации N<sub>пож</sub> и АОТ в течение май-сентябрь 2002 г., в целом, носят сложный изменчивый характер, то представляет интерес рассмотреть сглаженные (декадные) значения. На рис. 2 представлены декадные вариации: прерывистой линией количества «пожарных» пикселей N<sub>пож</sub>, сплошной линией – вариации АОТ.

Уровень пирогенной активности с середины мая и до начала июля на рассматриваемом участке относительно невысок (N<sub>пож</sub> < 200) и стабилен, затем он начинает расти и в середине августа достигает максимума (N<sub>пож</sub> > 1000). К концу лета под действием дождей активность ЛП резко падает, и в сентябре пожары практически уже не детектируются, за исключением 14-15 сентября, когда наблюдалась небольшая «вспышка» пирогенной активности.

С начала мая и до середины июня значения АОТ постепенно снижаются приблизительно в два раза (с 0,35 до 0,15). Затем спад сменяется тенденцией роста АОТ, достигающей максимума в последней декаде августа (более 0.9), после чего отмечается резкий спад АОТ ниже значений 0.2. Данные регулярных наблюдений за лесопожарной обстановкой на территории Якутии, проводимые с 1998 г. по данным спутников NOAA, показывают, что в течение 2001-2003 гг. наблюдался чрезвычайно высокий уровень пирогенной активности, максимум которой, как было отмечено выше, пришелся на 2002 г. Напротив, 2000 г. и 2004-2009 гг. отметились крайне низким уровнем активности лесных пожаров.

Для указанных периодов пожароопасных сезонов – с высоким показателем пирогенной активности (2001-2003 гг.) и низким (2000 г. и 2004-2009 гг.) – были построены соответствующие графики вариаций среднедекадных значений N<sub>пож</sub> и АОТ, представленные на рис. 3. Сплошными линиями показаны вариации АОТ, прерывистыми – N<sub>пож</sub>. Круглыми маркерами помечены графики вариаций, относящиеся к периоду 2001-2003 гг.

Как следует из рис. 3, сезонный ход АОТ в годы с низким уровнем пирогенной активности сильно отличается от вариаций АОТ в пожароопасные годы. Значения АОТ(2000, 2004-2009) с мая по сентябрь плавно снижаются ~ в 2 раза, за исключением небольшого локального максимума в последней декаде июля. Ранее аналогичное поведение сезонного хода АОТ было показано в работе [10].



среднедекадных значений АОТ и числа «пожарных» пикселей, рассчитанные для периодов май-сентябрь с высоким (2001-2003 гг.) и низким уровнем пирогенной активности (2000 г., 2004-2009 гг.). Сплошными линиями показаны вариации АОТ, прерывистыми -N<sub>пож</sub>; круглыми маркерами помечены вариации, относящиеся к 2001-2003 гг.

Кривая АОТ(2001-2003) в отличие от АОТ(2000, 2004-2009) ведет себя иначе: общее плавное снижение (май-июнь) сменяется ростом во второй половине лета. Максимум АОТ (~ 0,35) наступает в последней декаде июля, затем в августе отмечается небольшой спад, который переходит в резкое снижение АОТ до фоновых (невозмущенных) значений в сентябре. Аналогичное поведение наблюдается в изменениях пирогенной активности: в мае-июне уровень лесопожарной активности невысок, затем во второй половине лета наступает фаза активности пирогенной обстановки с двумя максимумами в конце июля и середине августа. Такое поведение объясняется тем, что максимум в пожарной активности в 2001 г. наблюдался в июле, а в 2002 г. в августе. В сентябре лесные пожары затухают.

Таким образом, в период активизации лесных пожаров (июль-август) наблюдается значительный рост АОТ. Это обстоятельство указывает на сильное возмущающее воздействие пирогенных событий на сезонный ход АОТ нижней атмосферы.

# Заключение

Предварительный анализ спутниковых данных за период май-сентябрь 2000-2009 гг. показывает, что среднее летнее (июнь-август) значение АОТ в пожароопасные годы (2001-2003) на ~ 125% выше, чем в годы с низкой пирогенной активностью (2000, 2004-2009). В отдельные дни с наиболее высоким уровнем пирогенной активности (в 2002 г.) среднесуточная АОТ по исследуемому участку значительно превышала фоновые (невозмущенные) значения, достигая значений 1,5-1,6. При этом значения АОТ в отдельных элементах (1x1 град.) среднесуточной карты распределения достигали 4,9.

На меньших временных масштабах поведение АОТ носит сложный, изменчивый характер. Кроме того, в отдельные годы, были зарегистрированы высокие значения АОТ, несмотря на отсутствие, либо малое количество «пожарных» пикселей, что возможно объясняется переносом аэрозольных частиц с воздушными массами из соседних регионов.

Работа выполнена при поддержке по программе Президиума РАН №16/3.

#### Литература

- 1. *Коровин Г.Н., Исаев А.С.* Охрана лесов от пожаров как важнейший элемент национальной безопасности России // Лесной бюллетень. 1998. № 8-9.
- 2. Афонин С.В., Белов В.В., Белан Б.Д., Панченко М.В., Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Сравнение спутниковых (AVHRR/NOAA) и наземных измерений характеристик атмосферного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2002. Т. 15. № 12. С. 1118-1123.
- 3. Афонин С.В., Белов В.В., Панченко М.В., Сакерин С.М., Энгель М.В. Корреляционный анализ пространственных полей аэрозольной оптической толщи на основе спутниковых данных MODIS // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 6. С. 510-515.
- 4. *Гинзбург А.С., Губанова Д.П., Минашкин В.М.* Влияние естественных и антропогенных аэрозолей на глобальный и региональный климат // Российский химический журнал. 2008. Т. LII. № 5. С. 112-119.
- 5. Соловьев В.С., Васильев Е.К. Спутниковый мониторинг лесных пожаров и оценка их последствий // Наука и образование, изд-во АН РС (Я), 2000. №4(20). С. 24-27.
- 6. Соловьев В.С. Спутниковый мониторинг в Якутии / Сб. статей. Космофизические исследования в Якутии. – Якутск: ЯФ Изд-во СО РАН, 2001, С. 302-308.
- 7. Соловьев В.С., Козлов В.И. Исследование пространственно-временной динамики лесных пожаров и облачности в Северо-Азиатском регионе по данным спутников NOAA // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 01-02. С. 146-149.
- 8. Абушенко Н.А., Алтынцев Д.А., Минько Н.П., Семенов С.М., Тащилин С.А., Татарников А.В. Алгоритм обнаружения пожаров по многоспектральным данным прибора AVHRR // Тезисы докладов VI Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана», Томск. 1999. С.69.
- Remer L.A., Kaufman Y.J., Tanre D., Mattoo S., Chu D.A., Martins J.V., Li R.R., Ichoku C., Levy R.C., Kleidman R.G., Eck T.F., Vermote E., Holben B.N. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation // J. Atmos. Sci. 2005. Vol.62, P.947-972.
- 10. Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю. и др. Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы в условиях Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 18. № 11. С. 566-574.

# ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ СЛОЕВ В ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЕ КАМЧАТКИ И ГРАВИТОФОТОФОРЕТИЧЕСКАЯ ГИПОТЕЗА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ LIDAR OBSERVATIONS OF AEROSOL LAYERS IN UPPER ATMOSPHERE OF KAMCHATKA AND GRAVITOPHOTOPHORETIC GIPOTHESIS OF THEIR FORMATION A.A. Черемисин<sup>1</sup>, П.В. Новиков<sup>2</sup>, И.С. Шнипов<sup>2</sup>, В.В. Бычков<sup>3</sup>, Б.М. Шевцов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Сибирский федеральный университет, Красноярск, <u>cher@akadem.ru</u> <sup>2</sup>Красноярский институт железнодорожного транспорта, г. Красноярск, <u>novikov-pv@yandex.ru</u> <sup>3</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Regularly observed peaks of aerosol scattering in upper stratosphere at 35-50 km and in mesosphere at 60-75 km were registered in lidar observations carried out during the year from October 2007 to September 2008 in Kamchatka. Typical season features of the aerosol layer occurence were found out. Also the calculations of aerosol particle levitation heights under the gravitophotophoretic forces were carried out for the same days and conditions of observations with use of satellite data of atmospheric temperature and the Earth IR radiation. Binding to the specific conditions of geographic point and time distinguish these calculation results from the results in [1] were the standard atmosphere model was used. According to the calculations the aerosol particle levitation picutre had two-layer strucutre, and these levitation zones corresponded to the altitude ranges of aerosol layers observations. Variation of the levitation zone position had the similar season features with altitudes of aerosol layer observations. Thereby, formation of mesospheric aerosol layers at altitudes of 60-75 km and stratospheric

layers at altitudes of 35-50 km can be explained by occuring of gravitophotophoretic force leading to aerosol particle levitation at these altitudes.

Несмотря на предпринятые в последнее время усилия по исследованию с помощью спутниковой аппаратуры, ракетной техники и наземных средств зондирования, мезосфера остается довольно слабо изученной областью атмосферы [2]. Считается, что при высотах зондирования более 30 км лидарные сигналы воспроизводят молекулярное рассеяние, и только в особых случаях, например при вторжениях больших комет, наблюдаются слои аэрозольного рассеяния в верхней стратосфере и мезосфере [3]. Вопреки этим представлениям существование заряженных частиц аэрозоля в мезосфере обнаруживается различными методами, например по возрастанию рассеяния радиоволн на высотах 60-80 и 80-90 км [4,5], а также по наличию локальных провалов электронной плотности на 80 [2]. Кроме того, касательное зондирование из космоса в ультрафиолетовом диапазоне спектра свидетельствует о существовании в невозмущенной верхней атмосфере в экваториальной зоне и на средних широтах устойчивых аэрозольных слоёв на высотах около 50, 70, 93 км [6]. Наличие слоистой структуры верхней атмосферы Земли также подтверждается ракетными исследованиями [7] и по наблюдению сумеречного горизонта Земли из космоса [8].

В работе [6] показано, что интерпретация известных фактов стратификации аэрозоля в средней атмосфере в рамках существующих седиментационно-диффузионных моделей, сталкивается с затруднениями. В этой же работе предложено объяснение возникновения аэрозольной стратификации в верхней атмосфере под действием фотофоретических эффектов. Затем работе [1] показано, что гравитофотофоретические силы могут поддерживать в стратосфере и мезосфере аэрозольные слои на высотах около 20, 50, 70 км, 80-83 км в полярной летней мезосфере, а также на 30-50 км. Затем в работе [9] рассмотрены сезонно-широтные особенности аэрозольной стратификации под действием сил гравитофотофореза. Предполагалось, что дальнейшая детализация географических и временных условий может дать новые возможности лля проверки гравитофотофоретической гипотезы. Такая возможность сопоставления теоретических расчетов и экспериментальных наблюдений появилась в связи с созданием лидарной станции на Камчатке.

В 2007 году на Камчатке (с. Паратунка) была введена в эксплуатацию рэлеевская стратосферная лидарная станция и с октября этого же года начались наблюдения стратосферномезосферной области. Измерения в январе 2008 показали, что на высотах более 40 км в сигналах явно есть информация о наличии аэрозольных слоев в окрестности стратопаузы [10]. С целью проведения исследований аэрозольных слоев до как можно больших высот были проведены работы по улучшению качества данных зондирования. В результате проведенных экспериментов по изучению фоновых сигналов и сигналов последействия ФЭУ была разработана методика обработка первичных лидарных данных, которая позволяет восстанавливать отношение обратного рассеяния до высот 70-75 км.

Основным параметром, характеризующим наличие аэрозоля в атмосфере, является отношение рассеяния  $R(H)=(\beta_a+\beta_m)/\beta_m$ , где  $\beta_m=\beta_m(H)$  и  $\beta_a=\beta_a(H)$  – молекулярное и аэрозольное рассеяние, соответственно. Из приведенной выше формулы следует, что если аэрозольное рассеяние отсутствует то  $R\approx 1$ . Наличие аэрозоля на некоторых высотах дает значения R>1.

При отсутствии аэрозоля R(H) ≈ 1. Коэффициент молекулярного рассеяния вычислялся по по данным спутника Aura [11] как величина пропорциональная молекулярной плотности атмосферы.

Для верхней стратосферы и мезосферы прозрачность атмосферы близка к единице и лидарное уравнение, фактически редуцируется к виду  $R(H)=N_s(H)\cdot H^2/(C\cdot\beta_m(H))$ , где  $N_s(H)$  – полезный сигнал ФЭУ. Константа нормировки С находится на некоторой высоте  $H_0$ , где предполагается, что аэрозоль отсутствует. Как правило, высота нормировки выбиралась около 31-42 км, в некоторых случаях 51-54 км, при минимальном лидарном отношении.

В результате экспериментов было установлено, что при высотах запирания ФЭУ меньших 30 км, в измеренных сигналах присутствует почти всегда сигнал последействия ФЭУ. Как показали результаты обработки сигналов лидарной станции Камчатки, при типичных высотах отсечки 20 км в измеренных сигналах, начиная с 60 км, прослеживается заметное влияние последействия ФЭУ. Это приводит к ложному росту отношения рассеяния, начиная с высот 60-70 км. Анализ экспериментальных данных показал, что на высотах 100-150 км полезным сигналом можно пренебречь и регистрируемый сигнал содержит фон и последействие ФЭУ, которое хорошо описывается простой экспоненциальной зависимостью от высоты. В области преобладания последействия над полезным сигналом, высотная зависимость регистрируемого сигнала аппроксимируется выражением  $N_a(H)=A \exp(-BH)+D$ . По физическому смыслу D – это фоновый сигнал, который может быть измерен на временах зондирования, соответствующих большим высотам, а затем вычтен из исходного сигнала. В общем случае все три параметра A, B и D оцениваются по экспериментальному сигналу на высотах 100-150 км на основе метода наименьших квадратов. Экстраполяция зависимости  $N_a(H)$  вниз позволяет учесть сигнал последействия в исходном сигнале и на высотах меньших 80 км.

Всего за годичный период наблюдений с октября 2007 по сентябрь 2008 было получено 47 профилей. Для всех данных наблюдений была проведена описанная процедура коррекции на последействие ФЭУ, и получено отношение рассеяния. Результаты обработки сигналов показали регулярное появление пиков отношения рассеяния на высотах 30-50 км и 60-75 км. Отношение рассеяния за весь период наблюдений приведено ниже на рис.1 в градациях серого.

В данной работе было предложено интерпретировать стратификацию аэрозоля в верхней атмосфере в рамках концепции гравитофотофореза [1], основанной на возникновении фотофоретических сил у аэрозольных частиц находящихся в поле электромагнитного излучения видимого и/или ИК-диапазона. Эти силы возникают при неоднородности аккомодационных характеристик газовых молекул по поверхности частиц, вследствие того, что температура излучение аэрозолей отличается от температуры окружающего поглощающих газа. Фотофоретическая сила зависит от формы объекта и распределения коэффициента аккомодации по поверхности, а ее направление жестко привязано к телу частицы. Для возникновения направленного переноса аэрозоля под действием фотофоретических сил необходимо наличие фактора, обеспечивающего ориентационную стабилизацию частиц в пространстве, и таким фактором при определенных условиях является сила тяжести G, которая может обеспечить направленное перемещение частиц по вертикали. Усредненное значение вертикальной фотофоретической силы в этом случае называют гравитофотофоретической силой F<sub>ea</sub>. Если на некоторой высоте гравитофотофоретические силы, действующие на частицу, становятся равными силе тяжести, или превышают ее, то можно предполагать, что в окрестности этой высоты возникает возможность формирования аэрозольного слоя. Кроме условия  $F_{ga}/G \ge 1$ , устойчивость зависания также требует, чтобы в этой точке величина относительной силы  $F_{ga}/G$  была убывающей функцией при увеличении высоты [1].

Для описания различных классов частиц удобно использовать силовой параметр  $\beta$ , учитывающий объемные и аккомодационные характеристики частиц:  $\beta = 2\mu \cdot p_0/p \cdot \Delta \alpha / \langle \alpha \rangle$ , где  $\mu$  – косинус угла между направлением фотофоретической силы и вертикалью в состоянии наиболее стабильной ориентации, p – средняя плотность частицы,  $p_0=1000 \ \kappa c/m^3$  – некая характерная плотность, значение которой выбрано равным плотности воды,  $\Delta \alpha$  и  $\langle \alpha \rangle$  – разброс и среднее значение коэффициента термической аккомодации  $\alpha$ . Подробное описание гравитофотофоретической модели левитации аэрозольных частиц приведено в [1].

Были проведены расчеты возникновения аэрозольных слоев под действием гравитофотофоретических сил для условий лидарных наблюдений на Камчатке, с использованием данных спутника Aura по температуре и давлению атмосферы в дни наблюдений. Расчеты относительной гравитофотофоретической силы были проведены для высот от 30 до 80 км с шагом 0.5 км для частиц с силовым параметром  $\beta$ =0.03 и  $\beta$ =0.06. С увеличением  $\beta$  величина относительной силы линейно возрастает, поэтому для промежуточных значений  $\beta$  величина силы легко определяется линейным масштабированием. Выбор диапазона высот связан с тем, что ниже 30 км нарушается условие свободномолекулярного режима, а выше 80 км плотность атмосферы слишком мала для зависания аэрозольных частиц. Областями возникновения аэрозольных слоев считались высоты, где относительная сила убывала с высотой и при этом была больше единицы:  $F_{ga}/G \ge 1$ . В расчетах высотные профили температуры, а также давления атмосферы были взяты из данных спутника Aura [11] в зависимости от дня года и широты и долготы ближайшей точки траектории спутника от места наблюдения.

На рис.1 приведено сезонно-высотное распределение профилей отношения рассеяния (в градациях серого цвета) для всех 47 наблюдений. На этом же рисунке контурами показаны расчетные зоны левитации аэрозольных частиц под действием гравитофотофоретических сил, рассчитанные для частиц с силовым параметром  $\beta$ =0.04.

302



Рис.1. Сезонно-высотное распределение пиков отношения рассеяния (в градациях серого цвета) в сопоставлении с гравитофотофоретическими зонами левитации аэрозольных частиц (контуры). Расчеты проведены по данным спутника Aura.

Обработка лидарных измерений дает два регулярных аэрозольных слоя на высотах 30-50 км и 60-75 км. При этом можно выделить условно два периода: зимний – ноябрь-февраль, и летний – март-октябрь. Верхний слой пиков аэрозольного рассеяния в зимний период несколько опускается до высот 57-75 км, а в летний период находится несколько выше – 60-77 км и имеет в среднем меньшую ширину и интенсивность пиков аэрозольного рассеяния. Нижний слой пиков аэрозольного рассеяния. Нижний слой пиков аэрозольного рассеяния на 30-50 км наблюдается преимущественно с ноября по май. При этом нижний слой пиков в зимний период проявляет тенденцию к увеличению высоты и расслоению на два более узких пика. Кроме того, зимой проявляется тенденция к слиянию нижних и верхних слоев пиков аэрозольного рассеяния. Это связано с тем, что в зимний период по данным спутника Аura температурный максимум на 40-50 км не только уменьшается по амплитуде, но и распадается на два максимума.

Приведенный на рис.1 результат расчетов гравитофотофоретических аэрозольных слоев (в виде контуров) проявляет сезонные особенности, во многом повторяющие особенности пиков аэрозольного рассеяния, полученных в результате лидарных наблюдений. Расчет в рамках гравитофотофоретической модели также дает два слоя левитации аэрозольных частиц приблизительно на тех же высотах 30-50 км и 60-75 км. Верхний слой в зимний период также несколько проседает по высоте и в среднем имеет большую ширину, чем в летний период. Нижний расчетный слой на 30-50 км в летний период имеет диффузный характер, как и экспериментальные пики аэрозольного рассеяния. А в зимний период нижний расчетный слой также распадается на два узких слоя из-за расслоения температурного максимума на 40-50 км. Колебания температуры с высотой приводят к появлению двух зон, в которых возникают условия формирования аэрозольных слоев под действием гравитофотофоретических сил:  $F_{ga}/G \ge 1$ .

На основе сопоставления теоретических и экспериментальных данным, можно сделать вывод, что расчетная картина зон левитации аэрозольных частиц имеет двухслойный характер, и эти зоны соответствуют высотным диапазонам, где наблюдались аэрозольные слои при лидарном зондировании верхней и средней атмосферы. Изменение положения зон левитации имеет схожие сезонные особенности с высотами наблюдения аэрозольных слоев. Таким образом, для объяснения причин образования мезосферных аэрозольных слоев на высотах 60-75 км, а также стратосферных слоев на высотах 30-50 км, может быть привлечена модель левитации аэрозольных частиц на этих высотах под действием гравитофотофоретических сил.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ (РНП, проект № 2.1.1/6996) и фонда РФФИ (проект 10-05-00907а).

#### Литература

- 1. *Cheremisin A.A., Vassilyev Yu.V., Horvath H.* Gravito-photophoresis and aerosol stratification in the atmosphere // J. Aerosol Sci.- 2005.- V. 36.- N 11.- P. 1277-1299.
- Friedrich M., Rapp M. News from the Lower Ionosphere: A Review of Recent Developments // Surv. Geophys. 2009. V. 30. P. 525–559.
- 3. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987.
- 4. Zeller O., Zecha M., Bremer J., Latteck R., Singer W. Mean characteristics of mesosphere winter echoes at midand high-latitudes // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. V. 68. P. 1087–1104. 2006.
- 5. *Rapp M., Lübken F.-J.* Polar mesosphere summer echoes (PMSE): review of observations and current understanding // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. P. 2601–2633.

- 6. *Cheremisin A., Granitskii L., Myasnikov V., Vetchinkin N.* Improved aerosol scattering in the upper atmosphere according to data of ultraviolet observations from space, with instrumental smoothing taken into account // Proc. SPIE. 2000. V. 4341. P. 383–389.
- 7. *Микиров А.Е., Смеркалов В.А.* Исследование рассеянного излучения верхней атмосферы Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1981.
- 8. *Бутов В.В., Логинов С.В.* Результаты восстановления распределений озона и некоторых характеристик аэрозоля в стратосфере методом зондирования сумеречного ореола Земли из космоса // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 8. С. 697–703.
- 9. *Cheremisin A.A., Vassilyev. Y.V.* Numerical calculation gravito-photophoretic movement for aerosol aggregates // A. Deepak Publishing. 2006. V.148. pp.131–135.
- 10. Бычков В.В., Маричев В.Н., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Шумейко А.В. Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // Оптика атмосферы и океана. № 12. С. 1083–1087. 2008.
- Dobber M.R., Dirksen R.J., Levelt P.F. et. al. Ozone Monitoring Instrument calibration // IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens. 2006. V. 44. No. 5. P. 1209–1238. (<u>http://avdc.gsfc.nasa.gov/index.php?site=2045907950</u>).
- Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C. NRL-MSISE-00 Empirical Model of the Atmosphere: Statistical Comparisons and Scientific Issues // J. Geophys. Res. 2003, 107, 1468. (<u>www.nrl.navy.mil/content.php?P=03REVIEW105</u>).

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ МОЩНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ВОЗМУЩЕНИЙ В НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ НА ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ИОНОСФЕРЫ В АЗИАТСКОМ РЕГИОНЕ РОССИИ

# RESEARCHING THE INFLUENCE OF STRONG METEOROLOGICAL DISTURBANCES IN THE EARTH'S LOWER ATMOSPHERE ON VARIATIONS OF IONOSPHERIC PARAMETERS IN THE ASIAN REGION OF RUSSIA

# Черниговская М.А.<sup>1</sup>, Куркин В.И.<sup>1</sup>, Орлов И.И.<sup>1</sup>, Поддельский И.Н.<sup>2</sup>, Поддельский А.И.<sup>2</sup>,

Шарков Е.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск

<sup>2</sup> Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

<sup>3</sup>Институт космических исследований РАН, Москва

This work relies on the analysis of short-period temporal variations of ionospheric parameters to investigate a possibility that strong meteorological disturbances in the Earth's lower atmosphere are reflected in the ionospheric parameter variations in a zone far removed from the source of the disturbance. Tropical cyclones (TC) may be a most powerful potential source of impact from below. The analysis involves data on maximum observed frequencies (MOF) of oblique sounding (OS) signals along the Norilsk–Irkutsk, Magadan–Irkutsk, and Khabarovsk–Irkutsk paths in East Siberia and the Far East obtained at equinoxes (March, September) in 2005–2009 and in November 2005.

A frequency analysis has revealed time intervals with enhanced intensity of short-period oscillations which may be interpreted as manifestations of large-scale traveling ionospheric disturbances (TIDs) whose sources were internal gravity waves (IGWs) with periods of 1–5 hours. Based on a complex analysis of helio-geomagnetic, ionospheric, and meteorological data in the regions under study as well as of data on tropical cyclones, we have made an attempt at finding a link between a number of detected TIDs and the ionospheric responses to tropical cyclones which were in their active phase in the northwest Pacific during the periods in question. A considerable increase in the energy of short-period wave disturbances was observed along the Khabarovsk-Irkutsk, Magadan-Irkutsk, and Norilsk-Irkutsk paths during active tropical cyclogenesis in September 2005–2009 and in November 2005. The intensity of the observed TIDs decreased as the midpoints of the OS paths moved westward away from the potential IGW sources. Ionospheric responses to wave disturbance propagation from the same IGW sources differ in the OS paths under analysis. The wave disturbance propagation velocities were estimated from the delay in TID passage in the regions of the midpoints of the spaced-apart OS paths. Short-period TIDs can also be observed at the spring equinox in March 2005–2009 under quiet helio-geomagnetic conditions and in the absence of active tropical cyclones in the north-west Pacific, but their energy is much lower than during the autumns of various years.

Возмущения верхней атмосферы и ионосферы Земли, обусловленные воздействиями снизу (в том числе, метеорологического характера), активно изучаются в течение многих лет. Источниками таких возмущений могут быть атмосферные гравитационные волны, распространяющиеся из нижележащих слоев атмосферы и переносящие с собой момент количества движения и энергию. Различные источники, действующие в нижней и средней атмосфере (сейсмические события, метеорологические фронты и струйные течения, прохождение солнечного терминатора, стратосферные потепления, антропогенные воздействия и т.п.), возбуждают широкий пространственно-временной спектр внутренних гравитационных волн (ВГВ) [1]. При определенных условиях ВГВ достигают высот максимума ионосферы (~300-350 км). Проникая на высоты ионосферы, ВГВ проявляют свои свойства в виде перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ). Теоретические расчеты и экспериментальные данные показывают, что ВГВ распространяются в горизонтальных направлениях с различными скоростями, в результате чего формируются движущиеся пакеты волн, которые могут обнаруживаться на расстояниях до нескольких тысяч километров от источника возбуждения [2, 3].

В работе исследуется волновой механизм воздействия со стороны нижних слоев атмосферы на ионосферу Земли. В качестве мощнейшего источника воздействия снизу рассматриваются гигантские по своей энергетике метеорологические возмущения в тропосфере – тропические циклоны (ТЦ). Прохождение фронта ТЦ может сопровождаться возбуждением ВГВ различных временных масштабов [4-6]. В данной работе приводятся результаты исследования короткопериодных (порядка десятков минут, часов) временных вариаций ионосферных параметров, полученных на сети ионозодов наклонного зондирования (НЗ), вызванных изменениями параметров верхней атмосферы и ионосферы в регионах проведения радиофизических измерений [7-9]. Для анализа использовались данные наблюдений временных вариаций максимальных наблюдаемых частот (МНЧ) сигналов НЗ на трассах Норильск-Иркутск, Магадан-Иркутск, Хабаровск-Иркутск. Измерения проводились со скважностью ~5 мин в равноденственные периоды (март, сентябрь) 2005-2009 гг. и в ноябре 2005 г. Характеристики ТЦ, действовавших в периоды радиофизических измерений, брались из электронной базы спутниковых данных глобального тропического циклогенеза "Глобал-ТЦ". Трассы наклонного зондирования проходят в регионах Восточной Сибири и Дальнего Востока азиатской части России, их геометрия различна. Трасса НЗ Хабаровск-Иркутск была задействована только в 2009 г., ее средняя точка (область ионосферы, в окрестности которых происходит отражение радиосигналов) наиболее близка к региону активной деятельности тропических циклонов в акватории северо-запада Тихого океана.

Частотный анализ выполнялся с помощью разработанных в ИСЗФ СО РАН методики поиска периодичностей для временных рядов [10]. Рассчитывались матрицы значений величин  $R_i$ , характеризующих "энергетику" колебаний с периодами  $T_i$ . Расчеты мощностей текущих спектров  $R_i$  проводились в скользящем режиме обработки для периодов  $0.5 \div 5$  часов с шагом 0.5 часа. Усиление мощности спектра на определенных периодах  $T_i$  интерпретировалось как проявление ПИВ, связанных с распространением ВГВ.

Решая задачу о возможности регистрации проявлений деятельности мощных ТЦ в вариациях ионосферных параметров в зоне, удаленной от региона деятельности ТЦ, существенным является вопрос о выявлении других возможных источников волновых возмущений. Доминирующим фактором в термодинамическом режиме ионосферы является гелиогеомагнитная активность. Поэтому при анализе учитывалась сопутствующая гелио-геомагнитная возмущенность (поток солнечного радиоизлучения *F*<sub>10.7</sub> на длине 10,7 см и геомагнитный индекс К<sub>n</sub>). Особый интерес представлял временной период 2008-09 гг., который характеризовался минимумом солнечной активности с низкой интенсивностью активных событий на Солнце и сопутствующих им геомагнитных возмущений. Это чрезвычайно благоприятствовало эффективности исследования ионосферных возмущений, связанных с влиянием внутренних атмосферных процессов, в том числе метеорологических эффектов. Поток радиоизлучения Солнца  $F_{10.7}$  в этот период не превышал 70, в ед.  $10^{-22}$  Br/(Гц м<sup>2</sup>). Кроме гелио-геомагнитной возмущенности учитывалась метеорологическая обстановка в исследуемых регионах, поскольку атмосферные фронты также могут быть источниками ВГВ. По композитам облачного покрова по данным спутника NOAA определялось время прохождения атмосферных фронтов через регионы средних точек трасс НЗ. Вариации параметров ионосферы в этой области существенным образом проявляются в характеристиках принимаемых в Иркутске радиосигналов.

В качестве примера приведем данные анализа за 2009 г. На рис. 1 представлены матрицы текущих спектров МНЧ для периодов 1-5 час на широтной трассе Хабаровск-Иркутск и меридиональной трассе Норильск-Иркутск в сентябре 2009 г. На верхней панели рисунка дан график изменения индекса геомагнитной активности  $K_p$ , на временной оси которого указаны с помощью горизонтальных полос периоды действия наиболее мощных ТЦ в северо-западной акватории Тихого океана (супер-тайфун Choi Wan категории 5 в соответствии со шкалой

Саффира-Симпсона, 12-20/09/2009; супер-тайфун категории 4 Рагта, 27/09-14/10/2009 и супертайфун категории 5 MELOR, 29/09-08/10/2009). Вертикальными стрелками на картах мощности спектра вариаций МНЧ указаны моменты прохождения местных метеорологических атмосферных фронтов в регионах подионосферных средних точек трасс НЗ. Из рис. 1 видно, что проявление ПИВ не всегда связано с усилениями гелио-геомагнитной возмущенности или прохождениями в регионах средних точек трасс местных метеорологических фронтов. Не связаны эти ПИВ и с прохождением солнечного терминатора, так их длительность – порядка суток и более. Если источниками наблюдаемых ПИВ являются ТЦ, действующие в северо-западной акватории Тихого океана, то для анализируемых трасс НЗ отклик ионосферы на прохождение волновых возмущений от одних источников ВГВ различен. Прежде всего, это, очевидно, связано с различной удаленностью средних точек трасс, а также с тем, что сам источников ВГВ. Существует, повидимому, связь и с геометрией трасс, а также с тем, что сам источник ВГВ в процессе развития ТЦ, изменяется по интенсивности и меняет свои координаты (стадии развития и траектории движения ТЦ). Поэтому существует зависимость от угла между направлением распространения волнового возмущения и линией, соединяющей средние точки трасс H3.

Из предположения о том, что источником наблюдаемых ПИВ по данным МНЧ сигналов наклонного зондирования на рассматриваемых трассах служат волновые пакеты, генерируемые прохождением фронта мощного ТЦ в акватории северо-запада Тихого океана, была предпринята попытка оценить скорость распространения ПИВ. На рис. 2,6 приведены временные зависимости мощностей текущих спектров  $R_i$  для периода  $T_i = 5$  час для трасс Хабаровск-Иркутск и Норильск-Иркутск для 12-20 сентября 2009 г. в период действия супер-тайфуна 5 (наивысшей) категории Choi Wan (рис. 2,а). Расстояние между средними точками трасс Хабаровск-Иркутск и Норильск-Иркутск (пунктирная линия на карте рис. 5,а) составляет ~1800 км. Задержка между последовательными прохождениями ПИВ региона средней точки трассы Хабаровск-Иркутск, а затем региона средней точки трассы Норильск-Иркутск составляет  $\Delta \tau \approx 3 \div 6$  час. Соответственно, скорость распространения ПИВ может составлять величину от 170 до 90 м/с. Полученные оценочные значения согласуются с результатами экспериментальных и теоретических оценок скоростей распространения ВГВ. По теоретическим оценкам [3] скорость ВГВ от импульсного источника может составлять величину до 200-300 м/с. По экспериментальным оценкам [1] скорость ВГВ может составлять ~ нескольких десятков до сотни м/с.



Рис. 1. Матрицы текущих спектров МНЧ для периодов 1-5 час на трассах Хабаровск-Иркутск и Норильск-Иркутск и индекс геомагнитной активности K<sub>p</sub> в сентябре 2009 г.



Рис. 2. Траектория движения ТЦ Choi Wan (a) и временные зависимости мощностей текущих спектров  $R_i$ для периода  $T_i = 5$  час на трассах Хабаровск-Иркутск и Норильск-Иркутск (б) в период 12-20 сентября 2009 г.

Аналогичный частотный анализ данных МНЧ сигналов НЗ для рассматриваемых трасс был выполнен для периодов весеннего равноденствия (март 2005-09 гг.). Полученные спектры мощности вариаций МНЧ для весны, когда циклоническая активность в северо-западной акватории Тихого океана отсутствовала, в спокойных гелио-геомагнитных условиях (2008-09 гг.) можно рассматривать как фоновые. Проведено сравнение фоновых спектров со спектрами амплитуд возмущений, полученными в периоды активной деятельности тропического циклогенеза в сентябре. В весенние месяцы, в отсутствие действующих тропических циклонов в акватории северо-запада Тихого океана, также отмечались ПИВ с периодами 1-5 час, но их энергетика была значительно слабее (в полтора-два раза) по сравнению с энергетикой ПИВ в осенние периоды. Этот факт дает основание отметить, что при прочих аналогичных условиях наличие мощных действующих тропических циклонов (даже в достаточно удаленной зоне), может рассматриваться как потенциальный источник короткопериодных волновых возмущений ионосферных параметров.

В результате проведенного исследования можно сформулировать следующие результаты:

1. Проведенный частотный анализ выявил временные интервалы с повышенной энергетикой короткопериодных колебаний данных МНЧ сигналов НЗ на трассах Магадан-Иркутск, Норильск-Иркутск и Хабаровск-Иркутск для равноденственных периодов 2005-09 гг. и ноября 2005 г., которые можно интерпретировать как проявление ПИВ, источниками которых являются ВГВ с периодами 1-5 часов.

2. Анализируя потенциальные источники короткопериодных волновых возмущений, установлено, что обнаруженные ПИВ не всегда связаны с проявлениями гелио-геомагнитной возмущенности (к примеру, 2008-09 гг. характеризуются минимумом солнечной активности и спокойной геомагнитной обстановкой). Не всегда выявленные ПИВ совпадают по времени с прохождением в регионах подионосферных средних точек трасс НЗ местных метеорологических фронтов, а также не связаны с прохождением солнечного терминатора.

3. В периоды активной деятельности ТЦ (сентябрь 2005-09 гг., ноябрь 2005 г.) в акватории северо-запада Тихого океана отмечено значительное усиление энергетики короткопериодных волновых возмущений на трассах НЗ. Интенсивность наблюдаемых ПИВ уменьшается по мере удаления средних точек трасс к западу от региона активного тропического циклогенеза.

4. Для анализируемых трасс H3 отмечается различный отклик ионосферы на прохождение волновых возмущений от одних источников ВГВ. По-видимому, это связано с различной геометрией трасс H3, а также с тем, что сам рассматриваемый источник ВГВ в процессе развития ТЦ изменяется по интенсивности и меняет свои координаты.

5. По времени задержки прохождения ПИВ регионов средних точек разнесенных по пространству трасс НЗ оценена скорость распространения волновых возмущений, составляющая величину ~90-170 м/с.

Выявленные различия энергетики короткопериодных колебаний для разных сезонов и лет могут быть, на наш взгляд, связаны с возможными различиями в условиях распространения волновых возмущений в атмосфере, а также с особенностями формирования, развития, перемещения конкретных ТЦ в рассматриваемые периоды времени и, как следствие этих особенностей, различными эффектами воздействия ТЦ на вышележащую атмосферу.

В рамках настоящей работы для некоторых ПИВ не удалось идентифицировать потенциальные источники ВГВ. Возможно, эти ПИВ связаны с откликами ионосферы на сезонные перестройки динамического режима верхней атмосферы в рассматриваемые равноденственные периоды. Таким образом, необходимы дальнейшие систематические исследования в этой актуальной области исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00760 а.

#### Литература

- 1. *Hocke K., Schlegel K.* A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982-1995 // Ann. Geophys., 1996. Vol. 14. P. 917-940.
- 2. Ахмедов Р.Р., Куницын В.Е. Моделирование ионосферных возмущений, вызванных землетрясениями и взрывами // Геомагнетизм и аэрономия, 2004. Т. 44. № 1. С. 105-112.
- 3. *Куницын В.Е., Сураев С.Н., Ахмедов Р.Р.* Моделирование распространения акустико-гравитационных волн в атмосфере для различных поверхностных источников // Вестник Моск. ун-та. Серия 3. Физика. Астрономия, 2007. № 2. С. 59-63.
- 4. *Bishop R.L., Aponte N. et al.* Arecibo observations of ionospheric perturbations associated with the passage of Tropical Storm Odette // J. Geophys. Res., 2006. Vol. 111. No. A11. P. A11320. doi:10.1029/2006JA011668.

- 5. Zuo Xiao, Sai-guan Xiao, Yong-qiang Hao, Dong-he Zhang Morphological features of ionospheric response to typhoon // J. Geophys. Res., 2008. Vol. 112. No. A4. A04304.
- Perevalova N.P., Polekh N.M. An investigation of the upper atmosphere response to cyclones using ionosonde data in Eastern Siberia and the Far East // Proc. of SPIE, 2008. V. 7296. P. 72960J1-72960J11. doi: 10.1117/12.823814.
- Черниговская М.А., Шарков Е.А., Куркин В.И., Орлов И.И., Покровская И.В. Исследование временных вариаций ионосферных параметров в регионе Сибири и Дальнего Востока // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Сборник научных статей. – М.: ООО "Азбука-2000", 2008. Вып. 5. Т. I. С. 567-574.
- 8. *Черниговская М.А., Шарков Е.А. и др.* Короткопериодные временные вариации ионосферных параметров в регионе Сибири и Дальнего Востока // Исследование Земли из космоса, 2008. № 6. С. 17-24.
- Черниговская М.А., Куркин В.И., Орлов И.И., Шарков Е.А., Покровская И.В. Совместный анализ короткопериодных временных вариаций ионосферных параметров в регионе Сибири и Дальнего Востока и процессов тропического циклогенеза // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Сборник научных статей. – М.: ООО "Азбука", 2009. Вып. 6. Т. II. С. 324-332.
- 10. Орлов И.И., Ильин Н.В. О текущих спектрах сигналов // Радиолокация. Навигация. Связь / Под ред. Борисова В.И. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2000. Т.1. С. 361-365.

# ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ВЕРХНЕЙ И СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ УСТАНОВОК СИБИРСКОГО РЕГИОНА LONG -TIME VARIATIONS OF MIDDLE AND UPPER ATMOSPHERE PARAMETERS ON THE BASE OF EAST-SIBERIAN GEOPHYSICAL OBSERVATORIES DATA.

Шпынев Б.Г.<sup>1</sup>, Ойнац А.В.<sup>1</sup>, Медведева И.В.<sup>1</sup>, Черниговская М.А.<sup>1</sup>, Белинская А.Ю.<sup>2</sup> <sup>1</sup>Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия; <sup>2</sup> Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН

Long period variations of upper atmosphere parameters were investigated for the matter of their connection with tidal processes. Data of ground based optical instruments, data of the MLS device onboard AURA satellite, Incoherent Scatter data on electron density, temperature and ion composition, as well as GPS total electron content and ionosound data were used for the analysis. It was found that the most pronounced long time variations appeared due to changing of relative phase of solar thermal and lunar gravitational tides. It was founded that the main variations of upper atmosphere parameters are caused by wave-like processes of tidal origin. Global planetary waves are modulated by solar-lunar tides which work as trigger mechanism for generation of new circulation cells. This is a periodical process and it has a maximum in the mesosphere. The disturbing moved up into ionosphere and down into stratosphere, where it can be registered by radio and optic methods. Experimental data showed the most pronounced variations, which are harmonics of tidal waves.

В настоящем исследовании рассматриваются вариации параметров верхней атмосферы Земли, которые имеют характерный период единицы и десятки дней. Основное внимание было уделено влиянию на долговременную динамику верхней атмосферы приливных процессов, которые оказывают регулярное и детерминированное воздействие на атмосферный газ. Возмущения верхней атмосферы и ионосферы Земли, как правило, обусловлены воздействиями снизу, и они активно изучаются в течение многих лет. Источниками таких возмущений могут быть атмосферные гравитационные волны, распространяющиеся из нижележащих слоев атмосферы и переносящие с собой момент количества движения и энергию. Различные источники, действующие в нижней и средней атмосфере (сейсмические события, метеорологические фронты и струйные течения, прохождение солнечного терминатора, стратосферные потепления, антропогенные воздействия и т.п.), возбуждают широкий пространственно-временной спектр внутренних гравитационных волн (ВГВ) [1]. При определенных условиях ВГВ достигают высот максимума ионосферы (~300-350 км), и на высотах ионосферы, проявляют свои свойства в виде перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ). Эти возмущения могут быть обнаружены радиофизическими и оптическими методами при активном или пассивном исследовании верхней атмосферы.

Приливное гравитационное воздействие на атмосферный газ является не самым мощным, однако регулярным и детерминированным эффектом, т.е. амплитуда и фаза гравитационного воздействия может быть точно рассчитана. В отличие от солнечного излучения, которое относительно спонтанно, гравитационное воздействие носит детерминированный, хотя и не строго периодичный характер. Даже при относительно слабом, по сравнению с солнечным излучением, воздействии на земную атмосферу, гравитационные силы могут существенно влиять на динамические процессы в верхней атмосфере.

Наибольший эффект в возмущении параметров нейтральной атмосферы оказывают глобальные колебания, описываемые волнами Россби [3]. Движителем этих волн являются процессы глобального перераспределения энергии в атмосфере Земли, а их период определяется собственными частотами колебаний атмосферы. По мере поступления энергии в атмосферу, период этих волн со временем возрастает, до тех пока не совпадет по фазе со стационарной приливной волной, распространяющейся, в основном, ниже 85 км. В результате резонанса этих двух волн происходит усиление волны Россби 1-го типа, и переход ее в критический режим, который приводит к смене регулярной циркуляции в верхней атмосфере, и к трансформации энергии в тепло или к передаче энергии другим атмосферных потеплений Sudden Stratospheric Warming (SSW) привело к пониманию того, что приливные процессы являются важным фактором, инициирующим изменение циркуляции, задающим периодичность этих глобальных процессов [2], и это изменение проявляется в динамике разных областей верхней атмосферы.

В настоящей работе долговременная динамика параметров верхней атмосферы исследовалась на предмет зависимости от приливных вариаций, которые специально рассчитывались для региона наблюдения. Для анализа были использованы данные наземных оптических наблюдений, данных прибора MLS на спутниках AURA, данные некогерентного рассеяния по электронной концентрации и температурам и ионному составу на высотах ионосферы, данные ионозонда и данные GPS по глобальному содержанию.

Динамика гравитационного ускорения рассчитывалась по упрощенной формуле:

Вертикальная составляющая приливной силы (на единицу массы) изменяет силу тяжести на величину [8],

$$F_{\nu} = 3G \frac{mr}{R^3} \left\{ \cos^2 \chi - 1/3 \right]$$
 (1)

где G — гравитационная постоянная, m - масса Луны, r - расстояние от центра Земли, R - расстояние от Земли до Луны,  $\chi$  - зенитный угол Луны.

Сила тяжести уменьшается на поверхности Земли, когда Луна находится в зените или надире, на 0,1 мгал (см/с<sup>2</sup>), или на 1×10-7 своей величины, и увеличивается на половину этой величины в тех местах Земли, где Луна в рассматриваемый момент восходит или заходит.

Горизонтальная составляющая приливных сил равна 0, когда Луна находится в зените, надире или на горизонте, и максимальна, когда зенитное расстояние Луны равно 45° и достигает 0,08 мгал:

$$F_h = 3/2G \frac{mr}{R^3} \sin 2\chi \tag{2}$$

Вариации ускорения свободного падения вследствие притяжения Луны рассчитывались по формуле

$$\frac{g_{M}}{g} \approx \frac{3GM_{M} \frac{R_{E}}{R_{M}^{3}} (\cos^{2} \chi_{M} - \frac{1}{3})}{GM_{E}/R_{E}^{2}} = 9.64 \cdot 10^{-8} \cos^{2} \chi_{M} - \frac{1}{3}, \qquad (3)$$

которая получена в рамках приближения гидростатического равновесия. При дальнейшем анализе мы использовали только относительные вариации  $g_M$ , и искали соответствующие периоды в экспериментальных данных.

Для обработки рядов наблюдений нами был использован алгоритм поиска периодичностей, основанный на идеологии текущих спектров переменных величин [9]. Преимуществом данного подхода является возможность исследования временных вариаций спектра величины, что

особенно важно при рассмотрении приливных волн, вариации которых зависят от сезона года и времени суток.

Пример приливных вариаций, рассчитанных по формуле (3) представлен на рис.1.



Вариации на рис.1 являются суперпозицией вариаций зенитного угла Луны и Солнца, и основными являются суточная, полусуточная, 14-дневная и 29-дневная гармоники. Текущий спектр приливных вариаций сравнивался с текущими спектрами параметров верхней атмосферы. На основе этого анализа были сделаны следующие выводы.

Спектр приливных колебаний является достаточно сложным, чтобы интерпретировать его в виде гармонической функции. Причиной того является полусуточная вариация (Рис.1), которая периодически изменяет эффективную частоту приливных колебаний. При наблюдении свечения в линии 558нм этот эффект отражается в резком усилении полусуточных колебаний, которое наблюдается с периодом около 3.5 суток. Такие колебания также характерны при наблюдениях мезосферы во время зимних стратосферных потеплений [7].



Рис.2 Интенсивность приливных волн ночной атмосфере

Сезонное распределение интенсивности приливных колебаний зависит от времени суток. Зимой наибольшая амплитуда волн проявляется ночью, летом – в дневные часы. На рис.2 приведены интенсивности приливных колебаний для ночных условий в Иркутске. Видно, что зимняя ночная атмосфера наиболее подвержена влиянию приливов. Так как наблюдения в оптическом диапазоне обычно проводятся именно в темное время суток, наиболее значимые результаты по приливным вариациям как раз относятся к зимнему периоду. Летом наблюдается обратная картина, и максимальная амплитуда приливных волн наблюдается в дневные часы. Эти вариации отчетливо наблюдаются в критических частотах и высоте максимума слоя F2 при вертикальном зондировании ионосферы, когда вариации этих параметров достигают десятков процентов.



Рис.3 Межсуточные вариации электронной концентрации на высоте 300км.

На рис.3 представлены вариации концентрации электронов на высоте 300км по данным Иркутского радара некогерентного рассеяния в Декабре 2007 года. Начало каждых суток соответствует 8 часам локального времени, поэтому первый суточный максимум соответствует условиям дневной ионосферы, второй максимум соответствует ночному максимуму, который возникает вследствие притока плазмы из сопряженной летней ионосферы [10]. Из рисунка отчетливо видно волнообразное увеличение ночного максимума, который в 346 и 347 дни становится сравнимым по величине с дневным максимумом. В то же время дневные значения электронной концентрации таких вариаций не испытывают. Данный пример отчетливо показывает усиление ночной приливной волны. Хотя вариации параметров ионосферы обусловлены не непосредственно приливными силами, а сложным процессом, приводящим к изменению скорости меридионального нейтрального ветра, тем не менее ведущим механизмом этих вариаций является именно гравитационный прилив.

Эффект усиления приливных волн также наблюдался нами на данных полного электронного содержания системы GPS, в температурах мезосферы по данным прибора TIDI на спутнике AURA, в таких характеристиках ионосферы, как минимальная частота отражения по данным ионозондов. Рассмотренные процессы являются важным фактором атмосферной динамики, особенно в среднеширотной атмосфере, где приливные силы максимальны. В глобальном масштабе атмосферные приливы являются регуляторами общей циркуляции верхней атмосферы. Этот эффект наиболее выражен в изменения поля скоростей нейтрального ветра в мезосфере и стратосфере, которые исследовались нами по данным спутника SABER. Из данных измерений видно, что вариации интенсивности приливных волн приводят к циклической смене глобальной циркуляции, когда зональный ветер меняет свое направление на противоположное, нарушая стабильный западный перенос. В этих процессах большую роль играет долготная неоднородность приливной волны, инициирующая создание новых ячеек циркуляции.

В качестве основных выводов можно сформулировать следующие положения:

- Наибольшее влияние на спектр долговременных вариаций параметров верхней атмосферы имеют волнообразные процессы, обусловленные изменением относительной фазы солнечного и лунного приливов, которые на средних широтах имеют максимальную амплитуду.
- Атмосферные приливы часто являются не источником возмущения параметров атмосферы, а спусковым механизмом, запускающим генерацию новых ячеек циркуляции, которые повторяются циклически и перераспределяют энергию между разными областями верхней атмосферы.
- 3) Зарождаясь в нейтральной атмосфере, долгопериодные возмущения проявляются также на высотах ионосферы, где могут легко диагностироваться радиофизическими и оптическими методами. Связь разноплановых данных экспериментальных наблюдений в единую систему, управляемую приливными процессами является перспективной задачей физики верхней атмосферы.

#### Благодарности

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 09-05-00757.

#### Литература:

- 1. *Hocke K., Schlegel K.* A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982-1995 // Ann. Geophys., 1996. Vol. 14. P. 917-940.
- Liu, H.-L., and R. G. Roble, A study of a self-generated stratospheric sudden warming and its mesospheric– lower thermospheric impacts using the coupled TIME-GCM/CCM3, J. Geophys. Res., 107(D23), 4695, doi:10.1029/2001JD001533, 2002.
- 3. Rossby C. G. et al. // J. Mar. Res. 1939. Vol. 2. P. 38.
- 4. *Siskind, D. E., L. Coy, and P. Espy (2005),* Observations of stratospheric warmings and mesospheric coolings by the TIMED SABER instrument, Geophys. Res. Lett., 32, L09804, doi:10.1029/2005GL022399.
- Dowdy, A. J., R. A. Vincent, D. J. Murphy, M. Tsutsumi, D.M. Riggin, and M. J. Jarvis (2004), The large-scale dynamics of the mesosphere–lower thermosphere during the Southern Hemisphere stratospheric warming of 2002, Geophys. Res. Lett., 31, 14102, doi:10.1029/2004GL020282.
- Liu, H.-L., and R. G. Roble (2005), Dynamical coupling of the stratosphere and mesosphere in the 2002 Southern Hemisphere major stratospheric sudden warming, Geophys. Res. Lett., 32, L13804, doi:10.1029/2005GL022939.
- Azeem, S. M. I., E. R. Talaat, G. G. Sivjee, H.-L. Liu, and R. G. Roble (2005), Observational study of the 4-day wave in the mesosphere preceding the sudden stratospheric warming events during 1995 and 2002, Geophys. Res. Lett., 32, L15804, doi:10.1029/2005GL023393.
- 8. *Молоденский М. С.*, Упругие приливы, свободная нутация и некоторые вопросы строения Земли, //«Тр. Геофизического института АН СССР», 1953, № 19;
- 9. *Орлов И.И., Ильин Н.В.* О текущих спектрах сигналов // Радиолокация. Навигация. Связь / Под ред. Борисова В.И. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2000. Т.1. С. 361-365.
- 10. *Mikhailov A.V., Förster M., Leschinskaya T.Yu.* On the mechanism of the post-midnight winter  $N_mF_2$  enhancements: dependence on solar activity, Ann. Geophysicae, V.18, 1422-1434, 2000.

# СЕКЦИЯ 4. РАДИОФИЗИКА И АКУСТИКА ЭНЕРГОАКТИВНЫХ ЗОН

## ПРИМЕНЕНИЕ ЛАЗЕРНЫХ ИНТЕРФЕРОМЕТРОВ-ДЕФОРМОГРАФОВ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АКУСТИЧЕСКОМ ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ

# APPLICATION OF LASER INTERFEROMETERS-STRAINMETERS FOR REGISTRATION OF GEOPHYSICAL PROCESSES IN THE ACOUSTIC FREQUENCY RANGE

Д.В.Александров<sup>1</sup>, М.Н. Дубров.<sup>1</sup>, И.А.Ларионов<sup>2</sup> <sup>1</sup> ФИРЭ им. В.А. Котельникова РАН

<sup>2</sup> ИКИР ДВО РАН

Currently, laser interferometer measurement systems are the most accurate means employed for the registration of geodynamic, seismic and other geophysical deformation processes. In this report we describe the application of laser interferometers-strainmeters for registration of geophysical processes in the acoustic range of frequencies. Mobile and portable laser interferometers-strainmeters are used for measurements. In these devices we apply three-mirror interferometer, which simplifies the installation and configuration in the field observation. The registration system of heterodyne type, which is resistant to the turbulent distortions of the wave beam and which allows to measure in the open atmosphere, is used for a signal recording in the frequency range 10(-5)-10(3) Hz. The comparison of data, obtained from strainmeters and acoustic sensors installed in the energy active zone, is performed. Observations were carried out on the IRE underground beam waveguide (Moscow region), on the POI and IKIR FEB RAS Stations (Far East and Kamchatka region). Research and development aimed at creating technology for early detection of dangerous geodynamic processes- earthquakes, landslides, tsunami waves. The produced version of laser strainmeters can be effective in solving various problems: geological, geophysical and environmental services, construction, engineering infrastructure, etc. With their help, estimates of background processes in natural conditions may be obtained, including industrial and construction facilities, and underground mine workings, researching expeditions and field observation points.

#### Введение.

Лазерные интерферометры-деформографы широко используются в разных уголках планеты для изучения геофизических процессов [1-3]. Уникально широкая полоса частот лазерных интерферометрических измерителей деформации позволяет использовать эти инструменты при наблюдениях большого класса геофизических процессов происходящих в энергоактивных зонах. Среди таких процессов акустические явления представляют особый интерес для исследования и разработки технологии обнаружения опасных геофизических явлений. В данной работе рассматривается применение лазерных интерферометров-деформографов для регистрации колебаний земной поверхности в сейсмическом и акустическом диапазонах частот. Выполняется сопоставление результатов получаемых данных с деформографа и других датчиков, установленных в энергоактивной зоне. Наблюдения проводились на подземной лучеводной линии ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН во Фрязино Московской области, на МЭС ТОИ ДВО РАН «мыс Шульца» и в ИКИР ДВО РАН п. Паратунка Камчатского края.

Исследования и разработки направлены на создание технологии раннего обнаружения опасных геодинамических процессов – землетрясений, обвально-оползневых явлений, волн цунами.

#### Описание используемых приборов и условия проведения экспериментов.

Для измерений используются мобильный и портативный лазерные интерферометрыдеформографы [4]. В этих приборах применяется схема трехзеркального интерферометра, что упрощает установку и настройку в местах проведения наблюдений. Оптическая схема трехзеркального лазерного интерферометра-деформографа рассматривалась в работе [5].

Блок схема прибора представлена на рис.1. Деформограф работает следующим образом. Излучение лазера через светоделительную пластинку и электрооптический модулятор направляется в измерительное плечо. Часть излучения лазера, отражаясь от светоделительной пластинки, поступает на фотоприемник, где выделяется электрический интерференционный сигнал. Используемая система регистрации гетеродинного типа обладает устойчивостью к турбулентным искажениям волнового пучка, что позволяет проводить измерения в открытой атмосфере. Исследуются микросейсмические и акустические возмущения в диапазоне частот от 0,00005 Гц до 1000 Гц. Предельное инструментальное разрешение реализованного устройства регистрации составляет 0,1 нм.



Рис 1. Блок схема интерферометра-деформографа.

Конструктивно трехзеркальный лазерный интерферометр-деформограф состоит из блока лазера и оптического модулятора (БЛОМ), блока контроля (БК) и блока управления интерферометром (БУИ), соединенного с блоками БК и БЛОМ электрическим кабелем длиной 50 м. Дополнительный блок питания (БП) предназначен для стабилизации работы лазерного излучателя в процессе постепенной выработки его ресурса.

Прибор устанавливался в лабораторном помещении (п. Паратунка, ИКИР ДВО РАН). Запись производилась в ночное время для уменьшения влияния воздействий связанных с производственным процессом. Длина базы составляла 12 метров.

#### Результаты испытаний и измерений.

На рисунке 2 показан спектр сигнала при искусственном возмущении с частотой 220 Гц. В качестве источника излучения применялась акустическая колонка от персонального компьютера, излучающая механические колебания в акустическом диапазоне частот. Присутствующая интенсивная компонента на частоте 100 Гц может быть связана с аппаратурной сетевой помехой, проникающей в канал регистрации. Программа спектральной обработки данных позволят осуществлять фильтрацию данной помехи [6].



Рис. 2 Спектр сигнала при искусственном возмущении с частотой 220 Гц.

Характерный пример записей трехзеркального интерферометра-деформографа показаны на рис. 3. . На этом рисунке наблюдается сейсмическое возмущение амплитудой 2 мкм с постепенным затуханием. В это время геофизической службой было зафиксировано землетрясение с магнитудой 4.3 в трехстах километрах от места наблюдения. (21.09.2009 14h 15m 36.4s, 53.13 N 162.71 E, h=19 km, m=4.3, у восточного побережья Камчатки, ГС РАН сейсмологический каталог сентябрь 2009 г.)



Проведены исследования и комплексные испытания экспериментальных макетов трехзеркального лазерного деформографа.

По совместной программе выполнены натурные наблюдения геофизических процессов в п. Паратунка Камчатского края ИКИР ДВО РАН.

Получены цифровые записи сейсмических волн от деформационных процессов.

Рассмотренный лазерно-интерферометрический прибор может быть использован для измерения геофизических процессов в акустическом диапазоне частот.

Создаваемые варианты лазерных деформографов могут быть эффективными при решении различных задач: геологические, геофизические и экологические службы, строительство, инженерная инфраструктура, и др. С их помощью также могут проводиться оценки фоновых процессов в натурных условиях, включая промышленные и строительные объекты, подземные и горные выработки, изыскательные экспедиции и полевые пункты наблюдения.

#### Литература

1. Shuzo Takemotoa, Hideo Momosea, Akito Arayab, Wataru Moriic, Junpei Akamatsuc, Masatake Ohashid, Akiteru Takamorib, Shinji Miyokid, Takashi Uchiyamad, Daisuke Tatsumie, Toshihiro Higashia, Souichi Teladaf and Yoichi Fukuda. A 100 m laser strainmeter system in the Kamioka Mine, Japan, for precise observations of tidal strains. // Journal of Geodynamics Volume 41, Issues 1-3, January-April 2006, Pages 23-29

2. Duncan Carr Agnew, Frank K. Wyatt. Long-Base Laser Strainmeters: A Review // Institute of Geophysics and Planetary Physics Scripps Institution of Oceanography University of California, San Diego, Scripps Institution of Oceanography Technical Report, 6 January 2003

3. Долгих Г.И., Валентин Д.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Фищенко В.К. Применение лазерных деформографов вертикальной и горизонтальной ориентаций в геофизических исследованиях переходных зон // Физика Земли, 2002, N8, с.69-73.

4. М.Н. Дубров, Д.В. Александров Проведение испытаний мобильного лазерного деформографа на морской экспедиционной станции м. Шульца. Пятый Всероссийский симпозиум «Физика геосфер». Материалы докладов. Владивосток, 3-7 сентября 2007 г. с. 65-70

5. Д.В. Александров, М.Н. Дубров Результаты измерений деформаций Земной поверхности с помощью лазерных интерферометров, Вестник СПбО АИН № 3- 5, отдельный 3-х томник за 2009 г, с 105-113.

6. Александров Д.В., Алешин В.А., Дубров М.Н. Разработка методов линеаризации и анализа данных лазерного интерферометра-деформографа // «Лазеры, измерения, информация», Тезисы докладов конференции, 3-5 июня 2008 г., Санкт-Петербург, с. 15.

# О БАЗОВЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ЭФФЕКТАХ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ВОЗМОЖНОСТЬ ВЛИЯНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ИМПУЛЬСОВ НА ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЕ В НАГРУЖЕННЫХ ОБРАЗЦАХ ГЕОМАТЕРИАЛОВ. ОN THE FUNDAMENTAL EFFECTS ALLOWING THE INLUENCE OF ELECTROMAGNETIC PULSES OVER MICROCRACKING IN LOADED SPECIMENS OF MATERIALS

Л.М. Богомолов<sup>1</sup>, А.С. Закупин<sup>2</sup>, В.А. Гаврилов<sup>3</sup>, В.А. Мубассарова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>- Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

<sup>2</sup>-Научная станция РАН в г. Бишкеке, Киргизстан,

<sup>3</sup>-Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

The work is devoted to the peculiar features of acoustic emission, (AE) responses triggered by external actions of electromagnetic pulses over loaded rocks specimens. New results on AE responses have been obtained, which manifested themselves the rate of defects formation in rocks. The model is proposed that relates origination of AE responses to nonlinear resonant interaction similar to stimulated Brillouin scattering. This model (coming from Nonlinear Optics and Condensed Media Physics) allows understanding of that why triggered variations of AE activity are similar for specimens with differing properties, in particular semi-brittle and pseudo-plastic, dry and water-saturated.

Идея невзрывного, вибросейсмического либо электромагнитного инициирования слабых сейсмических событий для ускорения разрядки избыточных напряжений в геосреде и снижения риска катастрофического землетрясения приобретает все большую популярность. Определенный вклад в решение вопросов, тематически связанных с этим замыслом, может внести лабораторное моделирование процессов разрушения материалов земной коры при воздействиях импульсов физических полей (так называемых энерговоздействиях). Наблюдения влияния нестационарных физических полей на разных масштабах: от лабораторного при характерной длине 1-10 см, до натурного – километрового взаимно дополняют друг друга [1-3]. Влияние физических полей (в частности, электроимпульсов и вибраций) на скорость роста микротрещин в образцах горных пород исследовалось в ряде работ при помощи метода акустической эмиссии, АЭ (обзор в [1]). Был выявлен эффект прироста активности АЭ, стимулированного внешними электромагнитными полями [1,2], который свидетельствует об их влиянии на скорость трещинообразования. Такое влияние электромагнитных полей (ЭМП) определяется их взаимодействием со структурными дефектами в диэлектрических материалах (в частности, в ионных кристаллах). Взаимосвязь электрических полей, обусловленных поляризацией горных пород, с релаксационными процессами (проявлением пластичности), продемонстрирована в [4] для случая образцов без пьезоэлектрических свойств, находящихся при относительно небольших нагрузках

В настоящей работе продолжено изучение особенностей откликов акустической эмиссии на импульсы ЭМП. Дополнительные воздействия импульсными полями осуществлялись в ходе сеансов при испытаниях образцов на ползучесть на бесшумных реологических прессах. Методика исследования детально изложена в [5]. Сигналы АЭ регистрировались в широком частотном диапазоне от 80 кГц до 2,5 МГц, аппаратура работала в ждущем режиме. В проведенной серии экспериментов подтвержден ранее полученный результат, что при нагрузках 70-95 % от

максимальных (для конкретного образца) отдельно взятый отклик не приводит к изменению деформации свыше 10<sup>-5</sup>, (т.е. соответствующие изменения размеров образцов меньше микрона). В качестве примера на рис. 1 показаны отклики образцов габбро и каменной соли. При длительном воздействии с использованием в качестве источника генератора Г5-54 амплитуда напряженности электрического поля была в пределах 0,8-1,5 кВ/м, а при импульсных воздействиях конденсаторных разрядов – на порядок выше. Эксперименты с образцами каменной соли представляют особый интерес – это псевдопластичный материал, в котором заведомо отсутствуют пьезоэлектрические фракции и пленки водяного пара, существенно влияющие на поведение трещин. Случай рис. 1с демонстрирует, что, во-первых, отклик образца каменной соли не менее контрастен, чем габбро, и, во-вторых, характеризуется режимом пропорционального, самосогласованного прироста активности слабых и сильных событий. При этом слабые события вносят основной вклад в общий прирост числа накопленных событий.

При сравнении результатов с материалами предшествующих работ [2,5] важное значение имеют примеры сходства откликов образцов каменной соли (рис.1с) и габбро (рис.1а), а также сходство с рассмотренными в [5] откликами кварцита и гранита. Оказалось, что по данным АЭ геоматериалы с различными пьезоэлектрическими и реологическими свойствами сходным образом реагируют на воздействие ЭМП. Для объяснения столь нетривиального обстоятельства можно предположить, что во всех случаях под влиянием электромагнитных импульсов происходит возбуждение микроколебаний (слабых вибраций), а они уже оказывают триггерное воздействие на рост микротрещин. Действительно, эффект стимулирования АЭ слабыми низкочастотными вибрациями хорошо известен благодаря работам, где был установлен фундаментальный характер такого влияния вибраций на разных масштабах: от сантиметровых (лабораторных, [6,7]), до километровых и более (натурных, [8]). Отметим, что эти работы сыграли исключительно важную роль в становлении концепции управления режимом выделения накопленной энергии и способствовали постановке экспериментов по моделированию электромагнитных воздействий.



Рис.1. Временные зависимости активности АЭ образцов в сессиях с подачей электроимпульсов при постоянной нагрузке: а) образец габбро при нагрузке 92% от разрушающей и воздействии импульсов Г5-54 (параметры – 30В, 2мкс, 90кГц; б) образец габбро на ступени нагружения 98%, стрелки -серии из 10 конденсаторных разрядов с максимальным напряжением 500В, длительностью около 1мкс; с) селективная активность образца каменной соли при нагрузке 70 % от разрушающей, рассчитанная по выборкам событий с меньшей (N<sub>w</sub>) и большей N<sub>s</sub> амплитудами, N(t) = N<sub>w</sub>(t) + N<sub>s</sub> (t). Параметры- 60В, 5мкс, 2кГц. Полоса на графиках a), в) указывает время воздействия импульсов генератора Г5-54

По оценкам [9], эффект отклика активности АЭ образцов горных пород проявляется, когда амплитуда колебания давления становится порядка 10<sup>-6</sup> от уровня главного напряжения. При воздействии высоковольтных разрядов возможность генерации колебаний с амплитудой такого порядка непосредственно ИЗ уравнений электродинамики, описывающих вытекает пондермоторные силы, действующие на диэлектрические материалы с дисперсией [10]. Однако до настоящего времени оставался загадочным механизм возбуждения "аномальных" вибраций в сессиях с генератором Г5-54, т.е. при относительно небольшой напряженности поля. По мнению авторов, важным обстоятельством является резкость изменения поля при подаче прямоугольных импульсов. При этом может проявиться такой волновой эффект как нелинейное резонансное взаимодействие звуковых и электромагнитных волн, с резонансом на разностной частоте. Для параметров импульсов Г5-54 в экспериментах по электровоздействию на АЭ образцов каменной соли крутые фронты нарастания с длительностью менее 0,1 мкс обеспечивают возбуждение большого числа гармоник в полосе частот выше  $\omega \sim 10^7$  1/с. Среди них найдутся частоты  $\omega_1, \omega_2$ , лежащие в диапазоне  $10^7$  1/с, для которых разность  $\omega_1$  -  $\omega_2$  попадает в диапазон звуковых частот  $\omega_s$  от сотен 1/с до 10<sup>3</sup> 1/с. При таком резонансе звуковая волна с частотой  $\omega_s = \omega_1 - \omega_2$  будет

усиливаться. По-существу, эффект является низкочастотным аналогом известного в нелинейной оптике эффекта вынужденного рассеяния Бриллюэна [11] – рассеяния света на временных флуктуациях диэлектрической проницаемости, возникающих вследствие флуктуаций плотности, т.е. при деформации. В нагруженных образцах при образовании микротрещин в окружающем объеме вещества несомненно имеют место неоднородные возмущения деформации. Если эти возмущения получают дополнительную энергию и импульс от внешнего поля, а акустическая добротность среды достаточно велика, колебания распространяются и могут оказывать триггерное влияние на рост трещины в другой области. Далее процесс повторяется и, таким образом, может произойти "саморазгон" роста микротрещин, проявляющийся в экспериментах как временный прирост активности АЭ. Для горных пород без крупных трещин добротность при атмосферном давлении Q~ 100-400, а в сжатом состоянии может достигать нескольких тысяч [12]. Фактор добротности имеет решающее значение. Так как благодаря нему взаимодействие электромагнитных волн со звуковыми может продолжаться намного дольше времени пробега упругой волны, возникающей при образовании трещины. При этом устраняется неэффективность взаимодействия электромагнитных волн с частотой  $\omega \sim 10^7 \, 1/c$  (соответствующей длине волны  $\lambda =$  $2 \ \pi \ C/\omega \sim 100 \ m)$  с объектами (флуктуациями) малых размеров (от длины микротрещины порядка 10-100 мкм, до нескольких сантиметров, т.е. характерного размера образца).

Электроды, на которые подавались импульсы генератора Г5-54, устанавливались на противоположных боковых поверхностях испытываемого образца. При этом переходные процессы описываются как распространение двух электромагнитных волн с векторами Умова-Пойнтинга, направленными противоположно друг другу (рис. 2). В теоретической модели вынужденного рассеяния Бриллюэна [11] это соответствует случаю "рассеяния назад", при котором условие усиления звуковой волны записывается в форме:

$$\omega_{\rm S} = (V_{\rm S}/{\rm C}) \cdot (\omega_1 + \omega_2) \approx 2 \, (V_{\rm S}/{\rm C}) \, \omega_{1,2} \,, \tag{1}$$

где V<sub>S</sub> – скорость звуковой волны, C – скорость электромагнитных волн, для сплошной консолидированной среды обычно V<sub>S</sub>/C ~ 10<sup>-5</sup>. Поэтому условие (1) совместимо с требованием  $\omega_{s} = \omega_{1} - \omega_{2}$ , если  $\omega_{1,2} \sim 10^{7}$  1/с, а частота звуковых волн находится в диапазоне от сотен 1/с до 10<sup>3</sup> 1/с. При рассматриваемом классическом (неквантовом) варианте модели вынужденного рассеяния Бриллюэна [11] макроскопическим проявлением этого эффекта, наряду с возбуждением колебаний на частоте  $\omega_{s}$ , является различие затухания волн  $\omega_{1}$ ,  $\omega_{2}$ , (см.рис.2). Оценить амплитуду микровибраций, возникающих при вынужденном Бриллюэновском рассеянии можно при помощи следующей формулы [11]:

$$\delta \sigma \approx \pi \cdot \varepsilon_0 \varepsilon_{(1)} \cdot \mathbf{G}^2 \omega_{\mathbf{S}} \cdot \mathbf{E}_{\sim}(\omega_1, \mathbf{k}_1) \cdot \mathbf{E}_{\sim}(\omega_2, \mathbf{k}_2) / (2\rho \, \mathbf{V}_{\mathbf{S}} \, \Gamma_{\mathbf{S}}) \,, \tag{2}$$

где обозначено:  $\rho$  – плотность материала, G – упругий модуль, так что  $V_s^2 \sim G/\rho$ ,  $\Gamma_s$  – коэффициент поглощения звука, выражающийся через добротность Q соотношением  $\Gamma_s = \omega_s/2\pi$  Q, E<sub>-</sub> – амплитуда напряженности электрического поля в волне с указанной частотой и волновым числом k,  $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12} \, \Phi/M$ ,  $\varepsilon_{(1)}$  – возмущение диэлектрической проницаемости при флуктуации плотности, которое в приближении теории возмущений оценивается по формуле  $\varepsilon_{(1)} \sim (d\epsilon/d\sigma)\sigma_{-}$ . Если для грубых оценок взять  $\sigma_{-} \sim 0,2-0,5 \, \sigma$  (имеем дело с окрестностью растущей трещины), то подстановка всех промежуточных соотношений в (2) приводит к выражению:

$$\delta \sigma \sim \pi^2 \cdot \frac{1}{2} \cdot \varepsilon_0 \varepsilon \cdot E_{\sim}^{-2}, \tag{3}$$

которое подтверждает, что в обсуждаемых экспериментах при характерных значениях  $E \sim 1 \text{ kB/m}$  (случай использования  $\Gamma$ 5-54) действительно могут возбуждаться колебания с амплитудой давления (напряжения) порядка  $10^{-7}$  - $10^{-6}$  относительно уровня главного сжимающего напряжения. Важно отметить, что амплитуды колебаний напряжения на частоте  $\omega_s$  оказались примерно в 10 Q раз больше значений, получаемых по стандартным выражениям для плотности пондермоторных сил в квазистационарном случае [10], при одних и тех же величинах электрической напряженности Е. Вышерассмотренный механизм возбуждения колебаний объясняет, в какой-то степени, сходство акустоэмиссионных откликов на действие слабых низкочастотных вибраций и на импульсы ЭМП, которое ранее отмечалось в ряде работ.



Рис.2.Аналог нелинейного трехволнового взаимодействия в классической физике: резонанс на биениях электромагнитных волн с близкими частотами ω<sub>1</sub>, ω<sub>2</sub>: а) типовая схема размещения электродов на образце; б) геометрия задачи с областью, где при росте трещины возникают колебания диэлектрической проницаемости. Показаны направления распространения взаимодействующих волн и усиленной звуковой волны для условного случая, когда волна с частотой ω<sub>1</sub>> ω<sub>2</sub> "идет снизу". Область сильных флуктуаций выделена эллипсом. 1, 2- подводящие электроды, 3 – место расположения датчика АЭ либо геофона.

Гипотеза о механизме триггерного влияния на АЭ электромагнитных импульсов через возбуждение низкочастотных вибраций выглядит как неожиданная, поскольку широко распространено представление, что реакция среды (изменение в процессе деструкции) начинается на низших масштабных уровнях, а малым размерам соответствуют более высокие частоты. Однако имеются данные об опережающем возбуждении именно низкочастотных вибраций в сессии с электровоздействием. Эксперимент был проведен на гравитационно- рычажном прессе в 2008 г. с целью сравнения потока обычных сигналов АЭ (с локализацией спектра в полосе 100-500 кГц) и вариаций уровня средней амплитуды низкочастотных сигналов (так называемой геоакустической эмиссии (ГАЭ) в диапазоне частот  $10^2 - 10^3$  Гц), которые регистрировались при помощи геофона пьезоэлектрического типа, идентичного применяемому при скважинных измерениях [13]. В измерительных сессиях включался либо высокочастотный, либо низкочастотный канал, во избежание взаимного влияния первичных пьезопреобразователей. Для испытанного гранитного образца при порядка 80% от разрушающей отклик активности АЭ на импульсы ЭМП (конденсаторные разряды) наступал задержкой 600-1000 с. На рис.3 показано изменение уровня амплитуды ГАЭ в ходе сеанса при воздействии таких же импульсов на 2-7 мин. Прирост уровня ГАЭ произошел раньше, по сравнению с характерной задержкой отклика активности высокочастотных АЭ. Но именно это следует из рассуждений о резонансном усилении низкочастотных вибраций за счет вынужденного Бриллюэновского рассеяния.



Рис.3. Временная зависимость амплитуды низкочастотной эмиссии на различных частотах. Конденсаторные разряды (максимальное напряжение 600 В, длительность ~ 2 мс) проводились раз в минуту с 2 по 7 минуту данного сеанса. Разрыв графиков связан с паузой в регистрации, необходимой для выгрузки данных.

На основе полученных результатов и предложенной модели продолжение исследований триггерных эффектов ЭМП может проводиться в обычном для современной физики режиме выдвижения и экспериментальной проверки гипотез с последующим уточнением модели и т.д.

#### Литература

1. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с. 2. Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Novikov V.A. et al. AE response of rocks to electric power action as seismic-electric effect manifestation. // Annals of Geophysics. 2004. V. 47. N. 1. P. 65-72.

3. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана. // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 152-160.

4. Куксенко В.С., Махмудов Х.Ф., Пономарев А.В. Релаксация электрических полей, индуцированных механической нагрузкой в природных диэлектриках. // ФТТ. 1997. Т. 39. №7. С. 1202-1204

#### 318

5.Закупин А.С., Аладьев А.В., Богомолов Л.М. и др. Взаимосвязь электрической поляризации и акустической эмиссии образцов геоматериалов в условиях одноосного сжатия. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 22-33.

6. Куксенко В.С., Манжиков Б.Ц., Тилегенов К. и др. Триггерный эффект слабых вибраций в твердых телах (горных породах). // ФТТ. 2003. Т. 45. № 12. С. 2182-2186.

7. Мирзоев К.М., Виноградов С.Д., Рузибаев З. Влияние микросейсм и вибраций на акустическую эмиссию. // Физика Земли. 1991. № 12. С. 69-72.

8. Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Дастури Т.Ю. Влияние механических вибраций на характер высвобождения сейсмической энергии в районе водохранилища Нурекской ГЭС. Сейсмологические исследования в районах строительства крупных водохранилищ Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1987. С.101-119.

9. Богомолов Л.М., Манжиков Б.Ц., Трапезников Ю.А. и др. Виброупругость, акустопластика и акустическая эмиссия нагруженных горных пород. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1678-1689

10. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Электродинамика сплошных сред. М.: Наука. 2 изд. 1982. 620 с

11. Шуберт М, Вильгельми Б. Введение в нелинейную оптику. М: Мир. 1973. 244 с.

12. Назаров В.Е., Радостин А.В. Нелинейные волновые процессы в упругих микронеоднородных средах. Нижний Новгород: ИПФ РАН. 2007. 256 с.

13. 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.

# ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННОГО И ВЫСОКОЧАСТОТНОГО ГЕОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ НА СТАНЦИИ КАРЫМШИНА

# INVESTIGATION OF DEFORMATION AND HIGH FREQUENSY GEOACOUSTIC PROCESS IN SEDIMENTARY AT KARYMSHINA STATION

И.А. Ларионов, Ю.В. Марапулец, Б.М. Шевцов

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Investigation of sedimentary deformations is determined by their significant role in many geophysical processes which are considered in seismology, oceanology, mining and so on. Many natural phenomena in sedimentary are the result of its low strength and high plasticity, which are determined by external factors. In mediums with similar properties favorable conditions are formed, where even weak deformation changes occur. This changes entail clearly registered acoustic signals, that is why it is perspective to allocate detection systems in such mediums and to investigate earthquake precursors the appearance of which is determined by sedimentary properties. In the paper the results of joint researches of deformation and high frequency geoacoustic process in sedimentary at Karymshina station are considered. Deformation measurements were carried out by unequal-arm laser deformograph-interferometer. Geoacoustic emission is registered by directed acoustic receivers oriented vertically downward and located around the measuring arm of the deformograph in artificial pools.

Актуальность изучения деформаций осадочных пород обусловлена их важной ролью во многих геофизических процессах, которые рассматриваются в сейсмологии, океанологии, горном деле и т.д. Широкий круг природных явлений в осадочных породах связан с их малой прочностью и высокой пластичность, которые существенно зависят от внешних факторов. Благодаря этим свойствам даже низкие напряжения в таких средах вызывают появление хорошо регистрируемых акустических сигналов, что и было обнаружено в ряде работ по исследованию геоакустических предвестников землетрясений [1,2], но как они связаны с характеристиками деформационного процесса, этот вопрос оставался открытым. Так же необходимо было выяснить, каковы масштабы этого процесса, и возможна ли связь деформационных изменений в пунктах наблюдений с источниками напряжений в областях, которые удалены на сотни километров.

В настоящее время в системе регистрации геоакустических сигналов на станции Карымшина используется приемная система направленных акустических приемников, установленных в небольших искусственных водоемах. С выходов приемников сигналы в диапазоне частот 0.1-11000 Гц усиливаются, обрабатываются фильтрами по частотам 0.1-10, 10-50, 50-200, 200-700,
700-1500, 1500-7000, 7000-11000 Гц, подаются на амплитудные детекторы, накапливаются за 4 с, оцифровываются и регистрируются в компьютере. Подробно принцип организации наблюдений с помощью направленных приемников изложен в работе [3]. В непосредственной близости от акустических приемников установлен лазерный деформограф-интерферометр, неравноплечного типа с измерительной базой 18 метров, позволяющий оценивать относительные деформации до 10<sup>-8</sup> [4]. Для удаления из регистрируемого сигнала метеорологической составляющей был применен метод дифференцирования и в результате получена временная зависимость скорости изменения деформаций. Для анализа сейсмической обстановки использовались данные Камчатского филиала геофизической службы РАН.

Сейсмические события, возникающие в радиусе до 250 км и свыше 11 класса, являются одними из естественных калибровочных сигналов, регистрируемыми системами наблюдений (рис.1.) По этим оценкам скорости продольных и поперечных волн близки к справочным скоростям в коренных породах и составляют порядка 5-6 км/с и 3-4 км/с соответственно.

В данной работе основное внимание уделено деформационным и акустическим измерениям осадочных пород в периоды подготовки сейсмических событий. При анализе широкополосного акустического сигнала обнаруживается достаточно простая его структура, представляющая собой череду случайных импульсов ударного происхождения с частотой заполнения около нескольких кГц. Наблюдаемые геоакустические импульсы с некоторым фоновым уровнем формируют геоакустическую эмиссию.



Рис.1. Сейсмическое событие 29 апреля 2007 года, класс 11,2, расстояние до пункта наблюдений 197 км. Зарегистрировано а) Деформографом-интерферометром (ΔL), б) Акустическим приемником(Ps).

Как показано в работах [5-9], геоакустическая эмиссия в обычном спокойном состоянии имеет низкий фоновый уровень и относительно редкую частоту следования импульсов. Однако, как правило, в преддверии сильных сейсмических событий, на расстояниях не более 200 км, геоакустическая эмиссия на протяжении до нескольких десятков часов имеет возмущенный вид. Он определяется повышенным фоновым уровнем и увеличенной амплитудой и частотой следования высокочастотных импульсов.

Повышение интенсивности высокочастотной геоакустической эмиссии в приповерхностных осадочных породах на существенном расстоянии от эпицентров сейсмических событий обусловлено ростом локальных напряжений, характер изменения которых в связи с этим эффектом остается все еще невыясненным. Такие свойства шумов можно объяснить высокой чувствительностью геоакустической эмиссии к деформационным процессам, возникающим в период подготовки землетрясений.

За время наблюдений было выявлено два вида деформационных изменений и соответствующих им акустических возмущений в преддверии сильных сейсмических событий. На рис. 2 показаны графики сигналов с обеих систем наблюдений, произошедших за сутки до сейсмического события, на которых видно, что деформации с амплитудой до 1 мкм и скоростью до 100 нм/с, в направлении растяжения и сжатия, соответствуют возмущению до 2,5 мПа в высокочастотном акустическом сигнале [11].



Рис.2. Деформационные изменения (ΔL), скорость деформаций (ΔL') и высокочастотный акустический сигнал (Ps) 1 мая 2007 года.

Второй вид возмущений наблюдаемых полей показан на рис. 3, из которого видно, что за 36 часов до землетрясения класса 11,9 произошло возмущение геоакустического сигнала, продолжительностью около 12 часов. Амплитуда возмущения в высокочастотном диапазоне составила около 5 мПа и, как видно из увеличенного фрагмента, представляет собой череду импульсов большой амплитуды и повышенный фоновый уровень, в сравнении со спокойным периодом до и после возмущения. Одновременно с изменениями в акустическом сигнале произошел рост деформационного процесса в сторону растяжения базы деформографа, который составил в начальный период около 40 мкм за 5 часов. В дальнейшем происходили резкие скачки деформаций, а в целом изменение составило порядка 6 мм. На увеличенных фрагментах рис. 3 показаны некоторые участки в период возмущения (а, б) и для сравнения – в спокойный период наблюдения (в).



Этот вид возмущений регистрируется значительно чаще первого, однако, как показали наблюдения, существует определенный порог деформационных изменений, при превышении которого происходит одновременное возмущение деформационных и акустических сигналов. Величина этого порога варьируется в разных случаях.

Таким образом, показано, что геоакустическая эмиссия индуцируется локальными деформационными процессами, а интенсивные деформационно-акустические возмущения возникают, как правило, в периоды подготовки сейсмических событий и могут рассматриваться в качестве комплексных предвестников землетрясений. Однако механизм такого взаимодействия является нелинейным процессом и подлежит дальнейшему изучению.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта ДВО РАН 10-Ш-В-02-021.

#### Литература

- 1. Соболев Г. А., Пономарев А. В. Физика землетрясений и предвестников. // М: Наука. 2003. 270 с.
- 2. Соболев Г. А., Асатрян Х. О., Салов Б. Г. Акустическая эмиссия при разрушении материала в условиях фазового перехода. // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 1. С. 38-43.
- 3. Купцов А.В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке. // Физика Земли, 2005, № 10, С. 59-65.
- 4. Долгих Г.И., Валентин Д.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Фищенко В.К. Применение лазерных деформографов вертикальной и горизонтальной ориентации в геофизических исследованиях переходных зон // Физика земли. 2002. №8. С. 69-73.
- Купцов А. В. Исследование сейсмоакустических сигналов камчатских землетрясений с использованием векторных гидроакустических приемников. // Сб. II межд. совещ. «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений». Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 60-61.
- Купцов А. В., Ларионов И. А., Марапулец Ю. В., Шевцов Б. М. Сравнительный анализ сигналов геоакустической эмиссии с разнесенных гидроакустических систем. // Тез. междунар. научного симпозиума «Проблемные вопросы островной и прибрежной сейсмологии (ОПС-2005)». Южно-Сахалинск. 2005. С. 64-65.
- Купцов А. В., Ларионов И. А., Марапулец Ю. В., Щербина А. О. Геоакустическая система мониторинга и прогнозирования сейсмической активности на полуострове Камчатка. // Междунар. конф. по мягким вычислениям и измерениям (SCM 2005). Сборник докладов. С.-Петербург. 2005. Т. 2. С. 159-161.
- 8. Купцов А. В., Ларионов И. А., Шевцов Б. М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений. // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 45-59.
- 9. Купцов А. В., Ларионов И. А., Шевцов Б. М. Экспериментальные исследования аномалий геоакустической эмиссии, соответствующей ранней стадии развития сейсмических событий. // Петропавловск-Камчатский. Вестник КРАУНЦ, серия науки о Земле. 2004. № 3. С. 46-52.
- 10. Ларионов И.А. Акустическая эмиссия деформаций осадочных пород. //Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. с.Паратунка, ИКИР, 2008, 19с.

## СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННОГО РЯДА ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ ВОЗМУЩЕНИЙ СО СТАНЦИИ НАБЛЮДЕНИЯ «МИКИЖА» В ПЕРИОД 2002-2007 гг. STATISTICAL ANALYSIS OF A TIME SERIES OF GEOACOUSTIC DISTURBANCES FROM «MIKIZHA» OBSERVATORY DURING 2002-2007 M.A. Мишенко

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Since 2002 IKIR FEB RAS has been carrying out geoacoustic emission monitoring. As the observation time series grew, the necessity to organize, analyze and classify the data appeared. The paper is devoted to the results of investigation of geoacoustic disturbance series, their comparison with meteorological and seismic catalogs and further statistic analysis. Event localization was considered; response zones, disturbance types, their parameters and selection criteria were determined. The results of statistical processing of the data are shown.

Проведенными ранее исследованиями установлено, что в 1.5 суточном временном интервале перед сейсмическими событиями на Камчатке наблюдаются возмущения геоакустической эмиссии (ГАЭ) диапазоне частот - единицы килогерц [1]. Данное явление обусловлено возникновением отклика породы на динамическую локальную перестройку структуры поля напряжений и сопровождается испусканием импульсов высокочастотных акустических волн как из-за образования микроразломов и трещин, так и из-за подвижек в существующих разломах, заполненных обычно водонасыщенными осадочными породами [2].

Для регистрации сигналов ГАЭ в ИКИР ДВО РАН используется приемная система, установленная на дне озера Микижа. Система состоит из 4-х направленных гидрофонов, три из которых ориентированы по сторонам света (кроме запада) и один направленный вертикально вниз. Регистрация и первичный анализ сигналов ГАЭ производится как во всем принимаемом диапазоне частот (0 – 22 кГц), так и на выходе полосовых фильтров, делящих частотный диапазон на несколько поддиапазонов. Такая система позволяет оперативно выявлять акустические сигналы различной природы и при этом анализировать их в широком диапазоне. Сигналы с выходов 4-х пьезокерамических преобразователей усиливаются, оцифровываются с частотой дискретизации 22 кГц и записываются на "жесткий диск" первого персонального компьютера [3]. В качестве устройства для оцифровки используются звуковые карты. Одновременно с записью широкополосных сигналов на втором персональном компьютере реализована система частотновременной обработки (фильтрация, вычисление абсолютного значения и усреднение значения амплитуды сигнала на интервале 4 секунды). Фильтрация сигналов производится в семи частотных поддиапазонах: 0.1-10, 30-60, 70-200, 200-700, 700-2000, 2000-6500, 6500-11000 Гц.

Анализ полученных данных показывает, что аппаратура регистрирует сигналы землетрясений, возмущения ГАЭ, обусловленные динамикой деформационного процесса, а также сигналы, сгенерированные воздействием метеофакторов (осадки, ветер) и сигналы техногенного и биологического характера [3]. На рис.1 для примера представлено возмущение ГАЭ за 1.5 суток перед землетрясением с K=13.8, произошедшим 24 августа 2006 г. на расстоянии 220 км от пункта наблюдений.

С ростом временного ряда наблюдений появилась необходимость в систематизации, классификации геоакустических возмущений, их сопоставлению с метеорологическими и сейсмическими каталогами и последующему статистическому анализу. Для автоматизации процесса выявления возмущений была разработана методика и создан программный комплекс.

Для обработки и анализа данных был рассмотрен ряд наблюдений геоакустического сигнала за период 01.11.2002 - 31.12.2007 гг. На первом этапе был подготовлен временной ряд достоверной регистрации геоакустического сигнала. Далее, были определены виды возмущений ГАЭ. Выявлено, что все возмущения ГАЭ либо имеют характерное увеличение среднего уровня сигнала в несколько раз (рис.2), либо носят импульсный характер (отдельные квазипериодически появляющиеся сигналы небольшой продолжительности (рис.3).



Для автоматического выявления возмущений были определены их пороговые характеристики. Возмущения первого типа (рис.2) имеют длительность более 15 минут, превышение среднего уровня сигнала более чем 4 раза относительно фона. Фоновый уровень определяется в зависимости от сезона года. Для автоматизированного выявления таких возмущений используется следующая методика, основанная на расчёте математического



ожидания. Суточная реализация данных усредняется пятиминутным окном. Далее усреднённый ряд анализируется на наличие возмущений длительностью более 15 минут.

На (рис.4) изображён пример суточной реализация данных с возмущением первого типа (верхний график). На нижнем графике изображён ряд данных, усреднённый на интервале 5 минут и порог (прямая линия), превышающий фоновый уровень в 4 раза.

Для возмущений, имеющих импульсный характер (рис.3), определены следующие пороговые характеристики: длительность аномалии более 1 часа, скважностью появления импульсов - от единиц до десятков минут. Следует отметить, что предыдущая методика усреднения сигнала не подходит для коротких импульсных сигналов, поэтому используется оценка среднеквадратичного отклонения (СКО) для трёхминутного окна данных и сравнение с СКО фонового периода. Превышение СКО на текущем интервале в 4 раза сигнализирует о начале возмущения. На (рис.5) изображён пример суточной реализация данных с возмущением второго типа (верхний график). На нижнем графике изображён модифицированный ряд данных, полученный после расчёта СКО на трехминутном интервале и порог, превышающий СКО фонового уровня в 4 раза.



Рис. 4. Пример работы системы выявления возмущений ГАЭ.



Рис. 5. Пример работы системы выявления возмущений ГАЭ.

Таким образом, временной ряд данных анализируется дважды – вначале на наличие возмущений первого типа, а затем – второго. В результате анализа получен каталог возмущений геоакустической эмиссии за период 2002 - 2007 гг. Всего за указанный период зарегистрировано 710 возмущений.

На следующем этапе произведена очистка каталога от возмущений, обусловленных действием неблагоприятных метеоусловий (наличие осадков и ветра > 5 м/с). Установлено, что многие возмущения ГАЭ первого типа обусловлены неблагоприятными метеоусловиями, в то время как возмущения второго типа часто можно выделить на фоне дождя, и вообще возмущения такого импульсного типа не могут возникать как следствие плохой погоды. Поэтому при простом сопоставлении каталогов геоакустических возмущений и метеопараметров можно удалить возмущения не метеорологической природы. Учитывая этот факт, было произведено следующее. Из геоакустического каталога удалены сплошные возмущения, зарегистрированные в периоды плохой погоды. Каталог возмущений импульсного характера остался без изменений. В результате такой фильтрации, был получен каталог возмущений геоакустической эмиссии за период 2002 - 2007 гг., не обусловленных действием неблагоприятных метеоусловий. Всего в каталоге осталось 445 возмущений.

Полученная база данных по возмущениям геоакустической эмиссии позволяет в дальнейшем производить статистический анализ ее аномалий, предшествующих землетрясениям. Возможно использовать данный каталог для исследования связи возмущений эмиссии с различными геофизическими полями.

#### Литература

- 1. Купцов А.В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.
- 2. Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А. и др. Деформационные и акустические предвестники землетрясений // ДАН. 2007. Т. 413. № 5. С.96-100.
- 3. Марапулец Ю.В., Мищенко М.А., Щербина А.О., Шадрин А.В. Методы исследования высокочастотной геоакустической эмиссии. // Монография. П-Кам.:КГТУ, 2008., 106 с.

325

# ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ КОЛЕБАНИЯ В ИОНОСФЕРНО-МАГНИТОСФЕРНОМ КОНТУРЕ

# ELECTROMAGNETIC FLUCTUATIONS IN IONOSPHERE-ATMOSPHERE CONTOUR

## В.П.Сивоконь

#### Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

The observation method of electromagnetic fluctuations in a range of geomagnetic pulsations based on registration of variations in a range SLF-VLF of hissings, modulated by these electromagnetic fluctuations, is offered. The observation over natural noises in electrical networks of Kamchatka have allowed to find out electromagnetic fluctuations in a range of frequencies  $(35 \div 67) \cdot 10$ -3 Hz. It is shown, that these fluctuations are possible in ionosphere-atmosphere oscillatory contour formed power magnetic tubes (inductance) and a site of electrojet-Earth (capacity).

В основу современных представлений о механизме генерации пульсаций положен принцип проточного циклотронного мазера [Трахтенгерц и др.,1986]. Известно [Семенов,1973], что длина открытого резонатора, каковым в данном случае является магнитная силовая трубка, содержащая волокно повышенной концентрации плазмы, должна быть больше или сопоставима с длиной волны генерируемого излучения. Расчёты показали, что такое требование выполняется только для пульсаций Pc1. Анализ ситуации показывает, что генезис более низкочастотных, чем Pc1 пульсаций, можно объяснить на основе ионосферно-магнитосферного контура, в котором роль индуктивности играют силовые трубки, а ёмкости, соответственно, участок электроджет - Земля. Использование индуктивности для оценки переходных процессов в эквивалентной токовой ионосферномагнитосферной системе применялось ранее в работах [Мальцев и др.,1975]. В разработанном подходе для получения колебательного контура оставалось учесть наличие ёмкости электроджет-Земля.

В качестве «приёмных устройств» вариаций электроджета используются линии электропередач протяжённостью около 100 километров. Они имеют ёмкость, индуктивность и сопротивление, т.е. обладают резонансными свойствами. При этом резонансная частота равна  $\approx 3$  килогерц, а добротность составляет  $\approx 20$ .

В ходе наблюдений были обнаружены возмущения, характеризующиеся внезапным повышением уровня шума в полосе от 2 кГц до 19 кГц. В качестве примера на рис.1 приводится запись 1 ноября 2008 года 21.00 UT в полосе частот 3-11 кГц. Колебательный процесс характеризуется периодом, который изменяется в пределах от 15 до 29 секунд, что соответствует

Рисунок 1.



частоте  $(35\div67) *10^{-3}$  Гц. В результате обработки наблюдений получено среднее значение периода и частоты, соответственно 26 секунд и  $38\cdot10^{-3}$  Гц. Декремент затухания колебательного процесса составляет несколько минут. При этом само возмущение по времени длится от десятка минут до получаса.

С момента обнаружения аномальных возмущений рассматривалась возможность их генезиса, как результата внутренних процессов, происходящих в системе электроснабжения. В мае-июне 2008 года, производилась сверка времени наблюдения возмущений с оперативными переключениями и авариями в электросетях, при этом никакой взаимосвязи обнаружено не было. При сопоставлении спектрограмм до и в момент возмущения, оказалось, что уровень гармоник сети не меняется, а увеличивается уровень шума, что делает маловероятным происхождение возмущения внутри сети.

Результаты наблюдений в 2008 году показали, что время наблюдения носит сезонный характер и проявляется в основном (время мировое) утром в весенне-летний период и вечером в осенне-зимний период.

Из спектрограммы рис.1. видно, что колебательный процесс затухающий и, следовательно, по нему можно определить декремент затухания  $\tau = 152$  секунды, а затем рассчитать



Рисунок 2.

добротность контура, в котором развиваются эти колебания:

$$Q = \frac{\omega \tau}{2} \approx 18,4$$

где  $\omega = 2 \cdot \pi \cdot f$ ,  $f = 38 \cdot 10^{-3}$  Гц.

Исходя из приведённых в [Boteler et al.,2000] оценочных величин активного сопротивления электроджета примем  $R \approx 0,75$  Ом. Тогда для индуктивности

$$L = \frac{QR}{\omega} \approx 57 \,\Gamma \text{H}$$

и сответственно для ёмкости

$$C = \frac{1}{\omega^2 L} \approx 0.3 \ \Phi.$$

Для оценки индуктивности силовых трубок используем выражение, полученное в работе [Ландау, Лифшиц. 1982] для индуктивности тонкого кольца из провода

$$L = 4\pi b \left(\ln \frac{8b}{a} - \frac{7}{4}\right)$$

где *b* - радиус кольца и *a* - радиус провода. В качестве радиуса силовой трубки *a*, как эквивалентного провода примем ларморовский радиус, который по данным [Хесс,1972] составляет  $5 \cdot 10^2 - 7 \cdot 10^3$  см. Расчёты с использованием приведённого выражения показывают, что величина индуктивности, полученной, исходя из параметров колебательного процесса, может быть реализована в силовых трубках внешнего радиационного пояса.

Наблюдения за естественными шумами в электрической сети Камчатки позволили обнаружить аномальные возмущения в диапазоне частот 2-19 кГц. В структуре возмущений присутствует колебательный процесс с частотой ≈38·10<sup>-3</sup> Гц, обусловленный, вероятнее всего, вариациями токовой структуры электроджета. Сезонная зависимость времени регистрации возмущений служит дополнительным подтверждением этого предположения. Колебательные процессы вероятнее всего происходят в ионосферномагнитосферном контуре, образованном индуктивностью силовых трубок магнитного поля Земли и емкостью электроджет-Земля.

#### Литература

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Электродинамика сплошных сред, М. Наука, 1982.-620 с.

Мальцев Ю.П., Леонтьев С.В., Ляцкий В.Б. Индукционные электрические поля во время суббури // Геомагнетизм и аэрономия. 1975. Том 15, №3. – С.519-523.

Семенов Н.А. Техническая электродинамика. – М.:Связь, 1973. – 480 с.

Трахтенгерц В.Ю., Тагиров В.Р., Черноус С.А. Проточный циклотронный мазер и импульсные ОНЧ-излучения // Геомагнетизм и аэрономия. 1986. Том 26, №1.– С.99–106 с. Хесс В. Радиационный пояс и мА

гнитосфера- М.:Атомиздат, 1972. - 352 с.

Boteler D.H., R. Pirjola, L. Trichtchenko On calculating the electric and magnetic fields produced in technological systems at the Earth's surface by a «wide» electrojet // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2000. V. 62. P. 1311-1315.

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ С ИСКУССТВЕННЫМ ИНТЕЛЛЕКТОМ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ СИЛЬНЫМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ НА КАМЧАТКЕ USING INFORMATION SYSTEM WITH ARTIFICIAL INTELLIGENCE TO DETECT ANOMALIES GEOACOUSTIC EMISSION PRIOR TO STRONG EARTHQUAKES IN KAMCHATKA

## Ю.В.Марапулец, А.В.Шадрин

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Since 1999, Kamchatka is conducting research of high-frequency geoacoustic emission in the frequency range 0.1 Hz ... 10 kHz sonar sensors installed in small reservoirs. The results showed that during the observation period, the majority of seismic events with energy class Ks> 11, located generally within a radius of 250 km have been recorded acoustic anomalies recorded in the daily time interval before the earthquake. The effectiveness of the acoustic response depends on the energy of the earthquake, its removal, depth and spatial location. Analysis of the recorded data is laborious, but anomalies of geoacoustic emission before earthquakes, the sensors record the signals caused by meteorological and anthropogenic factors. Examining the characteristics of the emission signals of different nature, was built information system using Kohonen neural network. It allowed to identify and project the anomalies geoacoustic emission of neural map, and divide them into clusters of different nature.

Землетрясения – это одни из наиболее страшных природных катастроф, уносящие десятки и сотни тысяч человеческих жизней и вызывающие разрушения на огромных пространствах. И хотя землетрясение возникает внезапно, в настоящее время научно доказанным является факт, что необходимо некоторое конечное время для накопления энергии разрывов пород в его очаге [1, 2]. Таким образом, появляется возможность оперативно предупреждать о готовящемся сейсмическом событии.

Одним из перспективных направлений исследований с целью выявления аномалий, предшествующих землетрясениям, является регистрация и анализ возмущений геоакустической эмиссии. Данное явление обусловлено деформационными процессами, распространяющимися из очагов будущих землетрясений, которые приводят к образованию зон поверхностной дилатансии [3, 4]. Анализ подобных зон показывает, что в них до процесса лавинообразного разрушения породы (землетрясения), образуются трещины и микроподвижки, которые могут являться источниками геоакустических сигналов.

Исследования геоакустической эмиссии производятся гидрофонами, ориентированными по сторонам света и установленными в небольших водоемах на Камчатке [5, 6]. Диапазон исследуемых частот от 0.1 Гц до 10 кГц (используются частотные поддиапазоны 0.1-10 Гц, 10-50 Гц, 50-200 Гц, 200-700 Гц, 700-1500 Гц, 1500-6000 Гц, 6000–10000 Гц.). Далее сигналы накапливаются за 4 секунды и записываются на жесткий диск ЭВМ. Анализ данных показал, что в период 2001 – 2004 г.г. из 74 землетрясений с магнитудой M>4, произошедших на эпицентральном расстоянии до 250 км от пунктов наблюдений, 34 предварялись в суточном временном интервале сильным увеличением уровня геоакустической эмиссии в килогерцовом диапазоне [5, 6]. Установлено, что амплитуда возмущений эмиссии зависит от магнитуды землетрясения и местоположения его эпицентра. Кроме возмущений геоакустической природы, системы регистрируют сигналы, обусловленные плохой погодой, в первую очередь действием осадков и сильного ветра. Частотный диапазон таких воздействий также составляет сотни герц - единицы килогерц и близок к диапазону возмущений перед землетрясениями. В связи с этим, для детального исследования поведения геоакустической эмиссии перед сейсмическими событиями, а также ее выявления на фоне погодных аномалий возникла необходимость в информационной системе распознавания геоакустических возмущений.

Анализ данных показал, что сигнал каждого частотного поддиапазона можно представить в виде элементарных воздействий длительностью 80 сек (20 накопленных за 4 с отсчетов) [7]. Поддиапазоны 0.1–10 и 10–50 Гц исключены из дальнейшей обработки для задач распознавания, т.к. предназначены для наблюдения за сейсмическим и высокочастотным сейсмическим шумом и не используются при анализе высокочастотных возмущений геоакустической эмиссии. Таким образом, на вход информационной системы должен подаваться составной сигнал, состоящий из пяти элементарных длительностью 80 секунд.

Исследование сигналов, регистрируемых датчиками, показало, что их можно разделить на следующие группы: возмущения перед сейсмическими событиями; аномалии, вызванные дождем, ветром и другими природными или техногенными источниками; спокойное (фоновое) состояние.

Как указано ранее, на вход информационной системы будет подаваться пять сигналов длительностью 20 отсчетов. При распознавании необходимо в каждом из сигналов обнаруживать наличие или отсутствие возмущений и в зависимости от значений среднеквадратического отклонения (СКО) и математического ожидания (МО) назначать им различные группы. Таким образом, поставленная задача сводится к классификации и кластеризации образов. Одним из популярных и распространенных инструментов,

способных ее решить, являются нейронные сети. Наиболее подходящая архитектура нейронной сети, обладающая способностью классификации и кластеризации без учителя - карты Кохонена [9]. Именно на нее и пал выбор при создании информационной системы [7].

Разобьем задачу распознавания на несколько этапов (уровней). На первом построим для каждого из пяти сигналов, подаваемых на вход системы, карту Кохонена, которая сможет разбить входные воздействия на определенные классы [7, 10]. Обучим сеть таким образом, чтобы во время изменения МО и СКО сигнала происходила смена и ее классов. В результате, на выходе первого уровня получим набор классов для каждого из пяти частотных поддиапазонов. В зависимости от характера исходного сигнала (возмущение перед землетрясением, ветер, дождь и т.п.), набор классов будет меняться. На втором уровне необходимо сконструировать новую сеть, которая будет способна анализировать значения классов с нейронных сетей поддиапазонов и принимать итоговое решение о характере исходного сигнала.

Перед синтезом нейронных сетей первого уровня необходимо подготовить обучающие выборки по 5-ти поддиапазонам, которые должны содержать эталонные сигналы возмущений. После обучения на них сеть будет определять подобные возмущения в сигнале, и соотносить их к определенному классу. Анализ элементарных возмущений показывает, что их значительное разнообразие (двенадцать основных форм, которые чередуются в различном порядке в том или ином поддиапазоне) создает определенные сложности для формирования эталонной обучающей выборки. В этом случае целесообразнее использовать генератор сигналов, способный создавать для обучения нейронных сетей воздействия с характеристиками, аналогичными «реальным».

Для реализации первого уровня системы распознавания была использована двумерная карта Кохонена размерностью [4×15], которая позволяет разделить входной сигнал на 60 классов. Эта размерность была получена с использованием критерия, позволяющего оценить качество кластеризации обученной сети, благодаря свойству кластеризации многомерных данных карты получили широкую популярность. Этот критерий (ККВ), имеет значение количества кластеров, в которые попадает обучающая выборка при разбиении карты на максимально возможное число кластеров. Используя этот параметр, получаем сеть, способную наилучшим образом выявлять внутренние характеристики сигналов и объединять их в кластеры.





После обучения нейронные сети, созданные на каждый поддиапазон, успешно разделили сигналы на классы. Для примера на рис. 1 показаны МО, СКО входного сигнала с геоакустическим возмущением для частотного поддиапазона 6–10 кГц и соответствующие классы нейронной сети после распознавания. На рисунке на левой шкале показаны значения МО и СКО сигналов, на правой шкале - значения классов нейронной сети.

Анализ данных показал, что на каждый из основных видов сигналов, регистрируемых системой, нейронная сеть первого уровня вырабатывает принципиально разные классы решений, что позволяет выделять возмущения различных типов.

На втором уровне системы распознавания необходимо производить анализ выработанных решений первичными нейронными сетями каждого поддиапазона и давать итоговый ответ о наличии того или иного типа возмущения. Для этого реализована карта Кохонена с размерностью [12×14], имеющая пять входов, для получения оптимальной архитектуры, использовалась методика максимализации ККВ. На рис. 2 слева изображена унифицированная матрица расстояний этой сети после обучения, отражающая близость нейронов между собой (чем темнее цвет, тем больше расстояние между нейронами) [11]. Справа контурами показаны кластеры, из которых состоит карта.



Рис. 2. Карта Кохонена с нанесением кластеров. Точками в центре шестиугольников на левом рисунке изображены нейроны сети.

С учетом вышесказанного, модель *М* системы можно представить следующим выражением:

$$M = argmin(d(W^{-2}(\omega_{ij})_{168x5}, Y(y_{ij})_{5x1})), y_i = argmin(d(W^{-1}_i(w_{kj})_{60x20}, X^{i}(x_{kj}^{i})_{20x1})),$$

где  $W^2$  - матрица весовых коэффициентов нейронной сети второго уровня;  $y_i$  - ответ нейронной сети первого уровня каждого поддиапазона;  $W_i^1$  - матрица весовых

коэффициентов нейронной сети первого уровня каждого поддиапазона; X<sup>i</sup> - нормализованная матрица элементарного сигнала каждого поддиапазона; d(X,Y) - функция, вычисляющая евклидово расстояние между двумя многомерными матрицами; *argmin* - функция, вычисляющая минимальный элемент в одномерной матрице.

Для оценки качества обучения нейронных сетей в разработанной информационной системе воспользуемся методиками, предложенными в [12-14]. Это качественная (средняя ошибка квантования) и количественная (топографическая ошибка) оценки. Качественная показывает способность нейронной сети раскрывать скрытую структуру и кластеризовать данные. Данная оценка может быть применена как мера разрешающей способности карты. Количественная оценка позволяет определить непрерывность отображения входных векторов на пространстве карты. Она измеряет пропорцию всех векторов данных, для которых первый и второй нейроны победители - несмежные. Чем меньше эта ошибка, тем лучше карта сохраняет топологию. Из [13, 14] следует, что нейронную сеть можно считать «качественно» обученной, если ошибка квантования не превышает 0.4, а ошибка топологии - 0.1. Карты Кохонена на первом и втором уровне информационной системы были обучены с учетом соответствия этим требованиям.

На рис. 3 показан пример работы информационной системы распознавания геоакустических возмущений. На ее вход подается сигнал, состоящий из аномалий вызванных дождем (участок 1 на рис. 3), ветром (участок 2) и возмущение эмиссии перед землетрясением (участок 3).



Рис. 3. Пример работы информационной системы.

На левой части рис. 3 показан входной сигнал, расфильтрованный по пяти частотным поддиапазонам. Справа - реакция нейронной сети второго уровня системы. Серым цветом окрашены кластеры, в которые проецируется сигнал, вызванный дождем, в заштрихованные - ветром, с ромбами в центре - возмущение перед землетрясением. Белым цветом изображены кластеры, которые не приняли участие в анализе входного сигнала. Из рис. 3 видно, что разработанная информационная система разделяет сигналы различных видов в группы кластеров, которые не пересекаются. Это говорит о том, что система позволяет принимать правильные решения о типах возмущений.

#### Литература

- 1. Дж. Райс. Механика очага землетрясений. М.: Мир. 1982. 217 с.
- 2. А. Г. Соболев, А. В. Пономарев. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270с.
- 3. Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясений. Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука. 1980. С. 7–44.
- Алексеев А. С., Белоносов А. С., Петренко В. Е. О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника. // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 81-97.
- А. В. Купцов, Ю. В. Марапулец, Б. М. Шевцов. Анализ изменений геоакустической эмиссии в процессе подготовки сильных землетрясений на Камчатке. // Исследовано в России. 2004. 262. С. 2809-2818. http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2004/262.pdf
- 6. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений. // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С.45-59.
- А. В. Купцов, И. А. Ларионов, Ю. В. Марапулец, М. А. Мищенко, А. В. Шадрин, А. О. Щербина. Применение нейронных сетей для оценки возмущений геоакустической эмиссии на заключительной стадии подготовки землетрясений на Камчатке. // Сборник трудов IX Международной конференции по мягким вычислениям и измерениям (SKM'2006). – С.-Петербург. 2006. т.1. С.238-240.
- Ю. В. Марапулец, М. А. Мищенко, А. В. Шадрин. Реакция нейронной сети на изменение параметров модели геоакустического сигнала. // Сборник трудов XI Международной конференции по мягким вычислениям и измерениям (SKM'2008). – С.-Петербург. 2008. т.1. С.250-252.
- 9. T. Kohonen. Self-Organizing Maps. Springer, Berlin, 2001.
- И. А. Ларионов, Ю. В. Марапулец, М. А. Мищенко, А. В. Шадрин, А. О. Щербина. Нейронные сети на картах Кохонена в задачах оценки возмущений геоакустической эмиссии. // Сборник трудов Х Международной конференции по мягким вычислениям и измерениям (SKM'2007). – С.-Петербург. 2007. т.1. С.290-292.
- 11. A. Ultsch and H.P. Siemon. Kohonen's self organizing feature maps for exploratory data analysis. In Proc. INNC'90, Int. Neural Network Conf., pages 305-308, Dordrecht, Netherlands, 1990. Kluwer.
- 12. J. Schatzmann. Using Self-Organizing Maps to Visualise Clusters and Trends in Multidimensional Datasets BEng thesis, Imperial College, June 19, 2003 (pdf, http://mi.eng.cam.ac.uk/~is532/papers/schatzmann03soms.pdf)
- Vesanto, J., Data Exploration Process Based on the Self-Organizing Map, Acta Polytechnica Scandinavica, Mathematics and Computing Series No. 115, Espoo 2002, 96 pp. Published by the Finnish Academies of Technology.
- 14. Arsuaga Uriarte, F. Diaz Martin "Topology Preservation in SOM" PWASET vol. 15, 187-191 (october 2006).

# АВТОМАТИЗАЦИЯ СБОРА, ХРАНЕНИЯ И АНАЛИЗА ДАННЫХ С АВТОНОМНЫХ СТАНЦИЙ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ AUTOMATIZATION OF ACQUISITION, STORAGE AND ANALYSIS OF THE DATA FROM SELF-CONTAINED SITES OF GEOACOUSTIC OBSERVATIONS

### А.Е. Москвитин, И.А. Ларионов

## Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, ikir@ikir.ru

In the work of the self-contained sites of IKIR FEB RAS there is a problem of data integrity retention and of real-time monitoring of the registration system state. In order to solve it a specialized software complex was developed; it works on client-server principle. Automatization system allows us to realize centralized data acquisition and monitoring of remote sites current state. Simultaneously with the data acquisition, on the base of the server of the Acoustic Researches Laboratory of IKIR a cloud system was organized, which gives a remote access to the collected data and allows us to make its processing and analysis. Having only one powerful PC, this approach gives all the laboratory staff an opportunity to use all the computer resources. The system uses AltLinux platform and is totally free. At present the system automatically collects, stores and analysis geoacoustic data from the three remote sites: "Karymshina", "Paratunka" and "Mikizha".

При организации удаленных пунктов геофизических наблюдений существует проблема сохранения целостности данных, оперативного контроля состояния систем регистрации, администрирования и управления аппаратурой, также организации удаленного а централизованного хранения данных и безопасности системы доступа к полученной информации. Эта задача решена в лаборатории акустических исследований ИКИР ДВО РАН, где был разработан специализированный позволяющий комплекс программ, осушествлять централизованный сбор данных и мониторинг текущего состояния удаленных станций.

Измерения геофизических полей, производимые лабораторией акустики, проводятся на трех удаленных пунктах наблюдений: «Карымшина», «Паратунка» и «Микижа». Для связи с экспедиционными пунктами была построена сеть RadioEthernet с вышками и направленными антеннами. Связь осуществляется на частоте 2.4 МГц. Общая протяженность сети более 20 км. Каждая обсерватория и каждый экспедиционный пункт снабжен GPS-системой серверов времени, т.к. все геофизические измерения ведутся с точной привязкой к мировому времени. Это позволяет, кроме того, проводить синхронные эксперименты различных обсерваторий с высокой точностью[1].

Для поддержания оборудования в работоспособном состоянии и исключения потерь данных, разработанный автоматизированный программный комплекс был установлен на сервере лаборатории, который является единым центром хранения собираемых данных. Для снижения финансовых затрат на оборудование и программное обеспечение, сервер был создан по архитектуре клиент-сервер на платформе AltLinux (рис. 1).



Рис.1 Схема многопользовательской системы.

Данная система позволяет всем сотрудникам лаборатории одновременно получать доступ к необходимым данным и использовать вычислительные мощности сервера, т.к. все ресурсоемкие операции производятся на нем, а компьютеры сотрудников служат только для отображения результатов. Это позволяет существенно экономить на обновлении оборудования и использовании общего программного обеспечения, т.к. при необходимости увеличения вычислительной мощности необходимо модернизировать только один компьютер, а также существует возможность объединение в облачную систему серверов других лабораторий.

Одной из функций разработанного автоматизированного программного комплекса по сбору и мониторингу данных является ежесуточный запуск в заданное время, копирования файлов с геофизическими данными с удаленных компьютеров под управлением операционных систем как Linux, так и Windows по различным протоколам. Т.к. связь между станциями и институтом осуществляется по средствам радиомодемов, то из-за нестабильной связи не всегда представлялось возможным получить необходимые данные. На рис. 2 показан фрагмент сети института, обрабатывающий акустические измерения на экспедиционных пунктах. Программа пытается подключить удаленный ресурс и если подключение прошло успешно, то происходит синхронизация данных между сервером и удаленным компьютером. Если во время подключения или синхронизации происходит ошибка или обрыв связи, программа повторит свою попытку через заданный промежуток времени. Если через заданное число попыток ей так и не удалось синхронизировать данные или произошел сбой оборудования на станции наблюдений, на заданный электронный адрес или посредством SMS сообщения оператору будет отправлено сообщение с ошибкой, так же ошибка будет записана в лог файл. Все данные собираются на сервере, к которому имеют доступ все сотрудники лаборатории. Данное программное обеспечение позволило автоматизировать процесс получения новых данных со станций и сократить возможность потери информации.



Рис.2 Фрагмент сети обработки данных экспедиционных пунктов на Камчатке.

Для мониторинга текущего состояния удаленных станций был разработан комплекс программ, работающий по принципу клиент-сервер. Серверная часть программы установлена на удаленных компьютерах. Клиентская часть программы установлена на сервере лаборатории. Через заданный промежуток времени, клиентская часть программы отправляет запрос программесерверу, которая в свою очередь делает снимок экрана и отправляет этот снимок программеклиенту. После получения снимков с наблюдаемых комплексов, клиентская программа выводит их на экран. Для оперативного реагирования на изменения в работе и отображения текущего состояния станций, в лаборатории был установлен большой монитор, выполняющий роль оперативного табло (рис. 3). Это позволяет ускорить устранение программных ошибок или сбои аппаратуры, произошедшие на удаленных компьютерах, что, в свою очередь, позволяет избежать потери геофизических данных.

Remote viewer 1.5		
Файл	Вид Журнал Окна Опрограмме Станица Паратинка - 27.04.2010 23:41:45	Станция Карымшина - 27.04.2010 23:42:12
Sincitra	₹,,,,,,,, 1004271019428180428 Harse 11	30 GA 27110 GA 20110 GA 201 KANSA GA KANS
<u>parteri i</u>	5	
(0:10)	ο μεταποληγική τη	
100.00	0.02 0.022000 15000 25100 00,00 02,00 06,00 01,00 12,00 15500 19,00 27,00 05,00	
F3 (70.200)	0.01	2- 
F4 (208:608)		2
FS (609:2000)	a style into into into and a dea dea dea dea into and into a secondaria de la secondaria de la secondaria de la 1985	and the strength of the state o
15 (2010 650m)		ана и на и на и на
FZ	0.0 00 13,000 13,000 13,000 00,000 01,000 13,0000 13,000 13,000 13,0000 13,000 13,000 13,000 13,0000	(a) which is the descendence of a start (1) is the last of an 21 second in the last of all
K4280-12080)	a 20 m. 14 m	na tra na mana na
06april 77		
197411012/00		Nam iting ikan itan man dita seja dita seja dita itin itin itin seja itin seja Nam itin ikan ikan itin man dita seja seja seja seja seja seja seja sej
(342) - (-7	Станция Микижа - 27.04.2010 23:42:02	B (# [Suct Insec] 1 3 4 (Insec] 1 B 4 (Insec] 1 B 4 (Insec) B 4 (I
Control 1	T - 10 K LD 9 27 LD 9 20 LD 9 28 Keep 10 	Owner         1004/27-1004/28-1004/28         Kases 11           Density         0.0         0.1         1.0         1.1         2.0         7.1         Unrependent         Flags         Cron         FR0001
F1 (0:10)	I man added by a star burger been and the star addition of the	F1         100           (\$10)         1
12		12 101
F3	and a star a	0.0200 15:00 11:00 21:00 00:00 01:00 12:00 15:00 10:00 21:00 00:00 F3 0.02-
(70.200)	2 100 1 1100 1000 0000 0000 0000 1100 1100 1100 1100 0000	(702200) 0.07 00 16:05 19:08 21:08 05:00 06:00 09:00 12:00 16:00 19:00 21:08 06:00 0.07
(201:606)		(0) 100 - 200 100 100 100 100 100 100 100 100 100
FS (605:2080)	6.000	0013000 2 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1
FE (2010.6501)		
F7 (6550-11050		
	0.400	0.02/00 15/00 10/00 21/00 00/00 00/00 00/00 12/00 15/00 21/00 00/00 0.02/00 15/00 10/00 12/00 00/00 0.0000 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00/00 00
00	0.43	Company 77
100 - H	2 Get Inset 1 4 2 mates CFR collector. AMATAG 7.7. Strept.45 & C 2000	2019年 第日日 * <u>4</u> 145128 [1] Step544 Streamen. 夏 4 日日 194
E Station	Деформограф - 27.04.2010 23:42:10 не	ВФП Реальный сигнал - 27.04.2010 23:42:02.
	251 231 - (#)	File Project Error Holp           Stepsense 3 (FileSt 22 Wave: <ul> <li>Terpulations 3 (FileSt 22 Wave:</li> <li>Terpulations 4 (FileSt 22 Wave:</li> <li>Terpulations 5 (FileSt 22 Wave:</li></ul>
0 00 150/12 150/12	188 188 felle state and a state 189 felle state and a state	честия: «Но Ги, Гольков, 2 окая: 15 км; уранти: 15 сул. Тупк: 0 банке: Закая: 2 лаже (17 сост. 60 гонер, 2 лаже). Тупк: 0 банке: Закая: 2 лаже (17 сост. 60 гонер, 2 лаже). Тупк: 0 банке: Закая: 2 лаже (17 сост. 60 гонер, 2 лаже). Тупк: 0 банке: Закая: 2 лаже (17 сост. 60 гонер, 2 лаже). Тупк: 0 банке: Закая: 2 лаже (17 сост. 60 гонер, 2 лаже). Тупк: 0 банке: Закая: 2 лаже (17 сост. 60 гонер, 2 лаже). Тупк: 0 банке: Закая: 2 лаже (17 сост. 60 гонер, 2 лаже).
	0,12 · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
13 F.	0,61 -0,95 -7,26	
	1,50 1,50 2,31	
l -	24	
	188 189 139	
	0.00 0.51 0.72 0	
	0.02 060 044	
	1.68 1.69 3.07	
	98 <b>(1)</b> (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1)	12 1 Mar 17 Samphic IN PLUS 27 Orr. Transformer Stransformer T Stransformer T
Image: Second and the secon		

Рис.3 Образ экрана программы мониторинга.

Дальнейшая модернизация программного обеспечения направлена на создание web-интерфейса, что позволит следить за состоянием удаленных станций не только в лаборатории акустических исследований, но и посредством Интернет из любой точки мира.

На сегодняшний день информация по измерениям геоакустической эмиссии на всех пунктах наблюдений доступна в сети Интернет, с задержкой в одни сутки. На рис. 4 показан пример графического файла для станции Карымшина.

336

1 Chanel (28.04.2010)



Для отображения информации в сети Интернет было разработано специальное программное обеспечение, которое раз в сутки в заданное время производит анализ файлов на наличие новых данных, и в случае их появления, программа считывает данные из текстового файла и переводит их в графический вид. В результате получается графический файл, который отображается на web-сайте института.

Посмотреть как это выглядит в Интернете можно по следующим ссылкам[2]:

1. Для станции Микижа: <u>http://ru.www.ikir.ru/Data/lra/mikizha.html</u>

2. Для станции Паратунка: <u>http://ru.www.ikir.ru/Data/lra/paratunka.html</u>

3. Для станции Карымшина: http://ru.www.ikir.ru/Data/lra/karymshina.html

Таким образом, проведен комплекс мероприятий по организации работы сотрудников лаборатории в едином информационном пространстве, разработано программное обеспечение, позволившее автоматизировать процесс контроля и сбора информации с удаленных пунктов наблюдений и сократившее потери получаемых данных о наблюдаемых геофизических полях.

#### Литература

1. Смирнов С.Э., Иванов А.В., Москвитин А.Е. Представление в сети Интернет данных геофизического мониторинга, проводимого ИКИР. // Тез. докл. научно-технической конференции Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России 11-17 октября 2009 г. Петропавловск-Камчатский, С. 122

2. Smirnov S.E., Ivanov A.V., Moskvitin A. E. Internet presentation of the data of cosmophysical monitoring in Far East of Russia. // Materials of the International Conference "Electronic Geophysical Year: State of the Art and Results", June 3-6, 2009, Pereslavl-Zalessky / edited by V. Nechitailenko. - GC RAS, Moscow, 2009, doi:10.2205/2009-REGYconf, P. 26-27.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ НАПРАВЛЕННОСТИ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ НА ПУНКТЕ "МИКИЖА" (КАМЧАТКА) В ПЕРИОД 2004 - 2009 Г.Г. RESULTS OF INVESTIGATION OF GEOACOUSTIC EMISSION DIRECTION ON "MIKIZHA" STATION (KAMCHATKA) IN 2004 – 2009

# А.О. Щербина, Ю.В. Марапулец

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН Investigation of the direction of geoacoustic radiation was carried out at "Mikizha" site by a receiving system which allows us to define the direction of acoustic wave energy arrival and to analyze the character of particle motion of a medium by vector-phase methods. A combination vector receiver is used as an acoustic receiving device. A method for automatization of detection, high-precision determination of the direction to the radiation source and analysis of geoacoustic pulse flow is developed; it was realized in a hardware-software complex. During the evaluation of acoustic radiation direction the notions of integral and differential geoacoustic activity were used. The first value is pulse repetition rate depending on time. The second one is directional distribution of pulse repetition rate. Investigation of geoacoustic emission direction were carried out both in calm periods, when there were no deformation and meteorological disturbances, and in the periods of increase of the emission level in a daily interval before seismic events. In the result it was established that during the increase of emission intensity by more than one order clearly defined maximums appear in the direction of longitudinal oscillations. Using their direction we can evaluate the orientation of the axis of rock maximum compression near the observation site.

Проводимые на Камчатском геофизическом полигоне исследования показывают, что в пределах суток перед некоторыми сильными сейсмическими событиями наблюдается заметный рост интенсивности геоакустической эмиссии и изменение ее направленных свойств. Этот акустический эффект наиболее ярко проявляется в килогерцовом диапазоне частот и определяется деформациями приповерхностных пород в пунктах наблюдений на удалении первых сотен километров от эпицентров готовящихся землетрясений [1, 2].

Поскольку прочность пород по отношению к касательным напряжениям меньше, чем к сжатию, то в месте наблюдения преобладают сдвиговые источники акустической эмиссии. В работах [3] показано, что ориентация источников такого типа обусловлена направлением максимальных касательных напряжений, ориентированных преимущественно под углом 45° к оси наибольшего сжатия. При этом максимумы продольных акустических колебаний приходятся на направления, перпендикулярные этой оси для волны сжатия и совпадающие с ней для волны разряжения. Как правило, волна сжатия по интенсивности больше волны разряжения, что связано с особенностями процессов разрушения пород и диссипации энергии. Диаграмма направленности поперечных колебаний повернута на 45° относительно диаграммы направленности продольных волн (рис. 1).



Рис. 1. Диаграммы направленности продольных (*a*) и поперечных (б) акустических колебаний сдвиговых источников. Стрелками отмечена ось наибольшего сжатия.

В экспериментах, проводимых на Камчатке с целью исследования данного эффекта, использовался комбинированный приемник производства ЗАО «Геоакустика» при ФГУП ВНИИФТРИ, представляющий собой сферическое тело диаметром 5см с нейтральной плавучестью в водной среде. Прибор установлен на озере Микижа в полуметре от дна [4]. Горизонтальные размеры данного водоема 200х700м, глубина не превышает 5м. Вследствие многократных отражений сигнала от поверхности водоема и его дна,

существенно осложняющих процесс определения направления на его источник, для изучения геоакустической эмиссии использовались только два горизонтальных векторных канала, а обработка результатов проводилась для горизонтальной плоскости. Установка приемника в воде, где поперечные колебания сильно затухают, существенно облегчает задачу исследования направленности эмиссии, так как позволяет ограничиться исследованием только продольных волн.

В работе [1] показано, что источниками возмущений приповерхностной высокочастотной геоакустической эмиссии являются деформационные подвижки, относительные смещения которых  $10^{-7} - 10^{-6}$ . Скорость  $V_r$  смещения в подвижках создающих акустическую эмиссию примерно равна скорости поперечных колебаний  $V_s$  [3]. Подвижки с меньшими скоростями смещений излучают акустические колебания с меньшей эффективностью, поэтому их можно не рассматривать. В осадочных породах скорость продольных колебаний  $V_p \approx 1.8-2.5$  км/с [5], а отношение  $V_p / V_s \approx 1.73$  [6], что дает  $V_r \approx 1-1.5$  км/с. Размеры  $l = V_r/f$  источников геоакустической эмиссии, излучающих в диапазоне частот f = 1-18 кГц, находятся в интервале  $l \approx 0.05-1.5$  м.

Согласно наблюдаемому времени затухания импульсов 0.01 - 0.015 с и скорости продольных колебаний в осадочных породах  $V_p \approx 1.8-2.5$  км/с расстояние ослабления сигнала находится как произведение этих величин и составляет от 18 до 37 м. Это расстояние соответствует размеру области, в пределах которой находятся источники акустических сигналов, регистрируемых приемником в килогерцовом диапазоне (рис. 2). При этом коэффициент ослабления сигнала (его амплитуды в *e* раз) равен обратной величине соответствующего расстояния 0.03 - 0.06 м<sup>-1</sup>, а при пересчете неперов в децибелы получается 230 – 480 дБ/км, что характерно для осадочных пород [7].



Рис. 2. Схема проведения эксперимента по направленных свойств изучению Приведено геоакустического сигнала. вертикальное сечение через точку установки приемника. Штриховкой отмечены области генерации, из которых может осуществляться прием геоакустического сигнала.

Если допустить, что сдвиговые источники распределены вокруг приемника достаточно равномерно, то их ориентация при отсутствии деформационных возмущений будет произвольной. Поэтому диаграмма распределения интенсивности геоакустического излучения по направлениям в точке приема будет соответствовать примеру, приведенному на рис.3,*a*.



Рис. 3. Примеры диаграмм распределения интенсивности геоакустического излучения по направлениям в точке приема акустического сигнала сдвиговых источников при отсутствии деформационных возмущений (a), при их наличии  $(\delta)$ . На рисунках толстой линией обозначены диаграммы распределения интенсивности геоакустического излучения по направлениям в точках приема, штриховкой – зоны расположения источников, не излучающих сигнал в направлении приемника. Стрелками отмечена ось наибольшего сжатия.

Увеличение напряжений, например, при подготовке землетрясений, приведет к появлению в зоне геоакустической эмиссии достаточно большого числа одинаково ориентированных сдвиговых источников (рис.  $3, \delta$ ). Вследствие того, что все они могут излучать сигнал только в нескольких узких взаимно ортогональных направлениях (рис. 1), в точке приема будут регистрироваться сигналы преимущественно с направлений, совпадающих или перпендикулярных оси сжатия. Вероятность регистрации других сигналов значительно меньше. В случае если точка приема не будет находиться в центре зоны концентрации сдвиговых источников, либо если они будут распределены неравномерно, диаграмма распределения интенсивности геоакустического излучения по направлениям в точке приема регистрируемого геоакустического сигнала может приобрести значительную асимметрию.

Таким образом, анализ азимутального распределения регистрируемых геоакустических импульсов за единицу времени позволяет определить характеристики деформационных процессов, происходящих в районе места измерения. Амплитуда регистрируемых сигналов зависит от ориентации источника относительно приемника (рис. 1). Поэтому в период отсутствия возмущений, вследствие случайного распределения ориентаций источников, средняя амплитуда сигнала будет примерно одинакова по всем направлениям. В период деформационных возмущений, распределение средней амплитуды сигнала по азимутам будет неравномерным и зависеть от ориентации оси наибольшего сжатия.

Следует учесть, что геоакустические сигналы регистрируются на фоне шумов, формирующихся сразу несколькими источниками. Во-первых, это шумы приемного тракта, во-вторых, тепловые шумы водоема, и, в-третьих – сигналы геоакустической эмиссии. Последняя составляющая обусловлена тем, что частота следования сигналов эмиссии подчиняется закону повторяемости Гуттенберга-Рихтера. Поэтому всегда присутствуют геоакустические сигналы малой амплитуды с высокой частотой следования, которые не могут распознаваться раздельно и, соответственно, сливаются в единый шумоподобный сигнал. Если первая и вторая составляющие шума достаточно постоянны, то уровень шумов геоакустической природы существенно возрастает и вносит наибольший вклад в периоды деформационных возмущений, так как в это время возрастает поток импульсов, который в том числе формирует и шумовую составляющую. С учетом этого, направления регистрации сигналов эмиссии будут ограничиваться секторами, в которых геоакустические импульсы превышают шумовой порог. Как выше было указано, это направления близкие к оси сжатия или перпендикулярные ей. Соответственно, для оценки ориентации оси наибольшего сжатия достаточно разработать систему, способную выявлять импульсы на фоне шумов и оценивать их поток по направлениям. В получаемой диаграмме распределения интенсивности геоакустического излучения по направлениям в точке приема будут наблюдаться максимумы, по которым можно оценивать ориентацию оси.

Для автоматизации процесса обнаружения и определения направления на источник излучения геоакустических импульсов разработан программно-вычислительный комплекс [8]. При рассмотрении результатов использовались понятия геоакустической активности  $\Omega(t)$  и ее азимутального распределения  $D(\alpha,t)$ . Первая из этих величин представляет собой зависящую от времени частоту следования импульсов в определенном интервале амплитуд, а вторая – азимутальное распределение геоакустической активности.

Исследования направленности геоакустической эмиссии проводились, как в спокойные (фоновые) периоды, когда отсутствовали деформационные и метеорологические возмущения, так и в периоды перед землетрясениями. Непрерывные наблюдения, проведенные с августа 2007 г. по декабрь 2009 г., позволили определить, что в фоновые периоды диаграмма азимутального распределения геоакустической активности достаточно равномерна, а частота следования импульсов плавно изменяется в пределах от 0.1 до 1.2 в секунду (рис. 4). Причем данное изменение носит явный сезонный характер, так как, максимум всегда наблюдался осенью, а минимум – весной.



Рис. 4. Азимутальное распределение геоакустической активности *D*(*α*) (имп./град.·с), соответствующее фоновому периоду весны 2004 г. (*a*), зимы 2007-2008 гг. (*б*) и весны-лета 2008 г (*в*).

На фоне плавных сезонных изменений возникают кратковременные (в течение суток) интенсивные возмущения геоакустической эмиссии, связанные с деформационной активностью (рис. 5). В отличие от фона, периоды возмущений характеризуются заметным геоакустической эмиссии под действием деформационных повышением уровня которые возмущений, достаточно часто наблюдаются в преддверии некоторых сейсмических событий. Из приведенных графиков видно, что во всех случаях анизотропия направленности излучения относительно фона значительно усилилась. Причем по некоторым направлениям соотношение интенсивностей возмущения и фона может достигать нескольких десятков раз, тогда как по другим они практически равны.

Рассмотрим подробнее особенности формирования диаграммы распределения интенсивности геоакустического излучения по направлениям на примере случая, зарегистрированного 10.11.2004 (рис. 5,*a*) перед землетрясением, произошедшим в тот же день. На приведенной иллюстрации хорошо заметно наличие двух основных зон излучения, расположенных по направлениям 25±10 и 225±25 градусов. Учитывая, что интенсивность волн разряжения сдвигового источника достаточно мала, считаем, что регистрируемый с указанных направлений сигнал преимущественно состоит из волн сжатия. Таким образом, ось наибольшего сжатия в породах, ориентированная перпендикулярно основным направлениям прихода акустического сигнала, наклонена под углом около 120 градусов.



Рис. 5. Азимутальное распределение геоакустической активности в периоды возмущений (штриховая линия) 10.11.2004 (*a*), 14.12.2007 (б) и 14.05.2008 (*в*). Сплошной линией показан фоновый уровень эмиссии в соответствующие периоды, заштрихованные области – оценка ориентации оси наибольшего сжатия, стрелочками показаны азимуты землетрясений

Диаграммы распределения интенсивности геоакустического излучения по направлениям, приведенные на рис. 5,*б-в*, более сложные – в данные периоды наблюдаются по два хорошо отличимых направления, с которых регистрируется наибольший поток геоакустических импульсов. Наличие данных максимумов свидетельствует о том, что в эти периоды присутствовали два направления сжатия, ориентированные в первом случае под углами 115 и 160 градусов, во втором – 120 и 65 градусов. Во всех рассмотренных случаях концентрация источников геоакустического сигнала выше в северной части контролируемого пространства.

Таким образом, установленная на дне озера «Микижа» приемная система на базе комбинированного приемника может использоваться для оценки ориентации осей наибольшего сжатия в моменты деформационных возмущений.

## Литература

- 1. Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Швец В.А., Шевцов Б.М., Широков О.Н., Чупин В.А., Яковенко С.В. Деформационные и акустические предвестники землетрясений. // ДАН, 2007, Т.413, №5. С.96-100.
- 2. Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Сагитова Р.Н., Водинчар Г.М. Моделирование зон геоакустической эмиссии. // Математическое моделирование. 2007. Т. 19. № 11. С. 59-64.
- 3. Виноградов С.Д., Кузнецова К.И., Москвина А.Г., Штейнберг В.В. Физическая природа разрыва и излучение сейсмических волн. Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с.129-140.
- 4. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапу-лец Ю.В., Рутенко А. Н., Шевцов Б. М. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений. // ДАН, 2006, Т.407, №5. С.669-672.
- 5. Аносов Г. И., Биккенина С. К., Попов А. А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука. 1978. 130 с.
- 6. Славина Л.Б. Исследование по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 217-236.
- 7. Клей К., Медвин Г. Акустическая океанография. М.: Мир. 1980. 580 с.
- 8. Марапулец Ю.В., Щербина А.О. // Техническая акустика. 2008. 14. < http://www.ejta.org>.

## СЕКЦИЯ 5. ФИЗИКА ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

## ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ПЛАЗМЫ ВЕРХНЕЙ ИОНОСФЕРЫ ПОСЛЕ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ VARIATIONS OF PLASMA PARAMETERS OF THE UPPER IONOSPHERE AFTER THE UNDERGROUND NUCLEAR TESTS Г.Г. Беляев, В.М. Костин, О.Я. Овчаренко, Е.П. Трушкина

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, <u>belyaev@izmiran.ru</u>

Observations of the ionosphere disturbances during the underground nuclear explosions (UNE) at various ranges from the satellite Cosmos-1809 at an altitude of about 960 km are presented. Relaxation processes in the Earth's crust after UNE can be associated with the mechanisms of stress before earthquakes. During joint verification experiments to monitor UNE at the Nevada Test Site (NTS) and at the Semipalatinsk Test Site (STS) dynamics of the ionospheric plasma parameters perturbations (within 3 days) over the polygons and magnetoconjugate area were discussed. Physical mechanisms explaining the different types of observed perturbations was proposed with operation TEXARKANA conducted at NTS, when the satellite was near the magnetic zenith at the time of the explosion. These perturbations are compared with those at the same day Pacific Ocean Harry typhoon and Indian Ocean Kirryly one. The experiment on the Moruroa atoll 21.11.1990, carried out during the anomalous condition of the upper ionosphere because of super typhoons Page and Owen. It is showed that the lithospheric source can be successfully identified with the ionospheric satellite in this case too.

Наблюдение ионосферных эффектов подземных ядерных взрывов (ПЯВ) позволяет глубже понять физику ионосферных предвестников землетрясений. Обширная библиография по этим вопросам представлена в монографии [1]. В докладе приводятся данные, полученные со спутника Космос-1809, при проведении ПЯВ на различных полигонах. В 1987-1993 гг. проводился мониторинг ПЯВ [2], а также выполнялись наблюдения ряда активных экспериментов в космосе по программе ИПГ [3]. Спутник имел солнечно-синхронизированную круговую орбиту на высоте ~ 960 км, что позволяло, сопоставляя наблюдения на соседних витках, выделять локальные источники возмущений.

Анализ данных наблюдений спутника Космос-1809 в сейсмоактивный период январьфевраль 1989 г., когда произошло более 100 землетрясений, показал [4,5], что в области ( $\Delta\lambda=\pm 6^{\circ}$ ), которая проецируется по магнитному полю на Е-слой ионосферы над очагом, наблюдается возрастание КНЧ шумов и относительных вариаций плотности электронов, достигающих 10% и имеющих масштаб 10-100 км. Перечисленные выше эффекты имеют региональную окраску. Эти результаты хорошо согласуются с более ранними наблюдениями на идентичном спутнике Интеркосмос-19 [6]. Эффекты техногенного воздействия на Е-слой изучались над СДВ радиопередатчиком [7], а на F-слой - при работе нагревного стенда Сура [8].

В настоящее время проводится углубленный анализ данных спутника Космос-1809, включая измерения электрического поля (прибор ДЭП), КНЧ-ОНЧ электромагнитных излучений и шумов (прибор АНЧ-2МЕ [9]), плотности электронов и ее флуктуаций (прибор ИЗ-2 [10]), электронной температуры (прибор КМ-9 [11]). Достоверность выделения литосферных источников возрастает, если учитывается геомагнитная ситуация, постоянно действующие мощные СДВ радиостанции, а также мощные атмосферные процессы [12].

В 1987-1989 гг. при проведении ПЯВ на Семипалатинском полигоне (СЯП) в 9 опытах датчиками магнитного поля регистрировались УНЧ-КНЧ излучения и шумы на удалении 100-250 км [13]. Оказалось, что на спутнике Космос-1809 наблюдался резкий рост КНЧ-ОНЧ шумов в ионосфере после проведения ПЯВ, а по данным измерений наземной аппаратуры увеличение КНЧ-ОНЧ шумов зарегистрировано не было.

Наиболее полная картина динамики возмущений в ионосфере при ПЯВ была получена для эксперимента "Терсаркана" в Неваде 10.02.1989 г. Опыт проводился в скважине глубиной 1267 м с зарядом 100 кт. На рис.1 (а,b) представлено изменение амплитуды электрического поля в двух частотных каналах ОНЧ волнового комплекса ИСЗ Космос-1809 на двух последовательных витках при проведении ПЯВ. На рис. 1 (а) показана разность сигналов (заштрихованная область), зарегистрированных на витке 10854, во время которого был проведен взрыв (приведены время и координаты ИСЗ), и на фоновом витке 10853, смещенном по долготе на 26,4<sup>0</sup> к востоку и по

времени на 104 мин. Заштрихованная область на рис. 1 (b) - превышение сигнала, измеренного на следующем витке 10855, над сигналом, измеренным на витке 10854. Цифрами на рис. 1 отмечены: 1 - момент взрыва; 2 - прохождение магнитной оболочки (L-shell), проецирующейся по полю от D-слоя ионосферы над полигоном до ИСЗ; 3 - L-оболочка F<sub>max</sub>; 4 - момент вхождения акустической волны в D-слой; 5 - вхождение ИСЗ в зону воздействия МВт СДВ радиопередатчиков; 6 - экваториальная часть зоны ионосферного возмущения через 100 мин.; 7 - перемещающиеся ионосферные возмущения (ПИВ).



Рис.1. Изменение амплитуды электрического поля в двух частотных каналах ОНЧ волнового комплекса ИСЗ Космос-1809 при проведении опыта Texarkana в Неваде

Прохождение электромагнитного импульса (ЭМИ) четко не определяется. Акустическое воздействие (АВ) приводит к формированию в ионосфере пояса КНЧ турбулентности через 2,5 мин после взрыва. Эти результаты подтверждены наземными наблюдениями в КНЧ диапазоне в других опытах и комплексными наблюдениями взрывов при ликвидации ракет под Волгоградом [2]. Так, 21.10.1990г. на полигоне Капустин Яр в 8:00 UT было начато уничтожение связок ракет по 5 -7 штук общим эквивалентом ~ 100 т ТНТ в связке с интервалом 15 мин. На спутнике Космос-1809, находившемся вблизи зенита, через 2.5 мин после начала подрывов был зарегистрирован сильный восходящий свист и развитие шумов в диапазоне частот до 1 кГц.

Воздействие ПЯВ в данном случае, по-видимому, наложилось на крупномасштабную АГВ, возбужденную тайфуном Kirrily [12]. Развитие и смещение на север АГВ последовательно регистрировалось на витках 10848-10856 по каналам Е140 Гц и Е4600 Гц.

Важный идентификационный признак ПЯВ связан с модификацией зон воздействия на ионосферу мощными СДВ передатчиками. Оперативно получать информацию со спутника можно в режиме прямой передачи наблюдений с ОНЧ волнового комплекса. 17.12.1988 г. на приемном пункте ИЗМИРАН Соболев Я.П. осуществлял прием широкополосного сигнала со спутника

(витки 10084, 10085). На первом витке, который проходил вдоль меридиана 52° в 3:05 UT, никаких особенностей в сигналах не было. На следующем витке через 40 мин после ПЯВ в Семипалатинске при анализе данных была обнаружена необычная аномалия на L-оболочке Новосибирского СДВ радиопередатчика.



Рис.2. Сонограмма широкополосного сигнала с прибора АНЧ-2М через 50 мин после ПЯВ 17.12.1988 г. (Соболев Я.П.)

На рис. 2 представлены сонограммы этого сигнала с различной разверткой. По вертикальной оси показана частота, по горизонтальной — время, степень почернения пропорциональна интенсивности. Обращает на себя внимание хорошо развитая полоса плазменной турбулентности вблизи нижнегибридного резонанса с резко измененным ионным составом в 4:49:16 — 4:49:22 UT, что соответствует увеличению относительной концентрации легкой компоненты в области 40 км. На полярной границе области в 4:49:13 UT наблюдается отражение свистов.

Детально (режим ЗАП2) последействие ПЯВ на ионосферу изучалось со спутника Космос-1809 при проведении совместных советско-американских экспериментов по контролю ПЯВ (СЭК) 17-19.08.1988 г. (опыт Kearsarge) и 14-15.09.1988 г. (опыт на СЯП). В первый день над полигонами наблюдалось формирование области с резко измененным спектром КНЧ-ОНЧ шумов, интенсификация нестационарных областей воздействия мощных СДВ радиопередатчиков, расположенных севернее полигонов. На рис. 3 представлены КНЧ-ОНЧ данные во всех частотных каналах комплекса АНЧ-2М через 5 часов после опыта в 125 кт на СЯП.



Рис.3. Возмущения в ионосфере в отдельных частотных каналах через 5 час. после проведения ПЯВ в 125 кт на СЯП. D – момент прохождения спутником магнитной оболочки, проецирующейся по магнитному полю на высоту 80 км над полигоном, F – момент прохождения оболочки max F – слоя, L<sub>1-3</sub> – моменты прохождения характерных локальных аномальных возмущений в регионе.

344

Обращает на себя внимание возмущение в магнитном канале В140 Гц. Такого типа возмущения регистрировались над зонами землетрясений в работе [4]. Как показала ночная регистрация 17.01.1991 г., после первого дня военных действий в зоне Персидского залива с распределенным акустическим воздействием в ~ 1 кт наблюдались такие же локализованные аномалии В140 Гц над Кувейтом, Багдадом, северным Ираком.

Более устойчивые симметричные возмущения наблюдались в течение 2-3 дней после СЭК в магнитосопряженных областях ионосферы южного полушария. В этих КНЧ-ОНЧ возмущениях выделяется только электрическая компонента, как показано на рис. 4 для опыта на СЯП. В этих областях зафиксировано квазипостоянное электрическое поле ~ 10 мВ/м.



Рис. 4. Возмущения в магнитосопряженной ионосфере через сутки после проведения СЭК на СЯП ПЯВ по данным КНЧ-ОНЧ измерений в отдельных частотных каналах. Выделены моменты прохождения спутником характерных магнитных оболочек в соответствии с рис. 3.

Над полигоном NTS и в магнитосопряженной области после проведения опыта Kearsarge с учетом различия в местном времени (LT) относительно времени пролета над СЯП наблюдалась несколько измененная картина возмущений. Причем, наибольшие локализованные возмущения, проецирующиеся из магнитосопряженной области по магнитному полю на Е-слой над широтой полигона, зарегистрированы через 2 дня после опыта. Следует отметить, что анализ электромагнитных шумов в плазме верхней ионосферы после землетрясений также дает схожие зависимости [4,5].

В течение нескольких суток устойчивые картины изменения параметров ионосферы, связанные с литосферными напряжениями в земной коре и процессами в очаге взрыва, наблюдались только для ПЯВ с эквивалентами ≥ 100 кт. Так, возмущения в неосвещенной ионосфере через 12 часов после опыта Texarkana отчетливо выделяются только в сопряженной области на витке, проходящем западнее полигона. Резкое локализованное увеличение плотности Ne на 40% и горизонтальной компоненты электрического поля на 10 мВ/м с масштабами ~ 1000 км, а также флуктуации dNe/Ne на ~ 2 % с масштабом ~ 100 км, скорее всего, связано с близостью терминатора.

В дневных условиях картина возмущений меняется. Через 24 часа после опыта Texarkana отдельные параметры ионосферной плазмы представлены на комплексном рис.5 для двух последовательных витков восточнее и западнее полигона NTS. Стрелками отмечена географическая широта NTS (стрелка вверх) и его магнитосопряженная область (стрелка вниз). Локализованные особенности, обусловленные ПЯВ, выделяются только южнее магнитного зенита NTS.



Рис. 5. Возмущения параметров ионосферной плазмы через 24 часа после опыта Texarkana. Стрелки соответствуют географической широте NTS -↑ и ее магнитному сопряжению -↓.



Рис. 6. Параметры ионосферной плазмы после опыта 21.11.1990 г. на французском полигоне Могигоа эквивалентом в 37 кт и опыта Houston 14.11.1990 г. от 20 до 150 кт на NTS.

Наблюдение литосферного источника в экваториальной ионосфере имеет особенности, связанные с воздействием тайфунов на ионосферу [12], что надо учитывать при регистрации ПЯВ.

Так, 21.11.1990 г. спутник прошел над полигоном Moruroa через 20 мин после ПЯВ. Однако, состояние ионосферы было сильно возмущено, набиравшим силу супертайфунами Раде и Owen в северной части Тихого океана. На фоне ночной экваториальной аномалии удалось выделить сигнал, похожий на обсуждавшиеся выше, только в канале Е140 Гц в сопряженной области.

На рис.6 представлены отдельные параметры ионосферы на двух витках над полигонами через неделю.

Выводы.

- 1. Когда аппаратура спутника Космос-1809 была включена, то в день проведения опытов зарегистрированы все ПЯВ. Слабые ПЯВ < 10 кт идентифицировались по изменению структуры зоны воздействия близко расположенных мощных СДВ передатчиков.
- 2. Граница ПИВ, возникающего от AB, которая определяется по резкому изменению ионного состава (скачок в частоте НГР и интенсивности шумов), поддерживается прохождением вистлеров, что увеличивает их время жизни.
- 3. Релаксационные процессы в литосфере около очага ПЯВ для опытов с эквивалентами ≥ 100 кт приводят к формированию на L-оболочках, опирающихся на E-слой, пояса КНЧ турбулентности, который часто заметнее в сопряженном полушарии. Для формирования пояса и прохождения электронов важно состояние F-слоя, что моделировалось в нескольких десятков опытов при включении стенда Сура под пролеты спутника дополнительно к результатам работы [8].
- 4. На высоте спутника сигналы от литосферного источника зависят от геомагнитной обстановки, местного времени, сезона, мощных атмосферных процессов [12].

Авторы благодарят В.В. Афонина, Г.П. Комракова и Я.П. Соболева за возможность работы с данными приборов КМ-9, ИЗ-2 и АНЧ-2М.

#### Литература

1. Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу // М.: Наука. С. 295. 2008.

2. Костин В.М., Мурашев В.Н. Экспериментальные исследования возможностей спутникового радиомониторинга подземных ядерных испытаний // Рожденная атомным веком / Под ред. А.П. Васильева. М.: ССК МО. Ч. 3. С. 178-191. 2002.

3. Авдюшин С.И., Ветчинкин Н.В., Козлов С.И., Петров Н.Н., Романовский Ю.А. Программа «Активные эксперименты и антропогенные эффекты в ионосфере»; организация, аппаратно-методическое обеспечение, основные результаты исследований // Космич. исслед. Т. 31. № 1. С. 3-25. 1993.

4. Chmyrev V.M., Isaev N.V., Serebryakova O.N., Sorokin V.M., Sobolev Ya. P. Small-scale plasma inhomogeneities and correlated ELF emissions in the ionosphere over earthquake region // J. Atm. Solar-Terr. Phys. Vol. 59. No. 9. P. 967-974. 1997.

5. Isaev N.V., Serebryakova O.N Electromagnetic and plasma effects of seismic activity in the Earth ionosphere // Chem. Phys. Reports, Vol. 19(6). P.1177-1188. 2001.

6. Larkina V.I., Migulin V.V., Ruzhin Yu.Ya., Sergeeva N.G., Senin B.V. Electromagnetic emissions over the deep lithosphere faults by satellite measurements // Adv. Space Res. Vol. 26. No. 7. P. 1189-1193. 2000.

7. Sonwalkar V.S., Inan U.S., Bell T.F., Helliwell R.A., Chmyrev V.M., Sobolev Ya.P., Ovcharenko O.Ya. and Selegej V. Simultaneous observations of VLF ground transmitter signals on the DE 1 and COSMOS 1809 satellites: Detection of magnetospheric caustic and a duct // J. Geophys. Res. Vol. 99. No. A9. P. 17511-17522. 1994.

8. Костин В.М., Романовский Ю.А., Чмырев В.М., Борисов Н.Д., Исаев Н.В., Комраков Г.П., Михайлов Ю.М., Намазов С.А., Овчаренко О.Я., Соболев Я.П., Трушкина Е.П., Селигей В. Спутниковые исследования возмущений внешней ионосферы при воздействии мощных КВ радиоволн на F область ионосферы // Космич. исслед. Т. 31. № 1. С. 84-99. 1993.

9. Воробьев О.В., Коробовкин В.В., Михайлов Ю.М., Рожков В.Б., Соболев Я.П. Приемная аппаратура для регистрации естественных низкочастотных сигналов и шумов // Аппаратура для исследования внешней ионосферы / Под ред. Г.В. Васильева и Ю.В. Кушнеревского. М.: ИЗМИРАН. С. 136-142. 1980.

10. Комраков Г.П., Иванов В.П., Попков И.В., Тюкин В.Н. Измерение электронной концентрации ионосферы методом высокочастотного импедансного зонда // Космич. исслед. Т. 8. №. 2. С. 278-283. 1970. 11. Афонин В.В., Гдалевич Г.Л., Грингауз К.И. и др. Исследование ионосферы, проведенные при помощи спутника «Интекосмос-2». Ш. Измерение электронной температуры в ионосфере методом высокочастотного зонда // Космич. исслед. Т. 11. №. 2. С. 254-266. 1973.

12. Исаев Н.В., Костин В.М., Беляев Г.Г., Овчаренко О.Я., Трушкина Е.П. Возмущения верхней ионосферы, вызванные тайфунами // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 50. № 2. С. 253-264. 2010.

13. Беляев Г.Г. Вариации УНЧ-КНЧ полей, вызванные мощными взрывами и сейсмической активностью. Кандидатская диссертация. ИЗМИРАН. 2003.

## К ВОПРОСУ О ТЕОРЕТИКО-ВОЗМОЖНОСТНОМ ОПИСАНИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ТО QUESTION ON THE DESCRIPTION OF A SEISMIC MODE ON A BASIS OF

**THEORETICAL-POSSIBLE SIMULATION** В.В. Богданов, О.В. Мандрикова, А.В. Павлов

# Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,

vbogd@ikir.ru

At empirical construction of theoretical-probabilistic model of some stochastic event this model should be constant for all period of observations. It allows on the basis of direct measurements to restore a theoretical-probabilistic model of an object. To use such approach for description of a seismic mode, which stochastic properties arbitrary change, it is necessary to calculate average frequencies of a casual event for some period. In this case it is possible approximately to speak about average probabilities of casual events for the chosen time interval. Comparing average probabilities (frequencies) for the different periods, it is possible to trace changes, which occur in a seismic mode. However, speaking strictly, if the stochastic properties of object arbitrary change, the results of each observation do not characterize its probability. In this case by results of observations it is impossible to restore exact theoretical-probabilistic model of a seismic mode. At the same time at known restrictions, which suppose any character of evolution of stochastic properties of object, its theoretical-possible model can be restored on the basis of final number of observations. In the present report the attempt of construction the theoretical-possible model for the description of a seismic mode peninsula Kamchatka is undertaken on the basis of the earthquakes catalogue. Such model estimates relative "potential realizability " outcomes of individual events in scale, in which the ratios can be interpreted only "more", it is ""less" or "equally".

Работа посвящена изучению динамических свойств сейсмического режима Камчатского региона по данным сейсмического каталога, рассматриваемого в терминах теории возможностей. При эмпирическом построении теоретико-вероятностной модели [1] некоторого стохастического события последняя должна быть неизменной за весь период наблюдений. В этом случае согласно законам больших чисел в длинной серии наблюдений частота каждого результата наблюдений имеет тенденцию группироваться вокруг некоторого числа, называемого вероятностью. Но если за некоторое время наблюдения стохастические свойства объекта меняются, то непосредственное применение данного теоретического аппарата становится невозможным. В этом случае для описания сейсмического режима мы можем определить *средние частоты* случайного события, например, А за некоторый временной период  $\Delta T$  (называемым далее экспериментом Э), т.е.  $v_{\rm cp}(\Delta T)=m_A/M$ , где  $m_A$  – число событий, благоприятствующих событию A, M – общее число событий за интервал  $\Delta T$ .

Действительно, применение методов теории вероятностей к каталогу сейсмических событий позволяет рассматривать каждое землетрясение как элементарное событие  $\omega_i$  в пространстве элементарных событий Ω [1]. При этом каждое единичное событие ω<sub>i</sub> характеризуется системой случайных непрерывных величин: энергетическим классом k, широтой φ, долготой λ, глубиной h, временем t. Время единичного землетрясения из системы случайных величин исключается. Сейсмичность всего региона или его выбранной части за некоторый период времени рассматривается как полная группа событий и описывается в виде распределений условных и безусловных вероятностей Р, имеющих частотное представление. Случайные события в работе [1] определяются как комбинации системы случайных величин  $k, \phi, \lambda, h$  в множестве случайных событий F. Это позволяет представить каталог сейсмических событий за период наблюдений как вероятностное пространство трех объектов  $(\Omega, F(\Omega), \Pr)$  и дает возможность вычислять распределения вероятностей случайных событий. В этом случае, рассматривая средние частоты, будем говорить о средних вероятностях случайных событий за этот интервал времени. Сравнивая которые за разные, но равные периоды времени  $\Delta T$ , можно отслеживать изменения, которые происходят в сейсмическом режиме и исследовать их. Иначе говоря, на основе каталога землетрясений проводим п испытаний, которые состоят из серии одиночных экспериментов Э с временным окном  $\Delta T=2$  года, и вычисляем соответствующие частоты. Допуская произвольный характер изменения свойств режима, мы можем говорить о возможности происхождения событий в шкале «больше», «меньше» или «равно» [2]. В этом случае возможность является характеристическим свойством эксперимента, который определён как мера на классе подмножеств  $F(\Omega)$ . При этом в каждом испытании значение возможности оценивает шанс

любого исхода случайного события A. Используя статистический материал, рассмотрим ряд последовательных независимых испытаний  $(\Omega, P(\Omega), Pr_1)$ ,  $(\Omega, P(\Omega), Pr_2)$ , ... за равные интервалы времени  $\Delta T$ . Тогда *стохастической моделью* [2] из *п* таких испытаний будет вероятностное пространство  $(\Omega^n, P(\Omega^n), Pr^{(n)})$ . Для индикаторной функции имеем

$$\xi_i^A(\omega^i) = \begin{cases} 1, ecnu\,\omega^i \in A, \\ 0, ecnu\,\omega^i \notin A. \end{cases} i = 1, 2, ..., k,$$

где  $A \in P(\Omega)$  – случайное событие (исход эксперимента, например, попадание землетрясения в заданный интервал глубин  $\Delta h_i$ ), частота реализации которого в эксперименте

$$\nu^{(k_n)}(A) = \nu^{(k_n)}(A, \omega^1, ..., \omega^n) = (\xi_1^A(\omega^1) + ... + \xi_{k_n}^A(\omega^{k_n})) / k_n,$$

 $k_n$  – число элементарных событий  $\omega^i$  в одном эксперименте Э из серии испытаний n.

В нашем случае усиленный закон больших чисел (З.Б.Ч.) можно представить следующим образом: для каждого  $\varepsilon > 0$  справедливо

$$\lim_{N \to \infty} \Pr^{\infty}(\sup_{n \ge N} \left| \nu^{(k)}(A) - (1/n) \sum_{i=1}^{n} \Pr_{i}(A) \right| > \varepsilon) = 0.$$
<sup>(1)</sup>



Рис.1. Схема расположения площадей относительно Камчатки. лля которых выполнялись расчёты частот

Предположим, что в последовательности  $Pr_1$ ,  $Pr_2$ ... имеется конечное число различных вероятностей  $Pr^1$ ,  $Pr^2$ , ...,  $Pr^l$ , характеризующих вероятность возникновения некоторого события А в последовательности испытаний из п реализаций. В этом случае в (1)

$$(1/n)\sum_{i=1}^{n} \Pr_{i}(A) = \sum_{s=1}^{n} \Phi_{s}/n \Pr^{s}(A) = \Pr_{(n)}(A), \qquad (2)$$

где  $n_s/n$  – частота, с которой вероятность  $\Pr^{(s)}$ реализуется в последовательности  $\Pr_{1,...,}\Pr_{n}$ ,  $s = 1,..., i, n_1/n + ... + n_k/n = 1$ . Так как последовательности  $n_s/n$  с ростом *n* могут изменяться произвольно в пределах отрезка [0,1], то значение  $\Pr_{(n)}$  также произвольно изменяется в пределах отрезка [min  $\Pr^s(A), \min_{1 \le s \le k} \Pr^s(A)$ ]. В этом случае согласно 3.Б.Ч. (1) при  $n \to \infty$ частота  $\nu^{(n)}(A)$  всё более точно следует за  $\Pr_{(n)}$ .

Выражение (1) определяет частотную интерпретацию вероятности, её статистическое толкование, согласно которому в длинной последовательности независимых повторений испытаний частота любого его исхода A оценивается вероятностью  $Pr_{(n)}(A)(2)$ . Причём, если вероятность неизвестна, то частота А соответствует его эмпирической оценке. Поэтому, наблюдая за исходами достаточно длинной серии из *п* испытаний можно сколь угодно точно оценить неизвестную статистическую модель эксперимента. Однако под значением  $\Pr(A)$  следует понимать сколь угодно точно прогнозируемое значение частоты исхода А в длинной серии испытаний, но не как меру возможности исхода А при каждом испытании. Поэтому, естественно, возникает вопрос: можно ли осуществить предсказание исходов испытаний в случае, если стохастической моделью является вероятностное пространство ( $\Omega, P(\Omega), Pr$ )? Иначе говоря, можно ли что-либо сказать о возможности реализации того или иного исхода испытаний, оценить их шансы? Априори очевидно, что при любом определении возможности рі некоторого исхода  $\omega_i \in \Omega$  как значения меры (возможности), которая в каждом испытании оценивала бы шанс его реализации в сравнении с шансами всех других элементарных исходов, естественно считать, что возможность  $p_i \ge p_j$ , если вероятность  $pr_i \ge pr_j$ . Это очевидно практически на уровне аксиомы: чем больше вероятность pr<sub>i</sub> некоторого исхода  $\omega_i$ , тем, естественно, чаще в длинной серии испытаний встретится  $\omega_i$ , т.е. тем более возможен исход  $\omega_i$  при каждом испытании. Причём, как показано в [2], в этом случае важно то, что для такого вывода не принципиально знание численного значения вероятностей pr<sub>1</sub>,pr<sub>2</sub>,..., достаточно лишь знать, как они упорядочены. Более того, этот вывод сохраняется, если предположить, что вероятности pr<sub>1</sub>,pr<sub>2</sub>,... изменяются от испытания к испытанию, но *сохраняют свою упорядоченность*, т.е.

$$1 \ge \operatorname{pr}_1 \ge \operatorname{pr}_2 \ge \dots \operatorname{pr}_m \ge 0 \qquad \qquad \operatorname{pr}_1 + \operatorname{pr}_2 + \dots + \operatorname{pr}_m = 1.$$

Однако возникает вопрос: что можно сказать о развитии сейсмического режима, если упорядоченность вероятностей в (3) нарушиться, что реально отражается в изменении частот за различные ин-тервалы времени? Не содержат ли эти изменения информацию об увеличении, например, шансов возникновения сильного землетрясения в каком-то интервале глубин и, следовательно, предсказать факт его возникновения?



Рис.2. Распределение частот попадания землетрясений в заданные интервалы глубин за различные интервалы времени.

2

5-10

0.390

h (км)

1996-04.12.1997

5

20-25

0.101

4

15-20

0,079

25-30

0,087

1

0-5

0,062

как распределяются частоты попадания землетрясения с энергетическим классом  $k \ge 9.5$  по глубине с  $\Delta h = 5 \kappa M$ (интервал глубин от 0 до 70км), эпицентры которых попадают В площади S<sub>1</sub>, ..., S<sub>8</sub>, расположенные вдоль восточного побережья Камчатки за период 1962-2009г (см. рис.1). Сравним результаты с испытаниями, состоящими из n=4 экспериментов. Расчёты выполнялись для суммарной площади S= =S<sub>1</sub>+...+S<sub>8</sub>. Результаты в виде графиков представлены на рис.2. В испытании *n*=4 учитывались все землетрясения с k≥9.5, произошедшие за период с 1996.01.01. по 1997.12.05 Кроноцкого события, ЛО которое произошло в 23<sup>h</sup> 25<sup>m</sup> 05 декабря 1997г.

В таблице частоты представлены в упорядоченном согласно (3) виде совместно с упорядоченными средними частотами  $v^{(n)}(A)$  за период 1990.01.01.-1997.05.12. и за период 1996.01.01.-1997.05.12., соответствующего наибольшему отличию частот (см. рис.2). В таблице индексом *j* обозначен номер интервала глубины  $\Delta h$ . Из таблицы видно, что для периодов 1962-2009гг и 1990-1997гг наибольшими шансами обладают землетрясения в интервале глубин 40-45км, а для периода 1996.01.01.-1997.05.12. наибольшими шансами обладают землетрясения в интервале глубин 40-45км, а для периода 1996.01.01.-1997.05.12. наибольшими шансами обладают землетрясения в интервале глубин 40-45км, а для периода 1996.01.01.-1997.05.12. наибольшими шансами обладают землетрясения в интервале у и практически совпадает с максимальной частота  $v^{(n)}(\Delta h = 5-10$ км) находится на втором месте и практически совпадает с максимальной частотой, соответствующей интервалу 40-45км. Следовательно, произошла перестройка сейсмическо-

13 5 7 1 10 11 9 3 2 8 4 6 14 12 h (км) 40-45 20-25 10-15 5-10 30-35 35-40 15-20 25-30 0-5 45-50 50-55 60-65 65-70 55-60 0,099 1962-2009 0,156 0,119 0,093 0,080 0,077 0,030 0,012 0,112 0,085 0,082 0,024 0,015 0,014 9 2 3 10 11 12 5 4 6 8 7 1 14 13 h(км) 40-45 5-10 35-40 30-35 65-70 20-25 15-20 25-30 0-5 10-15 45-50 50-55 55-60 60-65 средние 0.146 0.144 0.115 0.094 0.091 0.087 0.083 0.08 0.076 0.034 0.016 0.014 0.011 0.009

35-40

0,055

Q

40-45

0,044

6

25-30

0,043

10

45-50

0,035

30-35

0,043

11

50-55

0,021

12

55-60

0,021

13

60-65

0.010

14

65-70

0.009

Таблица упорядоченного распределения частот  $\nu^{(n)}(A)$  по интервалам глубин за 1962-2009гг., для средних частот за период 1990.01.01.-1997.12.05. и частот за 1996.01.01.-1997.05.12.

го режима и основное число землетрясений, произошедших вдоль восточного побережья Камчатки, сместилось с 40-45км в сторону малых глубин, а число событий достигло значений N=1361 (см. легенду в рис.2). Мы видим, что в период 1996-1997гг. шансы исхода случайного единичного сейсмического события A, связанного с попаданием в интервал глубин  $\Delta h$ =5-10км, по сравнению с другими резко возросли. Причём число событий также возросло и достигло значений N=1361 (см. в рис. 1). В то же время режим в интервале глубин 45-70км практически не изменился и остался на фоновом уровне. Возникает вопрос: о чём говорят произошедшие за несколько лет в большой сейсмоактивной области резкие изменения в сейсмическом режиме? За период 1996-1997гг. шансы возникновения землетрясений в определенном интервале глубин стали в несколько

(3)

раз больше в сравнении с усреднённым за большой в несколько десятилетий период времени режимом. В работе [3] описан подход, когда подготовительная стадия землетрясения рассматривается как нелинейный процесс, развивающийся на фоне внешних возмущений, а само землетрясение есть результат разрушения этой системы, находящейся далеко от равновесия. В то же время известно, что по мере возрастания степени неустойчивости нелинейной системы и приближения ее к разрушению (критическому состоянию), возрастают как интенсивность флуктуаций параметров, так и время и длина их корреляций. Поэтому первоначальные локальные («микроскопические») внутренние процессы развиваются и приобретают характер согласованных, формирующихся уже в глобальных («макроскопических») масштабах и захватывающих большие сейсмоактивные районы. Рост длины и амплитуды корреляций в неравновесной системе указывают на связи процессов в некоторой локальной выбранной области с другими ее частями. Но по логике это должно приводить к формированию условий, способствующих увеличению частоты возникновения землетрясений в различных частях этого района с меньшей, чем в основном готовящемся толчке, энергией. Поэтому синхронное увеличение частоты формирование слабых землетрясений на больших пространствах и в интервале определённых глубин, что следует из рассмотрения упорядоченного ряда частот за двухлетний период с 199601.01.-1997.05.12., представленного в таблице, должно говорить о возможности подготовки сильного события. Известно, что 05.12.1997г. произошло Кроноцкое землетрясение с магнитудой М=7.8, координатами  $\varphi = 54.15^{\circ}$ с.ш. и  $\lambda = 162.05^{\circ}$  в.д. и глубиной h=5км. Эпицентр события располагался в площади S<sub>7</sub>, соответствующей интервалу координат  $\Delta \phi = 54^{\circ} - 55^{\circ}$ с.ш. и  $\Delta \lambda = 161.5^{\circ} - 163^{\circ}$ в.д.

Выводы

На основе теории возможностей применительно к сейсмоактивному Камчатскому региону оценено распределение исходов *единичных событий* в шкале «больше», «меньше» или «равно». На примере сильного землетрясения (Кроноцкое событие) показано, что в большой сейсмоактивной области за несколько лет до события происходит резкое изменение сейсмического режима и значительное число слабых землетрясений синхронно смещаются в определенный интервал глубин, а частота (возможность) их возникновения возрастает в несколько раз. Кроноцкое землетрясение произошло на краю области, в которой зафиксировано синхронное усиление сейсмической активности и наблюдалось возрастание шансов возникновения слабых землетрясений в интервале глубин  $\Delta h=5-10$ км.

#### Литература

1. Богданов В.В. Вероятностная интерпретация закона повторяемости землетрясений на примере Камчатского региона // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 3. С.393-397.

2. Пытьев Ю.А. Возможность как альтернатива вероятности. – М.: Физматлит, 2007. – 464 с.

3. Богданов В.В., Геппенер В.В., Мандрикова О.В. Моделирование временных рядов геофизических параметров на основе вейвлет-преобразования. СПб.: Изд-во: СПбГЭТУ «ЛЭТИ», 2006. - 108. с.

# ДЕФОРМАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ СТРУКТУРНОГО НАРУШЕНИЯ В СЕЙСМИЧЕСКИ-АКТИВНОЙ ЗОНЕ ПРИБАЙКАЛЬЯ DEFORMATION MONITORING OF STRUCTURAL DEFECTS IN THE SEISMICALLY ACTIVE ZONE OF THE BAIKAL REGION

Е.А.Виноградов, Г.Г.Кочарян, Д.В.Павлов

Институт динамики геосфер РАН, gian.vin@gmail.com

The paper presents results of long-term deformation monitoring started in 2009 in a seismically active region at one of the fractures in the influence zone of Slyudyanka fragment of the Main Sayan Fault. Other experiments were carried out on artificial disturbance of a fracture in the influence zone of the Arshan fragment of the Tunka Fault in Buryatia. Small charges of explosive and hydraulic jacks were used to produce these disturbances. As a result it was demonstrated that a stressed fracture can react to both dynamic and quasi-static disturbances. An important fact is that even a small relative movement of the fracture sides under low-amplitude disturbance can produce residual deformation.

В настоящее время можно считать доказанным тот факт, что очаги сейсмических событий неизменно приурочены к разломным зонам, и чем крупнее разлом, тем большей интенсивности землетрясение может быть с ним связано. Тем самым определяется тот значительный научный интерес к разломам, касающийся как фундаментальных задач сейсмологии, так и необходимости прогнозирования и, в перспективе, предотвращения катастрофических последствий крупных землетрясений.

В связи с этим накопление информации о деформационном режиме активных разломов в сейсмически-активном районе представляется довольно важной задачей.

В ходе проведения натурных экспериментов в Прибайкалье в 2009 году для регистрации смещения берегов трещины активного разлома использовались индуктивные датчики перемещения М-022А типа LVDT производства фирмы "Микромех" (г. С.-Петербург). Конструктивные особенности датчиков этого типа определяют значительный динамический диапазон измеряемых перемещений (от десятков микрон до ±0,5 м) и возможность работать в самых жестких условиях эксплуатации.

Кроме датчиков деформации в состав измерительного канала входит также температурный датчик, контроллер БИН-8 производства НПО "Промтрансавтоматика" (г. С.-Петербург) и компьютер. Данный измерительный комплекс позволяет проводить измерения относительных смещений в пределах ±1,5 мм с разрешением 0,2 мкм.

Для проведения деформометрических измерений были выбраны два активных разлома. В апреле 2009 в штольне сейсмостанции «Талая» был организован длительный мониторинг одной из трещин, находящихся в зоне влияния Слюдянского фрагмента Главного Саянского разлома. Такой выбор участка был обусловлен рядом причин. В первую очередь, Байкальская рифтовая зона является активным в тектоническом плане регионом, с большим количеством сейсмических событий. Свидетельством современной активности участка может служить серия сильных и умеренных землетрясений, произошедших в 2008-2009гг. Во-вторых, наличие сейсмостанции позволяет исследовать корреляцию движения берегов трещин с происходящими удаленными сейсмическими событиями. Кроме того, довольно большое значение имеет тот факт, что штольня обеспечивает температурную стабильность, тем самым сводя к минимуму или полностью исключая температурные деформации.

Выбранная для измерений трещина расположена примерно в 60 м от портала штольни. На рис. 1 можно видеть, что измерительная точка находится на глубине около 30 м от свободной поверхности. Штольня не имеет бетонной обделки, в ряде мест применена деревянная крепь. Трещина хорошо прослеживается на обеих стенках и на кровле выработки, что хорошо видно на рис. 2. По простиранию плоскость трещины почти перпендикулярна оси штольни, а по падению образует с последней угол около 15<sup>0</sup>. Трещина "залечена" и заполнена минерализованным веществом. Её мощность составляет 2-3 см.







Рис.2 Внешний вид одной из измерительных станций.

1 и 2 – датчики для регистрации раскрытия трещины и сдвиговых смещений её берегов; 3 – датчик для регистрации сбросовых смещений берегов трещины; 4 –датчик на целике;

5 – датчик температуры.

На рис.3 представлены полученные в ходе работ записи датчиков. Цифры соответствуют обозначениям на рис.2, вертикальными линиями показаны моменты землетрясений М=3.2-3.6, имевших место в регионе и зафиксированных сейсмостанцией. Можно видеть, что перемещения на датчиках 1,3 и 4 довольно малы ( хотя и заметно больше погрешности измерений), тогда как на датчике №2 начиная с 20го июля наблюдается явное движение, соответствующее раскрытию трещины. На фоне этого движения можно отметить три релаксационных сброса, 13 июля, 24 июля и 1 августа, с амплитудой 5-15 мкм и длительностью порядка нескольких секунд.



Рис.3 Результаты измерений относительных смещений берегов трещины с 24.04.2009 (00:00:00 GMT) по 14.08.2009 (00:00:00 GMT). Цифры на панелях соответствуют рис. 4 Вертикальным пунктиром показаны моменты землетрясений с магнитудой М=3.2-3.6, произошедших в регионе.

353

Регистрационная аппаратура ИЗК СО РАН была установлена на соседней трещине с простиранием 290°, близким к простиранию Главного Саянского разлома. На трещине отчетливо видны следы катаклаза и отсутствуют признаки залечивания, что можно считать признаками кайнозойского возраста и современной активности. Именно этим можно объяснить значительно большие перемещения берегов по сравнению с вышеописанной трещиной. После относительного перемещения бортов трещины наблюдался релаксационный обратный ход деформации в течение нескольких суток.

При помощи взрывов малой мощности и с использованием гидравлического домкрата в рамках данного исследования применялось также искусственное воздействие на трещину. Такие эксперименты проводились в Бурятии, на Аршанском фрагменте Тункинского разлома.

Домкрат грузоподъемностью 50 тонн использовался для квазистатического нагружения трещин в разломной зоне. Домкрат устанавливался в подготовленную полость в разрывном нарушении, после чего плавно увеличивалось усилие домкрата посредством ручного насоса. После нагружения стенок трещины выдерживалась пауза в несколько минут, после чего осуществлялся сброс нагрузки домкрата. Измерения велись на расстоянии 6-12 м от точки приложения нагрузки.

Пример записи относительно перемещения берегов трещины, расположенной на расстоянии 12 м. от точки приложения нагрузки, можно видеть на рис.4. Хорошо заметно, что после снятия нагрузки на трещине присутствуют остаточные смещения, амплитуда которых уменьшается по достижении пиковой величины во втором цикле нагружения.



Рис.4 Относительное перемещение берегов трещины на расстоянии 12м от точки приложения квазистатического усилия. Каждый пик соответствует циклу нагрузка- разгрузка.

Схема взрывного эксперимента была аналогична описанной выше, с той разницей, что дополнительно устанавливались трехкомпонентные точки сейсморегистрации на основе приемников GS-20DX для измерения параметров взрывной волны.

Всего было проведено 3 взрыва с массой зарядов по 15 г каждый. На рис.5 приведены результаты раскрытия трещины и горизонтальная компонента скорости смещения в результате одного из взрывов. При уменьшении максимальной скорости смещения грунта на порядок (V<sub>max</sub>~ 5·10<sup>-4</sup>см/с) остаточных смещений при данной разрешающей способности аппаратуры обнаружено не было.

На рис.6 приведено сравнение полученных данных с результатами проведенных ранее экспериментов на различных объектах, среди которых стык секций плотины Братской ГЭС, тектоническая трещина в стенке выработки в Хибинах и другие. Хорошо видно, что полученные результаты не противоречат иным данным, располагаясь вблизи прямой, проведенной методом наименьших квадратов по этим точкам.

Таким образом, проведенные эксперименты позволили нам примерно на порядок продвинуться в сторону низких амплитуд динамических воздействий по сравнению с измерениями прошлых лет.





В настоящее время непрерывный мониторинг трещины в стенке штольни продолжается, в декабре 2009 г. дополнительно установлена вторая точка регистрации на соседней трещине. Ожидается, что накопление данных по движению берегов трещин позволит лучше понять геомеханику разлома и его реакцию на удаленные сейсмические события.

355
# СУТОЧНАЯ ПЕРИОДИЧНОСТЬ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК СЛЕДСТВИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГЕОСРЕДУ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО СНЧ-ИЗЛУЧЕНИЯ DAILY PERIODICITY OF WEAK EARTHQUAKES AS CONSEQUENCE OF NATURAL ELECTROMAGNETIC ELF-EMISSION INFLUENCE ON THE GEOENVIRONMENT B.A.Гаврилов<sup>1</sup>, В.И.Журавлев<sup>2</sup>, Ю.В.Морозова<sup>1</sup> <sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, <u>vgavr@kscnet.ru</u>

<sup>2</sup>Институт физики Земли РАН, vzhtvertsa@mtu-net.ru

Display laws of daily periodicity in occurrence of Kamchatka weak ( $K \le 8.0$ ) earthquakes with a night maximum are investigated. It is shown, that the specified effect is characteristic approximately for the 60 % of studied territory. The conclusion is done, that the daily periodicity effect of weak earthquakes can be caused by ELF-frequency range natural electromagnetic emission of atmospheric origin influence on the geoenvironment. The authors specify a generality of this effect and earlier revealed effect of natural electromagnetic emission modulating influence on the intensity of rocks geoacoustic emission.

История вопроса о суточной периодичности слабых землетрясений с максимумом в ночное время суток насчитывает уже более 100 лет. К настоящему времени в подавляющем числе работ признается наличие такого эффекта. Однако в отношении физических причин, обуславливающих его наличие, мнения разделяются. Часть исследователей считают, что эффект ночного максимума в суточной периодичности землетрясений обусловлен причинами антропогенного характера (промышленная деятельность, транспорт), а также влиянием лунно-солнечных приливов или ветровых помех. В рамках настоящей работы авторы сделали попытку получить ответы на вопросы, связанные с эффектом суточной периодичности, в приложении к Камчатскому региону: имеет ли место такой эффект для камчатских землетрясений и каковы возможные физические причины эффекта (при его наличии).

Для анализа суточной периодичности слабых землетрясений использовались данные регионального каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов Камчатского филиала Геофизической службы РАН за период с 1 января 1998 г. по 31 декабря 2006 г. для территории с координатами 51.0° - 58.5°N; 156.0° - 165.0°E. Результаты обработки данных по слабым сейсмическим событиям сравнивались с результатами непрерывных скважинных геоакустических измерений, проводимых с августа 2000 г. на базе скважины Г-1, расположенной в районе г. Петропавловска-Камчатского [1, 7]. Для геоакустических измерений использовался высокочувствительный геофон, установленный на глубине 1035 м. Помимо спектров (периодограмм) для временных рядов сейсмической активности методом наложения эпох рассчитывались графики суточного хода, позволяющие анализировать форму выделенной суточной периодичности на временной шкале. Для проверки гипотезы о возможной обусловленности суточной периодичности слабых землетрясений лунно-солнечным приливом дополнительное внимание уделялось анализу периодичностей, соответствующих наиболее интенсивным гармоническим составляющим лунно-солнечного прилива, близкими периодичности 24.0 ч: K<sub>1</sub> – 23.934 ч, O<sub>1</sub> - 25.819 ч, P<sub>1</sub> – 24.066 ч, J<sub>1</sub> – 23.098 ч, M<sub>1</sub> – 24.833 ч.

Как показали результаты обработки, суточная компонента спектра уверенно выделяется для рядов землетрясений с К $\leq$ 9.0. При этом отношение экстремум 24.0 ч — шумовая составляющая спектра при уменьшении предельного энергетического класса в выборках землетрясений с К $\leq$ 9.0 до К $\leq$ 6.0 возрастает почти вдвое. Также было выяснено, что суточная компонента спектра не выделяется для верхнего (0—10 км) горизонта глубин. На рис. 1 представлены периодограмма и график суточного хода для выборки землетрясений с К $\leq$ 7.0 без ограничения по глубине гипоцентров.

Полученные результаты показывают безусловную значимость выделяемой периодичности 24.0 ч, особенно для землетрясений малых энергий (K $\leq$ 8.0). Превышение чисел землетрясений в ночное время над их числом в дневное время для землетрясений с K $\leq$ 8.0 составляет около 20%, что близко к результатам, представленным в работах [5, 8]. Подробные расчеты спектра в окрестности 24.0 ч для землетрясений с К $\leq$ 7.0 показали, что экстремум 24.0 ч уверенно выделяется на фоне близких к нему периодичностей, превышала интервала квантования по времени, что означает высокую добротность выделяемого экстремума. Таким образом, выделяемая периодичность с точностью до 1 минуты соответствует 24.0 ч. Следует подчеркнуть, что при этом в окрестности 24.0 ч не выявлено откликов на гармоники лунно-солнечного прилива.



**Рис. 1.** Нормированная на максимальную амплитуду периодограмма (левый график) и график суточных вариаций числа сейсмических событий (правый график) для выборки землетрясений с К≤7.0. По оси абсцисс для графика суточного хода – местное время (+11 ч по сравнению с Гринвичским временем).

В рамках проведенных работ были сделаны оценки, показывающие, что ветровые помехи и помехи антропогенного происхождения не могли оказывать существенного влияния на качество сейсмограмм и тем самым обуславливать ложный эффект суточный периодичности возникновения землетрясений с максимумом в ночное время суток. Решающим аргументом в пользу того, что суточная периодичность слабых землетрясений с максимумом в ночное время суток не связана с помехами различного происхождения, являются, на наш взгляд, результаты сравнения рядов слабых землетрясений с рядами данных многолетних геоакустических измерений в скважине Г-1 на глубине 1035 м. Как показано в [1], установка геофона на достаточно большой глубине позволила снизить влияние шумов техногенного происхождения более чем на два порядка, а также практически полностью устранить влияние метеоусловий на результаты измерений. При этом, согласно результатам, приводимым в [1, 2], временные ряды ГАЭ содержат ярко выраженную суточную компоненту (24.0 ч) с максимумом в ночное время суток. Сопоставление графиков суточных вариаций уровня ГАЭ в скв. Г-1, рассчитанных методом наложения эпох для разных времен года, с аналогичными графиками для слабых (К≤7.0) землетрясений (рис. 2), показывает наличие общих закономерностей в характерах обоих процессов. В первую очередь это относится к графикам для летнего и осеннего периодов, для максимумов коэффициентов которых значения абсолютных корреляции между соответствующими временными рядами близки к 0.9. Представленные на рис. 2 результаты дают основания говорить о том, что закономерности суточных вариаций числа слабых землетрясений и закономерности суточных вариаций уровня ГАЭ обусловлены общими физическими причинами. Ранее, на основании данных синхронных геоакустических и электромагнитных измерений, а также результатов специальных экспериментов на образцах горных пород, был сделан вывод о причинах суточных вариаций уровня ГАЭ как следствия модулирующего воздействия естественного электромагнитного излучения (ЕЭМИ) на геосреду [1, 2]. Сопоставление графиков суточных вариаций числа слабых землетрясений Камчатки с изменениями уровня электрической компоненты ЕЭМИ для разных времен года, рассчитанных методом наложения эпох (рис. 3), позволяет говорить о том, что эффект модулирующего воздействия ЕЭМИ на геосреду проявляется и для временных рядов слабых землетрясений.



**Рис. 2.** Сопоставление суточных вариаций числа слабых землетрясений Камчатки с суточными вариациями уровня ГАЭ в скв. Г-1 на глубине 1035 м для разных времен года. По оси абсцисс для всех графиков – местное время. 1 – график суточной периодичности землетрясений с К≤7.0; 2 – график суточной периодичности уровня ГАЭ, вертикальная компонента Z, канал 160 Гц. ρ - значение абсолютного максимума коэффициента корреляции между рядами.



Рис. 3. Сопоставление суточных вариаций числа слабых землетрясений Камчатки с суточными вариациями уровня электрической компоненты ЕЭМИ для разных времен года. По оси абсцисс для всех графиков – местное время. 1 – график суточной периодичности землетрясений с К≤7.0; 2 – график суточной периодичности уровня ЕЭМИ, канал 160 Гц. ρ - значение абсолютного максимума коэффициента корреляции между рядами.

Значения абсолютных максимумов коэффициентов корреляции между временными рядами чисел слабых землетрясений и уровня ЕЭМИ для летнего и осеннего периодов составляют 0.88 и 0.83 соответственно. Для зимнего и весеннего периодов значения абсолютных максимумов коэффициентов корреляции между указанными рядами составляют соответственно 0.65 и 0.77. При этом изменения числа слабых землетрясений происходят с задержкой относительно изменений уровня ЕЭМИ. Такой характер взаимосвязи между указанными процессами согласуется с результатами, полученными к настоящему времени в ходе экспериментов по влиянию электромагнитного воздействия на образцы горных пород [3, 4, 6]. В том числе это относится и к результатам, показывающим, что коэффициент корреляции между рядами суточных

358

вариаций числа слабых землетрясений и уровня ЕЭМИ для зимнего периода существенно ниже, чем для остальных сезонных периодов. Наиболее вероятной причиной такого результата, по мнению авторов, является большая продолжительность темного времени суток (интервалов повышенного уровня напряженности ЕЭМИ). Это согласуется с данными, полученными в ходе специальных экспериментов с образцами горных пород [3], где показывается, что для умеренных механических нагрузок продолжительность акустического отклика образца, как правило, существенно меньше продолжительности электровоздействия. Не конкретизируя физический механизм указанного эффекта, можно полагать, что его причиной является ограниченное число источников, обуславливающих отклик горных пород на электровоздействие (например, число раскрывающихся микротрещин). В случае достаточно продолжительных интервалов повышенного уровня электровоздействия (что имеет место, прежде всего, в зимний период) и относительно небольшого числа таких источников соответствующая реакция геосреды прекратится еще до окончания электровоздействия. Аналогичный эффект для реальной геосреды, был отмечен по результатам геоакустических измерений в скважине Г-1, когда значимая реакция ГАЭ на воздействия ЕЭМИ наблюдалась лишь в течение первых половин интервалов воздействия ЕЭМИ ("неполноценность" отклика). Значительная изрезанность второй половины графика суточных вариаций числа слабых землетрясений для зимнего периода (рис. 3) является, по мнению авторов, проявлением указанного эффекта для рядов слабых землетрясений. Следствием этого и является существенное уменьшение коэффициента корреляции между рядами суточных вариаций числа слабых землетрясений и уровня ЕЭМИ для зимнего периода.

Таким образом, полученные результаты дают основания считать, что закономерности суточных вариаций числа слабых землетрясений и закономерности суточных вариаций уровня ГАЭ обусловлены общими физическими причинами, связанными с воздействием на геосреду естественного электромагнитного излучения СНЧ диапазона частот.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-98543-р\_восток\_а) и ДВО РАН (проект 09-III-A-08-420).

#### Литература

- 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.* Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // ДАН. 2007. Т.414. №3. С. 389-392.
- Закупин А.С., Аладьев А.В., Богомолов Л.М. и др. Влияние внешнего электромагнитного поля на активность акустической эмиссии нагруженных геоматериалов. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов // Под ред. Ю.Г. Леонова и С.В. Гольдина. Москва-Бишкек, 2003. С. 304-324.
- 4. Закупин А.С., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величинах сжимающего напряжения // Физика Земли. 2006. №10. С. 43-50.
- 5. Иванов-Холодный Г.С., Боярчук К.А., Чертопруд В.Е. Суточный эффект в глобальной сейсмичности Земли // Сб. докладов III Международной конференции "Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений" с. Паратунка Камчатской обл., 16-21 августа 2004 г. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2004. С. 51-54.
- 6. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
- 7. *Gavrilov V., Bogomolov L., Morozova Yu., Storcheus A.* Variations in geoacoustic emissions in a deep borehole and its correlation with seismicity // Annals of Geophysics. 2008. Vol. 51. № 5.2. October/December. P. 737-753.
- 8. *Shimshoni M.* Evidence for higher seismic activity during the night // Geophys. Journ. Res. Astr. Soc. 1971. Vol.24. P. 97-99.

# КОНЦЕНТРАЦИЯ И СКОРОСТЬ ДРЕЙФА ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЫ НАД ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫМ РАЙОНОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ CONCENTRATION AND DRIFT VELOCITY OF IONOSPHERIC PLASMA OVER FAR EAST REGION OF EARTHQUAKES

#### Т.В. Гайворонская

## Институт Земного Магнетизма, Ионосферы и Распространения Радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), gansk@izmiran.ru

The local irregularities of ionospheric plasma, which have place in the time of earthquakes, are ordinary connected with the increase of atmospheric conductivity and the penetration of seismic electric field at the altitude of ionosphere. The instruments on satellite Atmosphere Explorer-C allow to measure in situ the concentration, the temperature and the transversal component of plasma drift velocity. The comparison of data, received on orbits of satellite over seismic active region, shows the modification of profile of plasma concentration and the appearance of disturbed drift component with values up to 170 m/s, it confirms the existence of additional electric field at ionosphere.

Над районами сейсмической активности часто отмечают изменение концентрации ионосферной плазмы в максимуме слоя F2. В том числе, некоторые ионосферные аномалии изучались в работах [1-5]. Локальные неоднородности во время землетрясений связывают со сложными процессами, происходящими на границе земной коры и атмосферы, которые приводят к изменению атмосферной проводимости и появлению квазистатических электрических полей, проникающих на высоты ионосферы [6-7]. На спутнике Atmosphere Explorer–C вдоль орбит in situ измерялись динамические параметры, позволяющие оценить происходящие изменения, в частности, иногда регистрировалась величина скорости дрейфа плазмы и связанного с ней электрического поля.

В Тихоокеанском районе Курильских, Командорских и Лисьих островов 6-9 февраля 1974 г. произошел ряд землетрясений, в том числе пять из них с магнитудой от M=5.0 до M=6.6. В это время орбиты 603 и 604 спутника Atmosphere Explorer–C проходили над сейсмоактивным районом, причем наименьшее расстояние по долготе от витка 603 до эпицентра одного из землетрясений было всего около 100 км. На рассматриваемых орбитах 601-606 измерялись концентрация плазмы, ионная температура и поперечная компонента скорости дрейфа. Регистрация параметров ионосферной плазмы осуществлялась установленной на борту спутника annapatypoй, в том числе цилиндрическим электростатическим зондом (Cylindrical Electrostatic Probe) и анализатором тормозящего потенциала (Retarding Potential Analyzer/ Drift Meter). Спутник имел наклонение плоскости орбиты к земному экватору 68.1° и двигался по эллиптической орбите на высотах 300-170 км с севера на юг.

На Рис.1 показано изменение профиля концентрации плазмы в зависимости от высоты. По сравнению с контрольным витком 601 на витках 603 и 604, проходящих над районом землетрясений, концентрация электронов в верхней части слоя F2 и в его максимуме возрастает, а сам профиль заметно деформирован и отличается от своего обычного вида. На Рис.2 показаны вариации скорости дрейфа плазмы. Измеряемая составляющая дрейфа лежит в плоскости поперечной направлению движения спутника. Значительные вариации скорости дрейфа на сосседних витках нередко находятся в противофазе, а отклонения значений составляют до 120-170 м/с, что соответствует электрическим полям до 6-8 мв/м. Отрезком линии справа на Рис.2 отмечен диапазон широт, в котором произошли землетрясения.

Для того чтобы в целом представить изменение ионосферных характеристик были сделаны расчеты коэффициентов корреляции данных на соседних витках. Возможный диапазон изменения коэффициентов корреляции от -1 до +1. В Таблице указаны результаты вычислений для концентрации плазмы, температуры положительных ионов и скорости дрейфа плазмы между парами витков с 601 по 606. Вообще говоря, корреляция данных на витках спутника довольно электронной концентрации 0.8-0.9, для температуры 0.7-0.8, для высока, для электродинамического дрейфа 0.6-0.8, однако как видно из Таблицы, она заметно нарушается на орбитах, проходящих над районом землетрясений. Для данных по скорости дрейфа коэффициент корреляции не только уменьшается, но даже меняет знак, что указывает на вариации в противоположных направлениях, т.е. на изменение в противофазе.



Рис.1 Профили концентрации плазмы на витках 603 и 604 над районом землетрясений и на витке 601 над спокойным районом.



Рис.2 Вариации скорости дрейфа плазмы на витках 603 и 604 над районом сейсмической активности и на витке 601 вне этого района.

Вычисление коэффициентов корреляции проводилось по формуле  $K = \sum_{i=1,n} (x_i^{(m)} - c^{(m)})(x_i^{(m+1)} - c^{(m+1)}) / n(d^{(m)}d^{(m+1)})^{1/2}$ , где с - среднее значение рассматриваемого параметра,  $c = \sum_{i=1,n} x_i / n$ , d – его дисперсия,  $d^2 = \sum_{i=1,n} (x_i - c)^2 / n$ , n - число регистраций параметра вдоль орбиты, m – номер орбиты.

Номера орбит	Коэффициенты корреляции				
	K( Np )	К(Ті)	K( Vd )		
601-602	0.930	0.779	+0.312		
602-603	0.939	0.510	-0.377		
603-604	0.891	0.313	-0.055		
604-605	0.794	0.412	+0.615		
605-606	0.852	0.804	+0.848		

Таблица. Коэффициенты корреляции концентрации плазмы Np, температуры ионов Ti и скорости дрейфа плазмы Vd на соседних витках спутника.

Таким образом, анализ ионосферных параметров, полученных аппаратурой на борту спутника Atmosphere Explorer–C, показал заметную модификацию профилей концентрации плазмы и появление возмущенной составляющей дрейфа во время землетрясений, что свидетельствует о дополнительных электрических полях в ионосфере. Появление локальных неоднородностей подтверждается также сравнением данных на соседних витках спутника, которое выявило значительное нарушение корреляции между ними.

#### Литература

- 1. Гайворонская Т.В. Некоторые ионосферные предвестники готовящихся землетрясений. Физика Земли, 1996, N9, с.38-42.
- 2. Гайворонская Т.В., Пулинец С.А. Анализ изменчивости слоя F2 в районах сейсмической активности. Препринт N2 (1145), М. ИЗМИРАН, 2002, 20 с.
- 3. Гайворонская Т.В. Ионосферные вариации в сейсмоактивных районах. Физика Земли, 2005, N3, с.56-60.
- 4. Gaivoronskaya T.V., Zelenova T.I. Effect of the seismic activity on the F2 layer critical frequencies. Journ. Atmosph. Terrest. Phys., 1991, V.53, N6/7, p.649-652.
- 5. Gaivoronskaya T.V. Comparative analysis of ionospheric variations before strong earthquakes. Proceedings of the 7-th International Conference "Problems of Geocosmos", St. Petersburg, 2008, p.437-439.
- 6. Kim V.P., Hegai V.V. On possible changes in the midlatitude upper ionosphere before strong earthquakes, Journ. Earthq. Predict. Res., 1997, V.6, p.275-280.
- 7. Pulinets S.A., Boyarchuk K.A., Khegai V.V. et all. Quasielectrostatic model of atmosphere-thermosphereionosphere-coupling. Adv. Space Res., 2000, V26, p.1209-1217.

# КОЛЕБАНИЯ МИКРОДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ВЫЗВАННЫХ ОПАСНЫМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ FLUCTUATIONS OF MICRODEFORMATIONS OF THE EARTH CRUST CAUSED BY THE DANGEROUS SEISMIC PHENOMENA

С.Г. Долгих Г.И. Долгих

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, sdolgikh@poi.dvo.ru

Using data laser strainmeter and the broadband seismograph, a part of a sejsmoakustikohydrophysical complex, have been registered large earthquakes of Far East region of Russia and Japan. It has been registered tests of Democratic People's Republic of Korea the nuclear weapon on May, 25th, 2009.

## ВВЕДЕНИЕ

В нашей статье мы рассмотрим работу двух приборов лазерного деформографа и широкополосного сейсмографа. Широкополосный сейсмограф позволяет регистрировать только землетрясения, взрывы и другие сейсмические явления, но ввиду потребности приема точных оценок размера энергии от сейсмических явлений измерения необходимо проводить на уровне фоновых колебаний в широком диапазоне частот. Поэтому оборудование должно удовлетворять техническим условиям: высокая чувствительность и способность проводить измерения от (условно) 0 Гц. Таким требованиям отвечает, созданный на основе современных лазерно-интерференционных методах, лазерный деформограф. Лазерный деформограф позволяет не только регистрировать эти процессы, но также изучать физику и природу явлений [1].

## РЕГИСТРИРУЮЩАЯ АППАРАТУРА

Лазерный деформограф неравноплечего типа создан на основе интерферометра Майкельсона (рисунок 1). Он состоит из источника излучения (лазера), коллиматора, плоскопараллельной пластины, плоских зеркал закрепленных на пьезокерамических основаниях под углом 90 градусов друг к другу, световода и уголкового отражателя. Принцип работы следующий: луч лазера попадает в коллиматор, где расширяется до диаметра в один сантиметр и попадает на плоско-параллельную пластину, на которой луч делится на два. Первая часть луча считается эталонной она попадает на плоские зеркала на пьезокерамических основаниях и возвращается обратно на плоско-параллельную пластину. Вторая часть луча проходит по световоду и попадает на отражатель, а затем по световоду возвращается на плоско-параллельную пластину. На пластине лучи сводятся в точку и между ними возникает интерференционная картина, которая принимается фотодиодом. С помощью цифровой системы регистрации считывается информация с фотодиода и передается на компьютер, на котором формируется банк данных всех приборов, входящих в состав сейсмоакустико-гидрофизического комплекса. Лазерный деформограф имеет следующие характеристики: точность измерений равна 0,3 нм, рабочий диапазон 0 (условно) до 1000 Гц, динамический диапазон не ограничен [2].



Рисунок 1 — Оптикоэлектронная блок-схема лазерного деформографа неравноплечего типа.

1 - лазер, 2 - оптический затвор, 3 - коллиматор, 4 - полупрозрачная плоско-параллельная пластина ПИ-100, 5 и 6 плоскопараллельные юстировочные зеркала на пьезокерамических цилиндрах типа РZT фирмы Clevite, 7 - световод, 8 - уголковый отражатель, ФД - фотодиод ФД-24К, СР – система регистрации

Широкополосный сейсмограф Guralp CMG-3ESPB состоит их трех датчиков, которые позволяют измерять колебания почвы одновременно по трем направления север-юг, восток-запад и в вертикальном направлении. Чувствительность каждого датчика 0,003 - 50 Гц. Имея такой широкий диапазон CMG-3ESPB может заменить множество приборов, которые традиционно используются в сейсмических обсерваториях. Электронная часть прибора позволяет измерять колебания на твердой, почти горизонтальной поверхности и компенсировать наклон до 3<sup>0</sup> от горизонтального положения. В комплект входит блок управления с помощью которого можно выполнить первоначальную установку, выравнивания и отцентровки прибора, так же этот блок позволяет тестировать и отлаживать прибор в процессе его работы. С сейсмографа выходит аналоговый сигнал, который необходимо оцифровать и передать на записывающее устройство, например 24-х разрядное АЦП GeoSIG GSR-24. Сейсмометр установлен в металлической трубе на глубине 3-х метров от поверхности земли на базе МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца» вдали от автомобильных дорог, для более точной и достоверной оценки сейсмических колебаний.

## РЕГИСТРАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

На юге Приморского края в непрерывном режиме работают 52,5 метровый лазерный деформограф и широкополосный сейсмограф, регистрирующие вариации микродеформаций земной коры. Рабочий диапазон частот лазерного деформографа от 0 до 1000 Гц, а рабочий диапазон частот широкополосного сейсмографа от 0,01 до 100 Гц. При обработке записей лазерного деформографа и широкополосного сейсмографа, были обнаружены землетрясения Дальневосточного региона России и Японии. Для примера приведем два землетрясения произошедших на Курильских островах и у берегов Японии.

На рисунке 2 приведены записи лазерного деформографа и широкополосного сейсмографа землетрясения на Курильских островах произошедшего 15 января 2009 года с магнитудой 7,4. Запись лазерного деформографа велась с частотой 1000 Гц, а широкополосного сейсмографа с частотой 100 Гц. Отфильтрованная запись лазерного деформографа приведена на рисунке 2а. Отфильтрованные записи трех компонент широкополосного сейсмографа приведены на рисунке 2b – компонента «север-юг», 2c – компонента «запад-восток», 2d – вертикальная компонента.



Рисунок 2. Запись лазерного деформографа и широкополосного сейсмографа землетрясения 15 января 2009 года

На рисунке 3 приведены записи лазерного деформографа и широкополосного сейсмографа землетрясения вблизи берегов Японии произошедшего 9 августа 2009 года с магнитудой 7,1. Запись лазерного деформографа велась с частотой 1000 Гц, а широкополосного сейсмографа с частотой 100 Гц. Отфильтрованная запись лазерного деформографа приведена на рисунке 3а. Отфильтрованные записи трех компонент широкополосного сейсмографа приведены на рисунке 3b – компонента «север-юг», 3c – компонента «запад-восток», 3d – вертикальная компонента.



Рисунок 3. Запись лазерного деформографа и широкополосного сейсмографа землетрясения 9 августа 2009 года

# РЕГИСТРАЦИЯ ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА ПХЕНЬЯНА

На юге Приморского края России, недалеко от границы с КНДР, в режиме непрерывного мониторинга вариаций микродеформаций земной коры работает 52,5-метровый лазерный деформограф и трёхкомпонентный широкополосный сейсмограф (датчик CMG3-ESPB, регистратор GSR24). Рабочий диапазон частот лазерного деформографа находится в пределах от 0 до 1000 Гц, широкополосного сейсмографа – от 0,01 до 10 Гц. Широкополосный сейсмограф предназначен для регистрации мощных событий, в основном землетрясений. Лазерный деформограф предназначен для регистрации вариаций уровня микросмещний земной коры на уровне фоновых колебаний атомов. Это самая близлежащая мониторинговая геофизическая станция по отношению к месту расположения полигона КНДР, на котором проводятся испытания ядерного оружия. Примерное расстояние от полигона до точки наблюдения равно 230 км. Во время испытания КНДР ядерного оружия 25 мая 2009 года обе установки выполняли мониторинг и зарегистрировали сигналы, пришедшие от места взрыва. На рисунке приведены участки записей лазерного деформографа и трёх каналов широкополосного сейсмографа. Верхний график участок записи лазерного деформографа, второй сверху график – участок записи канала «северюг» широкополосного сейсмографа, третий сверху график – участок записи канала «запад-восток» широкополосного сейсмографа, четвёртый сверху график – участок записи вертикального канала. Начало прихода сигнала от места взрыва соответствует 11:55:29,57 местного (Владивостокского) времени. При обработке записей лазерного деформографа и широкополосного сейсмографа было установлено, что в спектре сигналов, пришедших от места взрыва, выделяются максимумы на частотах от 7 до 10 Гц.



Рисунок 3. Запись лазерного деформографа и широкополосного сейсмографа ядерного взрыва

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На записях лазерного деформографа и широкополосного сейсмографа, входящих в состав сейсмоакустико-гидрофизического комплекса, были обнаружены крупные землетрясения произошедшие в Дальневосточном регионе России и у берегов Японии. Было зарегистрировано испытание ядерного оружия КНДР 25 мая 2009 г.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты № 09-05-00597-а, № 09-05-01089-а), ДВО (1, 2 и 3 разделов) и ГК № 02.740.11.0341.

## Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Валентин Д.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Фищенко В.К. Применение лазерных деформографов вертикальной и горизонтальной ориентаций в геофизических исследованиях переходных зон// Физика Земли; 2002 г. №8 с. 69-73

2. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Батюшин Г.Н., Валентин Д.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Яковенко С.В. Сейсмоакустикогидрофизический комплекс для мониторинга системы «атмосферагидросфера–литосфера»// Приборы и техника эксперимента. 2002 г. №3 с. 120-122.

366

# ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: СТРАТИФИКАЦИЯ И ОБНАРУЖЕНИЕ ЛАЗЕРНОЙ ДЕФОРМОМЕТРИЧЕСКОЙ СИСТЕМОЙ EARTHQUAKE PRECURSORS: STRATIFICATION AND DETECTION BY LASER STRAINMETER SYSTEM

М. Н. Дубров

# Институт радиотехники и электроники им. В.А.Котельникова РАН, mnd139@ire216.msk.su

Dissemination of earthquake precursors from probably the inner core to upper ionosphere gives rise to their spatial and temporal interference. This way the stratigraphy of earthquake precursors can be considered as a particular display of these unusual geophysical phenomena. The correlation of processes in lithosphere and in adjacent geospheres has been observed by spatial distributed laser strainmeter system. The experience in laser geophysical studies of short-term earthquake precursors over past 30 years is summarized. The laser instruments were installed in non-seismic area (Moscow Region) and in active seismic (Pamirs and Tien Shan) regions.

Эффективность деформометрических наблюдений для целей диагностики состояния геологической среды в задачах прогнозирования землетрясений подтверждается длительным опытом применения этих инструментов на геофизических станциях и геодинамических полигонах. Отличительной особенностью деформографа, вытекающей из физического принципа его действия, является чувствительность не только к временным, но и к пространственным производным поля смещений исследуемой сплошной среды.

Наблюдения за движением земной поверхности ведутся деформографами (стрейнсейсмографами) на протяжении уже более 100 лет. Однако значимые результаты в области поиска предвестников землетрясений получены только в последние десятилетия 20-го века. Регистрация аномального сжатия горных пород величиной dL/L ~ 3,5x10<sup>-6</sup> за 4 месяца до землетрясения, выполненная кварцевыми деформографами на геофизической станции Кондара (Таджикистан) в 1967г. [1], - это один из первых опытов достоверного обнаружения предвестников с помощью инструментов, разработанных и используемых до настоящего времени в ИФЗ РАН [2, 3]. С тех пор накоплен значительный опыт применения этих приборов на отечественных геодинамических полигонах, расположенных в сейсмоактивных зонах Евразии. За рубежом исследования по применению деформографов для диагностики состояния горных пород, в том числе в системах прогноза землетрясений, ведутся наиболее интенсивно в США и Японии. С 1968г. движения земной коры в зонах разломов Сан-Андреас, Колаверас, Хейвард (Калифорния, США) контролируются сетью из 42 станций оснащенных кварцевыми деформографами. Высокоточные измерения деформаций земной коры ведутся и в Западной Европе: рекламируемая чувствительность инваровых деформографов Университета в Штутгарте и Карлсруэ (ФРГ) составляет *dL/L* ~10<sup>-11</sup>. В последние десятилетия в геодинамических наблюдениях все шире применяются лазерные деформографы [4], значительно превышающие по метрологическим характеристикам приборы механического типа.

Несмотря на то, что к настоящему времени разработаны многочисленные методы и выявлено большое количество различного рода предвестников, наблюдающихся перед землетрясениями, проблема оперативного прогноза сейсмической опасности была и остается одной из важнейших нерешенных проблем в геофизике. Основными препятствиями на этом пути являются отсутствие глубокого понимания физических механизмов явлений, происходящих в процессе подготовки катастрофических событий и недостаточная инструментальная база для своевременного обнаружения предвестников указанных процессов на уровне фоновых помех.

Одна из общепринятых моделей подготовки землетрясений: дилатантно-фиффузная модель [5] – подтверждается множеством предвестников, имеющих бухтообразную форму [6] и повсеместно регистрируемых перед мощными землетрясениями. Распределение предвестников, вероятно, от внутреннего ядра до верхней ионосферы приводит к их пространственному и временному наложению. В этой связи можно рассматривать стратиграфию предвестников землетрясений как особое отражение этих необычных геофизических явлений.

С разработкой лазерных приборов удалось существенно повысить точность определения амплитуд деформационных предвестников и прояснить ряд спорных вопросов, возникающих при интерпретации деформографических данных, получаемых с помощью механических инструментов. Так, например, по данным 3-компонентной лазерной установки на станции Пиньон-Флэт (Калифорния), показано, что деформации, предшествующие землетрясению с М=7.3, не превышают 0.2% от наблюдаемых во время землетрясения. В настоящее время

лазерные деформографы применяются в системах геодинамического мониторинга в США, Японии, Италии. В нашей стране такие работы ведутся на полигоне ИРЭ РАН (Подмосковье), в ГАИШ МГУ (Северный Кавказ), а также в институтах ДВО РАН в Приморье и на Камчатке.

В настоящем исследовании разрабатывается технология раннего обнаружения предвестников землетрясений, которая строится на основе созданных в ИРЭ РАН высокоточных лазерно-интерферометрических методов измерения деформаций, а также результатов многолетних геофизических наблюдений, проводимых с применением разработанных методов и инструментов [7-9]. Важной чертой применяемого подхода является сопоставление результатов прецизионных наблюдений в твердой Земле (литосфере) с динамическими процессами, происходящими в прилегающих геосферах – атмосфере, гидросфере и ионосфере Земли, в также параллельный анализ данных, получаемых с использованием пространственно разнесенных инструментов.

Первый положительный опыт регистрации деформационного предвестника с помощью лазерного интерферометра ИРЭ представлен на рис.1(а). Нами была проведена обработка синхронных записей, выполненных в феврале-марте 1977 г. 500-метровым интерферометром на полигоне ИРЭ во Фрязино и 17-метровым кварцевым деформографом на станции ИФЗ "Протвино" [2]. Для обеих записей (см. рис.1а) характерно согласованное расширение пород в субмеридиональном направлении (S-E и NS) в период с 24.02.77 по 4.03.77 и их сжатие начиная с 5.03.77. Наблюдаемый четкий экстремум деформаций с точностью до суток совпадает по времени с разрушительным землетрясением 4.03.77 (Румыния, М=7,0). Более того, на обеих записях совпадают по времени также и локальные экстремумы деформаций: минимумы 26-27.02, 2-3.03, 7-8.03; максимумы 27-28.02, 6-7.03, 9-10.03, 16-19.03. Это свидетельствует о том, что регистрируемые приборами явления не являются локальными (расстояние между пунктами регистрации более 130 км), а наблюдаемая аномалия может быть связана с физическими процессами в период подготовки землетрясения. Вопрос о том, имеют ли обнаруженные явления тектоническое происхождение, до сих пор остается дискуссионным. Однако, дальнодействие, характерное для проявления многих предвестников, подтверждается как результатами, приводимыми нами в дальнейших разделах работы, так и данными других авторов [5, 6].



Рис.1(а) Фрязино, база 500 м



Подобные бухтообразные аномалии зарегистрированы 100-метровым лазерным деформографом на станции "Чашма-Пойен" в зоне Илякского тектонического разлома (Таджикистан) [7] для сравнительно слабых землетрясений в ближней зоне. Нами выделены четыре вида процессов с аномальным поведением деформографического сигнала:

a) Вариации среднесуточной скорости растяжения пород на фоне примерно линейного расширения, рис.1(б). Характерное время бухтообразной аномалии составляет несколько суток.

б) Кратковременные отклонения от регулярного хода деформаций длительностью десятки минут и амплитудой до 8х10<sup>-9</sup>. В спокойный период прибор регистрирует сравнительно плавный ход деформаций, связанный с приливом и сезонной волной, рис.1(б).

в) Частота *п* появления локальных микроземлетрясений с магнитудой M<3,0 – за 800 часов зарегистрировано около 40 сейсмособытий с абсолютной амплитудой деформаций 0,01-0,05 мкм. Эти события мы относим к локальным – удаление меньше 100 км.

г) Частота *N* спонтанных переносов начала отсчета на записи, не связанных с автоматическим переключением системы регистрации при ее выходе за пределы диапазона.

Перечислим особенности этих процессов до и после близкого землетрясения 10.08.79 г. (М=4,7, удаление 45 км). Среднесуточная скорость деформационного дрейфа, рис.1(б). за 7-9 суток до землетрясения возрастает более чем в 4 раза, достигая величины 9,5 мкм/сутки против средней скорости 2 мкм/сутки. Затем она меняет знак на противоположный (растяжение сменяется сжатием) за трое суток до землетрясения. Повторная смена знака скорости дрейфа сопровождается землетрясением. Частота и амплитуда кратковременных отклонений от регулярного хода деформации нарастает, достигая максимума в день землетрясения, после чего начинает падать. Частота *п* появления локальных микроземлетрясений обнаруживает аномалию в интервале ±3 суток относительно времени землетрясения: за 6 суток не зарегистрировано ни одного локального события, не считая двух афтершоков через 0,5 ч и 5 ч после основного толчка. При этом частота *n* возрастает в 2-3 раза за 4 суток до землетрясения. И, наконец, частота N спонтанных переносов системы регистрации за 4-5 суток до землетрясения снижается до N< 6 раз в сутки против среднего значения N~12÷15 раз в сутки. Это и предыдущее явление можно интерпретировать как предвестник в виде сейсмического затишья перед землетрясением (см. далее). Описанные экспериментальные результаты находятся в соответствии с существующими моделями механизмов подготовки землетрясений [5].

Возможность выделения предвестников в высокочастотном диапазоне была показана при изучении микросейсмических колебаний почвы, вызванных антропогенными источниками [8]. установлено, что регистрируемые повсеместно лазерными леформографами Нами сейсмоакустические колебания на выделенных частотах  $f_i = 50/i$  Гц, i = 1, 2,... имеют промышленное происхождение – вызваны работой мощных электрических машин. Являясь помехой для сейсмических приборов, эти сигналы обычно исключаются из наблюдений путем применения соответствующих заграждающих фильтров. Однако, как оказалось, эти достаточно когерентные колебания могут быть успешно использованы для изучения геофизических процессов в верхних слоях земной коры. Имея чрезвычайно малую амплитуду деформаций 10<sup>-11</sup> – 10<sup>-12</sup>, эти спектральные пики выделяются, если предприняты специальные меры против проникновения в измерительные каналы мощных электрических сетевых помех на тех же частотах. Мы обнаружили, что поведение некоторых пиков может быть связано с медленными геофизическими процессами, имеющими отношение к механизмам подготовки землетрясений. В результате анализа записей огибающей сейсмоакустического сигнала в районе пика f<sub>2</sub> =24-25 Гц общей продолжительностью около 1 года были отмечены участки записей, на которых в среднем шумоподобное поведение сигнала огибающей приобретает упорядоченный квазипериодический вид [8]. Продолжительность участков колебаний с характерными периодами 10-100 с изменяется от нескольких часов до нескольких суток, а их появление с вероятностью 0,9 совпадает по времени с наиболее сильными землетрясениями. Таким образом, мы здесь, как и в предыдущем случае, наблюдаем бухтообразные вариации прогностического параметра, которым является амплитуда огибающей сейсмоакустического сигнала. По времени появления и длительности данный предвестник в соответствии с [5, 6] относится к краткосрочным предвестникам.

Другой пример сейсмоакустического предвестника показан на рис.2. Лазерный деформограф во Фрязино за 19-27 ч до алтайских землетрясений 27.09.2003 г. (Ms=7,3 и Ms=6,7) зафиксировал микросейсмический предвестник в виде "замирания" амплитуды узких спектральных пиков в



диапазоне частот 1-3 Гц. Амплитуды наиболее интенсивных в этом диапазоне пиков 1,94 Гц и 2,79 Гц, составляющие около 64 отн.ед до развития предвестника (рис.2а), уменьшаются более чем в 7 раз и во время "затишья" на рис.2(б) практически не выделяются на случайном шумовом фоне с максимальным уровнем амплитуд 9-10 единиц (предельная амплитуда деформаций порядка dL/L=10<sup>-11</sup> – 10<sup>-12</sup>). Наблюдаемый предвестник классифицируется как сейсмическое затишье [5].

Системой пространственно разнесенных инструментов нами исследована динамических микроструктура атмосферно-литосферных взаимодействий, проявляющихся в виде квазиволновых возмущений атмосферного давления и деформаций земной поверхности, распространяющихся со скоростями 30-50 км/ч. Установлено, что увеличение амплитуды спорадических возмущений часто сопровождается ростом сейсмической активности Земли. В частности, зарегистрированы интенсивные колебания с периодами от 2-3 минут до 4-5 ч за десятки минут и за1-2 дня до начала землетрясений с магнитудами M=4-5 и M=7-8 соответственно (рис.3).



Таким образом, связь регистрируемых нами процессов с сейсмической активность 2 т Таким образом, связь регистрируемых нами процессов с сейсмической активностью Земли в настоящее время можно считать доказанной, а наблюдаемые вариации прогностических параметров могут быть использованы для разработки технологии раннего обнаружения предвестников землетрясений и других природоопасных явлений. Представляется важным также исследование возможной реакции контролируемых геосфер на воздействия техногенного происхождения, в том числе, использование разрабатываемых методов при выполнении геофизического и геоэкологического мониторинга.

#### Литература

- 1. Латынина Л.А., Кармалеева Р.М., Ризаева С.Д., Старкова Э.Я., Мардонов Б. Деформации земной поверхности в Кондаре перед землетрясением 3.10.1967 г. В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах, М., "Наука", 1974, с.48-51.
- 2. Латынина Л.А., Кармалеева Р.М. Деформографические измерения. М., "Наука", 1978, 154 с.
- 3. Латынина Л.А. О методе локальных измерений деформаций земной коры, Наука и технология в России, 2002, №4(55), с.5-7.
- 4. Agnew D.C., Wyatt F.K. Long-Base Laser Strainmeters: A Review, Inst. Geophys. & Planet. Phys., Univ. California, San Diego, Scripps Institution of Oceanography Technical Report, 6 Jan 2003 http://repositories.cdlib.org/sio/techreport/2
- 5. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений, М., "Наука", 1993, 313 с.
- 6. Волков Б.И., Добровольский И.П., Зубков С.И., Секерж-Зенькович С.Я. Временные формы предвестников землетрясений, Физика Земли, 1999, №4, с.81-84.
- 7. Алешин В.А., Бородзич Э.В., Дубров М.Н., Еремеев А.Н., Яницкий И.Н. Лазерный деформограф на геодинамическом полигоне в Таджикистане. Радиотехника и электроника, 1980, т.25, №8, с.1781-1784.
- Dubrov M. N. and Alyoshin V. A. Laser strainmeters: new developments and earthquake prediction applications, Tectonophysics, 1992, v.202, N2-4, pp.209-213.
- 9. Дубров М.Н., Казанцева О.С., Манукин А.Б., Понятовская В.И. Исследование синхронных деформаций земной поверхности и вариаций уровня подземных вод, Физика Земли, 2007, №5, с.71-79.

# СРЕДНЕСРОЧНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАМЧАТКИ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ MEDIUM-TERM PRECURSORS OF STRONG EARTHQUAKES OF KAMCHATKA AS AN EXAMPLE OF THE GEOPHYSICAL FIELDS INTERACTION

Г.Н. Копылова, Ю.К. Серафимова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, gala@emsd.ru

The results of the researching of seismological, geodesic and hydro-geological precursors before thirteen strong earthquakes of Kamchatka ( $M_W$ =6.6–7.8) are presented. The systematization of these precursors was realized taking into consideration their composition and duration before separate events. The values of conjunction of precursors and earthquakes (s=0.38–0.80) were estimated. For precursors before most strong and nearest earthquakes the values of conjunction are increasing (s'=0.43–1.0). It is revealed, that the duration of some precursors does not depend from magnitude of earthquakes. The probable mechanisms of examined precursors generation are discussed on a base of up-to-date conceptions concerning of earthquakes preparation processes. The self-descriptiveness of the examined precursors is estimated for the seismic forecast.

Основным методом решения проблемы средне-краткосрочного прогноза землетрясений является проведение комплексных сейсмологических, геодезических, гидрогеологических и др. видов наблюдений в сейсмоактивных регионах. Основу такого подхода составляют представления об отражении процессов подготовки землетрясений в изменениях наблюдаемых параметров, которые могут служить предвестниками будущих сейсмических событий. Систематизация данных о проявлениях предвестников и оценка устойчивости их связи с последующими землетрясениями являются необходимыми этапами разработки методов сейсмического прогноза.

На Камчатке с 60-х гг. ХХ в. проводятся детальные сейсмологические наблюдения, со второй половины 70-х гг. ХХ в. проводятся наблюдения за режимом подземных вод на сети скважин и горизонтальными деформациями земной коры методом светодальномерных измерений. На рисунке приводится расположение наблюдательных пунктов и эпицентров 13-ти землетрясений 1987-2004 гг. с М=6.6-7.8. Особенности распределения во времени сильных землетрясений и проявления среднесрочных предвестников в изменениях слабой сейсмичности в соответствии с поведением прогностического параметра RTL [1], длин линий светодальномерных измерений, высокочастотного сейсмического шума (ВСШ), химического состава подземных вод и уровня воды в скважинах также рассматриваются в [2-5].

Особенностью сейсмического режима Камчатки является неравномерность во времени возникновения сильных землетрясений. В течение 1959-2004 гг. выделяются пять всплесков активности, когда на интервалах времени от 1.4 до 3.3 года происходили 2-6 землетрясений с величинами магнитуд порядка 7 и более. Такие всплески активности фиксируют периоды повышенного выделения сейсмической энергии, а также, предположительно, заключительные стадии предшествующих геодинамических процессов в Камчатской зоне перехода океан континент. Неравномерность сейсмического режима может быть связана с особенностями воздействия планетарных и космических факторов на изменения напряженного состояния среды региона, а также с нестационарностью субдукционного процесса в пределах Камчатской зоны перехода континент-океан.

Данные регистрации предвестников перед рядом сильных землетрясений указывают, с одной стороны, на возможность их среднесрочного прогноза с заблаговременностью неделимесяцы и, с другой стороны, на развитие специфических геодинамических процессов в среде Камчатского региона на стадиях подготовки таких землетрясений.

По данным светодальномерных наблюдений из обсерватории Мишенная (рис.1 Б) в качестве предвестника рассматривается бухтообразное укорачивание длин измерительных линий в течение месяцев, указывающее на горизонтальное сжатие территории полигона. По данным наблюдений за химическим составом воды самоизливающихся скважин в качестве предвестника рассматриваются аномальные изменения концентраций компонентов состава воды и свободного газа. В качестве механизма формирования такого вида предвестника рассматривается изменение условий смешивания контрастных по химическому составу подземных вод в питающих скважины водоносных системах [3]. Такой процесс может эффективно развиваться только при



Рис.1 Карта эпицентров землетрясений 1987-2004 гг. с М≥6.6 и расположение пунктов наблюдений (квадратом выделена территория Петропавловского полигона). На врезках: *А* - территория Петропавловского полигона). На врезках: *А* - территория Петропавловского полигона и расположение пунктов наблюдений, *Б* - схема расположения линий светодальномерных измерений из обсерватории Мишенная, *B* - пространственное положение аномалии по параметру RTL, предварявшей землетрясение 02.03.1992 г. Условные обозначения: *1* – центр сбора и обработки информации в г. Петропавловске-Камчатском; 2 – землетрясения с величинами отношения M/lgR≥3.0; *3* – землетрясения с величинами отношения M/lgR<3.0; *4* – радиотелеметрические сейсмические станции; *5* – пункты GPS-наблюдений; *6* – обсерватория Мишенная; *7* – пункты гидрогеохимических наблюдений за составом подземных вод; *8* – пьезометрические скважины, на которых регистрируются вариации уровня воды; *9* – пункты наблюдений за высокочастотным сейсмическим шумом; *10* - очаг Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г., М<sub>W</sub>=7.8.

неравномерном изменении проницаемости водовмещающих пород в водоносных системах. По данным уровнемерных наблюдений в скв. Е1 (рис.1 А) в качестве предвестника рассматривается понижение уровня воды с повышенной скоростью в течение недель – первых месяцев. Проявление такого предвестника объясняется увеличением емкости водовмещающих пород в водоносной системе и понижением в ней флюидного давления. Метод выделения предвестника в изменениях ВСШ основан на выделении стабилизации фазы его компоненты, связанной с воздействием приливной волны O<sub>1</sub>. В качестве механизма такого предвестника рассматривается усиление микросейсмической эмиссии вследствие разуплотнения (дилатансии) горных пород верхней части земной коры и понижение порога эффективного приливного воздействия [6].

В вариациях прогностического параметра RTL, который рассчитывается в окрестности очагов сильных землетрясений по данным об относительно слабых землетрясениях, в качестве предвестника рассматривается его бухтообразное изменение, указывающее на последовательную смену стадии сейсмического затишья на стадию активизации [1]. Пример площадного распространения аномалии сейсмического затишья перед землетрясением 02.03.1992 г. приводится на рис. В. Качественная характеристика механизма образования такого предвестника дана в [7] и включает процесс эволюции мезоструктуры «большой» области подготовки

372

землетрясения, размер которой может значительно превышать размеры будущего очага. В этой области могут формироваться зоны пластического течения геоматериала, соответствующие областям сейсмического затишья, а также зоны упрочнения геоматериала, в которых преобладает диссипация упругой энергии по механизму хрупкого разрушения и формируются области сейсмической активизации. В [8] подготовка землетрясения характеризуется достижением в области будущего очага предельного состояния за счет повышения уровня сдвиговых напряжений и снижения сил трения и эффективного сцепления на будущем разрыве. Наиболее благоприятные условия для формирования протяженного разрыва могут возникать при наличии в зоне разлома рядом с областью с высоким уровнем напряжений (область сейсмической активизации) области с низким уровнем напряжений (область сейсмической активизации) области с низким уровнем напряжений (область сейсмической активизации) области с

Для каждого из 13-ти землетрясений (рис.1) определялся состав и времена проявления предвестников Т по пяти рассматриваемым методам. Затем проводился анализ зависимостей количества методов N, по которым проявлялись предвестники, от величины параметра M/lgR (M – магнитуда землетрясения, R - эпицентральное расстояние до г. Петропавловска-Камчатского, км), а также T - M и T - M/lgR. В качестве величины, характеризующей статистическую связь времен проявления предвестников T и параметров землетрясений M и M/lgR, использовался коэффициент ранговой корреляции Спирмена ρ при величине статистической значимости р≤0.05.

Для землетрясений с величинами M/lgR≥3.0 количество методов N, по которым проявлялись предвестники, варьирует от трех до пяти. Для землетрясений с величинами M/lgR<3.0 N=0 - 2. Такие землетрясения произошли севернее Кроноцкого полуострова (рис.), поэтому уменьшение величины M/lgR определяется их относительно большими эпицентральными расстояниями (R=340-540 км) до территории Петропавловского полигона. Такая особенность проявления числа предвестников в зависимости от параметра M/lgR, учитывающего удаленность землетрясений от территории полигона, показывает, что при существующей конфигурации наблюдательной сети в среднесрочном режиме величина числа предвестников N является достаточно информативной при прогнозировании наиболее сильных и относительно «близких» землетрясений.

Результаты корреляционного анализа зависимостей T - M и T - M/lgR показали, что использование параметра продолжительности предвестников T не позволяет обеспечивать одновременную прогнозную оценку магнитуды и удаленности сильных землетрясений по комплексу рассмотренных методов. По полученным величинам ρ обнаружена прямая статистически значимая связь времени проявления предвестников T от величины магнитуды последующего землетрясения M только для сейсмических активизаций по параметру RTL, а также для понижений уровня воды в скв. Е1. По результатам корреляционного анализа связи T-M/lgR не получены значимые величины ρ ни для одного из рассмотренных методов наблюдений [5].

По отдельным видам наблюдений имеются данные за ограниченное время, меньшее интервала времени 1987-2004 гг. Поэтому в качестве показателя связи землетрясений и предвестников использовалось отношение s = n/m, где n - число землетрясений, перед которымипроявлялся предвестник; т – число произошедших землетрясений в рассматриваемый период наблюдений по каждому методу (табл.1). Величина s характеризует вероятность связи отдельных видов предвестников и сильных землетрясений. Величина s' характеризует связь предвестников и наиболее сильных землетрясений, расположенных относительно близко по отношению к территории Петропавловского полигона (M/lgR>3.0). Связь предвестников и землетрясений с М≥6.6 характеризуется величинами s=0.38-0.80. Если рассматривать только наиболее сильные землетрясения, которые происходили относительно недалеко от территории Петропавловского полигона (M/lgR≥3.0, R=110-210 км, рис.), то связь предвестников и землетрясений несколько улучшается (s'=0.43-1.0). Это указывает на то, что наблюдательная сеть, расположенная на территории Петропавловского полигона, ориентирована, в основном, на диагностику предвестников землетрясений в пределах фрагмента Камчатской сейсмоактивной зоны, включающего южную часть Кроноцкого залива, Авачинский залив и Южную Камчатку (примерно 51-54° с. ш.).

**О механизмах формирования предвестников.** В соответствии с [7-8] в качестве основных структурных элементов областей подготовки землетрясений выделяются зоны разломов, характеризующиеся неоднородным строением и наличием участков с различной степенью диспергированности материала (мягкие и жесткие включения), и сложно построенные и эволюционирующие во времени «большие» области подготовки землетрясений, чувствительные к флюидо-метаморфическим и динамическим процессам в зонах разломов.

	Метод RTL	Метод ВСШ	Гидрогео- химические наблюдения	Гидрогео- динамические наблюдения	Светодально- мерные наблюдения
Рассматрива- емый период наблюдений, годы	1987-2003	1992-2004	1987-2003	1987-1998, 2003-2004	1987-1998
n	9	9	6	8	3
m	12	12	12	10	8
s=n/m	0.75	0.75	0.50	0.80	0.38
n'		7	6	7	3
m'		8	9	7	7
s'=n'/m'		0.86	0.67	1.0	0.43

Таблица.1 Оценка параметров связи s и s' между проявлениями среднесрочных предвестников по отдельным методам и сильными землетрясениями Камчатки 1987-2004 гг.

Сейсмофокальная зона Камчатки может рассматриваться в качестве главного регионального разлома, в пределах которого происходит формирование подавляющего большинства очагов землетрясений, в т. ч. сильнейших. С учетом максимальной удаленности пунктов наблюдений, на которых проявлялись предвестники, от сейсмофокальной зоны, размеры «больших» областей подготовки землетрясений могут составлять до первых сотен километров.

В [7] в качестве ведущих процессов при образовании структуры «большой области» рассматривается пластическое течение и хрупкое разрушение геоматериала, а также его дилатансионное разрыхление с образованием глубинных и поверхностных зон трещинной дилатансии. В [9] в качестве наиболее универсального механизма формирования предвестников рассматривается образование приповерхностных зон трещинной дилатансии на стадиях подготовки землетрясений вследствие действия касательных и растягивающих напряжений вблизи свободной поверхности. Латеральные размеры таких зон могут значительно превышать размеры очага будущего землетрясения.

В [8] предложено разделение полей напряжений, определяющих напряженнодеформированное состояние геологической среды, по масштабным уровням в соответствии с линейными размерами: региональный масштабный уровень с размерами до первых десятков – сотен километров и локальный масштабный уровень с размерами от первых километров до первых сотен метров. Вариации слабой сейсмичности и горизонтальные деформации континентальных районов по данным светодальномерных измерений на линиях длиной до первых десятков км определяются, в основном, региональным масштабным уровнем изменения поля напряжений. Эти показатели, по-видимому, отражают наиболее общие закономерности формирования мезоструктуры «больших» областей подготовки землетрясений. Проявление аномалий в их изменениях на стадиях подготовки землетрясений составляет первые годы, примерно от одного года до трех лет.

Аномалии в режиме скважин, в изменениях ВСШ, а также ряд других предвестников, регистрируемых на отдельных наблюдательных станциях, определяются преимущественно локальным масштабным уровнем изменения напряженно-деформированного состояния верхнего слоя земной коры. В качестве наиболее вероятного механизма их формирования можно рассматривать развитие приповерхностного слоя трещинной дилатансии («пограничного» по [9] или верхнего яруса дилатансионного разрыхления по [7]). Характер проявления рассмотренных гидрогеологических предвестников (понижение уровня воды с повышенной скоростью, понижение концентрации иона хлора) и предвестник в изменениях ВСШ качественно объясняются именно таким механизмом их формирования. Длительности таких предвестников перед землетрясениями обычно меньше, чем длительности предвестников в вариациях слабой сейсмичности и в горизонтальных деформациях земной коры, и составляет десятки суток – первые месяцы. Это может быть показателем относительной независимости развития во времени вариаций регионального и локальных полей напряжений, контролирующих образование соответствующих видов предвестников. Кроме этого, длительность развития предвестников в изменениях режима подземных вод и в ВСШ может также зависеть от местных геологических и гидрогеологических условий в районах наблюдательных пунктов, определяющих особенности механизмов формирования отдельных видов предвестников при развитии трещинной дилатансии в горных породах приповерхностного слоя земной коры.

Возможные причины нестабильности проявления предвестников перед сильными землетрясениями Камчатки. Для рассмотренных предвестников характерна определенная нестабильность их связи с землетрясениями с M=6.6-7.8 (s=0.38-0.80) и некоторое улучшение этой связи с относительно близкими и сильными событиями (s'=0.43-1.0). Такая нестабильность связи рассмотренных предвестников и сильных землетрясений и некоторое ее улучшение для относительно близких и наиболее сильных событий дает основание полагать, что формирование предвестников может контролироваться не только процессами подготовки отдельных землетрясений, но и геодинамическими процессами, связанными с возникновением групп сильных землетрясений на Камчатке. Во время сейсмических активизаций, включающих несколько сильных землетрясений, а также их форшоки и афтершоки, поля напряжений регионального и локального масштабных уровней могут испытывать значительные флуктуации вследствие наложения процессов подготовки отдельных землетрясений, их реализации и релаксации среды на постсейсмических стадиях. Слабая статистическая связь между временем проявления большей части рассмотренных предвестников и параметрами землетрясений также указывает на правомочность гипотезы о многофакторном характере формирования предвестников.

Следует также отметить, что для некоторых из рассмотренных предвестников величины минимального порога магнитуды землетрясений, перед которыми они могут проявляться, составляют меньше 6.6 (примерно М=4 для ВСШ и примерно М=5 для гидрогеологических предвестников). Т. е. такие предвестники фиксировались и перед более слабыми сейсмическими событиями, чем события с М≥6.6. При этом оценки связи таких предвестников с более сильными событиями обычно улучшаются, по сравнению с оценками их связи с событиями минимального порогового уровня по магнитуде.

Нестабильное проявление предвестников в изменениях ВСШ и в режиме подземных вод перед землетрясениями с М порядка 5 может, с одной стороны, указывать на эпизодическую детерминированную связь процессов их подготовки и соответствующих видов предвестников. Т. е. на возможное формирование протяженных областей трещинной дилатансии на расстояниях в сотни километров от областей будущих очагов относительно слабых землетрясений.

С другой стороны, проявления предвестников перед слабыми землетрясениями может быть и случайным по отношению к слабым событиям. В этом случае проявления аномальных изменений в поведении рассматриваемых параметров, а также и собственно слабые сейсмические события, могут быть связаны с более масштабными геодинамическими процессами, определяющими возникновение сейсмических активизаций в Камчатской зоне перехода континент-океан. В качестве источников таких геодинамических процессов могут выступать протяженные концентраторы избыточных напряжений при затруднении в перемещении океанического и континентального блоков земной коры [7], активизация структурнометаморфических преобразований на отдельных участках сейсмофокальной зоны [8] и др.

#### Литература

1. Соболев Г.А. Стадии подготовки сильных камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 63-72.

2. Копылова Г.Н. Пространственно-временные вариации геодинамического режима Камчатки по данным инструментальных наблюдений // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. Ч. 2. С. 288-291.

3. Копылова Г.Н. О связи режима подземных вод с сейсмичностью и деформациями земной коры на стадиях подготовки сильных землетрясений // Разведка и охрана недр. 2008. № 7. С. 37-45.

4. Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. Процессы подготовки сильных (М≥6.6) землетрясений Камчатки 1987-1993 гг. по данным многолетних комплексных наблюдений // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С. 55-61.

5. Копылова Г.Н., Серафимова Ю.К. О проявлении некоторых среднесрочных предвестников сильных (М<sub>w</sub> ≥ 6.6) землетрясений Камчатки 1987-2004 гг. // Геофизические исследования. 2009. № 4. Т.10. С. 17-33.

6. Салтыков В.А. Предвестниковые вариации высокочастотного сейсмического шума перед сильными землетрясениями Камчатки 1992-2004 гг. // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2004. С. 116-120.

7. Гольдин С.В. Макро- и мезоструктура очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 5-14.

8. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.

9. Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е. О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. Вычислительная сейсмология. Вып. 32. М.: ГЕОС, 2001. С. 81-97.

# СЕЙСМОМАГНИТНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ SEISMOMAGNETIC SIGNALS AS EARTHQUAKES PRECURSORS

В.Е.Корепанов, Ф.Л.Дудкин

Львовский центр Института космических исследований НАН и НКА Украины, vakor@isr.lviv.ua

The earthquakes (EQ) monitoring in all world reveals that the "seismomagnetic" fluctuations in wide frequency band often occur before these seismic events. We believe that the most reliable information is concentrated in ultra low frequency (ULF) band (0.001-3 Hz). The measurement technology of these signals has several peculiarities. The lithospheric ULF EQ magnetic precursors as a rule are very weak and their frequency range is overlapping with signals of ionospheric origin. The method of their selection at more powerful magnetic variations of other nature background is proposed. For demonstration of newly proposed selection method efficiency, the experimental data from some seismo-hazardous regions are processed and positive results are presented.

## Введение

Мониторинг землетрясений (3T) во всем мире показывает, что часто перед ними наблюдаются магнитные флуктуации (предвестники), которые можно назвать «сейсмомагнитными» (СМ) сигналами. По нашему мнению, а также экспериментальным данным, которые подтверждены многими исследователями, наиболее надежно СМ сигналы выделяются в ультранизкочастотном (УНЧ) диапазоне – от 0.001 до 3 Гц. Также показано, что этот диапазон частот наиболее информативен для выделения краткосрочных предвестников 3T – во многих работах утверждается, что магнитные УНЧ предвестники наблюдаются от нескольких недель до нескольких часов перед 3T [1-6].

Однако экспериментальное измерение этих сигналов встречается с проблемами, не позволяющими выделить всю возможную их информативность. Прежде всего, УНЧ сигналы литосферного происхождения обычно очень малы и почти полностью перекрываются сигналами ионосферного и магнитосферного происхождения, наблюдаемыми в этом же диапазоне и значительно превышающими литосферные сигналы по амплитуде. Этот факт требует наличия магнитометров с очень низкой пороговой чувствительностью (ПЧ) и широким динамическим диапазоном. Важно отметить также, что наблюдения СМ сигналов должно проводиться в непосредственной близости от очага возможного ЗТ.

Таким образом, необходимо решить две основные задачи. Первое, нужно предложить метод надежного выделения СМ сигналов на фоне других совпадающих по частоте гораздо более мощных природных флуктуаций. Второе, надо создать сверхмалошумящий магнитометр в УНЧ диапазоне, поскольку высокий ПЧ магнитометра может привести к появлению ложных сигналов, ассоциируемых с СМ источниками, что усложняет процедуру идентификации предвестников.

Рассмотрим, прежде всего, механизм генерации этих сигналов. Многие авторы полагают, что СМ предвестники возникают в результате механических напряжений в земной коре перед 3Т, вызывающих:

(1) движение проводящей жидкости в магнитном поле Земли (индуктивный эффект) [7-9];

(2) электрокинетический эффект [10-11];

(3) смещение границ между блоками земной коры с разной проводимостью [12];

(4) пьезоэлектрический либо пьезомагнитный эффект [13-16];

(5) электризация при формировании микротрещин [17]. (Ссылки даны как примеры публикаций).

СМ сигналы в УНЧ диапазоне слабо затухают в земной коре и их магнитные составляющие могут быть обнаружены на расстояниях до 100-150 км [3]. Предложено несколько методов их выделения на фоне упомянутых более мощных флуктуаций другой природы. Один из самых известных – так называемый поляризационный анализ (определение отношения  $S_Z/S_H$  спектральных плотностей вертикальной  $S_Z$  и горизонтальной  $S_H$  компонент магнитного поля), который многие авторы считали достаточно эффективным для разделения СМ и геомагнитных вариаций [1]. Кроме того, для идентификации направления на источник был предложен градиентометрический метод, основанный на определении разности амплитуд и/или фаз минимум в двух разнесенных точках [18-19]. Однако из-за низкого соотношения сигнал/шум оба эти метода оказались малоэффективными. В их развитие, для определения азимута направления на источник СМ сигналов было предложено изучать поведение большой оси эллипса поляризации (ЭП) этих сигналов [20]. Этот способ позволил определять тренд азимута аномального УНЧ сигнала и, возможно, область локализации эпицентра ЗТ.

Предложено дальнейшее совершенствование метода изучения ЭП вариаций магнитного поля, которое позволило с достаточной точностью определять положение эпицентра ЗТ и, что

самое главное, достаточно надежно выделять СМ сигналы на фоне интенсивных помех. Как будет показано ниже, эффективность его убедительно подтверждена экспериментальными результатами.

## Теоретические основы метода

Предложенный метод основан на изучении ЭП магнитных флуктуаций, измеряемых минимум в двух точках в непосредственной близости (≤100 км) к сейсмоактивной области. При его реализации использованы следующие основные положения электродинамики: источник сигнала (магнитный момент магнитного диполя) лежит в плоскости ЭП, образованного его компонентами и большая ось ЭП указывает на источник. Кроме того, приняты следующие допущения.

- 1. Компоненты магнитного поля (МП) сигналов, связанных с 3Т, в узком частотном диапазоне в УНЧ-области представлены как гармонические вариации.
- 2. Токи, генерируемые СМ эффектами, представлены в области источника в виде замкнутых контуров и принимаются эквивалентными токам, возбуждаемым элементарным магнитным диполем, помещенным в области источника на расстоянии до наблюдателя, значительно превышающем размер контура.

Отсюда следует, что, если плоскость ЭП обязательно содержит источник МП, то, наблюдая компоненты МП в двух точках и построив для них ЭП, мы всегда обнаружим магнитный диполь с моментом  $\overline{M}$  на линии пересечения плоскостей обоих ЭП, при этом он будет направлен вдоль этой линии, названной нами М-линией (рис. 1). Подробности вычисления параметров ЭП можно



Рис. 1. Формирование М-линии при пересечении двух плоскостей ЭП.

Затем область предполагаемого 3T разбивается на блоки требуемого объема. Пусть такой элементарный объем содержит источник СМ сигнала. Тогда М-линия будет обязательно пересекать этот блок, названный М-блоком для удобства изложения (рис. 2).



Рис. 2. К определению М-блока.

Далее, для разделения М-линий, связанных с источником СМ сигнала, и таких же линий от удаленных источников (находящихся, например, в ионосфере или искусственного происхождения)

примем следующий очевидный критерий. Если вычислить отношение больших осей ЭП для двух точек наблюдения, то для удаленных источников оно всегда будет близким к единице, а для близких – как правило, значительно больше. На рис. 3 приведен результат вычислений отношения больших осей ЭП в зависимости от азимута горизонтального диполя, расположенного в гипоцентре 3Т для двух измерительных пунктов, расположенных на полигоне в Индии (Койна и Колапур, провинция Декан). Как видно из этого рисунка, минимальное значение этой величины равно 2, что позволило нам для данного случая принять, что в качестве кандидатов на предвестники ЗТ выбираются только те М-линии, для которых отношение больших осей ЭП больше 2.



Рис. 3. Отношение больших осей ЭП для сигналов, измеренных в двух точках (Койна и Колапур), отложенные относительно направления магнитного момента.

## Результаты экспериментальных исследований

Для проверки приведенных положений был организован полевой эксперимент в Западной Индии, провинция Декан, где находится сейсмоактивная область Койна-Варна (рис. 4).

За период наблюдений (март-июнь 2006 г.) произошло, кроме множества мелких, 2 ЗТ силой  $M_L = 4,2$  (EQ1, 16 апреля) и  $M_L = 3,8$  (EQ2, 21 мая). На этом же рисунке показано преимущественное направление разломов в этом регионе и большими темными квадратами – расположение двух измерительных станций – Коупа и Коlhapur. В качестве измерительных приборов использованы специально разработанные для СМ исследований индукционные магнитометры LEMI-30 [22]. Их отличием является исключительно высокое подавление помех сети (>60 dB) при высокой чувствительности (~0,2 пкТл/Гц<sup>0,5</sup> на частоте 1 Гц) и GPS-синхронизация отсчетов. Рабочий диапазон LEMI-30 перекрывает полосу 0,001-32 Гц, что идеально подходит для записи магнитных сигналов в самой интересной для выявления предвестников ЗТ части УНЧ-диапазона – ниже 0,1 Гц [3, 23]. При обработке полученных данных была использована процедура скользящего усреднения по 64 отсчетам, что снизило верхнюю частоту сигналов до 0,5 Гц. Далее вычислялись динамические спектры Фурье (ДСФ) для каждых суток наблюдения и для каждого отсчета ДСФ строились параметры ЭП для обеих точек наблюдения.

Для проверки эффективности дискриминации ионосферно-магнитосферных источников были построены гистограммы обнаруженных СМ и фоновых сигналов, а также индекс магнитной активности – сумма К<sub>р</sub>-индексов – для апреля и мая 2006 г. (рис. 5, а и б). Сигналы, идентифицированные как ионосферно-магнитосферные, хорошо коррелируют с магнитной активностью, в то же время такая корреляция не наблюдается для СМ сигналов. Количество СМ сигналов растет перед 3T EQ1 до 11 апреля (рис. 5а) и затем приближается к нулю перед самым землетрясением, что находится в хорошем соответствии с известным явлением сейсмического «затишья» перед началом 3T. После EQ1 в регионе наблюдается очень низкая CM активность. Примерно такое же поведение наблюдается и в окрестностях 3T EQ2, для которого максимальное

число предвестников наблюдается 17 мая и после этого опять спадает непосредственно перед ЗТ. После ЗТ - 23 мая - обнаружен интенсивный сигнал, классифицированный как СМ, однако непосредственно не связанный ни с аномальной сейсмической активностью, ни с ионосферными возмущениями (ввиду низкого уровня К<sub>р</sub>-индексов). Возможно, что этот сигнал также является СМ, вызванным процессом релаксации остаточных механических напряжений после EQ2.



Рис. 4. Карта, показывающая расположение УНЧ-магнитометров (большие квадраты). Черные круги – 3Т, произошедшие за период наблюдений (март-июнь 2006 г.). Показаны также параметры двух наибольших 3Т (EQ1 и EQ2) и точки пересечения М-линий с поверхностью Земли (треугольники).





Рис. 5. Число обнаруженных СМ и ионосферных сигналов и индексы геомагнитной активности (Σ*Kp*) за апрель-май 2006 г.

В качестве примера, на рис. 6 приведены обнаруженные СМ и ионосферные сигналы за 17, 19 и 20 мая – их частота по вертикальной оси и время появления – по горизонтальной. Как видно, все сигналы, классифицированные как СМ, сосредоточены в достаточно узкой частотной области 0,01-0,07 Гц и совершенно теряются на фоне ионосферных сигналов. Это убедительно показывает, что классификация только по частотному признаку неэффективна, однако добавление критерия отношения больших осей ЭП достаточно надежно разделяет СМ и ионосферные сигналы, как показывает рис. 5. По-видимому, для других сейсмоактивных районов критерий отношения больших осей ЭП может быть и другим. Отличие такого критерия от «оптимального» приводит либо к усилению «загрязнения» СМ предвестников ионосферными сигналами при его понижении, либо к их пропуску при его повышении.



Рис. 6. Распределение ионосферных (малые точки) и СМ (большие точки) сигналов в координатах частотавремя для 17, 18 и 20 мая 2006 г.

380

Вернемся к рис. 4. Для всех М-линий, соответствующих СМ источникам, на рис. 4 приведены их точки пересечения с поверхностью Земли. Хорошо видно, что азимут линий от кластера точек, где они пересекают земную поверхность, в направлении на эпицентры ЗТ практически совпадает с направлением местных разломов, вдоль которых и сосредоточены эпицентры. Расчеты показывают, что азимутальные направления М-линий ионосферных сигналов распределены в довольно широких пределах.

В заключение можно сказать, что предложенный метод выделения СМ сигналов успешно прошел экспериментальную апробацию. Однако он нуждается в дополнительной верификации на большом объеме экспериментальных данных для уточнения специфики его применения в различных сейсмоактивных районах, что и является целью дальнейших исследований.

Работа выполнена при частичной поддержке договора с УНТЦ 4818.

#### Литература

- 1. Hayakawa, M., Kawate, R., Molchanov, O.A., Yumoto, K., Results of ultra-low-frequency magnetic field measurements during the Guam earthquake of 8 August 1993, Geophys. Res. Lett., 23, 241–244, 1996.
- 2. Hayakawa, M., Itoh, T., Hattori, K., Yumoto, K., ULF electromagnetic precursors for an earthquake in Biak, Indonesia on 17 February 1966, Geophys. Res. Lett., 27, 1531–1534, 2000.
- 3. Hayakawa, M., Hattori, K., Ohta, K., Monitoring of ULF (ultra-low-frequency) Geomagnetic Variations Associated with Earthquakes, Sensors, 7, 1108-1122, 2007.
- 4. Molchanov, O.A., Hayakawa, M., Generation of ULF electromagnetic emissions by microfracturing, Geohpys. Res. Lett., 22, 3091–3094, 1995.
- 5. Molchanov, O.A., Kopytenko, Yu.A., Voronov, P.M., Kopytenko, E.A., Matiashvili, T.G., Fraser-Smith, A.C., Bernardy, A., Results of ULF magnetic field measurements near the epicenters of the Spitak (Ms = 6.9) and Loma Prieta (Ms = 7.1) earthquakes: comparative analysis, Geophys. Res. Lett., 19, 1495-1498, 1992.
- 6. Molchanov, O.A., Schekotov, A.Yu., Fedorov, E., Belyaev, G.G., Solovieva, M.S., Hayakawa, M., Preseismic ULF effect and possible interpretation, Annals of Geophysics, 47 (1), 119-131, 2004.
- 7. Surkov V. V., ULF electromagnetic perturbations resulting from the fracture and dilatancy in the earthquake preparation zone, pp. 357-370, in "Atmospheric and Ionospheric Phenomena Associated with Earthquakes", ed. by M. Hayakawa, TERRAPUB, Tokyo, 1999.
- 8. Fedorov E., Pilipenko V., Uyeda S., Electric and Magnetic Fields Generated by Electrokinetic Processes in a Conductive Crust, Phys. Chem. Earth (C), 26 (10-12), 793-799, 2001.
- 9. Surkov V.V., Molchanov O.A., Hayakawa M., Pre-earthquake ULF electromagnetic perturbations as a result of inductive seismomagnetic phenomena during microfracturing, J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 65 (1), 31-46, 2003.
- 10. Mizutani, H., Ishido, T., Yokokura, T., Ohnishi, S., Electrokinetic phenomena associated with earthquakes, Geophys. Res. Lett., 13, 365-368, 1976.
- 11. Fitterman, D.V., Theory of electrokinetic magnetic anomalies in a faulted half-space, J. Geophys. Res., 84 (B11), 6031-6040, 1979.
- 12. Dudkin, F., De Santis, A., Korepanov, V., Active EM sounding for early warning of earthquakes and volcanic eruptions, Phys. Earth Planet. Inter., 139 (3, 4), 187-195, 2003.
- 13. Martin, R.J., Habermann, R.E., Wyss, M., The effect of stress cycling and inelastic volumetric strain on remanent magnetization, J. Geophys. Res., 83, 3485-3496, 1978.
- Ogawa, T., Oike, K., Miura, T., Electromagnetic Radiations from Rocks, J. Geophys. Res., 90 (D4), 6245-6249, 1985.
- 15. Johnston M.J.S., Muller J.S. and Sasai, Y., Magnetic field observations in the near field: the 28 June, 1992 Mw 7.3 Landers, California Earthquake, Bull Seism. Soc. Am., 84, 792-798, 1994.
- 16. Ogawa, T., Utada, H., Coseismic piezoelectric effects due to a dislocation. 1. An analytic far and early-time field solution in a homogeneous whole space, Phys. Earth Planet. Inter., 121, 273–288, 2000.
- Kopytenko, Yu.A., Ismaguilov, V.S., Hayakawa, M., Smirnova, N., Troyan, V., Peterson, T., Investigation of the ULF electromagnetic phenomena related to earthquakes: contemporary achievements and perspectives, Annali di Geofisica, 44 (2), 325-334, 2001.
- 19. Kopytenko, Yu.A., Ismaguilov, V.S., Hattory, K., Hayakawa, M., Determination of hearth position of forthcoming strong EQ using gradients and phase velocities of ULF geomagnetic disturbances, Phys. Chem. Earth, 31, 292–298, 2006.
- 20. Du, A., Huang, Q., Yang, S., Epicenter location by abnormal ULF electromagnetic emissions, Geophys. Res. Lett., 29 (10), 1455-1458, 2002.
- 21. Morgan, M., Evans, W., Synthesis and analysis of elliptic polarization loci in terms of space-quadrature sinusoidal components, Proc. IRE, 39, 552-556, 1951.
- 22. www.isr.lviv.ua
- 23. Hayakawa, M., Molchanov, O.A., and NASDA/UEC team, Achievements of NASDA's Earthquake Remote Sensing Frontier Project, TAO, 15 (3), 311-327, 2004.

## ИЗМЕНЕНИЯ В АТМОСФЕРНЫХ ПРИЗЕМНЫХ ЭЛЕКТРОСТАТИЧЕСКИХ ПОЛЯХ В ПЕРИОД ПОДГОТОВКИ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЯПОНИИ И КОНТИНЕНТАЛЬНОМ КИТАЕ CHANGES IN THE NEAR EARTH-SURFACE ATMOSPHERIC ELECTROSTATIC FIELDS IN THE PREPARATION PERIOD OF CRUSTAL EARTHQUAKES IN JAPAN AND CONTINENTAL CHINA

Л. П. Корсунова, В. В. Хегай

Институт земного магнетизм, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, (ИЗМИРАН), lpkors@rambler.ru

According to measurements of near earth-surface vertical gradient of the electrostatic potential at the observatory Kakioka (Japan) identified specific maximums in the current daily Ez deviations from baseline values near the time of occurrence of ionospheric precursors of earthquakes (IPE) for conditions of "good weather". Delay-times of earthquakes with respect to these maxima moments demonstrate behavior similar to lead-times for medium-term ionospheric precursors of the same earthquakes which were previously identified according to the data of the vertical sounding Kokubunji station (this station is located at a distance of 85 km from the observatory Kakioka). We also obtain the empirical relationship for the lead-times of earthquake precursors based on measurements performed earlier in continental China. The dependence relates delay times between the appearance of significant negative anomalies in the vertical component of quasi-electrostatic field (precursor) and the moments of the subsequent strong earthquakes with the magnitudes of these earthquakes and the epicentral distances to the observation point.

В последние годы наблюдается возросший интерес к разного рода явлениям, предшествующим землетрясениям. И если исследования наземных геофизических полей привели к существенным подвижкам в понимании процесса подготовки землетрясения [1] и установлению ряда статистических закономерностей [2], то в изучении предвестников землетрясений в атмосфере и ионосфере преобладают, в основном, морфологические изыскания [1, 3, 4]. Противоречивые данные получены об отклике атмосферы Земли на подготовку землетрясений разной мощности. Так, исследования атмосферного электрического поля, проведенные на Камчатке в 1997-2002 г. г., не выявили зависимости максимальной амплитуды аномалии в Еz ни от магнитуды последовавшего землетрясения (в диапазоне магнитуд от 4.7 до 6.7), ни от расстояния до его эпицентра [5]. Аналогичные выводы следуют и из работы [4] для ионосферных предвестников, обнаруженных накануне сильнейшего землетрясения с магнитудой M = 8.3.

С другой стороны, измерения Ег в континентальном Китае в течение двадцати лет позволили обнаружить долгосрочные предвестники, которые появляются в течение месяца перед землетрясениями и характеризуются существенными отрицательными аномалиями в Ег с амплитудами, превышающими -300 В/м. Отмечено, что эти аномалии в Ег перед сильными землетрясениями ( $M \ge 5$ ) наблюдались на более значительных расстояниях, чем перед слабыми (M < 5) [6]. В [3] показано, что вероятность обнаружения аномальных изменений критических частот слоя F2 перед землетрясениями возрастает с увеличением магнитуды землетрясения. Наконец, нами [7] были обнаружены среднесрочные ионосферные предвестники коровых землетрясений в Японии с M ≥ 5.0, которые подчиняются зависимости, связывающей время упреждения предвестником момента землетрясения с магнитудой землетрясения и эпицентральным расстоянием до точки наблюдения. В работе [8] на примере нескольких Камчатских землетрясений было показано, что аномалии в Еz, которые могут быть отнесены к среднесрочным предвестникам землетрясений, сопровождаются аномальными изменениями ионосферных параметров. Для этих случаев также были получены эмпирические зависимости, качественно согласующиеся с приведенными в [7]. Все эти результаты инициировали проведение специального исследования поведения квазиэлектростатических полей в период подготовки ряда коровых землетрясений с  $M \ge 6.0$  в Японии, где ранее уже были обнаружены ионосферные предвестники землетрясений. Если и для этой сейсмоактивной зоны будут получены согласующиеся между собой зависимости для Ег и ионосферных параметров, то это может свидетельствовать в пользу электродинамической природы литосферно-ионосферного взаимодействия. Кроме того, согласованность в появлении предвестников землетрясений в ионосфере и в приземном атмосферном электрическом поле будет способствовать выявлению реальных предвестников землетрясений в Ег в группе возмущений другой природы.

Известно, что в Японии, в отличие от континентального Китая, довольно редки случаи регистрации значительных отрицательных величин Еz в условиях «хорошей погоды» (отсутствие

тумана, сильного ветра, осадков, дыма и т. д.). Наиболее характерным поведением Еz перед землетрясениями на обс. Какиока является уменьшение его величины за несколько часов до толчка (примерно в 65% случаев) [9]. Поэтому имеются трудности в поиске и выделении возмущений в Ez, связанных с подготовкой землетрясений. Преодолеть эти трудности позволяют данные о времени появления ионосферных предвестников тех же землетрясений. Из [8] следует, что электрические предвестники землетрясений (ЭПЗ) проявляются вблизи времени появления иПЗ, если измерения приземного атмосферного электрического поля и ионосферных параметров производятся в одном пункте. Обсерватория Какиока (36.2° с. ш., 140.2° в. д.) находится на расстоянии 85 км от ионосферной станции Кокубунжи (35.7° с. ш., 139.5° в. д.), для которой ранее уже были идентифицированы ИПЗ коровых землетрясений с магнитудами M > 6.0 [7]. В силу близкого расположения обеих станций оказалось, что обсерватория Какиока попадает в зоны подготовки указанных выше землетрясений, но эффекты в Еz и в ионосфере, связанные с их подготовкой, могут быть разнесены во времени. Поэтому поиск возмущений в Еz осуществлялся для интервала времени, составляющего  $\pm 1.5$  суток относительно момента появления ИПЗ. При этом был применен следующий способ.

1. Определялись среднемесячные значения Ez для каждого часа суток (по усредненным за час экспериментальным данным) для всех рассматриваемых землетрясений.

2. Вычислялись отклонения  $\Delta Ez$  текущих среднечасовых значений Ez от соответствующих среднемесячных значений за каждый час:  $\Delta Ez = Ez - \langle Ez \rangle_{average}$  для трехсуточного интервала, центрированного на день обнаружения ИПЗ, и стадартные отклонения (d) для  $\Delta Ez$ .

3. Амплитуды Ez, удовлетворяющие условию |∆Ez| > 1.5d, были отнесены к возмущениям атмосферного электрического поля.

Пример такого анализа приведен на рис. 1 для землетрясения 04.08.1990 с магнитудой М = 6.0, подготовка которого происходила в отсутствие сильных геомагнитных возмущений, когда значения локального магнитного К-индекса не превышали 3 (нижняя панель на рис. 1).

Критерием

является



временном интервале. Именно такая продолжительность существования аномалии соответствует полученным наиболее вероятным значениям длительности аномалий в Ег по наблюдениям на Камчатке [5] и продолжительности существования ИПЗ по наблюдениям в Кокубунжи [7]. Видно, что за часы до толчка происходит уменьшение Ez, а за примерно двое суток до момента два землетрясения отмечаются всплеска амплитуды Ez. Более близкий к моменту появления ИПЗ экстремум В условиях «хорошей погоды» может быть связан с подготовкой землетрясения, более отдаленный (02.08.1990)отмечается в сложных

обнаружения

продолжительностью τ ≈ 2 ч на исследуемом

условие

аномалии

 $\geq$ 

 $|\Delta Ez|$ 

Ez

1.5d

## метеорологических условиях.

В соответствии с вышеописанной методикой были рассмотрены 19 землетрясений с  $M \ge 6.0$ , однако лишь в 11 случаях появление возмущений в  $\Delta Ez$  соответствовало условиям «хорошей погоды». Во всех этих случаях за 1÷2 суток до появления ИПЗ отмечался рост амплитуды  $\Delta Ez$ , причем как в геомагнито-спокойных, так и в слабовозмущенных геомагнитных условиях. Дальнейший анализ был проведен именно для этих 11 случаев обнаружения экстремумов в  $\Delta Ez$  в условиях «хорошей погоды». Для того чтобы перейти к количественным оценкам возможной связи обнаруженных эффектов с последовавшими землетрясениями, были определены времена появления резких экстремумов в  $\Delta Ez$ , а также времена упреждения ими моментов землетрясений ( $\Delta T$ , сутки и их доли), которые можно сравнить с полученными в других экспериментах. Оказалось, что максимальное увеличение в  $\Delta Ez$  для близких значений эпицентральных расстояний появляется тем раньше, чем больше магнитуда последовавшего землетрясения. Для одинаковых магнитуд максимум в  $\Delta Ez$  наблюдается тем раньше, чем ближе к эпицентру находится обс.

Какиока. Такое поведение характерно для распространения сейсмического возмущения от эпицентра к периферии [2]. Этот факт может свидетельствовать в пользу сейсмогенного происхождения рассмотренных возмущений в вариациях  $\Delta Ez$ , но подтверждением этого положения может служить лишь соответствие отмеченных тенденций в изменениях времени упреждения  $\Delta T$  известным эмпирическим зависимостям.

Все обнаруженные на сегодняшний день предвестники землетрясений, как в наземных геофизических полях, так и в ионосфере появляются в разных условиях, на разных расстояниях от эпицентра с различным временем упреждения момента землетрясения  $\Delta T$ , обусловленным энергией готовящегося землетрясения. Получены эмпирические зависимости, связывающие время упреждения предвестником момента землетрясения с его магнитудой и эпицентральным расстоянием [2]. Эти зависимости различны для предвестников землетрясений разной срочности, но близки в пределах одной и той же сейсмоактивной зоны для предвестников различной физической природы. Поэтому одним из критериев сейсмогенного происхождения того или иного эффекта, обнаруженного в период подготовки землетрясения, является соответствие времени его появления для фиксированного эпицентрального расстояния эмпирической зависимости, характерной для данного региона.

Из рис. 1 следует, что за  $\Delta T \approx 4$  часа перед землетрясением наблюдается уменьшение  $\Delta Ez$ . Сравним это время упреждения с расчетами по эмпирическому соотношению для краткосрочных предвестников, приведенному в [2]:

 $lg(\Delta T \cdot R) = 0.65M - 3.25,$ 

(1)

для значений M = 6.0, R = 89 км, получим  $\Delta T$  = 1.2 ч. Учитывая, что зависимость (1) получена в результате обобщения данных по разным сейсмоактивным зонам, можно считать, что полученные величины удовлетворительно согласуются между собой. Это свидетельствует в пользу того, что понижение  $\Delta Ez$  за часы до землетрясения действительно может быть обусловлено процессами подготовки землетрясения.

На рис. 2 приведена эмпирическая зависимость для всех выделенных положительных максимумов в отклонениях  $\Delta Ez$  (точки). Аппроксимирующая прямая (сплошная линия) получена методом наименьших квадратов

 $lg(\Delta T \cdot R) = 1.14M - 4.58$ , (2)при этом величина коэффициента корреляции р = 0.98 на уровне значимости 5% в соответствии с критерием Стьюдента для всех рассмотренных землетрясений (N = 11). Полученная зависимость несколько отличается от зависимости для идентифицированных ранее среднесрочных ионосферных предвестников этих же землетрясений, наблюдавшихся на ст. Кокубунжи:

 $lg(\Delta T \cdot R)_{HIT3} = 1.21M - 5.07,$  (3)

с коэффициентом корреляции  $\rho = 0.98$  на уровне значимости 5% в соответствии с критерием Стьюдента для N = 11. Видно, что зависимости (2) и (3) близки между собой, но аномалии в  $\Delta Ez$ чаще наблюдаются раньше, чем ИПЗ. Таким образом, есть основания полагать, что



выявленные максимумы ∆Еz также являются возможными среднесрочными предвестниками этих землетрясений. Следовательно, в период подготовки коровых землетрясений с M ≥ 6 происходит модификация приземных электрических полей, сопровождаемая изменениями в ионосферных параметрах.

В отличие от рассматриваемых нами в настоящей работе отклонений от среднемесячных значений  $\Delta Ez$ , в [6] приведены результаты исследования отрицательных аномалий самой величины Ez с упреждением примерно в один месяц перед землетрясениями в континентальном Китае. Оказалось, что для аномалий в Ez, попадающих в область зоны подготовки землетрясений с  $5.0 \leq M \leq 6.5$  также существует зависимость, связывающая время упреждения этими предвестниками момента землетрясения с магнитудой и эпицентральным расстоянием до пункта

наблюдения (рис. 3). Прямая линейной регрессии в соответствии с методом наименьших квадратов имеет следующий вид:

(4)

 $lg(\Delta T \cdot R) = 0.56M + 0.06,$ 

а вычисленный коэффициент корреляции для 12 отобранных случаев (N = 12)  $\rho$  = 0.88 для 5%ного уровня значимости по критерию Стьюдента. Это выражение практически совпадает с полученной в [2] зависимостью для долгосрочных предвестников землетрясений в различных наземных геофизических полях на территории Центральной Азии:

 $lg(\Delta T \cdot R) = 0.59M - 0.01$  (5)

Следовательно, выделенные в работе [6] отрицательные аномалии в Ez-компоненте приземного атмосферного электрического поля попадают под классификацию долгосрочных землетрясений. предвестников Кроме того, сравнение (4)И (5) показывает. что коэффициенты в этих формулах не зависят от физической природы предвестника. а обусловлены региональными особенностями сейсмической зоны и характером процесса подготовки землетрясений.



Проведенные исследования показывают, что зависимости времен упреждения моментов землетрясений ( $\Delta$ T) от магнитуд (M) и эпицентральных расстояний (R) долгосрочных, среднесрочных и краткосрочных предвестников подчиняются одним и тем же качественным закономерностям. Это соответствует выводам теории «включения» [10], описывающей процесс подготовки землетрясений. Согласно этой теории, появление предвестников разной «срочности» обусловлено изменением характера процесса трещинообразования в зоне «включения», имеющего меньший по сравнению с окружающей средой модуль упругости. При каждом таком изменении, т.е. на разных этапах подготовки землетрясения возникают предвестники с той или иной заблаговременностью появления.

## Литература

1. Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений с помощью радиофизических наземнокосмических методов /Под ред. ак. Страхова В.Н. и д.ф.-м.н. Липеровского В.А. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 176 с. 2. Сидорин А. Я. Предвестники землетрясений. // М.: Наука, 1992. 192 с.

3. *Liu J. Y., Chen Y. I., Chuo Y. J., Chen C. S.* A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly // J. Geophys. Res. V. 111. A05304. 2006, doi:10.1029/2005JA011333.

4. *Hobara Y., Parrot M.* Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 67. № 7. P. 677 - 685. 2005.

5. *Смирнов С. Э.* Особенности отрицательных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. №2. С. 282 - 287. 2005.

6. *Hao J., Tang T., Li D.* Progress in the research on atmospheric electric field anomaly as an index for short-impending prediction of earthquakes // J. Earthquake Prediction Res. V.8. N 3. P. 241-255. 2000.

7. Korsunova L.P., Khegai V.V. Medium-term ionospheric precursors to strong earthquakes // Int. J. Geomagn. Aeron. V. 6. GI3005, doi:10.1029/2005GI000122. 2006.

8. Корсунова Л. П., Михайлов Ю. М., Хегай В. В., Лещенко Л. Н., Смирнов С. Э., Богданов В. В. Экспериментальное подтверждение взаимосвязи возможных предвестников землетрясений в приземных квазистатических электрических полях и в ионосфере // Солнечно-земная физика. Новосибирск: Изд-во ИСЗФ СО РАН, 2010. Вып. 14 (в печати).

9. *Kondo G*. The variation of the atmosphere electric field at the time of earthquake // Memoirs of the Kakioka magnetic observatory. V. 13. N 1. P. 11 - 23. 1968.

10. *Brady B. T.* Theory of earthquakes.2. Inclusion theory of crustal earthquakes // Pure and Appl. Geophys. V. 113. N 1/2. P. 149-169. 1975.

# СРАВНЕНИЕ ВАРИАЦИЙ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ F2-СЛОЯ ПЕРЕД СИЛЬНЫМ ИТАЛЬЯНСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ ВБЛИЗИ РИМА И В ПЕРИОД МАГНИТНОЙ БУРИ

## COMPARISON OF foF2 VARIATIONS OBSERVED PRIOR TO MAJOR EARTHQUAKE IN ITALY NEAR ROME AND DURING A MAGNETIC STORM

А. Д. Легенька, В. В. Хегай, В. П. Ким

# Институт земного магнетизм, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, (ИЗМИРАН), leg@izmiran.rssi.ru

We have examined time variations of the critical frequency foF2 for low geomagnetic activity before major earthquake (M = 6.0) which occured in Italy on January 7, 1962 near Rome and during the geomagnetic storm of January 10, 1962 using measurements from several ground-based ionosondes. It is found that there took place noticeable (more than 1.5 the standard deviation) transient perturbations of foF2 with respect to the foF2 monthly median from about 24 to several hours before the earthquakes over the restricted region (with horizontal dimensions of the order of 500 km) around the earthquake epicenter. During the magnetic storm, severe disturbances of the F region peak electron density were observed on a global scale. Peak magnitudes of the foF2 disturbances associated with the storm by more than a factor of 3 exceed those ones measured before the earthquakes at the same locations. We suggest that the foF2 perturbations preceding the earthquake are likely initiated by some pre-earthquake seismic activity.

Современные научные исследования проявления сейсмической активности в атмосфере Земли на высотах ионосферы ведутся, в основном, по двум направлениям - изучение возмущений в ионосфере в связи с отдельными землетрясениями (case study) и получение некоторых усредненных характеристик процессов сейсмо-ионосферного взаимодействия на основе статистического анализа выбранного ряда землетрясений. В конечном итоге целью этих исследований является создание максимально широкой эмпирической базы данных, на основе которой можно будет достаточно надежно верифицировать выдвигаемые физические механизмы литосферно-ионосферного взаимодействия, и далее пытаться строить алгоритмы, пригодные для перехода к задачам прогнозирования землетрясений по ионосферным данным или с их учетом. В настоящем исследовании мы сосредоточили все внимание на поиске только КРАТКОСРОЧНЫХ ионосферных предвестников землетрясений, которые могут проявляться в интервале порядка суток-часов до момента толчка, т.к. именно проблема выявления краткосрочных (сутки-часы) предвестников землетрясений стоит наиболее остро (с точки зрения практического использования их в задачах прогнозирования). Наличие взаимосвязи между динамикой литосферных процессов и вариациями ионосферных параметров в настоящее время в значительной степени обосновано как теоретически (см., например, [1,2]), так и морфологически [3-5]. Однако выделить эти возмущения на фоне воздействия других факторов (в частности, солнечно-магнитосферного происхождения) довольно трудно, так как сейсмо-ионосферные вариации в критических частотах foF2, в основном, имеют амплитуду около 15-20% и менее относительно месячной медианы, а вариации, вызванные





магнитными возмущениями, как правило, больше. Таким образом, при выделении предполагаемых сейсмоионосферных вариаций, особенно на фазе подготовки землетрясения ("предвестников"), необходимо учитывать конкретную геофизическую ситуацию, и, прежде всего, геомагнитную активность.

В настоящей работе приведены результаты анализа изменений критической частоты F2 (foF2)период слоя В подготовки землетрясения, имевшего место В регионе станции наземного вертикального зондирования ионосферы "Рим" (расстояние от эпицентра до станции  $R \leq 500$  км) на основе подхода, подробно описанного в работе [6], где в качестве меры ионосферного возмущения принимается величина стандартного отклонения (d) от месячной медианы критической частоты F2-слоя ( $f_{med}$ ). При этом удалось по единой методике провести сравнение сейсмо-ионосферных возмущений, связанных с землетрясением, произошедшим на спокойном геомагнитном фоне (дата события 7.01.1962 г.) и вариациями ионосферы, обусловленными умеренной магнитной бурей, начавшейся 10.01.1962 г.

Землетрясение, в период подготовки которого были выделены вероятные сейсмоионосферные эффекты (эпигноз "предвестников"), произошло 7 января 1962 г. в 10:03 UT, (географическая широта  $\varphi = 43.3^{\circ}$ N, географическая долгота  $\lambda = 17.1^{\circ}$ E, M= 6.0). Радиус зоны подготовки для землетрясений обычно оценивается по формуле Добровольского  $\rho = 10^{0.43M}$ , где  $\rho$  радиус зоны подготовки землетрясения на поверхности Земли в км, а M – магнитуда землетрясения [7]. В рассматриваемом случае  $\rho = 380$  км.

Для анализа сейсмического воздействия на ионосферу Земли привлекались данные измерений критической частоты foF2 станций наземного вертикального зондирования ионосферы (НВЗИ) Европейского сектора. Самой близкой к эпицентру была ст. "Рим", а данные других станций привлекались в качестве контрольных для изучения ситуации в ионосфере в рассматриваемые периоды.

Изменения DST и  $K_p$  – индексов, характеризующие уровень геомагнитной возмущенности за период с 1 по 5 апреля 1998 г. приведены на Рис. 1 (верхняя и нижняя панели соответственно). Стрелки отмечают момент подземного толчка. Хорошо видно, что в рассматриваемый период, т.е. за 5 суток до подземного толчка геомагнитная активность была очень низкой, значения  $K_p$ -индекса не превышали 2. В течение суток до землетрясения значения DST-индекса колеблются в окрестности нуля, а  $K_p$  в этот период снижается до величины 2. Таким образом, геомагнитный фон за сутки до землетрясения становится очень низким. Рост магнитной активности начинается с полудня 9 января по  $K_p$ -индексу и 10 января в 08:10 UT достигается максимальное значение  $K_p$ -индекса, равное шести, одновременно с положительным SC-пиком в DST-индексе, экстремум

отрицательной фазы бури по DSTиндексу (-92 nT) наблюдается 10 января в 16-17 UT при высоких значениях  $K_p$ -индекса ( $K_p = 5$ ), затем начинается плавное понижение K<sub>n</sub> -индекса с характерным для фазы восстановления стремлением DSTиндекса к нулевой отметке. К концу наблюдаемого периода, 12 января значения  $K_p \leq 2$  и регистрируется фон низкий планетарной геомагнитной активности. Сильный подземный толчок произошел на очень низком фоне геомагнитной активности. Следует отметить, что весь январь 1962 г. был достаточно магнито-спокойным, т. к. в течение всего месяца наблюдалась только одна умеренная магнитная буря (10-11.01).

выделения Для сейсмоионосферных эффектов по данным НВЗИ за спокойный фон чаще всего принимается медиана  $f_{\text{мед}}$  (месячная или скользящая), а отклонения от нее ( $\delta foF2$ , % = [foF2<sub>tekymee</sub>- f<sub>meg</sub>]×100/f<sub>meg</sub>), при определенных условиях, рассматриваются как предвестники. Для более корректного выделения аномальных изменений foF2, в соответствии с [6], нами было



Рис. 2. Вариации параметров отклонения D1 и D2 на контрольных станциях «Дурбэс» и «Афины», находящихся на значительном удалении от эпицентра (а), (б) и опорных станций «Грац» и «Рим», расположенных в области подготовки землетрясения (в), (г). Стрелками отмечен момент толчка с указанием величины магнитуды землетрясения, зачерненные участки кривых отмечают ионосферные предвестники землетрясения.

проведено сравнение поведения специальных параметров отклонения D1 и D2 по данным станции «Рим» и ряда контрольных станции, удаленных от эпицентра землетрясения:

D1 = foF2 - ( $f_{meg}$  - 1.5d), и D2 = ( $f_{meg}$  + 1.5d) - foF2, где  $f_{meg}$  – месячная медиана, а d – стандартное отклонение. Если становится отрицательным параметр D1, то это соответствует уменьшению foF2 по сравнению с  $f_{meg}$  на величину, превышающую стандартное отклонение более чем в полтора раза, а если становится отрицательным параметр D2, критическая частота слоя F2 (foF2) превышает  $f_{meg}$  на величину, также большую, чем 1.5d. Анализ данных по ст. «Рим» показывает, что на фоне очень спокойной геомагнитной обстановки примерно за сутки и за несколько часов до подземного толчка отмечаются аномальные изменения foF2, которые могут быть краткосрочными предвестниками землетрясения. За сутки до землетрясения наблюдалось дневное (6.01 в 8:00-13:00 UT) уменьшение foF2 ( $\delta$ foF2  $\approx$  -20%), а за несколько часов - ночное (7.01 в 2:00-5:00 UT) увеличение foF2 ( $\delta$ foF2  $\approx$  +12%) по сравнению с их месячными медианными значениями, такое поведение критической частоты F2-слоя перед землетрясением хорошо согласуется с результатами работы [8], где приведены результаты зависимости сейсмо-ионосферных возмущений от местного времени.

Вариации D1 и D2 по данным контрольных ст. «Дурбэс» (R = 1213 км) и «Афины» (R = 804 км) и опорных станций «Грац» (R = 440 км) и «Рим» R = 412 км) для рассматриваемого интервала времени в течение двух суток показаны на Рис. 2(a, б) и 2(в, г) соответственно.

Видно, что эффекты, отнесенные к предвестникам землетрясения, хорошо проявляются в суточных распределениях D1 и D2 и на рисунках отмечены зачерненными участками соответствующих кривых. Возмущения, значительно выходящие за пределы 1.5d, и которые могут быть предвестниками землетрясения, по ст. «Рим» отмечаются примерно за сутки до подземного толчка, т.е. 6.01.1962 г. в 10:00 UT в виде уменьшения foF2 (D1= -0.8 МГц) и в виде увеличения критической частоты F2-слоя 7.07.1962 г. в период с 2:00 до 5:00 UT (D2 = - 0.52 МГц). Эффекты, связанные с землетрясением, которые наблюдались по данным ст. «Рим», отмечаются также в



Рис. 3. Суточные распределения параметров D1 и D2 на опорной станции «Рим» (нижняя панель) и контрольной станции «Дурбэс» (верхняя панель). Над панелями даны эпицентральные расстояния до станций. Момент толчка отмечен стрелкой с указанием величины магнитуды, а экстремум развития магнитной бури по DST-индексу (-92 nT) указан штриховой вертикальной линией. Сейсмо-ионосферные возмущения отмечены зачерненными участками соответствующих кривых, а вариации связанные с магнитной бурей – серым тоном.

близкие к указанным моменты времени и на ст. «Грац» (R = 440 км), которая расположена севернее эпицентра и на 28 км дальше от эпицентра, чем станция «Рим». сейсмо-ионосферных Величина возмущений на этой станции несколько меньше. В суточных распределениях D1 и D2 по контрольных данным станций «Дурбэс» (R = 1200 км) и «Афины» (R = 800 км) значимых возмущений не наблюдается.

Рассмотрим теперь эффекты в слое F2, вызванные магнитной бурей, последовавшей через 2 дня после подземного толчка. Анализ проведен так, чтобы одновременно видны были выделенные ранее сейсмоионосферные возмущения И возмущения, вызванные рассматриваемой магнитной бурей. Как известно, возмущения от магнитных бурь в ионосфере по своей максимальной абсолютной величине изменений foF2, как правило, превышают сейсмоионосферные возмущения. На Рис. 3 в качестве иллюстрации показаны суточные распределения параметров D1 и D2 с 6 по

11.01.1962 для опорной ст. «Рим» (нижняя панель) и контрольной ст. «Дурбэс» (верхняя панель). Этот временной интервал охватывал как интервал подготовки и реализации сейсмического события (6-7 января), так и период магнитной бури (10-11 января).

По данным ст. «Рим» наблюдалось положительное возмущение foF2, обусловленное развитием бури, и 10.01.1962 г. в 15:00 UT отрицательное отклонение параметра D2 достигло экстремума -2.6 МГц, далее последовало отрицательное возмущение, когда уже D1 оказалось равным -0.79 МГц. Таким образом, на одной и той же станции максимальная абсолютная величина возмущения в ионосфере, обусловленная умеренной бурей (K<sub>p</sub><sup>max</sup> = 6) более чем в три раза превзошла максимальное сейсмо-ионосферное возмущение (D1 = -0.8 МГц). Аналогичные ионосферные возмущения, связанные с магнитной бурей, также хорошо видны и по данным контрольной ст. «Дурбэс». Такие же положительные и отрицательные возмущения наблюдались по данным других рассматриваемых станций Европейского региона (ст. «Линдау», «Афины», «Грац» и «Пругоница») в период этой бури почти синхронно, что отражает ПЛАНЕТАРНЫЙ характер воздействия магнитной бури на ионосферу, в то время как сейсмо-ионосферные возмущения, как это видно из нашего рассмотрения, проявляются только ЛОКАЛЬНО, вблизи станций, входящих в область его подготовки, радиус которой для последнего случая оказался даже несколько больше, чем это следует из оценки по формуле Добровольского. Сейсмо-ионосферные эффекты наблюдаются на ст. «Рим» (R = 412 км) и «Грац» (R = 440 км), тогда как формула Добровольского для магнитуды М = 6 дает величину 380 км для радиуса зоны подготовки.

Кратко сформулируем основные выводы работы:

1. Проведено исследование ионосферных возмущений, связанных с сильным землетрясением, произошедшим в регионе Италии 7.01.1962 на фоне низкой геомагнитной активности, и умеренной магнитной бурей, протекавшей в период с 10.01.1962 по 11.01.1962.

2. Анализ поведения критической частоты foF2 для расположенной наиболее близко к эпицентру землетрясения станции «Рим» показал, что для этого землетрясения за сутки и часы до события на геомагнитно-спокойном фоне надежно выделяются отклонения от месячной медианы, более чем в полтора раза превышающие стандартное, которые, по-видимому, являются ионосферными предвестниками землетрясения, так как возмущений значимой величины в те же моменты времени не наблюдается на контрольных станциях европейской сети, находящихся на значительном удалении от эпицентра ( $R \sim 1000$  км).

3. Изучение поведения критических частот foF2 для землетрясения, произошедшего 7.01.1962, позволило рассмотреть по единой методике как эффекты, возникающие в период подготовки землетрясения в спокойной геомагнитной обстановке, так и вызванные магнитной бурей, которая началась 10.01.1962 г. Показано, что выделенный предвестниковый сейсмо-ионосферный эффект землетрясения, локализован в области с эпицентральным расстоянием порядка 500 км, в то время как возмущения, вызванные магнитной бурей, имеют планетарный характер. Максимальная амплитуда сейсмо-ионосферных возмущений foF2 в три раза меньше по сравнению с максимальными вариациями, обусловленными магнитной бурей, однако по абсолютной величине они более чем в 1.5 раза превышают стандартное отклонение от месячной медианы.

## Литература

1. *Пулинец С. А., Хегай В. В., Боярчук К. А., Ломоносов А. М.* Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы // УФН. Т.41. N5. С. 582-589. 1998.

2. Pulinets S. A., Boyarchuk K. A. "Ionospheric Precursors of Earthquakes". Springer, Berlin, Germany, 2004. 315р. 3. Липеровский В. А., Похотелов О. А., Шалимов С. Л. Ионосферные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 304 с.

4. Пулинец С. А., Легенька А. Д. Пространственно-временные характеристики крупномасштабных возмущений электронной концентрации, наблюдаемых в области F ионосферы перед сильными землетрясениями // Космические исследования. Т.41. N3. С. 240-249. 2003.

5. Легенька А. Д., Пулинец С. А., Хегай В. В. Каталог сейсмо-ионосферных предвестников по данным наземного и спутникового зондирования ионосферы. Препринт N1(1156). Ч.1. ИЗМИРАН. 2004. 31 с.; Препринт N1(1157). Ч.2. М.: ИЗМИРАН. 2004. 35 с.

6. Rios V. H., Kim V. P., Hegai V. V. Abnormal perturbations in the F2 region ionosphere observed prior to the Great San Juan Earthquake of 23 November 1977 // Adv. Space Res. V. 33. N3. P. 323-327. 2004.

7. Dobrovolsky I. R., Zubkov S. I., Myachkin V. I. Estimation of the size of earthquake preparation zones // Pageoph. N 117. P. 1025 - 1044. 1979.

8. Пулинец С. А., Легенька А. Д., Зеленова Т. И. Зависимость сейсмо-ионосферных вариаций в максимуме слоя F от местного времени // Геомагн. аэрономия. Т. 38. N3. C.178-183. 1998.

# О ПРОСТРАНСТВЕННЫХ МАСШТАБАХ СЕЙСМОИОНОСФЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ О КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЕ foF2 ПО МАТЕРИАЛАМ СТАНЦИЙ ТОКИО, ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ И ТАШКЕНТ ON THE SPACE SCALES OF SEISMOIONOSPHERIC EFFECTS ON THE DATA OF CRITICAL FREQUENCY foF2 BY THE DATA OF STATIONS TOKYO, PETROPAVLOVSK-KAMCHATSKY AND TASHKENT

Липеровская Е.В.<sup>1</sup>, Мейстер К.-В.<sup>2</sup>, Богданов В.В.<sup>3</sup>, Липеровский В.А.<sup>1</sup> <sup>1</sup>ИФЗ РАН, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10

<sup>2</sup>Технологический Университет, Германия, Дармштадт, Шлоссенгартен штрассе, 9 <sup>3</sup>ИКИР ДВО РАН, Камчатская обл., Елизовский район, с. Паратунка

Disturbances of foF2 - the critical frequency of the main ionospheric maximum, arising a few days before earthquakes with the magnitudes M>5 and depths H<80 km are analyzed in the work using the data of ionospheric stations of Japan, Kamchatka and Middle Asia. Seismoionospheric effects are distinguished on the background of seasonal, geomagnetic, 11-years and 27-days Solar variations. Days with high Solar and geomagnetic disturbances are excluded from the analysis. The superimposed epochs' method is used to reveal that statistically seismoionospheric effects take place at distances R<exp(M) km for earthquakes with  $5<M\leq 6$ .

## Введение

Около 30 лет назад при первых попытках обнаружения предвестников землетрясений в вариациях ионосферных параметров, регулярно измеряемых на сети ионосферных станций, было обнаружено, что критическая частота foF2, соответствующая плазменной частоте в максимуме слоя F, может испытывать изменения в процессе подготовки землетрясений [1, 2]. В ряде случаев отмечалось уменьшение foF2 за несколько суток-часов до толчка [3, 4, 5, 6, 7, 8], при этом оценивались характерные расстояния от эпицентров до станции вертикального зондирования (ВЗ), на которых были заметны эффекты в ионосфере. В монографии [9] авторы полагали, что эти расстояния в основном порядка радиуса области подготовки землетрясения  $R_{\rm D} = \exp(M)$  км [10]. Обычно это составляло менее 1000 км. Однако в ряде статей отмечались эффекты и на расстояниях более тысячи километров [3]. В работе [4] очень сильное увеличение foF2 наблюдалось на расстоянии 1000 км от эпицентра – на границе области подготовки для землетрясения с магнитудой М=7. В настоящей работе проведен статистический анализ: до какого характерного расстояния наблюдается предвестник: до exp(M) км или большем, и от чего это расстояние зависит. Зависимость сейсмоионосферных эффектов от расстояния статистически исслелована по данным ионосферных станций вертикального зондирования Токио. Петропавловск-Камчатский и Ташкент. При исследовании предполагалось, что длительность сейсмоионосферной аномалии может составлять от нескольких часов до 2 суток.

## Экспериментальные данные

По часовым данным ионосферных станций Ташкент ( $\phi$ =41.3°N,  $\lambda$  =69.6°E, 1964-1996 гг.), Петропавловск-Камчатский» ( $\phi$ = 53.0°с.ш.,  $\lambda$  = 158.7°в.д., 1968-1995 гг.) (Токио,  $\phi$  = 35.7°N,  $\lambda = 139.5^{\circ}$ E. 1957-1990 гг.) http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/ исследовались вариации критической частоты foF2, усредненной за дневные часы 11-16 LT, когда, как известно, степень ионизации ионосферы максимальна, с одной стороны, а с другой стороны, области максимальной ионизации расположены ближе к земной поверхности, чем в другое время суток. Дневная F-область ионосферы формируется при воздействии солнечного ультрафиолетового излучения на нейтральную атмосферу в интервале длин волн 14-80 нм. Высота и плотность главного максимума определяются конкуренцией процессов ионизации за счет солнечного излучения и рекомбинации. Усредненная за указанный выше интервал дневного времени частота foF2<sub>day</sub> сложно зависит от сезона, имеет два максимума – весной и осенью, и два минимума – зимой и летом. Кроме того, в ходе  $foF2_{day}$  просматриваются вариации, связанные с 27-дневным солнечным циклом. Имеют место и нерегулярные возмущения состояния ионосферы под действием сильных солнечных и геомагнитных воздействий, поэтому при исследовании эффектов землетрясений рассматривались только те сутки, при которых солнечные и геомагнитные возмущения были не слишком большие. Единой точки зрения по этому вопросу нет. В данной работе исключались из рассмотрения дни с числами Вольфа W>120. Как известно, ионосферные возмущения могут продолжаться сутки после сильных геомагнитных возмущений, поэтому исключались сутки, когда  $\Sigma K p > 30$ , и следующие сутки.

Чтобы исключить сезонную зависимость, из текущего значения  $foF2_{day}$  вычиталось усредненное по 15 дням – (с –7 по +7) для каждого дня значение этой величины:  $\Delta f(i) = foF2_{day}$ (*i*)-  $foF2_{15days}(i)$ . Короткий интервал усреднения выбран также для уменьшения влияния 27дневного солнечного цикла. Далее  $\Delta f(i)$  нормировалось на её же среднеквадратичное отклонение. Среднеквадратичное отклонение вычислялось по тому же скользящему 15-дневному интервалу. В результате каждый день анализируемого интервала характеризуется значением нормированной функции  $F(i) = \Delta f(i) / \sigma(\Delta f(i))$ . Поиск сейсмоионосферных эффектов производился с помощью метода наложения эпох для различных выборок землетрясений.

## Результаты анализа

Ранее было получено, что по данным станции Токио сейсмоионосферные эффекты статистически наблюдаются для землетрясений с магнитудами M>5, причем за 3-5 дней наблюдается увеличение *foF2*, и это увеличение более заметно для более слабых землетрясений с магнитудами 5 < M < 6, а затем происходит уменьшение за сутки –двое, причем уменьшение более заметно для более сильных землетрясений M>6 [11]. В процитированной работе рассматривались землетрясения на расстояниях не более 1000 км от станции вертикального зондирования, при этом расстояние от эпицентра до станции не превышало радиуса области подготовки по Добровольскому  $R_D$ =ехр(M) км. Результаты наложения эпох для таких сильных и более слабых землетрясений представлены на Рис.1 и Рис.2.





Рис. 1. Результаты наложения эпох для сильных землетрясений *М*>6

Рис. 2. Результаты наложения эпох для более слабых 5<*M*≤6 землетрясений

Для сильных землетрясений с магнитудами М>6 основным предвестниковым эффектом является уменьшение  $foF2_{norm}$  на (-1) день, см. рис. 1. В настоящей работе рассматривались сейсмоионосферные эффекты от землетрясений с магнитудами 5< $M \le 6$ , для которых в среднем наблюдается увеличение  $foF2_{norm}$  на (-5,-4) дни и уменьшение на (-1) день (см. рис.2).

Введем параметр  $\Delta R = R - R_D$ . Если станция лежит внутри области подготовки, расстояние  $\Delta R$  отрицательно, если станция ВЗ лежит вне области подготовки, расстояние  $\Delta R$  положительно. Ррассмотрим зависимость эффекта от расстояния  $\Delta R$  в (-5,-4) дни. Каждое землетрясение характеризуется величиной, равной  $\Delta R = R - \exp(M)$  по оси ОХ и двумя значениями *foF2*<sub>norm</sub>(-5), *foF2*<sub>norm</sub>(-4) по оси ОУ, каждому дню соответствует звездочка, поскольку было естественно предположить, что длительность эффекта составляет двое суток.



**Рис. 3**. Зависимость  $foF2_{norm}$  от  $\Delta R$  для землетрясений 5 $\leq$ M<6 на (-1) ден.



**Рис.4**. Зависимость  $foF2_{norm}$  от  $\Delta R$  для землетрясений 5 $\leq$ M<6 на (-5,-4) дни.
При  $\Delta R < 0$  ( станция расположена внутри области подготовки) наблюдаются увеличение *foF2*<sub>norm</sub> на (-5,-4) и значимое уменьшение на (-1) дни. При  $\Delta R > 0$  (станция ВЗ расположена вне области подготовки) эффект незначимый.

Перейдем к исследованию сейсмоионосферных эффектов для землетрясений на Камчатке. В окрестности ст. «Петропавловск-Камчатский» за время работы станции сильных землетрясений с магнитудой М>6 было мало, для землетрясений с магнитудами  $5 \le M \le 5.5$  эффект незначимый, поэтому для статистического анализа использованы события с магнитудами M>5.5. При наложении эпох получено, что  $foF2_{norm}$  в среднем увеличивается а (-5,-4,-3) дни, уменьшение во временной окрестности (0) дня незначимое.





**Рис. 5** Результаты наложения эпох *foF2*<sub>norm</sub> для землетрясений с М>5.5

**Рис. 6.** Зависимость  $foF2_{norm}$  от  $\Delta R$  на (-5,-4,-3) дни

На Рис. 3 представлена зависимость  $foF2_{norm}$  за (-5,-4) дни от расстояния  $\Delta R$ . Увеличение  $foF2_{norm}$  на (-5,-4) дни наблюдается на расстояниях как меньше радиуса области подготовки  $R_D$  (среднее значение  $foF2_{norm}$  равно 0.53), так и в кольце шириной 150 км вне этой области (среднее значение  $foF2_{norm}$  равно 0.45).

Теперь обратимся к исследованию сейсмоионосферных эффектов в ходе foF2 по данным ст. Ташкент. В окрестности Ташкента мало сильных землетрясений, поэтому рассмотрим события с M>5, R<1500 км.



**Рис.** 7. Результаты наложения эпох *foF2*<sub>norm</sub> для землетрясений, М>5.0



**Рис. 8.** Зависимость  $foF2_{norm}$  от  $\Delta R$  на (-1) день

При наложении эпох получается, что на (-1) день в среднем имеет место увеличение  $foF2_{norm}$ , причем оно наблюдается на расстояниях меньше радиуса области подготовки  $R_D$  (среднее значение  $foF2_{norm}$ (-1) равно 0.37), на больших расстояниях увеличение незначимое.

### Выводы

1. По материалам ионосферных станций Токио и Ташкент получено, что для землетрясений с магнитудами  $5 \le M \le 6$  сейсмоионосферные эффекты в *foF2* статистически имеют место в пределах области подготовки по Добровольскому  $R_D = \exp(M)$  км, при этом статистически достоверно увеличение *foF2* за 3-5 суток до землетрясения.

2. В окрестности ст. Петропавловск-Камчатский для землетрясений с магнитудами M>5.5 статистически имеет место увеличение foF2 на (-5,-4,-3) дни на расстояниях примерно до  $R_D$ +150 км.

3. Таким образом, для не очень сильных землетрясений предвестник проявляется, если станция наблюдения расположена в пределах области подготовки по Добровольскому. По-видимому, ответственной за возникновения сейсмоионосферного эффекта является кора в ближайшей окрестности станции, а не процессы в эпицентре будущего землетрясения. Отметим, что эпицентры большей части землетрясений в окрестности Токио и Петропавловска расположены в океане.

### Литература

- 1. Fatkullin M. N., Zelenova T. I., Legenka A. D. On the ionospheric effects of asthenospheric earthquakes// Phys. Earth and Planet. Inter. 1989. Vol. 57, № 1/2. P. 82-85.
- 2. Липеровский В. А., Похотелов О. А., Шалимов С. Л. Ионосферные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 304 с.
- *3. Hobara Y., Parrot M.* Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event// J. Atmos. Terr. Phys. 2005. V. 67, P. 677-685.
- 4. *Liu J.Y., Chen Y.I., Chuo Y.J., Chen C.S.*, A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly// J. Geophys. Res., 111, A05304, doi:10.1029/2006.
- 5. *Rios V.H., Kim V.P., Hegai V.V.* Abnormal perturbations in the F2 region ionosphere observed prior to the great San Juan earthquake of 23 November 1977// Adv.Space Res. 2004. V.33. P.323-327.
- 6. Singh B., Kushwah V., Singh O.P., Lakshmi D.R., Reddy B.M. Ionospheric perturbations caused by some major earthquakes in India// Physics and Chemistry of the Earth. 2004. V.29. P.537-550.
- 7. Liperovskaya E. V., Parrot M., Bogdanov V. V., Meister C.-V., Rodkin M. V., and Liperovsky V. A. On variations of foF2 and F-spread before strong earthquakes in Japan// Nat. Hazard Earth Syst. Sci., 2006. №6 P.735-739.
- 8. Liperovskaya E.V., Bogdanov V.V., Biagi P.-F., Meister C.-V., Liperovsky V.A., Rodkin M.V. Day-time variations of foF2 connected to strong earthquakes// Nat. Hazard Earth Syst. Sci., 2009. V.9. P.53-59.
- 9. Pulinets S.A. and Boyarchuk K.A.: Ionospheric precursors of earthquakes, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 2004.
- 10. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.:Физматлит, 2009. 236с.
- 11. Липеровская Е.В., Богданов В.В., Родкин М.В., Мейстер К.-В., Силина А.С., Мандрикова О.В. Статистический анализ возмущений критической частоты foF2 ионосферы за несколько суток до и после землетрясений по материалам станций «Петропавловск-Камчатский» и «Токио»// Солнечноземные связи и предвестники землетрясений: IV междунар. конф., с. Паратунка Камч. обл., 14–17 авг. 2007 г.: сб. докл. – Петропавловск-Камч.: ИКИР ДВО РАН, 2007. С. 378-384.

## ПЕРВЫЕ ОЦЕНКИ ВОЗМУЩЕНИЙ ПЛОТНОСТИ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ НАД СЕЙСМООПАСНЫМИ РЕГИОНАМИ ПО ДАННЫМ БОРТОВОГО АКСЕЛЕРОМЕТРА НА КОСМИЧЕСКОМ АППАРАТЕ FIRST ESTIMATIONS OF DISTURBANCES OF THE UPPER ATMOSPHERIC DENSITY ABOVE SEISMOACTIVE REGIONS ON THE BASE OF MEASUREMENTS BY SPACEBORNE ACCELEROMETERS

Е.В. Липеровская<sup>1</sup>, В.О. Скрипачев<sup>2</sup>, А.В. Тертышников<sup>2</sup> <sup>1</sup>Институт физики Земли РАН, liper@ifz.ru

<sup>2</sup>НТЦ "Космонит" ОАО "Российские космические системы", skripatchevv@inbox.ru

Precursor effects of earthquakes at various highs of the atmosphere reveal themselves as variations of parameters both of charged component and of neutral component. A few days before strong earthquakes the disturbances of electron density and the temperature of charged particles were noted over and over in the upper atmosphere, so as variations of density of neutral component, which can be registered using the spaceborne accelerometers.

In the proposed work the rows of data of accelerometer "Cactus" from the space craft "Castor" were analyzed using the model of isothermic atmosphere. The days with geomagnetic disturbances were excluded from the analysis. Anomalous disturbances of the atmospheric density on the average 4-5 days before strong crust earthquakes were revealed above seismoactive regions.

The results of searching of seismo orbital effects on the base of observations of objects in the near-Earth's space using the system North American Aerospace Defense (NORAD) are presented. These effects confirm the hypothesis on the disturbances of the neutral component in the near-Earth's space before strong earthquakes.

За несколько суток до сильных землетрясений в верхней атмосфере над сейсмоопасными регионами неоднократно отмечались возмущения электронной плотности и температуры заряженных частиц [1, 2]. Проявление этих эффектов в вариациях плотности верхней атмосферы можно попытаться зафиксировать по наблюдениям за орбитами КА [3] или с помощью бортовых акселерометров, установленных на борту космических аппаратов в ОКП [4].

Активные исследования плотности верхней атмосферы с помощью бортового «сверхчувствительного» акселерометра «Кактус» проводились после запуска французского КА «Кастор» (D-5A). Он был выведен на орбиту 17.05.1975 г. с космодрома Куру для определения аэродинамического торможения, давления солнечных лучей, аномалий гравитационного поля Земли и столкновений с метеорными частицами. Запланированная высота орбиты КА «Кастор» в апогее и перигее 1268 км и 272 км соответственно. Масса КА составляла 76 кг, высота корпуса, имеющего форму 26-гранника и максимальный поперечный размер составляли 0.8 м.

Акселерометр «Кактус» был рассчитан на измерение ускорений в диапазоне  $10^{-5} - 10^{-9}$  g, с точностью  $5 \cdot 10^{-10}$ g. Это обеспечивало самый низкий порог измерений по сравнению со всеми другими трехосными акселерометрами, существовавшими в то время. В приборе использовалась сферическая масса диаметром 40 мм из платиново-родиевого сплава, взвешенная в электростатическом поле внутри вакуумированного металлического корпуса. Эксперименты с акселерометром были рассчитаны на шесть месяцев [5].

Для диагностики возможных проявлений сейсмической активности Земли в микроускорениях, фиксируемых акселерометром «Кактус», из каталога Национальной Геологической службы США (USGS) были отобраны 37 землетрясений [6]. Из них несколько событий были объединены в одно, так как координаты эпицентров находились рядом друг с другом и временной интервал между землетрясениями не превышал 24 часов. За счет этого итоговое число анализируемых землетрясений уменьшилось до 24 (Табл. 1).

Hower	Дата,	Число	Широта,	Долгота,	Глубина,	Manura
помер	1975 г	землетрясений	град	град	КМ	магнитуда
1	8.07	1	29.46	-113.35	33	6.5
2	20.07	5	-7.00	155.00	49	7.9-6.1
3	30.07	1	-10	123.80	16	6.1
4	6.08	1	-2.47	146.04	33	6.3
5	11.09	1	6.99	-104.28	33	6.4
6	24.09	1	-20.53	-173.99	33	6.5
7	24.09	1	-11.96	-14.49	33	6.1
8	29.09	1	-0.48	124.7	23	6.1
9	30.09	3	-4.93	102.2	33	6
10	3.10	2	30.30	62.33	11	6.7
11	7.10	1	0.9	-26.77	33	6.7
12	11.10	2	-24.5	-175.15	9	7.8
13	20.10	1	-16.26	-177.43	33	6.5
14	21.10	2	11.71	121.75	33	6.1
15	26.10	1	6.58	126.83	50	6.1
16	28.10	1	-22.86	-70.51	38	6.3
17	31.10	1	12.54	125.99	50	7.6
18	25.11	1	-9.15	156.7	33	6.1
19	29.11	1	19.33	-155.02	5	7.2
20	30.11	1	10.56	145.9	32	6.6
21	9.12	1	-14.79	-173	33	6.4
22	17.12	1	5.28	95.91	17	6.2
23	19.12	1	-11.75	164.8	33	6
24	26.12	1	-16.26	-172.47	33	7.8

В первом приближении перед указанными землетрясениями отмечались повышенные значения математического ожидания невязок (Рис. 1) между результатами расчета оценок плотности верхней атмосферы с использованием данных бортового акселерометра «Кактус» и модели ГОСТ 25645.166-2004 «Атмосфера Земли верхняя. Модель плотности для баллистического обеспечения полетов ИСЗ».

При выборе данных акселерометра «Кактус» применялись следующие критерии: по широте и долготе измерения проводились в диапазоне ±5 градусов от координат эпицентра и по дате в диапазоне ±7 суток. При этом отборе число анализируемых событий уменьшилось до 13. (№№ 3, 4, 5, 6, 8, 9, 14, 15, 17, 18, 20, 22, 23). Для них были построены карты пространственного распределения наблюдений плотности верхней атмосферы бортовым акселерометром.

В расчетах использовалась модель изотермической атмосферы, в которой зависимость плотности воздуха  $\rho$  от высоты представляется в виде [7]:

$$\rho = \rho_0 \exp\left(-\frac{h - h_1}{H}\right),\tag{1}$$

где H – высота однородной атмосферы, равная высоте некоторого фиктивного столба однородной атмосферы, плотность которого всюду равна  $\rho_0$  на высоте перигея  $h_1$ .

С помощью (1) рассчитывались значения  $ho_0\,$  для анализируемых данных.

В большинстве анализируемых случаев геомагнитная обстановка была спокойной и значения геомагнитных индексов  $K_p < 4$ , за исключением землетрясения №17, когда наблюдалось повышенное значение индекса  $K_p = 5.89$ , что могло оказать влияние на плотность атмосферы. Поэтому это землетрясение было исключено из дальнейшего анализа.

С помощью метода наложения эпох были полученные обобщенные портреты изменения  $\rho_0(h,t)$  над сейсмоопасным регионом. Дисперсии рассчитанных данных приведены на Рис. 2.

В полученных результатах за 1-6 суток до сейсмического события отмечены повышенные значения оценок плотности и их дисперсии. В первые сутки после землетрясения проявляется всплеск значений средней плотности и ее дисперсии.



Рис. 1 – Изменения оценок математического ожидания невязок измеренной акселерометром плотности атмосферы от модельной (ГОСТ) по номерам суток от начала 1975 г. для диапазона высот 270...420 км. Стрелками отмечены дни землетрясений



Рис. 2 – Изменение осредненных оценок дисперсии над сейсмоопасными регионами. 0 – сутки землетрясения

Полученные результаты хорошо согласуются с результатами работы [3]. По данным регулярных наблюдений за характеристиками движения космических объектов наземными радиотехническими комплексами, входящими в систему воздушно-космической обороны Северной Америки (NORAD).

Было выявлено, что за две недели до землетрясений нарастают вариации торможения низкоорбитальных КА, а за 3-6 суток до сильных коровых землетрясений с эпицентрами на суше торможение низкоорбитальных КА в верхней атмосфере усиливается [3]. Наличие этих эффектов и выявленных аномалий по данным акселерометра «Кактус» подтверждает гипотезу о возмущениях нейтральной компоненты в околоземном космическом пространстве перед сильными землетрясениями.

Таким образом, в результате обработки данных о микроускорениях с бортового акселерометра «Кактус» впервые выявлено:

1. Повышенная плотность верхней атмосферы над сейсмоопасным регионом за 1-6 суток до сильного тектонического землетрясения;

2. В первые сутки после землетрясения проявляется всплеск значений средней плотности и ее дисперсии.

3. Вариации плотности атмосферы над сейсмоопасным регионом через двое суток после землетрясения резко уменьшаются.

Авторы благодарны профессорам Липеровскому В.А. и Волкову И.И. за полезные советы и внимание к полученным результатам.

### Литература

 Липеровский В.А. Мейстер К.-В., Липеровская Е.В., Похотелов О.А. Модели связей в системе литосфераатмосфера-ионосфера перед землетрясениями // Геомагнетизм и Аэрономия, 2008, № 4. С. 54.
 Тертышников А.В. Сейсмоозонные эффекты и проблема прогнозирования землетрясений. – СПб.: ВИКА, 2000.

 Чернявский Г.М., Тертышников А.В., Скрипачев В.О. Вариации торможения космических аппаратов в верхней ионосфере перед сильными землетрясениями // Доклады академии наук, 2009, том 424, № 4.
 К. Moe, М. М. Moe. The high-latitude thermospheric mass density anomaly: A historical review and a semi-

empirical model // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. vol. 70, Issue 5, 2008. p.794.

5. Ежегодник БСЭ 1976г [Электронный pecypc] /http://epizodsspace.narod.ru/bibl/ejeg/1976/76.html.

6. National Earthquake Information Center – NEIC. [Электронный ресурс]

/http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/.

7. Инженерный справочник по космической технике / Под ред. Солодова А.В. – М.: Воениздат, 1977. 430 с.

## АСОUSTIC-GRAVITY MODEL OF THE LITHOSPHERE-ATMOSPHERE-IONOSPHERE COUPLING BEFORE EARTHQUAKES АКУСТИКО-ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРНО-АТМОСФЕРНО-ИОНОСФЕРНОЙ СВЯЗИ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Meister C.-V.<sup>1</sup>, Hoffmann D.H.H.<sup>1</sup>, Liperovsky V.A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Technische Universit Darmstadt, Schlossgartenstr. 9, Darmstadt

<sup>2</sup>Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,

Bol'shaya Gruzinskaya str. 10, Moscow

Развивается многожидкостная магнитогидродинамическая теория конверсии акустикогравитационных волн в электромагнитные с учетом широтных профилей плазменных параметров и электромагнитных полей в атмосфере и ионосфере и с учетом конечной электропроводности. Сделан вывод, что на высотах Е-области ионосферы над сейсмоактивными регионами Альвеновские волны и волны Фарлей-Бунемановского типа могут возбуждаться за несколько дней до сильных землетрясений.

**Introduction.** In some of the models of lithosphere-atmosphere-ionosphere coupling before earthquakes it is assumed that atmospheric acoustic and acoustic-gravity waves are generated several days before earthquakes in earthquake

preparation zones and propagate from the Earth's surface through the atmosphere up to ionospheric altitudes [1, 2]. There, due to collisions between the neutral and charged particles, disturbances of the charged particle densities are possible. In the ionospheric E-layer, atmospheric acoustic and acoustic-gravity waves

especially interact with sporadic layers and cause nonlinear current systems. Investigating the interaction of infrasound waves of seismic origin with sporadic layers is was already found that observable by ground-based radar stations waves of the Farley-Buneman type may be excited [3, 4]. Besides, in [5] it was concluded, that at E-region altitudes the conversion of sound waves into Alfven waves is possible.

But the theoretical description of the wave conversion in a stratified magnetized plasma has yet to be further developed. Solutions for acoustic waves are well-described for non-magnetic systems using one-fluid magnetohydrodynamics, and studying electromagnetic waves one usually neglects the stratification of the medium and the finite electrical conductivity values [5, 6], or the collisions between neutral and charged particles [7]. Thus, in the present paper some steps are made to consider within the frame of multi-fluid magnetohydrodynamics altitudinal profiles of particle velocities and electromagnetic fields.

### Excitation of electromagnetic waves by acoustic-gravity ones

In the present magnetohydrodynamic model, the conversion of acoustic-gravity waves into electromagnetic ones is described starting with the continuity equations of the charged (a=e - electron, b=i- ion), and neutral (a=n) particles,

$$\frac{\partial n_a}{\partial t} + \nabla (n_a \vec{\upsilon}_a) = 0 \tag{1}$$

the momentum balances

$$n_a \frac{\partial \vec{\upsilon}_a}{\partial t} = -\frac{\operatorname{grad} P_a}{m_a} + \frac{q_a n_a}{m_a} \vec{E} + n_a \vec{\upsilon}_a \times \vec{\omega}_a + n_a \vec{g} - \frac{n_a}{m_a} \sum_b m_{ab} \nu_{ab} (\vec{\upsilon}_a - \vec{\upsilon}_b)$$
(2)

and the equation of state

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v}\nabla \end{bmatrix} \oint \rho^{-\gamma} = 0 \tag{3}$$

$$p = \sum_{a} p_{a} \qquad \rho = \sum_{a} m_{a} n_{a} \qquad \rho \vec{v} = \sum_{a} m_{a} n_{a} \vec{v}_{a} \qquad \vec{v} = \frac{a}{\sum_{a} m_{a} n_{a}}$$

 $\vec{v}_a$ ,  $m_a$ ,  $\vec{\omega}_a$ , and  $\hat{P}_a$  describe the velocities, masses, cyclotron frequencies, and tensors of the partial pressure of the particles of type *a*, respectively.  $m_{ab} = m_a m_b / (m_a + m_b)$ , and  $v_{ab}$  are the frequencies of the collisions between particles of kinds *a* and *b*. *b* presents charged and neutral particles

Besides, the Maxwell equations are taken into account,

$$rot\vec{B}(\vec{r},t) = \mu_0 \vec{j}(\vec{r},t) = \mu_0 q_e n_e (\delta \vec{\upsilon}_e - \delta \vec{\upsilon}_i)$$
(4)

$$rot\vec{E}(\vec{r},t) = -\frac{\partial\vec{B}(\vec{r},t)}{\partial t}$$
(5)

$$div\vec{B}(\vec{r},t) = 0 \tag{6}$$

$$div\vec{E}(\vec{r},t) = \frac{q_e}{\varepsilon_0}(n_e - n_i)$$
<sup>(7)</sup>

Under equilibrium conditions, when all particle velocities equal zero, one obtains for the momentum balance

$$-\frac{gradP_{a0}}{m_a} + \frac{q_a n_{a0}}{m_a}\vec{E}_0 + n_{a0}\vec{g} = 0$$
(8)

the solution

too.

$$n_{a0}(z) = n_{a0}(z_0) \frac{T_{a0}(z)}{T_{a0}(z_0)} \exp(-z/H_a) \qquad H_a = z/\left\{ \int_{z_0}^z \frac{m_a g - q_a E_{0z}(z^*)}{k_B T_{a0}(z^*)} dz^* \right\}$$
(9)

describes the altitudinal-dependent scale height of the Earth's atmosphere and ionosphere. For simplicity, in this paper developing an analytical limiting theory, will be further considered to be constant. This

approximation corresponds to an isothermal atmosphere. Future numerical calculations will be performed for altitudinal dependent scale heights.

Next, it is supposed that the plasma system is perturbed by an acoustic-gravity wave, expressed by  $\vec{v}_n$ . In such a case, also the partial pressures and densities of the plasma particles as well as the electromagnetic field show deviations from the equilibrium values,

$$\vec{\upsilon}_a = \delta \vec{\upsilon}_a, \ n_a = n_{a0} + \delta n_a, \ p_a = p_{a0} + \delta p_a, \ \vec{E} = \vec{E}_0 + \delta \vec{E} \cdot \vec{B} = \vec{B}_0 + \delta B \,.$$
(10)

The index "0" designates the unperturbed values of the parameters. In the following it is assumed, that the unperturbed magnetic induction is uniform and directed along the z-axis. Viscosity effects are neglected. On substituting the expressions (10) into eqs. (1-3), and retaining only terms of first order in the perturbations, one arrives at the following equations:

$$\frac{\partial \delta n_a}{\partial t} + \nabla (n_{a0} \delta \vec{\upsilon}_a) = 0, \tag{11}$$

$$n_{a0}\frac{\partial\delta\vec{\upsilon}_{a}}{\partial t} = -\frac{1}{m_{a}}grad\delta\hat{P}_{a} + \frac{q_{n}}{m_{a}}\delta n_{a}\vec{E}_{0} + \frac{q_{a}}{m_{a}}n_{a0}\delta\vec{E} + n_{a0}\delta\vec{\upsilon}_{a}\times\vec{\omega}_{a0} + \delta n_{a}\vec{g} - \frac{n_{a0}}{m_{a}}\sum_{b}m_{ab}\nu_{ab}(\delta\vec{\upsilon}_{a} - \delta\vec{\upsilon}_{b})$$
(12)

$$\delta \vec{v}_a \, p \nabla p_0 - \gamma p_{0 \nabla \rho_0} + \rho_0 \frac{\partial \delta p}{\partial t} - \gamma p_0 \frac{\partial \delta \rho}{\partial t} = 0.$$
<sup>(13)</sup>

From the Maxwell equations follows for the electromagnetic field of the plasma disturbances

$$rot\vec{E} = -\frac{\partial\delta B}{\partial t},\tag{14}$$

$$div\overline{E} = \frac{q_e}{\varepsilon_0} (\delta n_e - \delta n_i), \tag{15}$$

$$rot\vec{B} = \mu_0\delta\bar{j} = \mu_0 n_e q_e (\delta\vec{v}_e - \delta\vec{v}_i), \tag{16}$$

div B = 0.(17)Usually, to obtain the relations for the waves excited in the non-stratified plasma, one introduces the

Fourier transformation of the plasma parameters and of the electromagnetic field. But, since the plasma pressure and density show an exponential decrease with the altitude, solving the system of equations (11-17), for the plasma and electromagnetic field parameters here the following expressions are assumed:

$$\delta n_a = \delta n_{a0} \exp\left\{-\frac{z}{2H} + i\vec{k}\vec{r} - i\omega t\right\},\tag{18}$$

$$\delta p_a = \delta p_{a0} \exp\left\{-\frac{z}{2H} + i\vec{k}\vec{r} - i\omega t\right\},\tag{19}$$

$$\delta \vec{v}_a = \delta \vec{v}_{a0} \exp\left\{\frac{z}{2H} + i\vec{k}\vec{r} - i\omega t\right\},\tag{20}$$

$$\delta \vec{E} = \delta \overline{E}_0 \exp\left\{\frac{z}{2H} + i\vec{k}\vec{r} - i\omega t\right\},\tag{21}$$

Substituting in the continuity and momentum equations (11-12) as well as in the equation of state (13) the relations (18-21), one finds in the case of an isothermal system with H=const ( $\omega_{az} = q_a B_z / m_a$ )

$$-i\omega\delta n_{a0} + (ik_z - \frac{1}{2H})n_{a0}\delta \upsilon_{a0z} + ik_x n_{a0}\delta \upsilon_{a0x} + ik_y n_{a0}\upsilon_{a0y} = 0,$$
(22)

$$-i\omega n_{a0}\delta \upsilon_{a0x} = -\frac{i\kappa_x}{m_a}\delta p_{a0} + \frac{q_a}{m_a}(E_{0x}(z)\delta n_{a0} + n_{a0}\delta E_{0x}) + n_{a0}\omega_{az}\delta \upsilon_{a0y} - \frac{n_{a0}}{m_a}\sum_b m_{ab}v_{ab}(\delta \upsilon_{a0x} - \delta \upsilon_{b0x}),$$
(23)

$$-i\omega n_{a0}\delta v_{a0y} = -\frac{ik_y}{m_a}\delta p_{a0} + \frac{q_a}{m_a}(E_{0y}(z)\delta n_{a0} + n_{a0}\delta E_{0y}) -$$
(24)

$$-n_{a0}\omega_{az}\delta\upsilon_{a0x} - \frac{n_{a0}}{m_a}\sum_{b}m_{ab}\nu_{ab}(\delta\upsilon_{a0y} - \delta\upsilon_{b0y}),$$
  
$$-i\omega n_{a0}\delta\upsilon_{a0z} = -\frac{1}{m_a}(ik_z + \frac{1}{2H})\delta p_{a0} + \frac{q_a}{m_a}(E_{0z}(z)\delta n_{a0} + n_{a0}\delta E_{0z}) -$$
(25)

$$-g\delta n_{a0} - \frac{n_{a0}}{m_a} \sum_b m_{ab} v_{ab} (\delta v_{a0z} - \delta v_{b0z}),$$

$$\frac{\gamma - 1}{H} p_0 \delta v_{0z} - i\omega \delta p_0 + i\omega c_s^2 \delta \rho_0 = 0, \ c_s^2 = \frac{\gamma p_0}{\rho_0}$$
(26)

The system of equations (14-17, 16-22) describes the conversion of acoustic-gravity/infrasound waves, propagating into the Earth's atmosphere and ionosphere, into electromagnetic waves, especially into Farley-Buneman [3, 4] and Alfven ones [5]. It is found, that the conversion is possible when the frequency of the acoustic wave is larger than the cut-off frequency  $\Omega = c_s/2H$  so that the waves penetrate into the E-layer [3-5]. The growth rate of Farley-Buneman waves is determined by the collision frequencies of the charged particles with the neutral ones. In [3, 4], considering acoustic waves with frequencies of  $5 \times 10^{-3}$ -20 Hz and neglecting viscosity effects, the waves were found to be caused by the -*y* components of the electron velocities. It was obtained, that there exist always three waves of Farley-Buneman type, one possesses a growing amplitude, and the other two waves are damped. The non-damped wave has, in the E-layer, wave numbers of the order of 1-70 m<sup>-1</sup>. One could note that a few aspects of action on the ionosphere of acoustic and acoustic-gravity waves were analyzed in papers [8, 9].

### **Conclusions.**

1. First steps are performed to describe the conversion of acoustic waves generated by earthquake precursors into electromagnetic ones of the stratified atmosphere of the Earth using many-fluid magnetohydrodynamics.

2. One may conclude that in the E-region of the ionosphere Alfven waves and waves of the Farley-Buneman type are generated in seismo-active regions a few days before earthquakes.

3. Thus, acoustic-gravity waves may influence the diffusion of sporadic E-layers at distances of about 1000-1200 km from the wave generation region.

4. Additional Joule heating caused by the acoustic-gravity waves - and the corresponding increased intensities of the vertical atmospheric currents - result also in modifications of the charged particle densities of the ionosphere. Thus, changes of the characteristic frequencies foE and foF2 may be obtained [10].

### References

1. Liperovsky V.A., Pokhotelov O.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Physical models of coupling in the lithosphere-atmosphere-ionosphere system before earthquakes, Geomagnetism and Aeronomy, Vol.48, No.6, 795-806, 2008.

2. Pulinets S.A., and Boyarchuk K.A., Ionospheric precursors of earthquakes, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 2004.

3. Liperovsky V.A., Meister C.-V., Schlegel K., Haldoupis Ch., Currents and turbulence in and near mid-latitude sporadic E-layers caused by strong acoustic impulses, Ann. Geophysicae, Vol.15, 767-773. 1997.

4. Meister C.-V., On the physical theory of plasmas in non-equilibrium, post-doctoral thesis, University Rostock, 1995.

5. Koshevaya S.V., Grimalsky V.V., Burlak G.N., Kotsarenko A.N., Acoustic channel of the lithosphere-ionosphere coupling, Ukr. J. Phys., Vol. 47, No. 2, 142-146, 2002.

6. Sturrock P.A., Plasma physics. An introduction to the theory of astrophysical, geophysical, and laboratory plasmas, Cambridge University Press, 347 p.,1994

7. Axelsson P., Dispersion relations for waves in anisotropic and stratified magnetoplasmas, Physics Scripta, Vol. 57, 242-245, 1998.

8. Шалимов С.Л., Гохберг М.Б. Неоднородности ионосферы сейсмически активных регионов, обусловленные прохождением атмосферных гравитационных волн, генерируемых в эпицентральной зоне//В

400

сб. "Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений с помощью радиофизических наземнокосмических методов". М.: ОИФЗ РАН, 1998. С. 88-98.

9. Гохберг М.Б. Некоторые аспекты акустического воздействия на ионосферу//В сб. "Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений с помощью радиофизических наземно-космических методов". М.: ОИФЗ РАН, 1998. С. 138-141.

10. Liperovskaya E.V., Meister C.-V., Bogdanov V.V., Liperovsky V.A., On the space scales of seismo-ionospheric effects based on data of the critical foF2-frequency observed by the VS-stations Tokyo, Petropavlovsk-Kamchatsky and Tashkent, this volume.

## ГЕНЕРАЦИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ И ИНФРАКРАСНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ТРОПОСФЕРЕ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ **GENERATION OF ELECTRIC FIELD AND INFRARED RADIATION IN THE TROPOSPHERE BEFORE EARTHOUAKES**

В.В. Михайлин <sup>1</sup>, В.А. Липеровский <sup>2</sup>, А.С. Силина <sup>2</sup>, В.В.Богданов <sup>3</sup>, К.-В. Мейстер <sup>4</sup>, Е.В. Липеровская <sup>2</sup>

<sup>1</sup>Физический факультет МГУ, г. Москва, Воробьевы горы, д. 1

<sup>2</sup>ИФЗ РАН, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10

<sup>3</sup>ИКИР ДВО РАН, Камчатская обл., Елизовский район, с. Паратунка

<sup>4</sup>Технологический Университет, Германия, Дармштадт, Шлоссенгартен штрассе, 9

Some years ago, a model of the generation of local electric fields in the atmosphere a few days before earthquakes and up to a few days after the seismic shock was proposed. The process of of the electric fields generation occurs due to increased ionization in the atmosphere at the presence of aerosols. The electric field arises because the larger aerosols which are mainly negatively charged fall down with a larger velocity than the smaller, mainly positively charged aerosols. The ionization in such atmospheric regions is caused by radon, the concentration of which increases in earthquake preparation regions. The formation of mosaic-likely distributed regions of electric fields with intensities of  $3 \cdot 10^2 - 10^5$ V/m, and on the other hand, large areas with increased electrical conductivity should cause a series of physical effects which may be studied using earth-based, atmospheric and satellite observations.

The theoretical analysis of the possible infrared emission spectra showed, that the most important spectral bands, from which information is obtained on electric fields in the night-time ionosphere, possess wavelengths in the interval between 7.0  $\mu$ m and 17.0  $\mu$ m. A hypothesis is proposed according to which the infrared emissions are not only connected with the electron acceleration, but also with the heating of the light ions in the electric field.

1. Работы в направлении поиска прогноза землетрясений на основе традиционных сейсмологических методов ведутся уже около 150 лет. Считается, что в принципе проблема долгосрочного прогноза решена. Проблема же оперативного прогноза землетрясений за несколько десятков часов до события была и остается одной из нерешенных проблем. Заметим, что для успешного оперативного прогноза необходимы не только сейсмологические исследования, а всестороннее исследование физики землетрясений и комплекса различных явлений, связанных с подготовкой землетрясения, в частности, вариаций квазистационарного электрического поля, вспышек света и других световых явлений в атмосфере. Эти явления неоднократно наблюдались в ночных условиях перед сильными разрушительными землетрясениями [1, 2, 3]. Однако хорошо наблюдаемые невооруженным глазом световые явления перед землетрясениями бывают достаточно редко – при магнитудах M>6 в 5% случаев [4]. Двадцать лет назад при исследовании со спутников уходящего равновесного инфракрасного излучения над Среднеазиатским регионом на основе анализа ежесуточных ночных космических тепловых снимков в диапазоне 10,5-11,3 мкм в периоды подготовки землетрясений впервые были обнаружены аномалии [5]. Аналогичные наблюдения были и в последние годы [6]. Однако для решения проблемы прогноза землетрясений интересно исследовать спектры инфракрасного неравновесного излучения.

Области ионизации в атмосфере над областью подготовки землетрясений можно диагностировать также при помощи радиолокации, анализируя помехи [7, 8]. Вопрос о том, какие физические механизмы приводят к свечению в атмосфере перед землетрясениями, является очень непростым и рассматривался в работе [9], при этом привлекалось несколько гипотез, см. например, [1]. В большинстве гипотез предполагалось, что причиной свечения является аномальное электрическое поле.

Модель генерации квазиоднородного крупномасштабного аномального электрического поля в приземной атмосфере перед землетрясениями развивалась в работах [10, 11, 12, 13]. Эта модель учитывает аномальную ионизацию при выделении радона из земной коры перед землетрясениями и процесс гидротации - притяжение молекул воды, всегда присутствующих в атмосфере, к образовавшимся ионам, формирование лиганд, предохраняющих заряженные частицы от рекомбинации и делающих их квазистабильными.

Предложенная модель процесса [14, 15, 16, 17] подразумевает образование мозаично разбросанных в атмосфере в зоне подготовки землетрясений френкелевских областей нестационарного электрического поля с характерными размерами порядка сотен метров, являющихся источниками неравновесного инфракрасного излучения в окне прозрачности для длин волн 7-17 мкм. Предполагалось, что если электрические поля – предвестники в периоды подготовки землетрясений в приземной атмосфере недостаточно велики для пробоя, то, вероятно, они будут достаточными для возбуждения неравновесного инфракрасного (ИК) излучения.

2. Испускаемые при радиоактивном распаде радона  $\alpha$ -частицы с энергией порядка 6 Мэв отдают свою энергию при многократных воздействиях на молекулы атмосферы, вызывают ионизацию, а также и возбуждение молекул. Далее происходит процесс прилипания молекул воды к молекулярным ионам. В результате образуются легкие ионы (до 8 присоединенных молекул H<sub>2</sub>O), средние и тяжелые, затем происходит образование заряженных аэрозолей, увеличение их размеров и количества при достаточной влажности [18]. На рис.1 представлена схема одного из наиболее вероятных случаев процесса ионизации и эволюции ионов N<sub>2</sub><sup>+</sup> и O<sub>2</sub> атмосферы при участии молекул воды H<sub>2</sub>O. При объединении молекулы H<sub>2</sub>O с ионом возможна генерация инфракрасного излучения. Такая модель позволяет объяснить происхождение аэрозольных частиц, образующихся в зонах повышенной проводимости [18]



Рис.1 Один из наиболее вероятных случаев процесса ионизации.

Важно, что в природе имеет место экспериментально обнаруженная и теоретически обоснованная закономерность [19], заключающаяся в том, что мелкие аэрозоли преимущественно заряжены положительно, а крупные отрицательно.

Далее идет френкелевское гравитационное разделение зарядов и образование электрического поля [20]. В соответствии с [14]  $E_{\max} \sim V \rho_+ / S \varepsilon_o$ , (где  $\rho_+$  – плотность объемного положительного заряда, V- объем блинообразного облака, S- его площадь), т.е. максимальная амплитуда всплеска вертикального локального электрического поля в атмосфере определяется

средней плотностью положительного заряда на единицу площади проекции. Так происходит образование мозаично разбросанных в атмосфере нестационарных френкелевских областей электрического поля, причем в верхней части облака заряд положительный, а в нижней – отрицательный Эти области являются источниками неравновесного инфракрасного излучения.

Если на высоте h образовалось электрическое поле, то оно вызывает электрический ток, уменьшающий это поле  $j_{полн}=j_{ли}+j_{мu}+j_{3}+j_{сu}+j_{тu}$  где  $j_{лu}$ -ток легких ионов,  $j_{мu}$  -ток молекулярных ионов,  $j_{3}$ -ток электронов,  $j_{cu}$  -ток средних ионов,  $j_{\tauu}$  -ток тяжелых ионов. Вклады этих компонент в полный ток, рассматривался в ряде книг и статей, в частности, в [13]. Основной вклад вносит ток легких ионов  $j_{nu}=|q|\mu_{nu} E n_{nu}$ , (где q – заряд электрона,  $n_{nu}$ - концентрация легких ионов,  $\mu_{nu}$ - подвижность легких ионов). Экспериментальное измерение подвижности легких ионов показало, что  $\mu_{nu}$  находится в пределах от 0.5 до 5 см<sup>2</sup>/Вс.

Подвижность легких ионов увеличивается при увеличении высоты, поскольку уменьшается концентрация нейтральных молекул и увеличивается длина свободного пробега. В результате увеличивается электрический ток, уменьшающий разделение зарядов. Но скорость опускающихся крупных аэрозолей также увеличивается с высотой из-за уменьшения концентрации нейтральных молекул, и, следовательно, уменьшения вязкости. Вклады этих процессов практически компенсируют друг друга, и в результате электрическое поле во френкелевской области может быть такое же сильное, как и вблизи поверхности земли. Заметим, что ИК излучение с высот 10-15 км может быть зарегистрировано на космическом аппарате, в то время как излучение из приповерхностного слоя практически поглотится атмосферой. Предполагается, что радон может быть перенесен на высоты 10-15 км восходящими потоками в атмосфере над локально нагретыми областями, и на этих высотах может возникнуть область повышенной ионизации.

Далее при генерации электрического поля на высотах порядка 10 км при нагреве легких ионов в хвосте функции распределения появляется заметная фракция частиц с энергией порядка 0.1-.0.2 ЭВ. Этой энергии достаточно для возбуждения и дальнейшего высвечивания квантов инфракрасного излучения, соответствующих колебательным спектральным полосам молекул N<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub> в интервалах длин волн от 7 до 17 мкм. Таким образом, генерация ИК свечения в связи с подготовкой землетрясения по-видимому, эффективна на указанных высотах

Важно подчеркнуть, что основная энергия предвестников землетрясения при таком механизме черпается из атмосферы. Происходит усиление сигнала-предвестника за счет энергии атмосферы.

**3.** Остановимся на еще одном физическом процессе, приводящем к ИК излучению из областей дополнительной ионизации при повышении содержания радона. При этом процессе также происходит усиление сигнала-предвестника землетрясения. Энергия ИК сигнала по большей части черпается из атмосферы, усиливая энергию основного предвестникового эффекта над областью подготовки землетрясения.

Выделяющийся в атмосферу радон испускает альфа-частицы, которые ионизируют молекулы газов, см. рис.1. После ионизации происходит присоединение молекул воды к ионам  $N_2^+$   $O_2^-$ , и образование легких ионов, процесс достаточно длительный, продолжается десятки-сотни минут [13]. Энергия сродства легкого иона с присоединяющейся к ней молекулы воды порядка 0,5 Эв. Эта энергия может перейти как в энергию теплового движения частиц атмосферы, так и пойти на излучение квантов инфракрасного излучения при актах присоединения. Отметим, что кванты ИК излучения с длиной волны 7-17 мкм имеют энергию 0,1-0,2 ЭВ. Это излучение скорее всего будет иметь сплошной спектр, а не линейчатый, и будет добавляться к вызванному электрическим полем излучению, состоящему из отдельных спектральных линий.

4. Анализ показал, что для обсуждаемой проблемы возможны полосы излучения в окрестности спектральных линий с длинами волн (мкм) 7.7 (CH<sub>4</sub>, метан ) 4.6, 7.8, 17, (N<sub>2</sub>O, закись азота), 4.7 (CO, окись углерода), 5.2, 9.4, полоса 4.2-4.4, полоса 13.5-16.5 (CO<sub>2</sub>, углекислый газ), 4.8 5.8 9.6 (O<sub>3</sub> озон), 13.3 (NO<sub>2</sub>), 5.5-7.5 (5.5-7.5). в соответствии с [21]. Отметим, что N<sub>2</sub>-азот, O<sub>2</sub>-кислород, H-атомарный водород, Rn –радон, Не-гелий не имеют полос в ИК-спектре в диапазоне 7-20 мкм. Проверка предложенного механизма должна быть осуществлена как в лаборатории, так и при наземных наблюдениях френкелевских областей, расположенных на высотах 10-15 км, где длина свободного пробега молекул выше на порядок, чем у поверхности земли и будет достаточно эффективно работать предложенный механизм нагрева частиц из хвоста функции распределения легких ионов в электрическом поле.

При наблюдениях с космического аппарата френкелевских областей на высотах от 5 до 15 км по-видимому наибольший эффект можно ожидать в области прозрачности 4-18 мкм. При наземных наблюдениях на высотах приземного в безоблачном небе, повидимому, интересен только участок спектра от 7 до 17 мкм.

#### Выводы

1. Перед землетрясениями можно ожидать образования в атмосфере мозаично разбросанных нестационарных областей повышенной ионизации за счет выбросов радона и квазистационарного электрического поля на высотах 10-15 км.

2.Можно ожидать появления спектральных полос ИК излучения для  $CO_2$ ,  $NO_2$ ,  $N_2O$ ,  $H_2O$ ,  $CH_4$ ,  $O_3$  в диапазоне от 7 до 17 мкм в мозаично расположенных в атмосфере излучающих областях над зоной подготовки землетрясения.

## Литература

1. Григорьев А.И., Гершензон Н.И., Гохберг М.Б. О природе свечения атмосферы при землетрясениях// Докл. АН СССР. 1988. Т.300. № 5. С.1087-1090.

2. *Hedervari P., Noszticzius Z.* Recent results concerning earthquake lights//Annales Geophysicae 1985. V.3 N.6, P.705-707.

3. Соболев Г.А., Демин В.М. Механоэлектрические явления в Земле. М.: Наука, 1980. 260 с.

4. *Papadopoulos G. A.* Luminous and fiery phenomena associated with earthquakes in the East Mediterranean // Atmospheric and ionospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes/Ed. by M.Hayakawa, Tokyo: TERRAPUB. 1999. P.559-575.

5. Горный В.И., Сальман А.Г., Тронин А.А., Шилин Б.В. Уходящее инфракрасное излучение Земли – индикатор сейсмической активности // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, № 1. С. 67-69.

6. *Пулинец С.А., Романов А.А., Урличич Ю.М., Романов мл. А.А., Дода Л.Н., Узунов Д.* Первые результаты пилотного проекта по комплексному диагностированию предвестников землетрясений на Сахалине // Геомагнетизм и Аэрономия. 2009. Т.49, №1. С.123-132.

7. Воинов В.В., Гуфельд И.Л., Кругликова В.В., Маренко В.Ф., Миранян Ф.П., Ледовский И.С. Эффекты в ионосфере и атмосфере перед Спитакским землетрясением 7 декабря 1988 г. //Изв. АН СССР, Физика Земли. 1992. № 3. С. 96-101.

8. Сливинский А.П., Терехов А.С., Липеровский В.А. Геофизический радар для наблюдения образований с повышенной ионизацией в атмосфере над областью подготовки землетрясения//Сейсмические приборы. 2008. Вып. 44, № 2, С.41-49.

9. Шалимов С.Л., Гохберг М.Б. Неоднородности ионосферы сейсмически активных регионов, обусловленные прохождением атмосферных гравитационных волн, генерируемых в эпицентральной зоне // В сб. "Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений с помощью радиофизических наземно-космических методов", ред. Страхов В.Н., Липеровский В.А., М.: ОИФЗ РАН, 1998. С. 88-98.

10. *Pulinets S.A., Boyarchuk K.A., Hegai V.V., Karelin A.V.* Conception and model of seismo-ionospheremagnetosphere coupling // Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling / Ed. M. Hayakawa and O.A. Molchanov. Tokyo: Terrapub. 2002. P. 353–361.

11. Pulinets S.A., Boyarchuk K.A. Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 2004. 215 p.

12. Сорокин В.М., Чмырев В.М. Электродинамическая модель ионосферных предвестников землетрясений и некоторых других видов катастроф // Геомагнетизм и Аэрономия. 2002. Т.42, № 6. С. 820-830.

13. Смирнов В.В. Ионизация в тропосфере. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992, 312 с.

14. Липеровский В.А., Михайлин В.В., Давыдов В.Ф., Богданов В.В., Шевцов Б.М., Умарходжаев Р.М. Об инфракрасном излучении в атмосфере перед землетрясениями // Геофиз. исслед. 2007. Вып. 8. С.51–68.

15. Липеровский В.А., Умарходжаев Р.М., Михайлин В.В., Богданов В.В., Мальцев С.А., Липеровская Е.В., Кайсин А.В., Лексина Е.Г. Метод поиска предвестников землетрясений на основе дистанционной регистрации локальных электрических полей в атмосфере //Сейсмические приборы. 2009. Вып. 45, № 4.С. 58-68.

16. *Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Davidov V.F., and Bogdanov V.V.* On the possible influence of radon and aerosol injection on the atmosphere and ionosphere before earthquakes// Natural Hazards and Earth System Sciences, 2005, V.5. N6 P. 783 – 789.

17. *Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Bogdanov V.V.* On the generation of electric field and infrared radiation in aerosol clouds due to radon emanation in the atmosphere before earthquakes// Natural Hazard and Earth System Sciences, 2008. V.8. P.1199-1205.

18. Смирнов В.В. Образование ядер конденсации в областях повышенной ионизации. Тр. ИМ, 1980, вып.24(89), стр. 80-98.

19. Русанов А.И. К термодинамике нуклеации на заряженных центрах. // ДАН СССР, 1978. Т.238, №4. С.831-834.

20. Френкель Я.И. Теория явлений атмосферного электричества. М.; Л.: ГИТТЛ, 1949. 155 с.

21. Зуев В.Е., Зуев В.В. Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 230 с.

# АНОМАЛЬНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ЭЛЕКТРИЧЕСКОМ ПОЛЕ ЗЕМЛИ В П. КАРЫМШИНА (КАМЧАТКА) В СВЯЗИ С СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ ANOMALOUS EFFECTS IN THE EARTH'S ELECTRIC FIELD DUE TO STRONG EARTHQUAKES IN CASE OF KARYMSHINA SETTLEMENT, KAMCHATKA

Ю.Ф.Мороз, Т.А.Мороз

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, e-mail: morozyf@kscnet.ru; moroz@irk.ru

Magnetotelluric impedance and low-frequency variations of the Earth's electric field were studied using data from electromagnetic monitoring. Abnormal changes have been revealed in the dynamics of the lithosphere conductivity and in the behavior of the average hourly tension of electric field. The abnormal variations might be related to large earthquakes. The origin of the anomalies was considered.

### Анализ электрического поля внутриземных источников

Предполагается, что электрическое поле внутриземных источников вызвано электрохимическими, электрокинетическими, пьезоэлектрическими и другими процессами, протекающими в литосфере сейсмоактивных областей. Каким образом выделить вариации электрического поля внутриземных источников из электрического поля Земли? Для этого, повидимому, целесообразно обратиться к низкочастотному диапазону электрического поля Земли, в котором интенсивность вариаций внешнего источника (ионосферного, магнитосферного) в значительной мере ослаблена.

Для грубой оценки интенсивности электротеллурического поля в низкочастотном диапазоне можно использовать соотношение  $E_{rop.} = Z H_{rop.}$ , справедливое для горизонтально-однородной

среды, где Е и Н напряженности горизонтального электрического и магнитного полей, *z*импеданс (входное комплексное сопротивление среды). Рассмотрим электротеллурическое поле на периодах более суток. Оно содержит 27 – дневные вариации и их гармоники с периодами 13.5 и 9 дней, а также годовые и полугодовые вариации [1], [2]. Интенсивность вариаций геомагнитного поля, включая магнитные бури, в указанном низкочастотном диапазоне не более 10 нТл, импеданс не превышает 0.15. Следовательно, напряженность электротеллурического поля около 1.5 мВ/км. На линиях меньшей длины она соответственно уменьшается. По многолетнему опыту работ интенсивность электрического поля внутриземных источников составляет сотни мВ/км. Поэтому, в низкочастотном электрическом поле Земли на периодах более суток мы вправе проигнорировать вариации, связанные с внешним источником.

Рассмотрим результаты мониторинга низкочастотного электрического поля Земли в п. Карымшина, где временные ряды электрического поля в меньшей мере обременены помехами. Здесь мы располагаем временными рядами напряженности электрического поля в период с 01.01.2005 г. по 31.03.2009 г. Для анализа использованы среднечасовые значения напряженности электрического поля. Из временных рядов удалены высокочастотные вариации путем фильтрации с окном 50 часов. Наряду с этим отфильтрованы также низкочастотные вариации с окном 1000 часов. Полученные таким путем временные ряды напряженности электрического поля для линий 01, 02, 03 и 04, 05, 06 изображены на рис.1.

Для лучшей наглядности временные ряды показаны в одном и том же вертикальном м-бе в мВ/км. В поведении временных рядов выражены синхронные аномальные возмущения бухтообразной формы продолжительностью 1 – 2 месяца. Интенсивность возмущений составляет первые сотни мВ/км. Исключением является линия 0 – 6, на которой возмущения выражены слабо или практически не проявились. Характерно, что возмущения электрического поля имеют повышенную интенсивность на коротких линиях. Это свидетельствует, что они связаны с локальным близповерхностными эффектами в районе измерительных линий. Не исключено, что данные эффекты являются приэлектродными и могут быть связаны с изменением минерализации и уровня грунтовых вод в районе электродов.



Рис.1. График среднечасовых значений напряженности электрического поля в обс. Карымшина а, б, в, г, д, е – измерительные линии: 0 – 1, 0 – 0 - 2, 03, 04, 05, 06, соответственно (см. рис. 2).

Временные ряды напряженности электрического поля мы сопоставили с моментами сильных удаленных и относительно слабых близких землетрясений (рис.8). Таких землетрясений за рассматриваемый период пять (M = 8.3 - 15.11.06, M = 7.4 - 15.01.09, M = 6.4 - 30.05.07, M = 5.7 - 17.11.07, M = 5.5 - 15.04.08). На рисунке видно, что моменты землетрясений предваряются аномальными возмущениями электрического поля примерно за 1.5 - 2 месяца. Подобные эффекты были выявлены нами на оз. Байкал [3]. Здесь на западном берегу озера в п. Тырган в поведении напряженности электрического поля внутриземных источников проявились бухтообразные возмущения интенсивностью в первые сотни мВ/км, которые связываются с землетрясениями с K>12. Следует отметить результаты, полученные в США, СССР и Китае. Они свидетельствуют об изменении земного электропотенциала перед землетрясениями [4, 5, 6, 7].

Временные ряды напряженности электрического поля мы сопоставили с моментами сильных удаленных и относительно слабых близких землетрясений (рис.8). Таких землетрясений за рассматриваемый период пять (M = 8.3 - 15.11.06, M = 7.4 - 15.01.09, M = 6.4 - 30.05.07, M=5.7 - 17.11.07, M = 5.5 - 15.04.08). На рисунке видно, что моменты землетрясений предваряются аномальными возмущениями электрического поля примерно за 1.5 - 2 месяца. Подобные эффекты были выявлены нами на оз. Байкал [3]. Здесь на западном берегу озера в п. Тырган в поведении напряженности электрического поля внутриземных источников проявились бухтообразные возмущения интенсивностью в первые сотни мВ/км, которые связываются с землетрясениями с К>12. Следует отметить результаты, полученные в США, СССР и Китае. Они свидетельствуют об изменении земного электропотенциала перед землетрясениями [4, 5, 6, 7].

Какова природа аномальных возмущений электрического поля Земли? Анализ показывает, что в п. Карымшина аномальные изменения электрического поля Земли не связаны с метеоусловиями. Предполагается, что изменение тектонических напряжений, предваряющее землетрясение, может привести к изменению уровня и минерализации подземных вод. Это вызовет усиление электрохимических, электрокинетических и других эффектов в верхних частях земной коры, что проявится в аномальном изменении электрических потенциалов. Согласно представлениям H. Мидзубани ИЗ данных по диффузии [7] подземных вод электрокинетическому эффекту изменение разности потенциалов перед землетрясениями могут достигнуть сотен мВ.

406

#### Литература

- 1. Мороз Ю.Ф., Лагута Н.А., Мороз Т.А. Магнитотеллурическое зондирование Камчатки // Физика Земли. 2008. № 2. С. 1 13.
- 2.Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Исследование динамики геоэлектрической среды по данным электротеллурического поля // Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 39 48.
- 3. Резниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9 – 27.
- 4.Corwin R.F. and H.F. Morrison, 1977, Self-potential variations preceding earthquakes in central California, Geophys Res.Lett., 4, 171 174.
- 5. Mizutani H., T. Ishido, Yokokura and S. Ohnishi, 1976, Elektrokinetic phenomena associated with earthquakes, Geophys. Res. Lett, 3, 365 368.

6.Myachkin V.I., G.A. Sobolev, N.A. Dolbikina, V.N. Morozow and V.B. Preobrazensky, 1972.The study of variations in geophysical fields near focal zones of Kamchatka, Tectonophys., 14, 287 – 293.

7.Noritomi K., 1978, Application of precursory geoelectric and geomagnetic phenomena to earthquake prediction in China, Report by Japanese Seismological Society Delegation to the People's Republic of China, Seism. Soc. Japan., 57 – 87 (in Japanese; for English translation , see Chinese Geophys., 1, No, 2, 377 – 391, Amer. Geophys, Union).

## РАДИОПРОСВЕЧИВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ НАД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ С ПОМОЩЬЮ ГРОЗОВЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ СИГНАЛОВ REMOTE SOUNDING OF AREAS ABOVE EARTHQUAKES BY MEANS OF THUNDERSTORM ELECTROMAGNETIC SIGNALS

В.А. Муллаяров, В.В. Аргунов, Л.М. Абзалетдинова

Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН,

г. Якутск, e-mail: mullayarov@ikfia.ysn.ru

The opportunity of using of electromagnetic signals of lightning discharges (atmospherics), registered in Yakutsk, for remote monitoring of seismic activity is considered. Variations of atmospherics' amplitude, propagating in a ground-ionosphere waveguide above areas of earthquake epicenters, reflect changes of electron's concentration in the bottom ionosphere, occuring under influence of litospheric processes. Effects are displayed from strong not deep earthquakes. In day of earthquake and after them the increase of atmospherics' amplitude is observed, and in a previous days the variations expressed in strengthening with subsequent, accordingly, falling of amplitude for some days before event are possible.

Testing of an available database of atmospherics by means of simple algorithm of detection potentially seismic-activity periods, based on the specified sequence of amplitude variations, has shown that the probability of revealing of such periods can be 65-70 %. Azimuthal measurements testify that the sizes of the disturbed area in the bottom ionosphere can reach the sizes of 5th Fresnel zones (frequency of a signal 10 kHz) in day of earthquake and the sizes of 1-2 zones in previous days.

Поиск предвестников землетрясений ведется во многих процессах и явлениях, в том числе и в электромагнитных сигналах. В настоящей работе рассмотрены проявления литосферных процессов в естественных ОНЧ радиоизлучениях грозовой природы (в вариациях амплитуды атмосфериков). Хотя грозовые источники электромагнитных сигналов являются в значительной степени нестационарными, достаточно большой поток атмосфериков позволяет надеяться на их использование для радиопросвечивания сейсмоактивных областей.

В соответствии с результатами [1], в вариациях амплитуды атмосфериков, проходящих над эпицентрами землетрясений, следует ожидать эффекты от неглубокофокусных землетрясений с магнитудой более 4,0. Эффекты землетрясений и их предвестников проявляются в виде усиления амплитуды. Для более детального рассмотрения эффектов здесь выбраны трассы прохождения сигналов над двумя "геодинамическими полигонами": п-ов Камчатка и Японские о-ва. Поскольку наблюдения дальних атмосфериков проводятся не на регулярной основе, то с учетом фактической работоспособности приемной аппаратуры, для анализа проявлений землетрясений на Японских островах удалось отобрать только 6 событий (характеристики землетрясений взяты из каталога: neic.usgs.gov/neis/eglists/significant.html).

Для анализа основных особенностей эффектов в амплитуде сигналов атмосфериков рассмотрим два конкретных события землетрясений. Первое событие 02.12.05 произошло вблизи Японских островов. Магнитуда землетрясения составляла 6.5, глубина 29 км. Азимут на эпицентр землетрясения составлял 156,5°, а дальность - 2795 км. Данное событие по характеру проявления в сигналах атмосфериков отличается тем, что эффекта собственно землетрясения в вариациях амплитуды атмосфериков не наблюдалось (рис. 1*a*). В то же время, за 6-8 дней до события зарегистрировано хорошо выраженное повышение уровня сигналов (в два раза) в

околополуночные часы, которое в соответствии с результатами [1] может рассматриваться как предвестник землетрясения.



в которое здесь будет рассматриваться как "типовое", произошло в Японии (41,89 N; 143,75 E) 11.09.08. Магнитуда составляла 6.8, глубина - 25 км. Азимут на эпицентр землетрясения составлял 151°, а дальность - 2430 км. Как 02.12.05, так и 11.09.08 землетрясения произошли в сейсмоактивной зоне на относительно близком расстоянии до пункта регистрации.



Вариации средней амплитуды ночных атмосфериков (00-01 LT) показывают хорошо выраженный эффект землетрясения, последовавший на следующий день после события, - пик амплитуды в 4 раза более высокий, чем в предшествующие 3 дня. Такое же возрастание амплитуды, наблюдавшееся 05.09.08, можно рассматривать как предвестник землетрясения. Оба эффекта проявились в первой зоне Френеля. На рис.  $2a, \delta$  приведены соответствующие вариации амплитуды атмосфериков, принимаемых в этот же часовой интервал с меньших и больших азимутов (через 2 градуса). Видно, что эффекты имели "тонкую" структуру. Из рис.  $2a, \delta$  следует, что фактически зарегистрировано 2 предвестника: 31.08.08 и 05.09.08. При этом первый предвестник, который дал максимальный эффект восточнее на 4° относительно направления на эпицентр (см. рис. 2a), был достаточно широкий по азимуту (10°), в то время как второй (05.09.08) был более узким с максимумом на 4° западнее. Эффект собственно землетрясения оказался "размазан" по времени и пространству : 12.09.08 (на следующий день после события) максимум возмущения амплитуды атмосфериков зарегистрирован на азимутальном направлении +6°

относительно направления на эпицентр (западнее, без захвата эпицентра), а на следующий день (13.09.08) в эти же часы эффект наблюдался уже в направлении на эпицентр и восточнее его.

Результаты показывают, что в вариациях амплитуды электромагнитных сигналах грозовых разрядов - атмосфериков, распространяющихся над эпицентрами землетрясений, возможно проявление как собственно землетрясений, так и процессов, предшествующих землетрясениям (предвестников). Повышение амплитуды атмосфериков, проходящих над эпицентром землетрясения, предполагает, что литосферные процессы приводят к изменению профиля электронной концентрации в нижней ионосфере. Обычно рассматривается повышение концентрации электронов, что может трактоваться как повышение коэффициента отражения волн. Если рассматривать трассы средней протяженности (2000-5000 км) с небольшим числом отражений волн от ионосферы, то с учетом граничных условий можно ожидать, что литосферные процессы в период подготовки землетрясения должны проявляться не только в вариациях амплитуды атмосфериков, но и в изменении отношения Ев/Нт, где Ев - вертикальная составляющая электрического поля (регистрируется в эксперименте). Нт - тангенциальная (горизонтальная) составляющая магнитного поля волны, принимаемая двумя скрещенными рамочными антеннами. Действительно, исходя из известного условия: Ев/Е $\tau = \sqrt{\epsilon}'$ , где  $\epsilon'$  комплексная относительная диэлектрическая проницаемость, зависящая от проводимости среды о (от плотности электронов), при изменении концентрации электронов (в период "предвестника") на расстояниях порядка одного "скачка" волны (одного отражения от ионосферы) можно ожидать изменения отношения Ев/Ет и, соответственно, отношения принимаемых компонент поля атмосфериков Ев/Нт. Для проверки такой возможности при анализе вариаций сигналов производился расчет данного отношения Ев/Нт.

На рис. 16 были приведены вариации отношения Ев/Нт в событии землетрясения 02.12.05. За 7-8 дней до землетрясения (одновременно с предвестником, рис. 1*a*) наблюдается падение значения данного отношения, после чего наблюдается, соответственно, возрастание Ев/Нт. Такое поведение отношения наблюдается в большинстве рассмотренных событий землетрясений (см. рис. 3*г*, на котором приведен средний ход данного отношения для 9 землетрясения, полученный методом наложения эпох, в качестве нулевого дня рассматривается день землетрясения). Падение отношения Ев/Нт за 3-8 дней до землетрясения значимо с вероятностью 95%.

Таким образом, за несколько дней до землетрясения наблюдается два взаимосвязанных процесса в параметрах электромагнитных сигналов грозовых разрядов, проходящих над областью эпицентра землетрясения: возрастание средней амплитулы и паление отношения компонент сигнала Ев/Нт. Можно предложить сценарий возмущения в нижней ионосфере, которому могут удовлетворять оба, вроде бы противоречащих друг другу, процесса. Для этого следует допустить, что литосферные процессы предвестника землетрясения проявляются, в основном, в разогреве нижней ионосфере и, как следствие, в понижении, наоборот, электронной концентрации в нижней части Е области ионосферы. В этом случае уменьшение отношения Ев/Нт объясняется уменьшением проводимости плазмы (комплексной диэлектрической проницаемости), а повышение средней амплитуды атмосфериков - уменьшением степени затухания волн в нижней части ионосферы, когда они распространяются в ионосфере до "точки отражения" и обратно (см., например, [2]). Подобная ситуация рассмотрена в работе [3] применительно к сигналам СДВ радиостанций, в которых наблюдаются амплитудно-фазовые возмущения, обусловленные воздействием грозовых разрядов на ионосферу. В [3] модельными расчетами показано, что воздействие на ионосферу в виде последовательности электромагнитных грозовых импульсов может привести к ослаблению электронной концентрации на высотах около 90 км и, как следствие, к уменьшению затухания волн в нижней ионосфере - к возрастанию амплитуды сигнала радиостанции. Однако интерференционная картина поля вдоль земной поверхности (интерференция нескольких мод волн) [3], также может повлиять на эффекты землетрясений. Именно этим, по-видимому, объясняется отсутствие эффекта землетрясения в событии 02.12.05, в то время, как эффект предвестника выражен четко (рис. 1*a*).

Рассмотренные предвестники землетрясений в амплитудных вариациях атмосфериков можно попытаться использовать как один из способов краткосрочного прогнозирования землетрясений. Для проверки такой возможности проведен тестовый анализ имеющегося массива данных по атмосферикам, проходящих над одним из сейсмоактивных регионов - над Камчатским полуостровом. Использованы результаты регистрации дальних атмосфериков в зимние сезоны 2004-2006 гг. Так как размеры области проявления предвестника, соответствующие первой зоне Френеля над Камчаткой для атмосфериков, возникающих на дальностях до 6000 км от приемника

в Якутске, могут составлять порядка 300 км, то для тестового анализа достаточно было задать 1-2 виртуального эпицентра. В качестве виртуального эпицентра была выбрана точка с координатами 55° N, 160° Е ("середина" полуострова, азимут в Якутске на данную точку относительно северного направления - 100°, дальность - 1900 км).

Простейший алгоритм выработки возможного "алерта" заключался в следующем. В выбранный часовой интервал суток (около полуночи) день ото дня рассчитывались среднеквадратичные вариации амплитуды атмосфериков и если в очередные сутки следовало превышение амплитуды атмосфериков над уровнем среднеквадратичных вариаций, то этот день начинал рассматриваться в качестве возможного дня алерта. Алерт вырабатывался, если затем понижение средней амплитуды атмосфериков, превышающее следовало vровень среднеквадратичных вариаций, не менее двух дней подряд (предвестники наблюдаются за 3-8 дней до землетрясения). Следующие 10 дней после выработки алерта пропускались, чтобы исключить возможное проявление афтершоков. После анализа всего массива данных проведено сопоставление с каталогом реально зарегистрированных землетрясений в выбранном регионе. результаты сопоставления приведены в Табл. 1 (учитывались землетрясения с магнитудой более 4,0, наличие алерта обозначено "+", а отсутствие - "о"). Следует отметить, что имеющийся массив данных имеет, к сожалению, очень много пропусков, что исключило из анализа значительную часть событий.

Табл. 1.

	Лата	Время	Широта	Лопгота	Глуби-	Магни-	Алерт
	Aura	Bpeilla	mpolu	прота долгота		туда	1 mep 1
1	15.02.2004	165129.53	54.83	164.61	30	4.40	+
2	25.02.2004	085606.50	54.62	162.81	19	5.50	0
3	03.03.2004	155528.28	54.55	162.53	52	4.30	+
4	20.03.2004	085315.11	53.83	160.47	52	5.80	0
5	14.04.2004	015409.22	55.23	162.66	51	6.20	+
6	16.11.2004	115728.14	53.06	160.13	48	5.50	-
7	11.11.2005	145450.74	55.13	164.65	11	4.20	+
8	13.12.2005	190139.74	55.99	161.47	87	4.40	+
9	06.02.2006	055133.07	56.19	164.20	24	5.70	0
10	12.04.2006	010658.69	56.40	163.99	28	6.00	+

В Табл. 1 учтены землетрясения, у которых расстояние их эпицентров до трассы, проходящей через виртуальный эпицентр, составляло не более 1-2 зон Френеля. В качестве примера отсутствия алерта на землетрясение с эпицентром, располагающимся на большем расстоянии, чем указанные зоны Френеля, приведено землетрясение под номером 9. За исключением лишь одного события (номер 4) землетрясения пришлись на область севернее основной трассы распространения сигналов (проходящих через виртуальный эпицентр). Как следует из Табл. 1, из 9 землетрясений в этой области пропущено 2 события. Вызывает вопрос пропущенное, близко-расположенное к основной трассе, землетрясение под номером 2, которое зарегистрировано спустя 10 дней после алертного землетрясения, являющегося одним из этих двух наиболее близко-расположенных к основной трассе землетрясений. Возможно, именно это обстоятельство (короткое время после первого события и близкое к нему расположение пропущенного землетрясения) сыграло роль в отсутствие алерта.

Работа поддержана грантом РФФИ 09-05-98540-р\_восток\_а и программами Президиума РАН №16, РНП 2.1.1/2555.

#### Литература

1. Mullayarov V.A., Karimov R.R., Kozlov V.I. Variations in thunderstorm VLF emissions propagating over the epicenters of earthquakes // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2007. Vol. 69. No 13. P. 1513-1523.

2. Cummer S.A. and Inan U.S. Ionospheric E region remote sensing with ELF radio atmospherics // Radio Science. 2000. Vol. 35. P. 1437.

3. Marshall, R. A. Inan, U. S., Chevalier T. W. Early VLF perturbations caused by lightning EMP-driven dissociative attachment // JGR. 2008. VOL. 35. L21807. doi:10.1029/2008GL035358.

# СЕЙСМО-ИОНОСФЕРНЫЕ ВАРИАЦИИ 26 ДЕКАБРЯ 2009 ГОДА SEISMO-IONOSPHERIC VARIATIONS ON DECEMBER, 26 2009

И.Н. Поддельский, А.И. Поддельский

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, podd-

# igor@yandex.ru

With each year all becomes more essential the decision of a problem of the short-term forecast of earthquakes. In a world research practice there is an experience specifying an opportunity of the short-term forecast of earthquakes. Such opportunity was discussed with use of a method of radiosounding of a condition of an ionosphere, for example, in works [1,2]. The question of increase of reliability of detection ionospheric harbingers of earthquakes, however, remains actual. In the given work results of research magnetospheric and ionospheric effects previous and accompanying rather strong earthquake close of Magadan on December, 26th, 2009 are presented. Researches were spent in the Magadan geophysical observatory IKIR FEB the Russian Academy of Science located in item Stekolny Magadan of area (60°N, 151°E). By results of vertical sounding an ionosphere it was possible to estimate seismo-ionospheric variations of critical frequencies and operating heights layers of ionosphere.

В сообщении представлены результаты исследований ионосферных эффектов во время землетрясения на северо-востоке России, примерно в 60 километрах от Магадана. Землетрясение произошло 27 декабря в 10 часов 22 минуты по местному времени (или 26.12.2009 г. в 23:22:07 по UT). Координаты эпицентра - 59,72 градуса северной широты, 151,14 градуса восточной долготы. Гипоцентр, то есть очаг землетрясения, находился на глубине 10 километров, магнитуда, то есть количество энергии в гипоцентре, составила 5,2. Особый интерес представлял тот факт, что эпицентр землетрясения попал в зону отражения сигнала станции вертикального зондирования от ионосферы. Для исследования использованы материалы наземного вертикального зондирования и данные о состоянии магнитного поля. Исследования проводились в Магаданской геофизической обсерватории ИКИР ДВО РАН, расположенной в п. Стекольный Магаданской области (60°N, 151°Е). Для анализа использованы материалы цифровой автоматической ионосферной станции, аналоговой и цифровых магнитовариационных станций. Определялись суточные вариации параметров ионосферы (критических частот - f<sub>0</sub>F2, f<sub>0</sub>F1, действующих высот - h'F и др.) и магнитного поля (компонент H, D, Z, T). Отмечены вариации ионосферных параметров как во время землетрясения, так и до его начала, которые могут рассматриваться как краткосрочные предвестники землетрясений. Например, измерение критических частот по данным станции наземного вертикального зондирования, расположенной на расстоянии около 70 км от эпицентра землетрясения свидетельствует о том, что сейсмо-ионосферные вариации наблюдаются в течение нескольких суток (3-4) до землетрясения.

Поиски электромагнитных предвестников землетрясений в ионосфере осуществляются в основном посредством регистрации отклонений в фоновом состоянии ионосферной плазмы, которые фиксируются, как правило, относительно средних значений уровня электронной концентрации в максимуме слоя F2. Электронная концентрация в максимуме слоя F2 ионосферы является одним из наиболее чувствительных параметров, связанных с сейсмической активностью и, достаточно точно, следит за состоянием ионосферного слоя F2 и его пространственновременными изменениями, коэффициент корреляции между параметрами TEC и f0F2 может достигать 0,9. Таким образом, в настоящее время использование ТЕС является одним из наиболее эффективных средств в изучении пространственно-временной модификации ионосферы. К настоящему времени накоплены значительные экспериментальные данные наблюдений аномальных изменений состояния ионосферы в периоды времени, предшествующие сильным землетрясениям [1-3]. Длительности упреждения этими аномалиями момента сейсмического толчка варьируются от нескольких часов до единиц суток. Такие аномалии могут быть использованы как оперативные предвестники землетрясений. Анализ критических частот слоя F2, проведенный в [2], позволил сделать вывод, что в широкой области ионосферы в период подготовки землетрясений происходит общее увеличение электронной концентрации в слое F2 за 2-3 суток до момента толчка, а за сутки до начала землетрясения отмечается относительный минимум электронной концентрации над эпицентральной областью. Возмущения в максимуме слоя F2 характеризуются, как правило, изменениями критических частот (максимума электронной концентрации) и высоты максимума слоя F2. Они могут быть весьма значительными и приводить к перераспределению пространственно-временной структуры ионосферы. Во многих работах рассматриваются и анализируются только сильные землетрясения силой M>5. В тоже время несколько в стороне остаются землетрясения, магнитуда которых не превышает 4-5 баллов по

шкале Рихтера. По-видимому, эта задача в настоящее время трудна для реализации ввиду малости влияния тектонических эффектов землетрясений на состояние ионосферы. Тем не менее, землетрясений с магнитудой M=4-5 баллов, очень много, и материалы работ [4-6], описывающих состояние ионосферы во время землетрясений на северо-востоке России, относятся именно к таким. Обнаружение ионосферных эффектов землетрясений усложняется за счет фоновых вариаций день ото дня, а также в периоды геомагнитных возмущений, когда значительно более сильные вариации параметров ионосферы "маскируют" более слабые сейсмо-ионосферные эффекты. Потому обязательным является изучение поведения индексов геомагнитной активности. В течение недели до землетрясения 26 декабря 2009 года, которое произошло на расстоянии около 70 км юго-западу от п. Стекольный (магнитуда землетрясения составила M = 5.2, главный толчок произошёл в 23:22 UT), наблюдалась спокойная геомагнитная остановка с мало выраженными суточными изменениями параметров магнитного поля. Только 25 декабря (с 15 до 23 UT) и 27 декабря (с 09 до 16 UT) были отмечены небольшие возмущения магнитного поля.

На рис.1 представлено относительное отклонение величин критической частоты foF2 и действующей высоты h'F2 от медианных значений, построенные за несколько суток до землетрясения и за сутки после него.



Рис.1. Относительное отклонение величин критической частоты foF2 (сплошная линия) и действующей высоты h'F (пунктирная линия) от медианных значений.

На рисунке отчетливо наблюдаются резкие изменения указанных параметров за несколько суток до начала землетрясения, особенно это проявляется в сильном увеличении значений критической частоты foF2 в послеполуденное время и уменьшении в ночные часы. За 5-6 суток до начала землетрясения начинается сильное уменьшение критической частоты (на 10-15%) в ночное время, которое повторяется в указанное время до самого землетрясения. За полутора суток до землетрясения (26 декабря) в период с 03 до 06 часов наблюдается минимальное значение foF2 ( 2,0-2,1 МГц). В дневное время (с 15 до 18 часов местного времени), напротив, отмечено увеличение значений foF2 относительно регулярных значений за четверо и трое суток до землетрясения, причем за 1-2 суток и в момент землетрясения сильного увеличения значений foF2

не зарегистрировано. Для большей наглядности на рис.2 представлено распределение относительного изменения критической частоты в течение с 18 по 30 декабря 2009 года в различное время суток, что позволяет определить когда вклад сейсмического воздействия на параметры ионосферы наиболее значителен. Из рассмотрения указанного рисунка видно, что сейсмо-ионосферные вариации начинаются за 4-5 суток и наиболее проявляются в ночное (3 часа LT - сильное уменьшение значений критической частоты) и в дневное (15 часов LT - увеличение значений критической частоты) время.



Рис.2. Относительное отклонение величин критической частоты foF2 от медианных значений в различное время суток.

Изменение значений действующих высот h'F за счет сейсмического эффекта менее выразительно и противофазно изменению foF2. За несколько суток до землетрясения относительные отклонения значений h'F сильно увеличиваются в ночное время и несколько уменьшаются в дневное. За 24-30 часов до начала землетрясения значения h'F выше среднесуточных на 40-60 км, а во время землетрясения приближаются к ним. Сейсмо-вариации действующих высот небольшие в сравнении с их вариациями во время магнитных возмущений.

Возможно, что источником ионосферных возмущений может быть фронт акустикогравитационных волн от очага землетрясения, под воздействием которого возникают четко различимые всплески отклонения величины foF2 (до 0,6 МГц) и h'F (30-40км). Они появляются за несколько суток и часов до землетрясения. Основная особенность заключается в том, что значения foF2 до начала землетрясений в ночное время (за 1-5 суток) на 10-15 процентов ниже их среднемесячных значений, а в дневное время (за 3-5 суток и непосредственно перед началом) выше и возвращаются к среднемесячным значениям через 1-2 суток после его начала. За 24-36 часов до землетрясения значение критической частоты уменьшается в любое время суток, особенно в ночные и утренние часы. Тем самым подтверждаются выводы полученные в [3] об отрицательных возмущениях перед началом землетрясений. Исследования суточных ходов foF2 показывают, что ионосферный отклик от воздействия фронта АГВ наблюдается часто в виде небольшого (от 0.1 МГц до 1 МГц), но всегда заметного всплеска увеличения foF2 в дневное время, в то время как магнитная буря приводит к уменьшению значений foF2 относительно их средних суточных значений. Окончание землетрясения сопровождается возвратом значений foF2 к среднесуточным.

Представленный материал о небольшом землетрясении вблизи г. Магадана, когда измерения проводились вблизи эпицентральной области, дополняет ранее проделанные исследования [4-6] и подтверждают выводы других исследователей, приведенные в начале этой работы. Анализ поведения критических частот по данным станций наземного вертикального зондирования, расположенной вблизи эпицентра землетрясений, позволил выделить следующие особенности изменения критической частоты в период сейсмо-ионосферных вариаций, регистрируемых в период подготовки землетрясения: 1) Сейсмо-ионосферные вариации более кратковременны (3-4 часа), чем вариации, наблюдаемые во время магнитных бурь (8-36 часов); 2) Сейсмо-ионосферные вариации наблюдаются в течение нескольких суток (2-5 суток) до землетрясений в одно и то же местное время; 3) знак сейсмо-ионосферных вариаций жестко связан с моментом местного времени (в 02-06 LT всегда наблюдаются только отрицательные вариации, тогда как в 14-18 LT.

Возможно, для таких землетрясений лучше использовать другой критерий, характеризующий фоновое состояние ионосферы. Применение в этих случаях в качестве критерия величины отклонений от среднего состояния фонового состояния ионосферной плазмы не достаточно эффективно и, может быть, более чувствительным параметром окажется не значение электронной концентрации в максимуме слоя F2, а скорость ее изменения. При этом необходимо рассматривать и анализировать состояние не только ионосферы и не только вблизи эпицентра землетрясений, но и другие геофизические параметры, сравнивая их характер и поведение как в зоне землетрясения, так и в районах, удаленных от эпицентра на большие расстояния и находящихся с ним примерно в одном и том же часовом поясе.

### Литература

1. Пулинец С.А., Легенька А.Д., Зеленова Т.И. Зависимость сейсмо-ионосферных вариаций в максимуме слоя F от местного времени. //Геомагнетизм и аэрономия. 1998, т.38, с.178-183.

2. Липеровский В.А., Похотелов О.А., Шалимов С.Л. Ионосферные предвестники землетрясений. М.: Наука. 1992. с. 304.

3. Liperovsky V.A., Meister C.V., Liperovskaya E.V. e.a. On spred-Es effects in the ionosphere before earthqakes. // Natural Hazards end Earth System Sciencies.- 2005. – Vol.5. P. 69-62.

4. Poddelsky I.N. Poddelsky A.I. "Ionospheric and magnetospheric disturbance during earthquake in northeast of Russia" Proceeding of XV Joint International Sumposium. Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics. Krasnoyarsk, 2008.p.166.

5. Poddelsky I.N., Poddelsky A.I. "Seismo-ionospheric variations" Proceeding of XVI Joint International Sumposium. Atmospheric and Ocean Optics. Atmospheric Physics. Томск, 12-15 октября 2009 г.

6. Поддельский И.Н., Поддельский А.И. Радиофизические методы регистрации землетрясений на Северо-Востоке России. Всероссийская конференция «Чтения памяти академика К.В.Симакова». Тезисы докладов. Магадан. 2007.с.74-76.

# МАГНИТОМЕТР ДЛЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ MAGNETOMETER FOR EXPERIMENTAL STUDY OF EARTHQUAKES PRECURSORS

В. Проненко

### Львовский центр Института космических исследований НАН и НКА Украины, pron@isr.lviv.ua

Induction coil magnetometers (IM) are widely used for the experimental study of natural and man-made magnetic fields variations in the frequency band from  $\sim 10^{-4}$  till  $\sim 10^{6}$  Hz for science and engineering applications in land and space conditions. They are probably the most widespread devices used for the magnetic field study. Certainly, different application areas impose different requirements to the main IM parameters. For the study of natural magnetic field variations of ionospheric and magnetospheric origin usually ultra low frequency (ULF) band (0.001-3 Hz) is used. IM sensors for ULF band usually have length 0.8-1.2 m, diameter 10-15 cm and weight few kilograms with SND 0.1-200 pT/Hz<sup>0.5</sup>. Specially for EQ monitoring the IM set named LEMI-30 intended for the study of magnetic field fluctuations in the frequency band 0.001 ... 30 Hz in land conditions was designed. It is ideal for ULF signals monitoring and can be used both as a part of the computer measuring and registration equipment and autonomously with any digital recorder. It has embedded communication unit (CAM unit), which connects the sensors to PC and provides their power supply, satellite synchronization of data sampling and digitizing. Their additional advantage is extremely high suppression of 50 (60) Hz mains noise what allows their using close to the living areas. The peculiarities of the design of induction magnetometer LEMI-30 and experimental results are discussed.

#### Введение

Изучение предвестников землетрясений ведется во всем мире. Рядом авторов показано, что часто перед землетрясениями наблюдаются магнитные флуктуации в широком диапазоне частот, которые можно назвать «сейсмомагнитными» (СМ) [1,2]. Наиболее надежно эти сигналы выделяются в ультранизкочастотном (УНЧ) диапазоне – от 0.001 до 3 Гц. Магнитные УНЧ предвестники наблюдаются от нескольких недель до часов перед землетрясениями и распространяются достаточно далеко в земной коре (до 100 – 150 км). Однако экспериментальное измерение этих сигналов встречается с проблемами, не позволяющими выделить всю возможную их информативность. Прежде всего, УНЧ сигналы литосферного происхождения обычно очень малы и полностью затеняются сигналами ионосферного и магнитосферного происхождения в этом же диапазоне, значительно превышающими литосферные сигналы по амплитуде. Этот факт требует наличия магнитометров с очень низкой пороговой чувствительностью (ПЧ) и широким динамическим диапазоном. В связи с этим создание магнитометра для регистрации напряженности магнитного поля в полевых условиях, соответствующей всему набору требований к системам перманентного мониторинга СМ сигналов, является актуальной задачей. Особенности построения такого специализированного магнитометра рассмотрены в работе.

## Технические характеристики индукционных магнитометров

Наиболее часто для изучения магнитных флуктуаций в УНЧ-диапазоне применяют индукционные магнитометры (ИМ). ИМ выпускаются во многих странах, в таблице внизу приведены основные параметры для лучших из них [3]. Как следует из этой таблицы, у всех ИМ ПЧ находится практически на одном уровне, поэтому для их выбора с целью мониторинга СМ сигналов следует применить дополнительные критерии.

No	IM	Frequency range, Hz	Sensitivity at flat part of FR	Dimensions, m	Weight, kg	Sensitivity threshold $B_{th}$ , $nT/\sqrt{Hz}$	
1	MTC-50	$2 \cdot 10^{-4} \div 4 \cdot 10^{2}$ 3 dB (0,2÷10)	1 V/nT	l=1,41; d=0,06	10,5	$1 \cdot 10^{-1} - 10^{-3}$ Hz $3 \cdot 10^{-4} - 1$ Hz $1 \cdot 10^{-4} - 10^{2}$ Hz	[4]
2	BF-4	$10^{-4} \div 10^{3}$ 3 dB (0,2÷500)	0,3 V/nT	l=1,42; d=0,06	7,9	$2 \cdot 10^{-1} - 10^{-3} \text{ Hz} \\ 8 \cdot 10^{-5} - 1 \text{ Hz} \\ 2 \cdot 10^{-5} - 10^{3} \text{ Hz}$	[5]
3	ANT/4	5·10 <sup>-4</sup> ÷10 <sup>3</sup> 3 dB (0,3÷1000)	100 mV/nT	l=1,38; d=0,048	6,2	$0.2 - 10^{-3} \text{ Hz} \\ 1 \cdot 10^{-4} - 1 \text{ Hz} \\ 2 \cdot 10^{-5} - 10^{3} \text{ Hz}$	[6]
4	MFS-06	$2 \cdot 10^{-4} \div 10^{4}$ ( $2 \cdot 10^{-4} \div 5 \cdot 10^{2}$ with	0,2 V/nT (at f>4 Hz)	l=1,25; d=0,075	8,5	$1 \cdot 10^{-2} - 10^{-2} \text{ Hz}$ $1 \cdot 10^{-4} - 1 \text{ Hz}$	[7]

		FB and $10 \div 1 \cdot 10^4$ without FB)				$1 \cdot 10^{-6} - 1000 \text{ Hz}$	
5	LEMI- 120	$10^{-4} \div 10^{3}$ 3 dB (1÷1000)	200 mV/nT	l=1,38; d=0,085	5,8	$\begin{array}{c} 1,5-10^{-4} \ \text{Hz} \\ 1\cdot 10^{-4}-1 \ \text{Hz} \\ 1\cdot 10^{-5}-1000 \ \text{Hz} \end{array}$	[8]
6	LEMI- 121	10 <sup>-4</sup> ÷500 3 dB (1÷500)	200 mV/nT	l=0.56; d=0,085	4	$12 - 10^{-4} \text{ Hz}$ $5 \cdot 10^{-4} - 1 \text{ Hz}$ $3 \cdot 10^{-5} - 100 \text{ Hz}$	[8]

Скорее всего, вес и размеры, учитывая, что, как правило, мониторинг ведется на стационарных пунктах, особого значения не имеет (вопрос стоимости здесь не обсуждается). Дополнительным весьма важным требованием является глубокое подавление возможных помех, прежде всего – сигналов с частотой сети и ее гармоник. Исходя из этого требования, нами проведена разработка специализированного ИМ.

## Специализированный ИМ для мониторинга сейсмомагнитных сигналов.



Специально для мониторинга магнитных сигналов, связанных с землетрясениями, был разработана система ИМ LEMI-30 ЛЛЯ измерения вариаций магнитного поля в диапазоне частот 0.001... 30 Гц (фото слева). Он может использоваться как часть компьютерной системы или автономно с любым цифровым регистратором. Полная система LEMI-30 состоит из трех датчиков и блока сбора и передачи данных, который соединяет датчики с ПК и обеспечивает их электропитание, спутниковую синхронизацию и переведение данных в цифровую форму. Передаточные характеристики всех трёх

датчиков LEMI-30 подобны в пределах 0,1 дБ. Дополнительным преимуществом этих ИМ является весьма высокий уровень подавления помех сети 50 (60) Гц, что позволяет их использовать близко к индустриальным объектам.

Функциональная схема датчика LEMI 30 представлена на Рис. 1.



Рис. 1. Функциональная схема индукционного датчика LEMI-30.

Индукционный датчик состоит из сердечника *SC*, изготовленного из аморфного сплава с высокой магнитной проницаемостью, основной обмотки  $W_m$ , дополнительной обмотки  $W_c$  и двух обмоток обратной связи  $W_{f1}$  и  $W_{f2}$ . Основная обмотка  $W_m$  соединена со входом малошумящего МДМ (модулятор-демодулятор) усилителя *A1*. Обратная связь внутри усилителя *A1* устанавливает общий коэффициент усиления на низких частотах.

Выход усилителя  $A_1$  через R4 соединен с обмоткой обратной связи по магнитному полю  $W_{f1}$  и дополнительной обмоткой  $W_{f2}$ . Обратная связь по магнитному полю формирует плоский участок кривой передаточной функции магнитометра в полосе частот 1 ... 30 Гц.

Выход A1 подсоединен также к фильтру нижних частот и режекторному фильтру A3, который обеспечивает глубокое подавление частот выше 30 Гц. Выход A3 соединен со входом усилителя A4, который формирует основной выходной сигнал. Выходной инвертор A6 служит для формирования дифференциального выходного сигнала с той же величиной коэффициента передачи. Второй – дополнительный – дифференциальный выход высокого уровня формируется усилителем A5 с коэффициентом усиления 10 и инвертором A7.

Дополнительное подавление шумов на частотах, близких к частоте сети, обеспечивается компенсацией магнитного поля вдоль сердечника датчика через магнитный канал отрицательной обратной святи, который включает в себя дополнительную обмотку канала компенсации  $W_c$ , настроенную конденсатором *C1* на частоту 50 Гц, малошумящий селективный усилитель *A2*, также настроенный на 50 Гц, и цепь обратной связи *C2-R3-R1-W<sub>f1</sub>-R2-W<sub>f2</sub>*. Правильный выбор коэффициента усиления *A2* и параметров цепи обратной связи позволяют скомпенсировать измеряемое магнитное поле вдоль  $W_m$  на частоте (50 ± 1) Гц до 30 раз.В результате общее подавление шумов на частоте близкой к 50 Гц составляет более 60 дБ, что обеспечивает измерение достаточно малых сигналов на фоне значительных 50 Гц помех.

В состав LEMI-30 входят три ИМ и система оцифровки и связи с компьютером. Каждый из трех ИМ имеет следующие параметры:

Частотный диапазон измеряемых сигналов	0.00130 Гц
Уровень магнитных шумов на частоте	
0.01 Гц	≤20 пТл×Гц <sup>-1/2</sup>
10 Гц	≤0.03 пТл×Гц <sup>-1/2</sup>
Подавление помехи (50/60±0.2) Гц	>60 дБ
Разрядность АЦП (САМ unit)	24 бит
Потребление полной системы	< 3 BT
Размеры датчика	870ר85 мм
Вес одного датчика	5.7 кг
GPS синхронизация и определение координат	

Амплитудно-частотная характеристика каналов ИМ приведена на Рис. 2,а; их расчетный уровень шумов – на Рис.2,б.



Рис. 2. Амплитудно-частотная характеристика (а) и уровень шума (б) LEMI-30.

Для проверки указанных значений в непосредственной близости от жилой зоны были проведены полевые испытания всей системы LEMI-30. График измеренных собственных шумов представлен на Рис. 3. Во время измерений два датчика были установлены в яме глубиной 0,5 м параллельно друг другу на расстоянии 0,5 м. Спектр собственных шумов получен путем вычитания выходных сигналов магнитометров с последующим Фурье анализом.



Рис. 3. График собственных шумов ИМ LEMI-30: верхняя кривая – спектры природных сигналов – практически совпадающие выходные сигналы от двух датчиков, расположенных паралельно; нижняя кривая – разность этих сигналов - спектр собственных шумов датчика.

### Выводы

Технические характеристики ИМ LEMI-30 отвечают характеристикам лучших в мире индукционных магнитометров, в то же время это единственный ИМ со встроенной системой компенсации магнитного поля 50 (60) Гц в сердечнике, что позволяет его использовать вблизи источников индустриальных помех.

Проведенные испытания подтвердили отличные параметры этой системы, которая широко используется в нескольких странах для мониторинга сейсмомагнитных сигналов.

Эта работа выполнена при частичной поддержке контракта УНТЦ № 4818.

### Литература

- 1. Hayakawa, M., Hattori, K., Ohta, K., Monitoring of ULF (ultra-low-frequency) Geomagnetic Variations Associated with Earthquakes, Sensors, **7**, 1108-1122, 2007.
- 2. Molchanov, O.A., Hayakawa, M., Generation of ULF electromagnetic emissions by microfracturing, Geophys. Res. Lett., **22**, 3091–3094, 1995.
- 3. Vitalij Nichoga, Eugeniusz Grudziński, Petro Dub, Vira Pronenko Superwide Band Low-Noise Induction Sensors in Magnetic Field Measurements // Proceedings of the 9th International Conference on Modern Problems of Radio Engineering, Telecommunications and Computer Science (TCSET'2008), 19-23 February 2008, Lviv-Slavsko, Ukraine, p. 18-21.
- 4. Field Sensors Magnetic and Electric, Practical Design for Optimum Productivity, Phoenix Geophysics Limited 2001, p.2.
- 5. <u>http://www.emiinc.com</u>
- 6. <u>http://www.zonge.com</u>
- 7. U. Matzander MFS-06. Product Manual, Metronix Measurement and Electronics Ltd, 2001, 27p.
- 8. <u>http://www.isr.lviv.ua</u>

# ПРЕДВЕСТНИКИ ИЛИ СОПУТСТВУЮЩИЕ ИЗМЕНЕНИЯ РЕЖИМА? PRECURSOR PHENOMENA OR ACCOMPANYING CHANGE IN THE SEISMIC REGIME? Родкин М.В., Рукавишникова Т.А.,

ГЦ РАН, rodkin@wdcb.ru МИТП РАН, tanyar@mitp.ru

On the basis of results of the analysis of variability of parameters of the seismic regime in the generalized vicinity of strong earthquake and of the used models of a seismic regime the question what are the so-called precursors of strong earthquakes is discussed. It is possible, that precursors correspond to some process of preparation of a strong earthquake. But it is possible also, that such process of strong earthquake preparation does not exist, and a set of precursors reflect the distinctions in the seismic regime, corresponding to greater and smaller probability of a casual occurrence of strong earthquake. Different models of the seismic regime support both such interpretations. The substantial and not trivial forecasting of strong earthquake is possible in both these cases, but theoretically admissible accuracy of the prognosis will be very different. Results of the analysis of variability of parameters of a seismic regime in the generalized vicinity of strong earthquake can be treated in terms of both these approaches also, but the existence of the precursor foreshock power-law cascade of seismic activity supports mostly the existence of a process of preparation of a strong earthquake.

Ключевыми эмпирическими закономерностями, описывающими сейсмический режим, являются закон Гутенберга-Рихтера распределения числа землетрясений в зависимости от их магнитуды и степенной закон спадания числа афтершоков от времени Омори. Аналоги этих степенных распределений (как известно, закон Гутенберга-Рихтера при его перезаписи для величин сейсмической энергии или сейсмического моменты принимает степенной характер) были выявлены впоследствии также и в других природных процессах. Отсюда естественным образом возникла проблема объяснения такого рода закономерностей.

До недавнего времени основное внимание уделялось объяснению степенного закона Гутенберга-Рихтера. На настоящий момент наиболее распространенная трактовка степенного распределения Гутенберга-Рихтера отвечает концепции самосогласованной критичности (SOC-conception). Согласно этой концепции, различные по своей природе динамические системы имеют тенденцию самопроизвольной эволюции в сторону развития режима самосогласованной критичности. Однако достаточно общего, адекватного широкому развитию степенных распределений в природе, описания такого процесса самопроизвольной эволюции к критическому состоянию предложено не было. Существующие сценарии развития режима самосогласованной критичности [1 и др.] достаточной общностью не обладают. Разными авторами предлагались также альтернативные трактовки распространенности в природе случаев реализации степенных распределений, в частности были даны объяснения возникновения закона Гутенберга-Рихтера [2, 3 и др.]. Все упомянутые подходы были направлены, однако, на объяснение степенного закона Гутенберга-Рихтера, предположительно связанному с ним закону Омори уделялось меньше внимания.

Сравнительно недавно [4-6] получили развитие также статистические модели сейсмического режима, нацеленные на описание как закона Гутенберга-Рихтера, так и закона Омори и модифицированного закона Омори [7]. Наибольшее распространение получила модель эпидемического режима последовательности землетрясений (ETAS-model), позволившая в первом приближении в рамках единого подхода описать и режим основных событий, и режим форшоков и афтершоков. В рамках модели ETAS, каждое реализующееся землетрясение магнитудой M (и основные события и форшоки) вызывает реализацию некоего среднего суммарного числа событий  $N \sim \exp(aM)$ , где *а* некий параметр. Распределение землетрясений по магнитудам полагается отвечающим закону Гутенберга-Рихтера. В модели реализуются аналоги фор- и афтершоковой активизации, а также эффект кластеризации основных событий (main shocks). Более того, эта модель - в связи с ростом вероятности нового землетрясения после возникновения данного текущего землетрясения – позволяет реализовать статистически нетривиальный (значимо отличающийся от случайного угадывания) прогноз землетрясений. Более детальный анализ выявил, однако, что модель ETAS не вполне точно описывает режим долгосрочной кластеризации землетрясений [6]. Другим недостатком этого подхода является его чисто статистическая формулировка, в связи с чем на его основе не удается продвинуться в физическом понимании сейсмического процесса.

Далее рассматривается модель сейсмического режима как некоторой последовательности эпизодов лавинообразной релаксации, протекающей на некоторой совокупности метастабильных

подсистем. Эта модель была предложена в [8, 9], где было показано, что в рамках этой модели удается описать не только закон повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера, но с известную статистическую закономерность приуроченности моментов реализации сильных землетрясений к интервалов времени пониженных значений наклона графиков повторяемости.

В рамках этого подхода [8] реализация степенного распределения обеспечивается протеканием совокупности эпизодов развития стохастических лавинообразных процессов, когда скорость нарастания процесса статистически пропорциональна его текущему значению

dx/dt = a X,

где a – случайная величина с положительным средним значением, а лавинообразный процесс (1) на каждом последующем шаге (в единицу времени) с вероятностью р может продолжиться или прерваться с вероятностью (1- р). Легко показать, что получаемая в результате серии эпизодов (1) совокупность величин X<sub>i</sub> оказывается распределенной по степенному закону. Действительно, величины отдельных событий х, реализующихся в результате п шагов процесса равны:

 $x = x_0 \exp(an\Delta t)$ ,

(2)

(1)

где  $x_0$  - начальное значение, *n* - номер шага,  $\Delta t$  - длина шага по времени. Вероятность прерывания развития процесса на n шаге и образования события величиной *x* равна

$$P(t=n\Delta t) = (1-p) p^{n}.$$
(3)

Отсюда имеем

 $P(x_0 \exp(an\Delta t) \ge x) = p^n$ ,

(4)где произведено суммирование бесконечной геометрической прогрессии:  $(1-p) p^n + (1-p) p^{n+1} + ...$  $+(1-p) p^{\alpha}$ . Из (4) получаем

 $ln\{P(x_0 \exp(an\Delta t) \ge x)\} = ln(1 - F(x)) = ln(p)/(a\Delta t) \times ln(x/x_0).$ 

Аналогичным образом, в случае непрерывного процесса, который может прерваться с равной вероятностью в произвольный момент времени, вероятность р продолжения развития процесса на шаге произвольной длины  $\Delta t$  может быть записана как  $p_0^{\Delta t}$ , где  $p_0$  – вероятность продолжения развития процесса для шага единичной продолжительности. Учитывая это, из (5) получаем

$$ln(1-F(x)) = ln(p_0)/a \times ln(x/x_0)$$
(6)

Из (5) и (6) видно, что модель (1) приводит к степенному распределению числа событий от их размера *х*.

Сейсмический процесс можно представить как совокупность эпизодов лавинообразной релаксации ранее накопленной упругой энергии (или внутренней энергии горных пород, например, энергии метастабильных минеральных фаз). Характеристики такой модели интенсивность потока событий в единицу времени N и два параметра – средние значения параметра k и вероятности прекращения лавинообразного процесса в единицу времени p. Параметры k и p по отдельности не определяются, но в совокупности задают значение наклона графика повторяемости b (b-value) значений X<sub>i</sub> (величин энергии или сейсмического момента землетрясений)

 $b = \ln(1/p)/\ln(1+a)$ .

(7)

Нетрудно подобрать в (7) такие значения параметров а и р, при которых получаемые значения наклона графика повторяемости  $\beta$  и магнитуды *m* (например, величин  $lg(X_i)$ ) соответствуют типичным для сейсмического процесса значениям. В частности, если положить начальные значения  $X_i$  равными единице, а средние значения p=0.5 и a=1, то получим типичное значение наклона графика повторяемости b = 1.

Если задать некое среднее число N таких лавинообразных процессов за единицу времени и некоторый закон изменения от времени параметров а и р, то модель (1)-(7) описывает последовательность значений модельных магнитуд событий  $lg(X_i)$ , сходную с таковой для магнитуд землетрясений в реальном сейсмическом процессе. При этом изменения параметров а и р будут отвечать изменения с (модельным) временем величин наклона графика повторяемости., Одновременно с этим будет изменяться и вероятность реализации больших значений X<sub>i</sub> Можно показать Что такая простая модель продуцирует хорошо известный прогнозный признак моментам возникновения сильных землетрясений *Ммах* предшествуют, в среднем, пониженные значения наклона графика повторяемости *b*.

На рис.1 представлен результат типичного модельного расчета, сопоставлены полученные значения максимальных магнитуд  $M_{max} = lg(X_i)$  и величин наклона графика повторяемости b за предшествующий (интервалу времени для определения Mmax) интервал

(модельного) времени. Как видно на рис.1, эти параметры оказываются сильно коррелированными – максимальные события реализуются (статистически) при относительно меньших значениях наклона графика повторяемости. Механизм возникновения такой корреляции вполне ясен - реализации больших значений магнитуд статистически отвечают значения параметров модели *p* и *a*, соответствующие одновременно также и меньшим значениям наклона графика повторяемости.



Рис.1. Модельное соотношение между наклонами графика повторяемости *b* и максимальной реализовавшейся магнитудой *Mmax* за последующие интервалы времени. Видна повышенная вероятность реализации сильного события в интервалы времени, которым предшествовали пониженные значения наклона графика повторяемости *b-value*.

Подчеркнем, что в обсуждаемой модели тенденция уменьшения наклона графика повторяемости *b* это не прогнозный признак «готовящегося» сильного события, так как неправомочно говорить о подготовке чего-либо применительно к последовательности независимых событий. В данном случае значения параметра *b* корреляционно связаны с увеличением вероятности возникновения сильного события. Такая аномалия статистически присуща некоторому интервалу времени как до, так и после момента сильного события. Интерпретируя полученный результат применительно к проблеме прогноза сильных модельных землетрясений, получаем, что статистически значимый прогноз возникновения сильного события возможен, но этот прогноз носит сугубо вероятностный характер. Каждое отдельное события является случайным явлением.

Аналогичная связь возможна и для реального сейсмического режима. Практически полезный прогноз при этом также был бы возможен, но в ином, чем это обычно понимается, смысле. Оказывается возможным указать интервалы времени повышенной вероятности возникновения сильного землетрясения, но при этом физический «процесс подготовки сильного землетрясения», как таковой, отсутствует.

В описанном выше простейшем варианте модели (1)-(7) последовательные события («землетрясения») являются независимыми событиями. Ввиду этого, этот вариант модели не описывает ни кластеризации землетрясений, ни эффектов фор- и афтершоковой активности. Соответственно, этот вариант модели намного менее содержателен и интересен, нежели модель ЕТАS. Этот недостаток, однако, можно исправить. Довольно естественно, например, предположить и ввести в модель, что интенсивность потока событий не является (как это предполагалось выше) Пуассоновским процессом с фиксированным средним значением, но зависит от предыдущих состояний системы. Естественно предположить, например, что текущая интенсивность потока событий зависит от разницы выделенной ранее энергии землетрясений и среднего по времени выделения энергии. Достаточно естественно задать также, что это воздействие линейно уменьшается со временем. Уже при таких простых и естественных

предположениях в модели удается смоделировать развитие афтершоковых последовательностей, близких по своим свойствам к реально наблюдаемым. Отметим, что при этом в модели возникает также и слабая форшоковая активизация. Эта форшоковая активизация проявляется двояко. С одной стороны, в достаточно широкой окрестности сильных событий (как до, так и после) наблюдаются слабая активизация и уменьшение наклона графика повторяемости. С другой, непосредственно перед сильным землетрясением, наблюдается слабый рост сейсмической активности к моменту события. Эти особенности аналогичны выявляемым в реальном сейсмическом процессе [10], хотя предваряющая модельная активизация и оказывается, видимо, еще слабее наблюдаемой в природе.

Сравним теперь представленную модель (1)-(7) и модель ETAS. Легко видеть, что полученный в рамках модели (1)-(7) результат по статистической прогнозируемости землетрясений в значительной степени аналогичен упомянутому выше и используемому для текущего анализа сейсмической опасности в Калифорнии методу прогноза землетрясений на основе модели ETAS. В последнем случае также исследуется некий единообразный во времени стохастический процесс, в котором отсутствуют явные процессы подготовки землетрясений, и вместо этого, по некоторым статистическим соотношениям, изменяется вероятность реализации землетрясений разной магнитуды.

Отметим также, что предложенная модель допускает содержательную физическую интерпретацию, указывая на зависимость сейсмического режима от характера структурированности геофизической среды, описываемого параметром *a* и от степени метастабильности среды, описываемой параметром *p*.

Представленная выше модельная ситуация качественно отличается от случая, когда «процесс подготовки сильного землетрясения» реально существует. Действительно, при существовании реального процесса подготовки землетрясения можно выявлять его новые признаки, и при увеличении объема данных и прогресса в его исследовании такой прогноз мог бы становиться все более точным. В рамках же представленной выше модели возможности улучшения качества прогноза изначально ограничены случайным характером реализации любого конкретного землетрясения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 09-05-92655.

#### Литература

1. Gaveau B., Moreau M. and Toth J. Scenarios for Self-Organized Criticality in Dynamical Systems. Open Sys. Information Dyn. **7**: 297–308, 2000

2. Голицын Г.С. Место закона Гутенберга-Рихтера среди других статистических законов природы. //Проблемы динамики литосферы и сейсмичности (Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32, 138-161.

3. Григорян С.С. О механизме генерации землетрясений и смысле эмпирических сейсмических соотношений. ДАН СССР, 1988, т.299, №6, 1094-1101.

4. Ogata, Y., 1988. Statistical models for earthquake occurrence and residual analysis for point processes. J. Am. Stat. Assoc. 83, 9–27.

5. Cinti, F.R., Faenza, L., Marzocchi, W., Montone, P., 2004. Probability map of the next M≥5.5 earthquakes in Italy. Geochem. Geophys. Geosyst. 5, Q11003. doi:10.1029/2004GC000724.

6. Faenza, L., Marzocchi, W., Lombardi, A.M., Console, R., 2004. Some insights into the time clustering of large earthquakes in Italy. Ann. Geophys. 47 (5), 1635–1640.

7. Utsu, T., 1961. A statistical study of the occurrence of aftershocks. Geophys. Mag. 30, 521–605.

8. Родкин М.В. Кумулятивный и мультипликативный каскады как модели типизации и механизмов развития катастроф. Геоэкология, 2001, №4, 320-328.

9. Rodkin M. V., Gvishiani A. D., and L. M. Labuntsova. Models of generation of power laws of distribution in the processes of seismicity and in formation of oil fields and ore deposits. Russian Journal of Earth Sciences. V. 10, No. 5, June 2008.

10. Родкин М.В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения. Вулканология и сейсмология, 2008, 1-12, №6.

## ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ АНОМАЛИИ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ НА СТАНЦИИ «КАРЫМШИНА» В АВГУСТЕ 2009 Г. И ИХ СВЯЗЬ С АКТИВИЗАЦИЕЙ ПЛАНЕТАРНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ NEAR-SURFACE NEGATIVE ANOMALIES IN THE ATMOSPHERIC ELECTRIC FIELD AT REGISTERD AT THE KARYMSHINA STATION IN AUGUST 2009 AND THEIR RELATIONS TO INCREASE OF GLOBAL SEISMICITY О.П. Руленко<sup>1</sup>, В.А. Широков<sup>2</sup>, Ю.В. Марапулец<sup>3</sup>, М.А. Мищенко<sup>3</sup>, С.Э. Смирнов<sup>3</sup> <sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, rulenko@ kscnet.ru

<sup>2</sup>Камчатский филиал Геофизической службы РАН, <u>shirokov@emsd.ru</u>

<sup>3</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, <u>ikir@ikir.ru</u>

Potential gradient of the atmospheric electric field was simultaneously measured from July through October 2009 at the Karymshina station (Kamchatka) at a height of 7 cm and 3.6 m above the ground. Under quiet weather conditions and when it was no rain at nights and mornings only on August 8, 12, and 14 (local time) we registered reduce of potential gradient at a height of 7 cm which then returned to the nearly previous level. Their minimum values were negative. These anomalies coincided in time with an increase in global seismicity and the velocity of seismic-tectonic movement for the whole Earth, and coincided with increase in volcanic and seismic activity of Koryaksky Volcano, Kamchatka.

В различных сейсмоактивных регионах перед землетрясениями зарегистрированы уменьшения градиента потенциала V' атмосферного электрического поля, часто до отрицательных значений, с последующим возвратом через некоторое время примерно до прежнего уровня. Такие отрицательные аномалии наблюдаются обычно ночью и утром по местному времени при спокойной погоде [1, 2]. Как и многие другие предвестники, они имеют деформационную природу и вызваны усилением деформирования приповерхностных пород в зоне подготовки землетрясений [2, 3]. Физика и условия образования этих аномалий изучены слабо. Для обнаружения предсейсмических отрицательных аномалий градиента потенциала V' используются измерения его на некоторой (обычно 1 - 4 м) высоте от поверхности земли. С 1 июля по 18 октября 2009 г. на станции «Карымшина», находящейся в 41 км юго-западнее г. Петропавловска-Камчатского, проводились измерения V' одновременно на двух высотах (0.07 и 3.6 м). Горизонтальное расстояние между датчиками было 28 м, а частота измерений - 1 Гц. В это же время 1 раз в 10 мин на высоте 7 м измерялись скорость ветра, атмосферное давление и относительная влажность воздуха. По техническим причинам 3, 27, 28 июля и 9-17 сентября атмосферно-электрические наблюдения не проводились.

8, 12, 14 августа ночью и утром по местному времени при отсутствии дождя, невозмущенном поведении измеряемых метеовеличин и электрического поля на высоте 0.07 м зарегистрированы отрицательные аномалии градиента потенциала V' с изменением знака. На высоте 3.6 м они отсутствовали или было очень слабое уменьшение V' без изменения знака (рис. 1). При отсутствии дождя и спокойной погоде такие отрицательные аномалии V' больше не наблюдались. 9 августа шел дождь и электрическое поле было возмущенным на обеих высотах. Как известно авторам, появление отрицательных аномалий атмосферного электрического поля у земли и отсутствие или очень слабое проявление их на большей высоте обнаружено впервые.

При "хорошей погоде", несмотря на действие электродного эффекта, у земли регистрируется иногда отрицательный объемный заряд. Он возникает в слое воздуха толщиной от десятых долей метра до первых метров ночью и утром по местному времени. Это явление отмечалось многими исследователями [2, 4, 5 (обзоры)] и известно в атмосферном электричестве как реверс электродного эффекта. По данным [6] плотность такого заряда может достигать -3200 пКл/м<sup>3</sup>, а при отсутствии ветра, одновременно с появлением значительного отрицательного заряда, наблюдалось уменьшение градиента потенциала V'. Характерно, что все эти измерения проводились в асейсмичных регионах. На Камчатке отрицательный объемный заряд с плотностью до -120 пКл/м<sup>3</sup> зарегистрирован при спокойной погоде с раннего утра или с ночи до полудня по местному времени в течение трех суток перед землетрясением 30 августа 2004 г. с магнитудой М = 6.0. Он измерялся на высоте ~3 м [7]. Учитывая вышесказанное, зарегистрированные нами аномалии электрического поля (рис.1) связаны, вероятно, с появлением в некотором слое воздуха значительного отрицательного заряда. При нахождении нижней границы этого слоя над нижним датчиком а верхней - на высоте, не превышающей высоту верхнего датчика, возникновение, динамика и диссипация такого слоя вызовут появление наблюдавшихся аномалий.

По существующим представлениям [4, 5, 8], возникновение отрицательного объемного заряда связано с усилением ионизации воздуха в результате увеличения концентрации радона.



Рис. 1. Запись градиента потенциала V' атмосферного электрического поля на высоте 0.07 и 3.6 м, скорости ветра U, атмосферного давления P и относительной влажности воздуха F на высоте 7 м. А, Б, В - отрицательные аномалии V' у поверхности земли.

Благоприятными по времени являются ночные и утренние часы, когда вертикальное турбулентное перемешивание минимально и при отсутствии или слабом ветре происходит накопление поступающего из земли этого газа. Согласно измерениям [9], электрическое поле в приземном воздухе было отрицательным при большой концентрации в нем радона и стало положительным при его фоновой концентрации. Поэтому появление отрицательного объемного заряда на станции «Карымшина» может быть вызвано увеличением содержания в воздухе радона, который непрерывно генерируется в горных породах и повсеместно выделяется в атмосферу. В динамике подпочвенного радона отражаются изменения напряженно-деформированного состояния пород под действием региональных и глобальных факторов, а аномальные выбросы его в воздух при геодинамических событиях могут в десятки раз превышать фоновый уровень [10, 11].

С 1 по 20 августа 2009 г. на расстоянии  $R \le 250$  км от станции «Карымшина» произошли только два землетрясения с  $M \ge 3.0$ . Они были 17 августа (M = 4.6 и 4.7, R = 190 и 220 км; здесь и далее используется каталог землетрясений NEIC, время UT). Поэтому зарегистрированные нами отрицательные аномалии градиента потенциала V' не связаны с сейсмичностью Южной Камчатки. Они не связаны и с активностью Солнца, так как в августе пятна на нем были только 23 числа. Однако с позиции планетарно-региональной модели подготовки тектонических землетрясений, предложенной и разрабатываемой В.А. Широковым [12-14 и др.], данные аномалии могут быть вызваны тектоническими процессами планетарного масштаба. Согласно этой модели, региональные геофизические процессы зависят существенным образом от планетарных тектонических процессов, причем на заключительной (длительностью меньше одной недели) стадии подготовки землетрясений предвестниковые аномалии в различных геофизических полях могут появляться на любых расстояниях от очага готовящегося события [13, 14].

20 июля - 10 сентября в мире произошло 9 землетрясений с моментной магнитудой  $M_w \ge 6.6$  (рис. 2*a*). Шесть из них образуют 9-17 августа кластер, самое сильное событие которого с  $M_w = 7.5$  было 10 августа в Индонезии. Эта активизация планетарной сейсмичности может рассматриваться как индикатор усиления тектонических напряжений для Земли в целом. Первая отрицательная аномалия электрического поля зарегистрирована нами 7 августа. В этот же день началась сейсмическая активизация расположенного в 67 км от станции «Карымшина» вулкана Корякский [14], которая длилась по 28 августа (рис. 2*6*, данные Камчатского филиала ГС РАН). 8 августа началась пепло-газовая деятельность этого вулкана.



Рис. 2. Мировые землетрясения с  $M_W \ge 6.6$  (*a*) и энергетические классы  $K_S \ge 3.7$  вулканических землетрясений вулкана Корякский (*б*) 20 июля - 10 сентября 2009 г. Стрелками отмечено время регистрации отрицательных аномалий атмосферного электрического поля на станции «Карымшина».

Рассмотренные данные хорошо согласуются с поведением в 2009 г. скорости сейсмотектонического движения S (по определению Ю.В. Ризниченко [15]), рассчитанной для Земли в целом с учетом солнечно-суточной компоненты сейсмичности [16] с  $M \ge 6.3$  (рис. 3). Согласно рис. 3, наибольшие значения S были в начале августа, когда активизировались отмеченные выше процессы и наблюдались отрицательные аномалии электрического поля.



Рис. 3. Скорость сейсмотектоническоко движения S в 2009 г. Обозначение стрелок см. в подписи к рис. 2.

Таким образом, представленные выше геофизические данные регионального и планетарного масштабов хорошо согласуются между собой и подтверждают обоснованность использования планетарно-региональной модели подготовки тектонических землетрясений. Они свидетельствуют о том, что отрицательные аномалии электрического поля на станции «Карымшина» совпали по времени с активизацией мировой сейсмичности и вулкана Корякский. По мнению авторов, эти аномалии можно рассматривать как отклик на перестройку тектонических напряжений планетарного масштаба до и после сильного землетрясения в Индонезии с М<sub>w</sub> = 7.5.

#### Литература

- 1. Jian-Guo H., Tian-Ming T., De-Rui L. A kind of information on short-term and imminent earthquake precursors - research on atmospheric electric field anomalies before earthquakes // Acta Seismol. Sin. 1998. V. 11. № 1. P. 121-131.
- 2. *Руленко О.П.* Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.
- Руленко О.П. Тензочувствительность предсейсмических отрицательных аномалий электрического поля в приземном воздухе // Сб. научных трудов Пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. Т. П. Владимир: Транзит ИКС, 2003. С. 82-85.
- 4. *Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М.* Теория электродного эффекта в атмосфере. Таганрог: Изд-во ТРТУ, 1998. 123 с.
- Kulkarni M., Kamra A.K. Vertical profiles of atmospheric electric parameters close to ground // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 28209-28221.
- 6. *Kamra A.K.* Fair weather space charge distribution in the lowest 2m of the atmosphere J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 4257-4263.
- 7. Руленко О.П. Новая методика выявления и изучения предвестника землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008, № 2. Вып. № 12. С. 14-19.
- 8. *Куповых Г.В.* Возникновение отрицательного объемного заряда вблизи поверхности земли в высокогорных условиях // Труды ВГИ. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. Вып. 89. С. 73-80.
- 9. Адушкин В.В., Соловьев С.П., Спивак А.А. Электрические и радиационные характеристики приземного слоя атмосферы на территории ПО «Маяк» // Вопросы радиационной безопасности. 1998. № 3. С. 3-9.
- 10. Рудаков В.П. Геодинамические процессы и их предвестники в вариациях полей радиоактивных эманаций // Геохимия. 2002. № 1. С. 56-62.
- 11. Рудаков В.П. Эманационный мониторинг геосред и процессов. М.: Научный мир, 2009. 176 с.
- Широков В.А. Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 103-115.
- Широков В.А. Опыт краткосрочного прогноза времени, места и силы камчатских землетрясений 1996-2000 гг. с магнитудой М=6-7.8 по комплексу сейсмологических данных // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы, г. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 95- 116.
- 14. Широков В.А., Степанов И.И., Дубровская И.К. Изучение сейсмического отклика действующих вулканов Корякского и Ключевского (Камчатка) на заключительной стадии подготовки сильных мировых тектонических землетрясений по данным наблюдений 2008-2009 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Выпуск 14. С. 118-129.
- 15. Ризниченко Ю.В. Избранные труды. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.
- 16. Широков В.А., Руленко О.П. Новая методика исследования и сопоставления вариаций скорости сейсмотектонического движения и динамики электрического поля в приземном воздухе. // Сборник докладов IV международной конференции «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений». 14-17 августа 2007 г., с. Паратунка Камчатской обл. Петропавловск-Камчатский. 2007. С. 211-217.

# К РАЗРАБОТКЕ ФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПРИЛИВНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА СЕЙСМИЧЕСКУЮ ЭМИССИЮ ON PHYSICAL MODEL OF TIDAL INFLUENCE ON SEISMIC EMISSION

Салтыков В.А.<sup>1</sup>, Зайцев В.Ю.<sup>2</sup>, Кугаенко Ю.А.<sup>1</sup>, Матвеев Л.А.<sup>2</sup>, Патонин А.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, salt@emsd.ru <sup>2</sup> Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород

<sup>3</sup> Геофизическая обсерватория «Борок» Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, пос. Борок Ярославской обл.

The aim of this report is investigation of opportunity to monitor stress state of medium by use of variations of the high-frequency seismic noise (HFSN) parameters connected with tidal influence. While our long-term study of HFSN, the tidal modulation of HFSN and synchronization between HFSN tidal component and gravitational potential was detected. The main question: what physical mechanism can supply the synchronization and observed depth of modulation?

Test series for model rock samples (sandstone) was carried out for uniaxial and uniform compression and various modulatory influences. It is found that acoustic emission is changing with modulatory period in certain parts of loading. Different stages of AE response are connected with different state of rock samples during loading and destruction. The model of the effect "HFSN modulation by tides" was developed on the base of mechanism of nonhysteretic amplitude-depended dissipation. Numerical estimations correspond to nature observations. During last year the geometry of fissures was taken into account. The proposed model explains some (phase and spectral) features of observed HFSN modulation.

Исследование направлено на обоснование возможности контроля напряженнодеформированного состояния среды при подготовке сильных землетрясений по параметрам приливных вариаций фоновой сейсмичности и высокочастотного сейсмического шума (ВСШ). Под ВСШ понимаются сейсмические осцилляции в частотном диапазоне первых десятков Гц с амплитудами около 10<sup>-9</sup> - 10<sup>-12</sup> м. Важнейшим этапом в исследованиях сейсмических шумов в диапазоне 10-60 Гц является обнаружение их модуляции естественными деформирующими процессами: собственными колебаниями Земли, земными приливами и пр. Этот факт был зафиксирован в 1983 г. как научное открытие [1]. Оно имело принципиальное значение, так как обнаруженная модуляция микросейсмического излучения деформирующими процессами подтвердила наличие в сейсмических шумах эндогенных составляющих, что вывело их из разряда помех и позволило рассматривать как самостоятельное информативное явление.

Несмотря на более чем 25-летнюю историю исследования эффекта приливной модуляции ВСШ [1-3], до сих пор не было предложено убедительной физической интерпретации этого эффекта. Существует гипотеза [4] о возможности развития в сейсмически активных районах протяженных (с линейными размерами до нескольких сотен километров) приповерхностных зон дилатансии и активизации трещин, однако остается открытым вопрос: какие именно физические механизмы могут обеспечить появление наблюдаемой глубины модуляции ВСШ на уровне нескольких процентов и выше за счет весьма слабых приливных деформаций, не превышающих 10^-8. Поэтому одной из задач данного проекта является развитие физических моделей такого рода, опирающихся как на собственно натурные наблюдения приливной модуляции ВСШ, так и современные экспериментальные и теоретические результаты, полученные в смежных областях геофизики и нелинейной акустики.

Проведена серия испытаний на модельных образцах горных пород (песчаник) в условиях всестороннего и одноосного сжатия при меняющихся параметрах модулирующего воздействия и «фоновой» нагрузки (рис. 1). В качестве основного инструмента используется программноуправляемая электрогидравлическая система INOVA, позволяющая проводить полномасштабные эксперименты по изучению процессов разрушения горных пород.


Рис.1. Четыре эксперимента с различной амплитудой периодической деформации ( $\mathbb{N}^{1} - A_{\varepsilon} = 1.6 \cdot 10^{-5}$ ,  $\mathbb{N}^{2} - 8 \cdot 10^{-6}$ ,  $\mathbb{N}^{2} - 4 \cdot 10^{-6}$ ,  $\mathbb{N}^{2} - 2 \cdot 10^{-6}$ ). Слева: временной ход нагрузки пресса. Центр: временная плотность импульсов АЭ. Справа: временной ход параметра R в скользящем окне указанной величины (сплошная линия -  $R_{cr}$ ). Вертикальными линиями отмечены три стадии отклика АЭ на периодическое воздействие – А, Б, В. Серые сегменты отмечают интервалы, исключенные из обработки из-за переполнения канала регистрации потока АЭ.

Отличие представленных экспериментов от испытаний, проведенных ранее другими исследователями:

- точность удержания заданных физических параметров системой INOVA, таких как сила и перемещение, на порядок превосходит имеющиеся аналоги и позволяет контролировать модулирующее воздействие с высокой точностью;

- в проведенных нами экспериментах впервые удалось достичь соотношения «модулирующая деформация – фоновая деформация» порядка 0.1% при одноосном деформировании горной породы. Ранее эффект синхронизация интенсивности AE с внешним периодическим воздействием был выявлен при больших (5-10%) вариациях напряжений и деформаций [5, 6].

В ходе лабораторного моделирования обнаружены участки изменения акустической эмиссии (АЭ) с периодом модулирующего воздействия. Выявлены участки различного поведения акустической эмиссии, что связывается с несколькими стадиями напряженно-деформированного состояния образца [7]. В частности, показаны различная форма отклика АЭ на периодическое воздействие на начальном и конечном этапе нагружения, а также существование интервала, на котором модуляция АЭ отсутствует (рис.2). Причем с уменьшением амплитуды модулирующего воздействия длительность этого интервала увеличивается.



Рис.2. Нормированное число импульсов АЭ (среднее значение,  $2\sigma$  доверительный интервал) на трех стадиях отклика АЭ на периодическое (T=60 с) модулирующее воздействие (схематично показано на каждом графике).

Горные породы являются типичным примером материала с мезоструктурой, характерный масштаб которой превышает атомарный, но является значительно меньшим, чем характерные длины упругих волн в материале. Предложен механизм приливной модуляции ВСШ на основе модели среды реологического уровня (рис. 3), рассмотрена физическая модель амплитуднозависимого поглощения [8]. Проведен анализ важного для распространения малоамплитудных сейсмических волн вида потерь энергии за счет термоупругого поглощения на трещинах с учетом неровности их поверхностей.

Развитые в последние годы модели показывают, что в мезоскопических материалах (в т.ч. горных породах) уровень акустической нелинейности может быть значительно (в сотни и тысячи раз) выше, чем уровень обычной решеточной упругой нелинейности, характерной для идеальных кристаллов и однородных аморфных материалов. В частности, при правдоподобных предположениях о параметрах и концентрации трещин развитые модельные представления хорошо согласуются с известными экспериментальными данными по приливной модуляции сейсмических волн, создаваемых высокостабильными сейсмическими источниками. При этом удается согласованно интерпретировать не только наблюдаемую модуляцию скоростей, но и амплитуд сейсмических волн. Такое сопоставление можно рассматривать как «калибровку» параметров модели по независимому приливному эффекту для дальнейшего применения к задаче интерпретации приливных вариаций эндогенных сейсмических шумов (таблица). В частности, оценки, полученные на основе такого рода «откалиброванной» модели, показывают, что приливные модуляции способны вызывать относительные изменения декремента горных пород на уровне 10<sup>-1</sup>..10<sup>-2</sup>. Даже в предположении стационарности собственно источников эмиссии шума (который, по-видимому, должен определяться, прежде всего, фоновыми напряжениями в земной коре) оценки показывают, что при этом за счет влияния приливных деформаций можно ожидать вариаций уровня ВСШ также порядка 10<sup>-1</sup>..10<sup>-2</sup>, что хорошо согласуется с данными наблюдений.



Рис. 3. Реологическая модель микронеоднородной упругой среды с мягкими дефектами. Функция F(..) и параметр *g* описывают их упругую нелинейность и эффективную вязкость. Количество дефектов характеризуется их погонной концентрацией v = l/L в одномерном случае или относительным объемным содержанием при обобщении на трехмерный случай.

Габлица.	Глубина	молуляции	<b>уровня</b> ВСШ	приливными	процессами
	/				

Тип волны	Станция «Начики», Южная Камчатка		Станция		Станция «Шикотан»		Станция «Эримо»,	
			«Карымшина»,		Малая Курильская		о. Хоккайдо,	
			Южная Камчатка		гряда		Япония	
$O_1$	(8.0±2.1)%	114	(5.9±1.0)%	639	(3.5±1.0)%	241	(1.7±0.3)%	298
$Q_1$	(7.3±1.6)%	300	(1.9±1.0)%	347	(2.7±0.9)%	328	(1.6±0.5)%	103
$M_2$	(5.6±1.6)%	103	(5.3±0.8)%	502	(1.8±0.5)%	194	(0.82±0.22)%	89
N <sub>2</sub>	(4.6±1.4)%	163	(2.9±1.0)%	317	(1.7±0.6)%	394	(1.8±0.4)%	181

*Примечание*. Курсивом показана продолжительность интервала данных (*в сутках*) при выделении приливных компонент уровня ВСШ.

На основе предложенной модели помимо подтверждения согласующихся с наблюдениями количественных оценок удается предложить объяснение и характерным качественным (фазовым и спектральным) особенностям наблюдаемой модуляции сейсмических шумов.

### Литература

- 1. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли // «Открытия в СССР в 1983 г.». Москва. 1984. ВНИИПИ. С.46.
- 2. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. 20 лет исследованию сейсмических шумов на Камчатке: от экспериментальных наблюдений к прогнозу землетрясений и моделированию // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. №1. Вып.9. С.37-50.
- 3. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Предвестники сильных землетрясений на Камчатке по данным мониторинга сейсмических шумов // Вулканология и сейсмология. 2008. №2. С.110-124
- Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е. О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. Вычислительная сейсмология. Вып.32. М.:ГЕОС. 2001. С.81-97.
- Lockner D.A., Beeler N.M. Premonitory slip and tidal triggering of earthquakes. // Journal of Geophysical Research - Solid Earth. Journal of Geophysical Research - Solid Earth. 1999. V.104. N B9. doi: 10.1029/1999JB900205.
- Ponomarev A.V., Smirnov V. B., Stroganova S. Synchronization of acoustic flow by external force in laboratory experiment // 11th International Symposium on Natural and Human Induced Hazards & 2nd Workshop on Earthquake Prediction, June 22-25, 2006, Patras, Greece. Abstract volume. P.94.
- Салтыков В.А., Патонин А.В. Стадийность акустической эмиссии при лабораторном моделировании приливных эффектов в сейсмичности // Доклады РАН. 2010. Том 430. №5. С.693-696.
- 8. Зайцев В. Ю., Салтыков В.А., Матвеев Л. А. Амплитудно-зависимые потери в микронеоднородных средах, не связанные с гистерезисной нелинейностью, и эффект приливной модуляции сейсмических шумов // Акустический журнал. 2008. т. 54. № 4. С.621-628.

## БИМОДАЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР ШИРОТНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ТИХООКЕАНСКОМ РЕГИОНЕ: ОБЩИЕ ТЕНДЕНЦИИ BIMODAL LATITUDINAL DISTRIBUTIONS OF THE EQ HYPOCENTERS IN THE PACIFIC: GENERAL TENDENCIES

Е.В. Сасорова<sup>1</sup>, Б.В. Левин<sup>2</sup>

# Институт Океанологии им. П.П. Ширшова PAH<sup>1</sup>, e-mail:sasorova\_lena@mail.ru Институт морской геологии и геофизики ДВО PAH<sup>2</sup>, e-mail: lbw@imgg.ru

The statistically valid regularity of the EQ distribution in the Pacific over latitudinal belts and over the depth was discussed. The worldwide catalog ISC was used. The entire set of events (with  $Mb \ge 4.0$  was divided into several magnitude ranges (MR). The regions under study were divided in several latitudinal intervals (belts). The latitude distributions of the EQ number and energy released by EO were analyzed. The number of events in each latitudinal interval was normalized two times. Thus we obtain relative seismic event number generated per one kilometer of the plate boundary. Double normalized latitudinal distributions have clearly expressed bimodal character: two peaks located in Northern and Southern Hemisphere, local minimum near the equator and almost zero values in high latitudes. It was proved the stability of obtained results to different time interval and to different size of the latitudinal belts. The analysis of 2D EQ distributions (in depth and in latitudinal belts) was also fulfilled. It was shown, that full interval of depth in each latitudinal belt generally divides into three parts (clusters) with close-cut separation boundaries (K1 – with  $0 \le H \le 80$  km, K2 - with  $120 \le H \le 240$  km u K3 - with  $H \ge 500$  km). The analysis of the obtained EQ latitudinal distributions shows, that the difference in the EQ number between some latitudinal belts is more than several tens times and for energy distributions this difference is more than 100 times. It was discussed the possible linkage between the seismic process and tidal forces.

Проблема распределения эпицентров землетрясений по широтным поясам Земли ставилась еще в 60-х гг. прошлого столетия. В работах [Gutenberg Richter,1972; Mogi,1985; Sun,1992] исследовались распределения сильных землетрясений (M>7). Отмечалась существенная неравномерность распределения событий по широтам.

Анализ широкого спектра сейсмических событий, следуя подходам, развитым в работе [Сасорова, Левин, 2008], был выполнен авторами на материале обработки каталога ISC [ISC] (свыше 200000 событий с M>= 4) за период с 1964г. События разных энергетических уровней могут иметь различные широтные распределения, поэтому широтные распределения рассматривались независимо для шести магнитудных диапазонов: МД: 4.0<=Mb<4.5; 4.5<=Mb<5.0; 5.0<=Mb<5.5; 5.5<=Mb<6.0; 6.0<=Mb. В качестве региона для исследования рассматривался Тихоокеанский регион (TO), который включает более 80% общемирового количества землетрясений. ТО определялся нами как территория Тихого океана, примыкающие к нему островные дуги, внутренние моря, лежащие между континентами и островными дугами (например, Охотское, Японское, Тасманово и др.) и те части континентальной суши, под которыми проходят зоны субдукции. Весь ТО был разделен на широтные пояса (размером 10° и 2°). Количество событий в каждом широтном поясе нормировалось дважды.

На первом этапе количество событий в каждом широтном поясе нормировалось на общее количество событий в данном МД (получали относительное количество событий в каждом широтном поясе для данного МД). Так как большинство землетрясений приурочено к границам литосферных плит, то далее в работе использовалось нормирование относительного количества землетрясений, и выделенной энергии на длину границ литосферных плит в каждом широтном поясе. Впервые такой подход был использован в работах (Сасорова, Левин, 2008; Левин, Сасорова, 2009(а)). Такое нормирование определяет мощность данного участка границы плиты (среднее число землетрясений, генерируемое на каждые 100 километров плитовой границы). Использование этой характеристики, имеющей ясный физический смысл, позволяет сравнивать сейсмическую активность широтных поясов и различных частей земного шара.

На рис.1 приведены распределения сейсмических событий по широтным поясам для шести МД (фрагмент 1(а) - без нормирования событий, фрагмент 1(б) – после первого нормирования, фрагмент 1(в) – дважды нормированное количество событий).

Показано, что дважды нормированные широтные распределения сейсмических событий имеют характерную бимодальную форму, что сейсмическая активность планеты практически отсутствует на полюсах и полярных шапках Земли, обнаруживает по одному ярко выраженному максимуму в средних широтах Северного и Южного полушария и устойчивый локальный минимум вблизи экватора. Распределения асимметричны и имеют сдвиг к северу от экватора. Такие распределения



Рис. 1. Распределение событий сейсмических в Тихоокеанском регионе ПО широтным поясам для 6 -ти магнитудных диапазонов: (а) – распределение количества событий по широтным поясам; б- относительное количество событий по широтным поясам (нормирование на суммарное количество событий в каждом магнитудном диапазоне); в широтное распределение событий, нормированное на количество событий в каждом магнитудном диапазоне и на длину границ литосферных плит. Линии, проходящие через все фрагменты: черная пунктирная – экватор, серые точечные соответствуют широтным поясам С максимальной малой и сейсмической активностью.

Далее был проведен анализ на устойчивость полученных распределений во времени и в пространстве. Показана стабильность полученных результатов во времени и к изменению размера широтных поясов (10° и 2°). Для этого все вычисления для событий во всех МД: были продублированы независимо для широтных поясов размером 2°, и для четырех 10-ти летних интервалов. Все отмеченные характерные особенности распределений при этом сохранялись.

Затем были рассмотрены закономерности в распределении сейсмических событий по глубине для различных широтных поясов Земли и разных энергетических уровней. Для каждого широтного пояса рассматривались распределения количества событий по глубине и распределения выделенной энергии по глубине для всех МД. Показано [Левин, Cacopoвa, 2009(a)], что для высоких широт очаги практически всех землетрясений (до 90%) сосредоточены на глубинах H<=20 км. По мере продвижения к средним широтам постепенно увеличивается доля событий, для которых 20<H<=60 км. Для широтных поясов, близких к экватору (30° S - 30° N), существенная доля очагов землетрясений расположена уже на глубинах: 100<H<=240 км и H>=500 км. Для распределения выделенной энергии по глубине обнаружено, что существует тенденция к разделению событий на три отдельные группы (кластеры) с достаточно четко выраженными границами. Первый кластер (К1) объединяет события с глубинах от 500 до 700 км. На высоких широтах появляются только события из кластера К1.

Для анализа двумерных распределений землетрясений (по широтам и глубинам) рассматривалось дважды нормированное количество событий (по длине границ литосферных плит в каждом широтном поясе и по временному интервалу - 10 лет). Для построения распределений

использовались: неравномерная шкала глубин: {0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 100,120, 140, 160, 180, 200, 220, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600, 650, 700, 750, 800, 850, 900} и размер широтного пояса - 10°.



Рис. 2. Двумерные распределения нормированного количества сейсмических событий на Земле; вертикальные оси – глубина в км, горизонтальные оси – широтные пояса. Фрагмент (а) -для магнитудного диапазона: 4.0<=M<5.0; фрагмент (б) для 5.0<=M<6.0, фрагмент (в) - для М>=6.0. Полутоновая шкала для нормированного количества событий – справа от каждого фрагмента.

На рис. 2 приведены двумерные распределения для трех МД: 4<=M<5, 5<=M<6 и М>=6. На всех трех фрагментах рисунка просматривается ярко выраженная пространственная кластеризация событий (как по широтам, так и по глубинам). Выделяются очаги сгущения

событий на широтах 30°-40° S и 40°-50° N и на глубинах: 0-60 км., 100-250 км., и 500-700 км. Отмечается резкое уменьшение количества событий около экватора (10°-20° N) и практически полное отсутствие на высоких широтах. Наиболее ярко выраженные сгущения сохраняются на всех фрагментах рис. 2.

Нами были обработаны также данные по лунотрясениям, взятые из работы [Lammlein, 1977] и получены широтные распределения лунотрясений (рис. 3). Размер широтного пояса для этих распределений был выбран таким же, как и для Земли (10°). Таким образом, сейсмическая активность на Луне, практически отсутствует на высоких широтах, обнаруживает ярко выраженные максимумы в средних широтах обоих полушарий и устойчивый локальный минимум вблизи лунного экватора. Несмотря на некоторые различия, глобальный характер широтных распределений остается идентичным для обоих небесных тел. В работе [Frohlich, Nakamura. 2009] была отмечена ярко выраженная кластеризация лунотрясений по двум глубинным уровням 100-300 км и 800-1200 км. Показано, что значения давления на глубинах 800<=H<1200 км. для Луны соответствуют значениям давления во внутренних слоях Земли на глубинах 120-240 км.



Рис. 3. Широтные распределения сейсмических событий для Луны. Фрагмент (а): кривая *1* - по всем событиям (861), кривая *2* – по глубоким событиям (844); фрагмент (б) – для неглубоких событий (17). Горизонтальные оси на всех фрагментах – широты (отрицательные широты для Южного полушария). Вертикальные оси: для фрагмента (а) и (б) - количество сейсмических событий. Пунктирная линия – лунный экватор.

Объяснить приведенные особенности распределения событий для двух разных небесных тел только с позиции теории тектоники плит не представляется возможным. Обсуждается возможная связь сейсмического процесса с приливными силами и особенностями вращения планет.

#### Литература

- 1. Gutenberg B., Richter C.F. Bull. // Seism. Soc. Amer. 1942. V. 32. №.3. P. 163-170
- 2. Mogi K. Earthquake Prediction. Academic Press, Tokyo, 1985.
- 3. Sun W. // Phys. Earth Planet. Inter. 1992. V. 71, P. 205-216.

4. Е.В. Сасорова, Б.В. Левин. Особенности широтных распределений землетрясений в Тихоокеанском регионе с учетом протяженности границ литосферных плит // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции. - Обнинск: ГС РАН, 2008. - С. 277-283.

5. Левин Б.В., Сасорова Е.В. Бимодальный характер широтных распределений землетрясений в

Тихоокеанском регионе как проявление глобальной сейсмичности. 2009(а).ДАН. Т.424, № 4. С 538–542.

6. Левин Б.В., Сасорова Е.В. Глубинные распределения землетрясений по широтным поясам в Тихоокеанском регионе: общие тенденции. 2009(б). ДАН. Т.426, № 4. С 537-542.

7. Lammlein D.R.. Lunar seismisity and tectonics// Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 14. P. 224-273.

8. Frohlich C., Nakamura Y. The physical mechanisms of deep moonquakes and intermediate-depth earthquakes:How similar and how different? // Phys. Earth Planet. Inter. 2009. V. 173 P 365-374.

# УТОЧНЕНИЕ ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ РЕГИОНОВ ТИХООКЕАНСКОГО И АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И ИХ РЕАЛИЗАЦИЯ В РЕАЛЬНОМ ВРЕМЕНИ UPDATE OF LONG-TERM FORECASTS OF STRONG EARTHQUAKES FOR AREAS OF PACIFIC AND ALPINE -HIMALAYA TECTONIC BELTS AND THEIR IMPLEMENTATION IN A REAL TIME

Ю.К. Серафимова, В.А. Широков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, e-mail: yulka@emsd.ru

Earlier writers offer a method of phase pathways, permitted at the combined analysis of influencing on seismicity of two space rhythms (lunar tide with  $T_1 = 18.6$  y. and Hale's solar cycle with  $T_2 \approx 22$  y.) to make the forecasts of strong tectonic earthquakes for 12 active areas of world on nearest 20 years. The accuracy of the forecasts in many respects depends on the moment of definition of epoch of a minimum of a current Hale's cycle and its mean duration. In January, 2010 the more precise values of these parameters have appeared, that has allowed to update the made earlier forecasts for 12 active areas of the Earth for the period till 2030. Are cited data about successful implementation of the made forecasts in a real time.

В работах [1–3] впервые выполнено исследование совместного влияния 19-летнего лунного прилива и 22-летнего солнечного цикла Хейла на возникновение сильных землетрясений, обнаружена статистически значимая, с уровнем доверия более 0.95, связь космических ритмов с сейсмичностью для восьми регионов Тихоокеанского и четырех регионов Альпийско-Гималайского тектонических поясов. Полученные результаты основаны на методе фазовых траекторий (МФТ), позволяющем рассчитывать "опасные" временные интервалы ожидаемых сильных событий на ближайшие два десятилетия [1].

С конца 2006 г. наблюдался аномальный по продолжительности за последние сто лет минимум солнечной активности. Это привело к тому, что для текущего 24 цикла солнечной активности с февраля 2007 г. по январь 2010 г. сделано несколько оценок эпох минимума [Ишков В.Н., <u>http://www.izmiran.ru/services/saf/</u>]. Окончательное определение эпохи минимума соответствует декабрю 2008 г. Однако, сделанные ранее прогнозы ориентировались на одну из первых оценок эпохи минимума, соответствующую июлю 2007 г. [1]. Таким образом, появилась необходимость уточнения сделанных ранее [1-3] долгосрочных прогнозов для двенадцати сейсмоактивных регионов Земли.

Следует отметить, что 22-летние Хейловские циклы начинаются с эпох минимумов четных 11-летних циклов солнечной активности в соответствии с общепринятой Цюрихской классификацией, т.к. в этом случае длительность Хейловских циклов характеризуется большей устойчивостью [4]. При этом эпохи минимумов 22-летних Хейловских циклов определяются как среднее значение месячных чисел Вольфа в годовых по длительности интервалах.

Подробное описание метода МФТ представлено в [1-3]. Отметим только, что "опасные" временные интервалы для будущих событий текущего цикла Хейла *H24* определяются на основе расчета времени пересечений траектории этого цикла с выделенными "опасными окнами" на фазовой плоскости ( $\Phi_1$ ,  $\Phi_2$ ), где координаты  $\Phi_1$  и  $\Phi_2$  соответствуют фазам 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного ритмов.

Обнаружены два типа эффектов взаимосвязи землетрясений с рассматриваемыми космическими ритмами. Первый (тип I) связан с влиянием на сейсмотектонические процессы 22-летнего солнечного ритма. В окрестности эпох минимумов циклов Хейла ранее была выявлена статистически значимая "опасная" фаза длительностью около полутора лет, имеющая планетарную природу. В Тихоокеанском сейсмическом поясе "опасная" Хейловская фаза начинается примерно за год до начала следующего цикла. Аналогичный эффект был выявлен по каталогам событий с  $M \ge 6.0$  для Альпийско-Гималайского сейсмического пояса. Сделано предположение [1], что выявленный эффект имеет общепланетарную природу. Отметим, что в связи с аномальной продолжительностью фазы минимума текущего цикла длительность "опасной" фазы типа I принята нами примерно в два раза больше (3 года), причем ориентировочно две трети этого интервала приходится на двухлетний период до эпохи минимума и треть – после него. В данном случае этот трехлетний интервал соответствует периоду ноябрь 2006 г – октябрь 2009 г.

Второй тип (тип II) сейсмического отклика имеет региональную специфику, т.к. для каждого региона выделенные "опасные" окна приурочены к разным частям фазового квадрата ( $\Phi_1$ ,  $\Phi_2$ ). В таблице приводятся сравнение предыдущих (в предположении, что эпоха минимума соответствует октябрю 2007 г.) и уточненных (эпоха минимума – декабрь 2008 г.) сейсмоопасных

периодов до 2030 г. для восьми регионов Тихоокеанского сейсмического пояса, а так же оценки эффективности сделанных прогнозов, характеристики выборок землетрясений и др. данные.

Под эффективностью *I* понимается отношение доли событий  $N_1$ , попавших в выделенные "опасные окна", относительно общего числа событий *N* с магнитудой  $M \ge M_{nop}$  ( $M_{nop}$  – минимальное пороговое значение магнитуды в регионе) к доле площади "опасных окон"  $S_{onac}$  относительно общей площади фазового окна, принимаемой за единицу. Таким образом,  $I = (N_1/N)/S_{onac}$ . Величины эффективности изменяются от 2.6 до 5.6. Поскольку при "случайном" прогнозировании эффективность в пределе равна единице, то величина *I* показывает, во сколько раз предложенная методика прогноза лучше, по сравнению со случайным угадыванием.

По аналогии с подходом, использованным в работе [5], рассчитаем скорость сейсмотектонического движения V по определению Ю.В. Ризниченко [6] для неперекрывающихся 3-летних интервалов за 1973–2010 гг. по данным о мировых землетрясениях с  $M \ge 7.6$  из однородного каталога NEIC. В интервале ноябрь 2006 г. – октябрь 2009 г. величина  $V = n \times M_{\text{max}}$ , где n – число событий в интервале, оказалась максимальной среди 12-ти 3-летних интервалов. Для указанного интервала величина  $V = 14 \times 8.5 = 119$ . Полученный результат служит дополнительным подтверждением уникальности текущего минимума солнечной активности.

В 2006 году [1] впервые на основе использования метода МФТ сделан прогноз на ближайшие 20 лет. На основании выявленного эффекта I типа в реальном времени сделан следующий прогноз "Если эпоха минимума следующего цикла начнется ориентировочно в середине второго полугодия 2007 г., то в интервале октябрь 2006 – январь 2008 гг. в Тихоокеанском поясе будет существенно повышена вероятность возникновения сильных землетрясений с  $M \ge 7.6$  по сравнению со средней многолетней повторяемостью и цунами". Учитывая планетарную природу опасных окон I типа, далее было указано: "...с большим основанием можно предположить, что до января 2008 г. вероятность возникновения наиболее сильных сейсмических событий в различных регионах Земли будет повышенной". В соответствии с данным прогнозом на годовом по длительности интервале 15.11.2006-14.11.2007 гг. в мире произошло 7 землетрясений с  $M \ge 7.6$  (NeNe 1-7), пять из которых зарегистрированы в Тихоокеанском сейсмическом поясе. Аномально высокий уровень мировой сейсмичности подтверждается также тем, что на трёхлетнем интервале ноябрь 2006-октябрь 2009 гг. из 14-ти событий шесть имели Магнитуды  $M \ge 8.0$ .

- 1. 2006.11.15, *Мw* = 8.3, *Курильские о-ва, з-е Симуширское I;*
- 2. 2007.01.13, *Мw* = 8.1, *Курильские о-ва, з-е Симуширское II*;
- 3. 2007.04.01, *Мw* = 8.1, *Соломоновы о-ва;*
- 4. 2007.08.15, *Мw* = 8.0, *Южная Америка;*
- 5. 2007.09.12, *Мw* = 8.5, *о. Суматра;*
- 6. 2007.09.12, *Мw* = 7.9, *о. Суматра;*
- 7. 2007.11.14, *Мw* = 7.7, *Южная Америка;*
- 8. 2008.05.12, *Мw* = 7.9, *Китай*, *Сычуаньское* з-е;
- 9. 2009.01.03, *Мw* = 7.7, *о. Новая Гвинея*;
- 10. 2009.03.19, *Мw* = 7.6, *о-ва Тонга*;
- 11. 2009.07.15, Мw = 7.8, о-ва Новая Зеландия;
- 12. 2009.09.29, Mw = 8.1, о-ва Зап. Самоа;
- 13. 2009.10.07, *Мw* = 7.7, *о-ва Новые Гебриды;*
- 14. 2009.10.07, *Мw* = 7.8, *о-ва Новые Гебриды*.

После окончания "опасного" интервала типа I (ноябрь 2006 г – октябрь 2009 г.) для оценки оправдываемости долгосрочных прогнозов по типу II, остается полугодовой интервал – с ноября 2009 г. по апрель 2010 г. включительно. В этот период произошли два события с  $M \ge 7.6$  (27.02.2010 г., M=8.8, Чили и 06.04.2010 г., M=7.8, Индонезия). В отличие от землетрясения в Индонезии с M=7.8, катастрофическое землетрясение в Чили 27.02.2010 г., M=8.8 произошло в одном из восьми рассматриваемых регионов Тихоокеанского пояса и не попадает в ранее выделенное "опасное" окно типа II с отклонением по фазе ( $\Phi_2 = 0.05$ ) всего на 0.02. Обратим внимание на то, что в трехлетнем интервале типа I происходило в среднем за полгода 2.3 события, что практически не отличается от числа событий (два землетрясения) на полугодовом интервале ноябрь 2009 – апрель 2010 гг. Можно также предположить, что последние два землетрясения были

Таблица. Уточненный долгосрочный прогноз землетрясений по "методу фазовых траекторий" для отдельных регионов Тихоокеанского сейсмотектонического пояса и ретроспективная оценка его эффективности *I*.

	Регион	Характеристика выборки землетрясений			Число			Сейсмоопасный интервал на периол	Уточненный
N⁰		Мпор	Период наблюдений, годы	Число землетря- сений, N	"спрогнози- рованных" землетря- сений, N <sub>1</sub>	Площадь "опасных" окон, S <sub>onac</sub>	Эффектив- ность прогноза, I=(N <sub>1</sub> /N)/S <sub>опас</sub>	до 2027 г. в предположении, что эпоха минимума приурочена к октябрю 2007 г. [2]	сеисмоопасныи интервал на период до 2028 г. включительно (эпоха минимума - декабрь 2008 г.)
	Весь мир (тип I)	7.6						X.2006 - I.2008	XI.2006 – X.2009*
Ι	Камчатка	7.6	1737-2007	14	14	0.18	5.6	XI.2014 – VII.2017	VIII.2015 – VII.2017
II	Курильские острова	7.5	1780-2007	29	27	0.33	2.8	V.2012 - V.2015	IX.2013 – II.2016 XI.2024 – I.2026
Ш	Япония	7.9	1894-2007	20	17	0.29	2.9	X.2007 – III.2010 VII.2024 – X.2028	XII.2007 – III.2010 III.2026 – X.2028
IV	Алеутские острова	7.5	1849-2007	26	21	0.31	2.6	XII.2012 – IV.2014 XII.2020 – VII.2023	VII.2010 – IX.2015 VII.2022 – I.2023
V	Филиппинские острова	7.8	1897-2007	17	16	0.28	3.3	II.2008 – VIII.2011 VII.2015 – X.2017 IX.2026 – X.2028	II.2011 – I.2013 IX.2026 – VII.2028
VI	о. Новая Гвинея	7.5	1899-2007	17	16	0.29	3.2	VIII.2011 – X.2012 III.2020 – VIII.2022	VIII.2021 – IV.2025
VII	о-ва Новые Гебриды	7.6	1900-2007	18	15	0.24	3.5	VI.2014 - V.2018	IX.2010 – II.2011
VIII	Южная Америка	7.6	1868-2007	22	22	0.24	4.1	не ожидается	не ожидается

*Примечание*: Для всех регионов рассматриваются землетрясения с глубинами очагов 0-100 км как наиболее опасные; \* – опасный интервал типа I (ноябрь 2006 – октябрь 2009 гг.), пояснения в тексте.

финальными в "опасной" фазе типа I или допустить, что события масштаба *Мw*=9 подчиняются другим закономерностям как класс событий, максимально возможных на Земле.

Таким образом, вопрос о длительности последней фазы "опасного" окна I типа пока можно считать дискуссионным в связи с аномальной продолжительностью пониженного уровня пятнообразовательной деятельности Солнца на границе 23-го и 24-го одиннадцатилетних солнечных циклов.

### Выводы

1. В связи с тем, что в январе 2010 г. появилась окончательная оценка эпохи минимума текущего 24-го цикла одиннадцатилетней солнечной активности (декабрь 2008 г., [http://www.izmiran.ru/services/saf/]), уточнены долгосрочные прогнозы сильных землетрясений для восьми регионов Тихоокеанского сейсмотектонического пояса.

2. В течение трех лет 2006-2008 гг. наблюдался аномально низкий уровень пятнообразовательной деятельности Солнца за последние 90 лет. В этой связи выделенная ранее планетарная "опасная" фаза Хейловского цикла типа I длительностью около полутора лет увеличилась вдвое. В течение выделенного нами опасного трехлетнего периода ноябрь 2006 – октябрь 2009 гг. в мире произошло 14 землетрясений с  $Mw \ge 7.6$ . Этот период оказался аномальным и по скорости сейсмотектонического движения V по определению Ю.В. Ризниченко.

3. Мировые землетрясения с  $Mw \ge 7.6$  за период времени ноябрь 2006 — ноябрь 2007 гг. (семь событий) соответствуют прогнозу, сделанному в реальном времени [1].

#### Литература

1. Широков В.А, Серафимова Ю.К. О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского пояса // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. №2. Вып. №8. С. 120-133.

2. Широков В.А., Серафимова Ю.К. Методика прогноза сильных землетрясений с магнитудой *M* ≥ 7.6 и оценка ее эффективности для различных регионов Земли // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений: IV междунар. конф., с. Паратунка Камч. обл., 14-17 авг. 2007 г. Сб. докл. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. С.482-489.

3. Широков В.А., Серафимова Ю.К. Сильные землетрясения Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского тектонических поясов и извержения вулканов: влияние солнечной активности и земных приливов, прогноз событий до 2030 г. // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Всероссийской конференции 13-17 октября 2008 г., ИФЗ РАН, г. Москва. Тезисы докладов в 2-х томах. М.: ИФЗ. 2008. Т.2. С. 365-368.

4. Витинский Ю.И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. Л. 1973. 257 с.

5. Серафимова Ю.К., Широков В.А. Реализация долгосрочных прогнозов сильных землетрясений (М≥7.6) по методу фазовых траекторий для различных регионов Земли // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания (г. Иркутск, 18-21 августа 2009 г.). В 2-х т. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 63-65. 6. Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А. Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных

6. Ризниченко Ю.В., Джиоладзе Э.А. Скорости вертикальных движении при сеисмическом течении горных масс // Физика Земли. 1976. № 1. С. 23-31.

# ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ СПОРАДИЧЕСКОГО СЛОЯ $E_s$ ИОНОСФЕРЫ THE INFLUENCE OF THE PROCESSES OF EARTHQUAKE PREPARATION ON VARIATIONS OF PARAMETERS OF THE IONOSPHERE SPORADIC $E_s$ LAYER A.C.Силина<sup>1</sup>, Е.В.Липеровская<sup>1</sup>, Н.Э.Васильева<sup>1</sup>, О.А.Алимов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли РАН, liper@ifz.ru

<sup>2</sup>Институт Астрофизики Таджикской АН

In connection to earthquake preparation the probability of ionospheric parameter Es-spread increases 1-3 days before crust events with depths  $H < 80\,$  km. The effect corresponds to the increasing of plasma turbulization in the E- region of the ionosphere. The effect takes place before midnight hours and if the distance from epicenter to the station is less than  $Ro+150\,$  km, where  $Ro=exp(M)\,$  km, according to Dobrovolsky's formula. The data of vertical sounding stations Petropavlovsk-Kamchatsky and Duchanbe we used. The days with the Solar and geomagnetic disturbances were excluded from the analysis.

## Введение

В связи с процессами подготовки землетрясений в ряде работ исследовалось *Es*-рассеяние, которое наблюдается как диффузность, расплывчатость следа спорадического слоя *Es* на ионограммах вертикального зондирования и отражает процессы турбулизации спорадических слоёв *E* [1, 2]. Наблюдается *Es*-рассеяние довольно редко [1] и, в основном, ночью, примерно с 22 ч и до 03 ч локального местного времени. Появление спорадического *E*-слоя зависит от сезона, и явление *Es*-рассеяния также зависит от сезона (чаще наблюдается летом) и года солнечного цикла (чаще наблюдается в годы минимума 11-летнего цикла солнечной активности).

Первые исследования сейсмоионосферных связей, проведенные около 20 лет назад для нескольких сильных землетрясений, показали, что частота наблюдения *Es*-рассеяния в периоды подготовки и сразу после землетрясений увеличивалась по сравнению с фоновым временем [3, 4]. Возникла идея, что частота наблюдения *Es*-рассеяния может быть использована в качестве предвестника землетрясений. Предполагалось, что акустические и электромагнитные возмущения, возникающие в процессе подготовки землетрясений, могут быть существенной причиной турбулизации ионосферы в диапазоне масштабов от десятков метров до десятков километров и характерных времен существования порядка нескольких десятков минут и, как следствие, *Es*-рассеяния.

В работах [5, 6] были исследованы вероятности наблюдения *Es*-рассеяния за 1-3 дня до сильных (с магнитудами *M*>5.5) землетрясений в Средней Азии. Получено, что на расстояниях до 300 км от эпицентров готовящихся землетрясений наблюдалось увеличение числа наблюдений *Es*-рассеяния. При этом не исследовалось, в какие именно часы явление *Es*-рассеяния сильнее реагирует на процессы подготовки землетрясений.

В работе [7] исследовались ионосферные эффекты землетрясений с эпицентрами в море в окрестности станции вертикального зондирования Петропавловск-Камчатский. При рассмотрении землетрясений с магнитудами *М*>4.0 и глубиной эпицентра до 50 км (20 событий) было показано, что частота появлений *Es*-рассеяния возрастает в предполуночные часы за 1-3 суток до землетрясений по сравнению с фоновыми днями.

Цель данной работы - исследование суточного хода интенсификации *Es*-рассеяния в периоды подготовки землетрясений по ионограммам станции вертикального зондирования Душанбе и сравнение с результатами, полученными по данным станции Петропавловск-Камчатский.

### Экспериментальные данные и результаты наблюдений

В работе анализировались вечерние и ночные (с 16 до 04 h LT) 15-минутные данные о  $E_{\rm s}$ -рассеянии (49 измерений за ночь), полученные на ионосферной станции вертикального зондирования Душанбе ( $\phi$ =38.5°  $\lambda$ =68.8°) за 1987-1990 гг.

*Es*-рассеяние — достаточно редко наблюдаемое событие. Так, например, в 1987 году по данным ст.Душанбе *Es*-рассеяние — диффузность следа спорадического слоя *Es* наблюдалась на ионограммах в 14% случаев наблюдения слоя *Es* (1532 из 11137). см. Рис.1. При этом учитывались данные, соответствующие широкому диапазону частот *fbEs*=1,1-3,1 МГц (случаи наблюдения *Es*-рассеяния при более высоких значениях *fbEs* единичны).

В статье [1] было отмечено, что *Es*-рассеяние чаще наблюдалось при небольших значениях *fbEs* (1–2 МГц). Для получения представления о распределении количества случаев *Es*-рассеяния при разных значениях *fbEs* количество случаев диффузности в определенных частотных

интервалах наблюдений *fbEs* (по данным ст. Душанбе) было отнесено к количеству случаев наблюдений слоя *Es* в этих интервалах. Результаты представлены на гистограмме (Рис. 2).



Рис.1. Среднегодовая вероятность наблюдения *E*<sub>s</sub>-рассеяния.



Рис.2. Вероятность наблюдения *Es*-рассеяния при различных значениях частоты  $f_b E_s$ .

При увеличении солнечной активности к году максимума 11-летнего солнечного цикла (1989г.) число случаев наблюдения *Es*-рассеяния уменьшается. Можно предположить, что возможность появления рассеяния зависит от температуры нейтральных частиц.

Можно видеть, что *Es*-рассеяние зависит от максимальной плотности слоя *Es* ( т.е. от частоты *fbEs*). Как правило, при низких значениях *fbEs* слои тоньше. Наиболее часто рассеяние наблюдалось при низких значениях *fbEs*=1,1–1,6 МГц.

*Es*-рассеяние имеет ярко выраженный суточный ход (см.Рис.За,б). Летом наблюдается резкое увеличение рассеяния с 23 часов LT, далее рассеяние существует примерно до 3 часов ночи, затем число случаев наблюдения рассеяния резко уменьшается. Зимой число случаев наблюдения *Es*-рассеяния увеличивается примерно с 22 часов и затем уменьшается примерно с 4 ночи. Это самое темное и холодное время суток, соответствующее минимуму амплитуды

рассеянного геокороной излучения, приносящего дополнительную энергию в ночную *E*-область ионосферы. Минимум температуры нейтралов наблюдается приблизительно в 3 часа ночи.



Рис.3а,b. Суточный ход *Es*-рассеяния в вечерние и ночные часы (а-зимой) и (b-летом) по данным ст. Душанбе за 1987-1990 г

Если предположить, что фоновое *Es*-рассеяние возникает при активизации в ионосфере акустико-гравитационных волн, то становится понятным, почему оно чаще наблюдается летом, а зимой реже. Из-за преобладающей системы ветров зимой АГВ не проходят в ионосферу.

Примерно в 18 часов число наблюдений *Es*-рассеяния увеличивается за счет прихода суточной ВГВ – гармоники [8]. Летом, в нагретой ионосфере приход этой гармоники прослеживается хуже, чем зимой.

В настоящей работе проведено сравнение суточной зависимости появления *Es*-рассеяния на ионограммах в сейсмоактивные дни по сравнению с остальными днями. При этом, используя результаты предыдущих исследований [7,9], было принято считать "сейсмоактивными" интервалы времени за 1-3 сут до землетрясения. Учитывались только землетрясения с магнитудой  $M \ge 4,0$ . Изучение достаточно слабых землетрясений было связано с тем, что спорадические слои достаточно близко расположены к поверхности Земли ( $h \sim 100$  km) и сейсмоионосферные эффекты могут проявляться и от слабых землетрясений.

Радиус области подготовки землетрясения можно оценить, исходя из формулы Добровольского:  $R_d \sim \exp(M)$  км, где M- магнитуда землетрясения [10]. Из геометрических соображений понятно, что слабые возмущения, распространяющиеся от поверхности Земли, могут вызвать изменения в ионосфере, если размер области подготовки - порядка расстояния от поверхности Земли до E области, т.е.  $H \sim d = 2R_d$ , следовательно, магнитуды землетрясений должны превышать M=4,  $\exp(4)=50$  км.

Авторы исходили из предположения, что *Es*-рассеяние в спорадическом слое *E* может быть вызвано акустическими волнами с периодами от 20 с до 5 мин. Максимальной амплитуда акустических возмущений от поверхности Земли будет при их распространении, близком к вертикальному. В работе [7] по данным ст. Петропавловск-Камчатский было получено, что за 1-3 дня до землетрясения *Es*-рассеяние активизируется в предполуночные часы. Эффект наблюдался перед землетрясениями с глубинами h < 50, эпицентры которых были расположены на расстояниях  $R < R_d + 100$  км. Исходя из этого, в настоящей работе авторы предлагают рассматривать землетрясения, области подготовки которых также расположены не слишком далеко от станции вертикального зондирования,  $R < R_d + 150$  км.

В настоящей работе этот эффект предполагалось исследовать, используя данные ст. Душанбе. За «сейсмоактивные интервалы времени» также были выбраны (-3, -2, -1) ночи. Остальные ночи полагались «фоновыми». Время наблюдения с 16 до 04 LT, вертикальное зондирование каждые 15 мин. Далее подсчитывалось число наблюдений *Es*-рассеяния в каждый из 49 моментов измерений как для «сейсмоактивного времени», так и для «фонового времени». Такой подход позволил выяснить, в какое время суток наблюдаются увеличение *Es*-рассеяния, связанное с процессами подготовки землетрясений.

Оказалось, что за 1-3 суток до землетрясений в окрестности Душанбе также наблюдается предполуночное увеличение *Es*-рассеяния. Землетрясения рассматривались с глубинами до 80 км. На Рис.4a,b представлены результаты по ст.Душанбе. Наложение эпох за интервалы за 1987 г. и

за 1988-1990 гг проводилось раздельно. Разбиение на два интервала 1987 г. и 1988-1990 гг проведено так, чтобы на каждом интервале число наблюдений Es рассеяния было достаточно для обоснованных выводов. На рис. 4a,b число наблюдений Es-рассеяния представлено в зависимости от локального времени для «сейсмоактивных» ночей (-3,-2,-1)-сплошная линия и для «фоновых» ночей –пунктирная линия). По оси ОУ показано число наблюдений Es-рассеяния в моменты времени, кратные 15 минутам. Кривые нормированы на сумму значений с 16 до 4 LT. Из рис. 4a,b можно видеть, что увеличение Es-рассеяния за 1-3 дня до землетрясения в предполуночные часы наблюдается и в 1987, и в 1988=1990 гг.



Рис. 4а,б. Суточный ход *E*<sub>s</sub>-рассеяния в вечерние и ночные часы для «сейсмоактивных» и «фоновых» ночей (сплошная и пунктирная линии соответственно), полученный методом наложения эпох для интервалов времени за 1987г. и 1988-1990гг.

Далее было проведено исследование, на каких расстояниях от эпицентра и при каких глубинах очага эффект предполуночного увеличения *Es*-рассеяния исчезает. Для этого было проведено наложение эпох для землетрясений с магнитудами M>4, на расстояниях  $R<\exp(M)+150$  км от станции зондирования и эпицентрами на глубине 80<h<200 км. Было получено, что предполуночное увеличение не наблюдается. (см. Рис.5а)

Аналогично были исследованы пространственные масштабы наблюдения эффекта предполуночного увеличения *Es*-рассеяния. Было проведено наложение эпох для землетрясений с магнитудами M>4, на расстояниях  $\exp(M)+150< R<\exp(M)+300$  км от станции зондирования и эпицентрами на глубине h<80 км, при этом было получено, что предполуночное увеличение также не наблюдается. (см.рис.5b)



Рис.5(а,б). Суточный ход *Es*-рассеяния в вечерние и ночные часы для «сейсмоактивных» и «фоновых» ночей (сплошная и пунктирная линии соответственно), полученный методом наложения эпох для землетрясений с эпицентрами на глубинах больше 80 км (рис.5а); и для землетрясений на расстояниях более  $\exp(M)+150$  (рис.5б).

### Обсуждение и выводы

Анализ данных, полученных на станции вертикального зондирования Душанбе, показал, что за 1-3 суток до коровых землетрясений с глубиной h < 80 км в предполуночные часы возрастает частота появлений *Es*-рассеяния, характеризующая увеличение турбулизации плазмы в *E*-области ионосферы. Показано, что увеличение количества случаев *Es*-рассеяния имеет место для землетрясений, для которых магнитуда землетрясения *M* и расстояние от эпицентра до станции вертикального зондирования *R* связаны соотношением R < exp(M)+150 км, при этом M>4. Авторы предполагают, что этот эффект вызван усилением активности акустических импульсов с частотами меньше 0.05 Гц (с периодом от 20 с до нескольких минут), которые распространяются почти вертикально от области подготовки землетрясений до нижней ионосферы [11].

Для землетрясений с эпицентрами на больших расстояниях и для землетрясений с очагами на больших глубинах предполуночный эффект отсутствует.

Обращаясь к вопросу о возможных механизмах описанных процессов, можно предположить, что *Es*-рассеяние в значительной степени обусловлено акустическими возмущениями нейтральной атмосферы с периодом 20–100 сек, распространяющимися от Земли вверх в диапазоне прозрачности акустической атмосферы [12].

Можно отметить корреляцию увеличения вероятности наблюдения *Es*-рассеяния в связи с землетрясениями с уменьшением амплитуды ULF вариаций магнитного поля в диапазоне (0.005-0.2 Гц), наблюдавшимися на Камчатке и описанной в работах [13, 14]. Авторы этих публикаций предполагают, что пульсации магнитного поля сильнее поглощаются в турбулизованной ионосфере, и, следовательно, их амплитуда уменьшается.

#### Литература

- 1. *Bowman G.G.*, Some aspects of middle-latitude spread Es and its relationship with spread F, Planet. Space Sci., 33 (9), 1081-1089, 1985.
- 2. Whitehead J.D., Recent work on mid-latitude and equatorial sporadic-E, J. Atmos. Terr. Phys., 51 (5), 401-424, 1989.
- Alimov O.A., Gokhberg M.B., Liperovskaya E.V., Gufeld I.L., Liperovsky V.A., Roubtsov L.N. Anomalous characteristics of the middle latitude E<sub>s</sub> layer before earthquakes // Phys. Earth and Planet. Inter. Vol. 57. P. 76– 81. 1989.
- 4. Липеровский В. А., Похотелов О. А., Шалимов С. Л. Ионосферные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 304 с.
- 5. Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Vasil'eva N.E., Alimov O., On Es-spread effects in the ionosphere before earthquakes, Natural Hazards and Earth System Sciences, 5 (1), 59-62, 2005.
- 6. Silina A.S., Liperovskaya E.V., Liperovsky V.A., Meister C.-V., Ionospheric phenomena before strong earthquakes, Natural Hazards and Earth System Sciences, 1, 1-6, 2001.
- 7. Liperovskaya E. V., Meister C.-V., Pokhotelov O.A., Parrot M., Bogdanov V. V., and Vasil'eva N. E. On Esspread effects in the ionosphere connected to earthquakes // Natural Hazard and Earth System Sciences, №6 P.740-744, 2006.
- 8. *Кореньков Ю.Н.* Влияние движений в нейтральной атмосфере на сезонно-суточное поведение слоя Es // Гемагнетизм и Аэрономия. 1979. N 1. C.27-34.
- 9. Liperovsky V.A., Pokhotelov O.A., Liperovskaya E.V., Parrot M., Meister C.-V., Alimov A., Modification of sporadic E-layers caused by seismic activity, Surveys in Geophysics, 21, 449-486, 2000.
- 10. Dobrovolsky I. R., Zubkov S. I., Myachkin V. I., Estimation of the size of earthquake preparation zones, Pageoph., 117, 1025-1044, 1979.
- 11. Liperovsky V.A., Pokhotelov O.A., Meister C.V., Liperovskaya E.V. Physical Models of Coupling in the lithosphere–atmosphere–ionosphere system before earthquakes// Geomagnetism and Aeronomy, V.48. №6. P.795-806, 2008.
- 12. *Blanc E.* Observations in the upper atmosphere of infrasonic waves from natural or artificial sources: A summary // Ann. Geophys. V. 3. N 6. P. 673. 1985.
- Molchanov, O. Schekotov, A. Fedorov, E. Belyaev, G. and Gordeev E. Preseismic ULF electromagnetic effect from observation at Kamchatka// Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 3, 203-209, 2003.
- 14. Molchanov O., Schekotov A., Solovieva M., Fedorov E., Gladyshev V., Gordeev E., Chebrov V., Saltykov D., Sinitsin V.I., Hattori K., Hayakawa M., Near-seismic effects in ULF fields and seismo-acoustic emission: statistics and explanation// Natural Hazards and Earth System Sciences, 5, 1-10, 2005.

# РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ АНОМАЛЬНЫХ УНЧ ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ НА ЭТАПЕ ПОДГОТОВКИ И РАЗВИТИЯ КРУПНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ. RESULTS OF STUDY OF ANOMALOUS ULF MAGNETIC VARIATIONS BEING OBSERVED PRIOR TO OCCURRENCE OF STRONG GEODYNAMIC EVENTS Собисевич<sup>1</sup> А.Л., Канониди <sup>2</sup> К.Х., Собисевич<sup>1</sup> Л.Е.,

# <sup>1</sup>Учреждение Российской академии наук ИФЗ РАН. <sup>2</sup>Учреждение Российской академии наук ИЗМИРАН.

Northern Caucasus geophysical laboratory for scientific studies of induced wave processes in the Elbrus volcanic area includes five spaced geophysical laboratories. The following information-measuring systems are in operation at the laboratories: broadband tri-axial seismometers, quartz tilt-meters, magnetic variometers, geo-acoustic sensors, hi-precision distributed thermal sensors, gravimeters, and network-enabled data acquisition systems with precise GPS-timing and integrated monitoring of auxiliary parameters (variations on ambient humidity, atmospheric pressure etc). Two laboratories are located in a deep tunnel drilled under the mount Andyrchi.

The obtained experimental data allows us to study the structure of geophysical wave fields induced by earthquakes and regional catastrophic events.

Anomalous wave forms in ULF geomagnetic variations preceding strong seismic events with magnitude 7 or more were experimentally determined; they may be related to the development and interaction of dilatational structures. Different structure of ULF geomagnetic variations of «land» and «undersea» earthquakes were defined. Wave forms of ULF geomagnetic variations for the earthquakes responsible for triggering tsunami events were obtained. Thus, in the future we will be able to develop the technology of prediction of the area and the time of such class of catastrophic events provided that additional forecast information (including acoustic, hydro-acoustic and geo-acoustic) is analyzed.

Работы по изучению геомагнитных возмущений-предвестников УНЧ диапазона сильных землетрясений проводятся на созданной нами Северокавказской геофизической обсерватории, которая включает на сегодня шесть разнесенных геофизических лабораторий. Четыре лаборатории размешены в районе Эльбрусской вулканической области. Пятая лаборатория находится в районе г. Сочи, а шестая на севере Европейской части России в районе г. Архангельска. В лабораториях функционируют современные информационно-измерительные системы: сейсмические, наклономерные, магнитовариационные, тепловые и геоакустические станции, магнитометры индукционные, стационарные гравиметры, вспомогательное научное оборудование, обеспечивающее контроль климатических параметров (давления и температуры и др.), системы точного времени, системы сбора и передачи информации в удаленные пункты сбора и анализа. Получаемая научная информация регулярно публикуется нами в открытом доступе на следующих web-pecypcax: http://forecast.izmiran.ru/ и http://alex.uipe.ru/data/.

Результаты семилетних экспериментальных наблюдений сильных сейсмических событий, которые произошли в различных районах Земли, убеждают нас в том, что землетрясения с магнитудой М≥6-7 практически всегда предваряются УНЧ магнитными возмущениями с отличающимися волновыми формами.

В качестве примера на рис. 2а,б представлена запись цунамигенного землетрясения, которое произошло 19 марта 2009г в районе островов Тонга. Здесь аномальные геомагнитные возмущения были зафиксированы за четыре часа до момента первого удара.



Рис. 2а. Регистограммы магнитовариационной стации (три нижних записи, по каналам H, D,Z) и показания наклономеров перед цунамигенным землетрясением, которое произошло 19.03.2009 в районе островов Тонга. Параметры:

Время в очаге: 18:17:38.8. Магнитуда 7,6. Глубина км - 33,0. Широта - 23,2. Долгота - 174,6.

На рис. 2 приняты следующие обозначения:



Рис. 26. Характерные волновые формы аномальных УНЧ квазигармонических магнитных возмущений, которые наблюдались на этапах подготовки и развития цунамигенного землетрясения в районе островов Тонга.

ВАКН1 – показания Н компоненты магнитовариационной станции на 15 пикете Баксан, nT; ВАКD1 – показания D компоненты магнитовариационной станции на 15 пикете Баксан, nT; ВАКZ1 – показания Z компоненты магнитовариационной станции на 15 пикете Баксан, nT; ВАКЕ2 – показания наклономера E-W на 15 пикете Баксан, ms; BAKN2 – показания наклономера N-S на 15 пикете Баксан, ms.

Возмущения такого типа впервые были выделены в 1964 году Г. Муром после землетрясения на Аляске (27 марта 1964г.; М = 9,2). Затем появились работы, в которых отмечалось проявление флуктуаций магнитного поля перед сильными землетрясениями во всем диапазоне частот от УНЧ до СВЧ [Fraser-Smith et al.; 1990; Коруtenko et al.; 1993: Гохберг и др., 2008]. При этом предпочтение отдавалось ОНЧ диапазону; УНЧ диапазон был незаслуженно забыт. Интерес ученых геофизиков к магнитным возмущениям УНЧ диапазона, предваряющим сильные землетрясения, появился только на рубеже столетий после разработки магнитных вариометров и магнитометров высокой чувствительности. Именно такие приборы были установлены нами в лабораториях Северокавказской обсерватории [Собисевич, Гриднев и др., 2008].

Известно, что теоретическая модель подготовки землетрясения в конкретном регионе Земли предполагает существование электромагнитных возмущений, обусловленных динамическими процессами во внутренних структурах сложно построенной геологической среды [Гульельми, 2007]. Однако, до сих пор не удалось получить приемлемые решения, характеризующие проблему в целом. Дело в том, что уравнение генерации электромагнитных колебаний в литосфере содержит целый ряд феноменологических параметров, число которых увеличится при детальном описании флюидо-магматических, пьезомагнитных и других свойств геологической среды [Гульельми, 2007].

На практике принято выбирать отдельные «типичные» значения этих параметров, но это дает лишь грубую оценку для той или иной, выбранной нами (иногда интуитивно) модели трансформации геологической среды, в процессе которой и определяются механизмы, ответственные за условия зарождения и генерацию геомагнитных возмущений в сложно построенной геологической среде.

В общем случае для выяснения целостной геолого-геофизической картины в районе будущего сейсмического события желательно знать набор параметров геологической среды, отражающих условия трансформации электростатически неустойчивых дилатансных образований в зоне готовящегося землетрясения [Алексеев, Глинский и др., 2008]. Без этого трудно понять сложно картину механико-электромагнитных перестроек на этапе подготовки и протекания крупного сейсмического события. Именно на этом этапе трансформации геологической среды в эпицентральной зоне развиваются структуры, способные генерировать заметные сейсмические и

электромагнитные возмущения в геосферах, включая атмосферу и ионосферу. Поэтому каждое наблюдение таких возмущений вызывает повышенный интерес, поскольку сейсмоэлектродинамика, как и всякая другая геофизическая теория, нуждается в проверке на опыте.

В качестве примера рассмотрим Суматро-Адаманское землетрясение, которое произошло на западном побережье северной Суматры 26 декабря 2004 года. Магнитограммы этого события приведены на рис. 3. Выраженные УНЧ геомагнитные возмущения, предваряющие сейсмический удар, выделены нами на записях магнитовариационной станции, начиная с 14 часов 40 минут 24 декабря 2004 года (время здесь и далее по тексту мировое).



Рис. 6. Запись вариаций магнитного поля и наклонов земной поверхности на этапах подготовки и развития землетрясения в районе Суматры 26 декабря 2004г.

На вставках 2 и 3 приведены развернутые волновые формы.

В записях составляющих вариаций магнитного поля Земли (H, D, Z) и наклонов (EW) земной поверхности проявляется несколько выраженных аномальных УНЧ геомагнитных пульсаций (возмущений), которые можно классифицировать как краткосрочные предвестники сильного цунамигенного землетрясения. На рис. 3 серым цветом выделены два наиболее характерных временных интервала, где проявились предвестники.

Волновые формы, полученные после фильтрации возмущения в диапазоне периодов 18 – 300с представлены на рис. 4. Здесь отражена тонкая структура УНЧ геомагнитного предвестника.



Рис. 3. Тонкая структура сигнала, отражающего квазипериодическое геомагнитное возмущение, возникшее за сутки перед цунамигенным Суматро-Адаманским землетрясением.

Сопоставление приведенных квазипериодических сигналов с данными наблюдений, которые были получены перед другими событиями, показывают, что наблюдаемые волновые формы типичны для каждого отдельно взятого региона Земли. В этой связи можно полагать, что подобного типа аномальные УНЧ геомагнитные пульсации отражают геолого-геофизические процессы в зоне готовящегося сейсмического события.

Характеризуя затронутую проблему проанализируем цунамигенное землетрясение, которое несколько лет спустя (12 сентября 2007 года в 20 часов 40 минут) снова произошло в районе

Южной Суматры (рис. 4а,б), магнитуда 7,9. Здесь аномальное квазипериодическое возмущение (около 3нТ), наблюдалось более чем за три часа до начала сейсмического события.





Рис. 4б. Волновые формы УНЧ геомагнитного возмущения, которое возникло и наблюдалось, начиная с 21 часа, 40 минут (т.е. за 3 часа) перед цунамигенным землетрясением в районе южной Суматры 12.09.2007. Лаборатория №1 Северокавказской геофизической обсерватории.

Чтобы выяснить, как проявляются особенности строения зоны будущего сейсмического события в структуре геомагнитных возмущений, обратимся к другому региону и проанализируем запись землетрясения, которое произошло 05 июня 2009г в районе о. Хоккайдо, Япония (рис. 5а,б). За 4 часа 30 минут по каналам магнитно вариационной станции здесь удается наблюдать квазипериодическое УНЧ возмущение, волновая форма которого отличается от волновых форм геомагнитных возмущений, выделенных нами перед землетрясением в районе южной Суматры и в районе островов Тонга.

Рис. 5а. Землетрясение в районе о. Хоккайдо, Япония 05июня-2009г. Желтым цветом выделены квазигармонические УНЧ возмущения, зарегистрированные магнитными вариометрами (три верхних записи, по каналам H, D, Z) и наклономерами Лаборатории № 2 Северокавказской геофизической обсерватории.





Рис. 5б. Волновые формы УНЧ геомагнитного возмущения, которое возникло и наблюдалось, начиная с 23 часов, 30 минут (т.е. за 4 часа) перед землетрясением в районе острова Хоккайдо, Япония, 05июня-2009г. Лаборатория №1. Северокавказской геофизической обсерватории.

Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений перед сильными (магнитуда более 6) сейсмическими событиями удается выделить практически во всех случаях. Появление их мы связываем с трансформацией электростатически неустойчивых дилатансных образований в

разломно-блоковых структурах формирующегося очага на всех стадиях его развития. В процессе анализа большого массива имеющихся данных экспериментальных наблюдений обнаружены различия в структуре аномальных волновых форм УНЧ геомагнитных возмущений перед «сухопутными» и «морскими» землетрясениями; получены волновые формы аномальных квазигармонических УНЧ геомагнитных возмущений перед цунамигенными землетрясениями, которые в будущем могут быть использованы в технологии краткосрочного прогноза места и времени такого класса катастрофических событий при условии привлечения дополнительной (акустической, гидроакустической, геоакустической, деформометрической и др.) прогностической информации.

#### Литература

1. Собисевич А.Л., Гриднев Д.Г., Собисевич Л.Е., Канониди К.Х. Аппаратурный комплекс Северокавказской геофизической обсерватории // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44. С. 12 – 25.

2. Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. Ультранизкочастотные электромагнитные возмущения, возникающие перед сильными сейсмическими событиями // ДАН (Геофизика). 2009. Т. 429. № 5. С. 688 – 672.

3. Алексеев А.С., Глинский Б.М., Имомназаров Х.Х, Ковалевский В.В., Собисевич Л.Е., Хайретдинов С.М., Цибульчик Г.М. В кн.: Изменения природной среды и климата. Природные катастрофы. Часть 1. Под ред. академика Н.П. Лаверова. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 179 – 222.

4. Гульельми А.В. Ультранизкочастотные электромагнитные волны в коре и в магнитосфере Земли // УФН. Т. 177. №12. 2007. С. 1250 – 1276.

5. Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука, 2008. 295с.

6. Копытенко Ю.А., Исмагилов В.С., Копытенко Е.А., Воронов П.М., Зайцев Д.Б. Магнитная локация источников геомагнитных возмущений // ДАН / серия «Геофизика». 2000. Т. 371. № 5. С. 685-687.

7. Fraser-Smith A.C. Ultralow-Frequency Magnetic Fields Preceding Large Earthquakes // Eos. Vol. 89. № 23. 2008. P. 211.

# О ПРОЯВЛЕНИЯХ ЭЛЕКТРОСТИМУЛИРОВАННЫХ ВАРИАЦИЙ СЕЙСМИЧНОСТИ И ВОЗМОЖНЫХ МЕХАНИЗМАХ ВЛИЯНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ИМПУЛЬСОВ. ON THE MANIFESTATIOS OF ELECTRICALLY STIMULATED VARIATIONS OF SEISMICITY AND POSSIBLE MECHANISMS OF ELECTROMAGNETIC PULSES INFLUENCE

В.Н.Сычев<sup>1</sup>, Л.М. Богомолов<sup>2</sup>, Н.А. Сычева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>- Научная станция РАН в г. Бишкеке, Киргизстан, sychev@gdirc.ru

<sup>2</sup>- Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, <u>bogomolov@imgg.ru</u>

The aim of the presentation is to continue the analysis of relationship among variations of flow of weak seismic events and effect of electromagnetic fields (by the example of Bishkek geodynamic test site, Northern Tien Shan). Based results were represented on the previous, 4 -th conference (Paratunka-2007), which involved the observations that the local seismicity is influenced by some experimental electromagnetic soundings of Earth Crust with application of powerful sources of electric current. Given presentation involves new topical results. The discussion involves such aspects as observation of secondary effect of seismicity re-distribution after main response to external action. This may be an indicator of partial stress unloading. To treat the results obtained and to improve the understanding of seismic effect of electromagnetic pulses of natural and manmade origin we have developed the channel model describing the primary conversion of electromagnetic energy to oscillating (mechanical) one. The model points out a cause, why the sharpness of wave front of electromagnetic pulses can play principal part in the effect of excitation of the medium response.

В связи с вопросом о влиянии электрозондирований земной коры импульсами тока на режим слабой сейсмичности в данной работе продолжен анализ закономерностей потока сейсмических событий, зарегистрированных при помощи цифровой телеметрической сети КNET на территории Бишкекского геодинамического полигона (Северный Тянь-Шань), где проводились такие зондирования с применением геофизических МГД-генераторов и сильноточных электроимпульсных систем. В предшествующих работах [1-3] и на предыдущей, 4-й конференции по Солнечно-Земным связям и физике предвестников землетрясений (Паратунка-2007) были представлены основные результаты о кратковременном (несколько суток) приросте микросейсмичности после экспериментальных зондирований. Для продвижения к пониманию механизмов преобразования электрической энергии в механическую (в конечном счете, в энергию сейсмоволн) определяющее значение имеют применение новых методов обработки данных и

развитие физических моделей эффекта. Этим аспектам проблемы "энерговоздействий", ЭВ посвящена настоящая работа.

## Изменение сейсмического режима.

Чтобы проследить миграцию сейсмичности построены площадные распределения числа слабых событий в узком диапазоне энергетических классов K=8,5-9,5, за период 1998-2008 гг. Для построения изолиний сейсмичности использовалась методика скользящего окна со стороной  $0,5^{\circ}$  и сдвигом  $0,1^{\circ}$ . Исследуемый период был разбит на временные интервалы до проведения эксперимента, после него и период дополнительных воздействий, и по каждому из них получены площадные распределения слабой сейсмичности. Рассматривались только события 8,5-9,5 классов в связи с тем, что это наиболее чувствительный к воздействиям диапазон классов землетрясений. Полученный результат представлен на рис.1. Если до начала проведения эксперимента (1998-1999 гг.) область повышенной сейсмической активности в выбранном диапазоне классов находится юго-восточнее диполя, то в 2000-2005гг. происходит смещение зоны концентрации сейсмичности на северо — запад (по направлению к источнику ЭВ). Таким образом, вполне определенно наблюдается эффект повышения сейсмической активности в непосредственной близости от питающего диполя. После завершения эксперимента в 2006-2008 гг. наблюдается тенденция к возврату зоны повышенной активности в юго-восточном направлении.





Рис.1. Распределение сейсмических событий классов 8,5 – 9,5 в различные периоды времени.

Наблюдаемая картина демонстрирует выполнение общего физического принципа близкодействия: эффект прослеживается в зоне непосредственно у источника энергии, с которым связывается причина вариаций сейсмичности.

Воспользуемся аппаратом нелинейного анализа динамических систем для проверки того, что изменение сейсмического режима носит не случайный характер, и, что в период дополнительных воздействий процесс становится более детерминированным. Рассмотрим вариант, когда не требуется восстанавливать фазовую динамику системы, подобные приемы были использованы в работе [4].

В [5] предложен метод, расширяющий возможности нелинейного анализа временных рядов и основан на фундаментальном свойстве диссипативных динамических систем – рекуррентности (повторяемости состояний). В отечественной литературе этот метод известен как метод построения математических моделей с использованием рекуррентных диаграмм. Рекуррентные диаграммы (recurrence plot, в дальнейшем RP) позволяют изучать многомерные процессы через отображение рекуррентностей траектории на двухмерную двоичную матрицу размером N x N, в которой 1 (черная точка) соответствует повторению состояния при некотором времени і в некоторое другое время j, а обе оси координат являются осями времени:

$$\mathbf{R}_{i,j} = \Theta(\varepsilon_i - || \mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j ||), \quad i,j = 1...N,$$
(1)

где N - длина ряда состояний x<sub>i</sub>,  $\varepsilon_i$  - размер окрестности,  $\| \|$  - норма.

Для анализа также использован каталог сейсмических событий за 1998-2008гг., энергетический класс К = 6,5 ÷ 10,5. В качестве исследуемого параметра анализировались интервалы времени и расстояния между последовательными событиями. Использовались

следующие параметры окрестности текущей точки – для временных интервалов – 40 мин (время события с точностью до минуты), а для расстояний – 10км. Производился также и расчет совместных рекуррентных диаграм по двум параметрам одновременно – по времени и по расстоянию:

$$\mathbf{R}_{i,j} = \Theta(\boldsymbol{\varepsilon}_{ix} - \| \vec{x}_i - \vec{x}_j \|) \cdot \Theta(\boldsymbol{\varepsilon}_{iy} - \| \vec{y}_i - \vec{y}_j \|), \quad i,j = 1...N, \quad (2)$$

где: x<sub>i</sub> - время, y<sub>i</sub> - расстояние.





Рис.2. Рекуррентные диаграммы по временным интервалам между событиями по каталогу КNET за 1998-1999(а), 2000-2005(б) и 2006-2008(в).

Рис.3. Рекуррентные диаграммы по расстояниям между событиями по каталогу КНЕТ за 1998-1999(а), 2000-2005(б) и 2006-2008(в).

Рис.4. Совместные рекуррентные диаграммы по временным интервалам и расстояниям между событиями по каталогу КНЕТ за 1998-1999(а), 2000-2005(б) и 2006-2008(в).

Как видно из рис.2-4, сейсмический процесс во время проведения дополнительных ЭВ на территории Северного Тянь-Шаня становится более регулярным, что может быть проявлением детерминизма в реакции среды на зондирования мощными импульсами тока.

#### Физическая модель.

≡) (,3°0,1°00⊞°0,000)

Для объяснения механизма воздействия импульсов естественно обратиться к хорошо известному явлению стимулирования слабой сейсмичности упругими волнами либо возмущениями. Попытаемся установить источник вибраций, принимая во внимание, что для эффекта отклика слабой сейсмичности принципиальное значение имеет крутизна фронтов токового импульса и вклад энергии в среду. Токи экспериментальных сеансов ЭРГУ концентрируются в электропроводящих каналах, роль которых играют, в основном, заполненные минерализованной водой полости трещин. Распространение мощных токовых импульсов с крутыми фронтами в трещиноватой среде при заполнении трещин водой чуть менее 100% может сопровождаться нелинейными электромеханическими эффектами переходного типа, которые ранее не рассматривались применительно к энерговоздействиям. Во-первых, это пробой на фронте нарастания тока, а точнее формирование токового канала в режиме с обострением за счет быстрого исчезновения перемычек – пузырьков насыщенного пара, разделяющих отдельные столбики проводящей жидкости (рис.5а). Во-вторых, это быстрый разрыв жидкого проводника с образованием пузыря при прохождении фронта спадания импульса тока, рис.5б (аналог известного эффекта взрывающейся проволочки). При вынужденном перемещении границы жидкость-пар и, тем более, раздувании/схлопывании пузыря в жидкой фазе, несомненно, возбуждаются звуковые волны. Эти волны передаются из жидкости в скелетную фазу и оказывают стимулирующее влияние на рост других трещин в окружающем объеме.



Рис.5. Схема модели каналового механизма преобразования электромагнитной энергии в динамические возмущения. При распространении импульса в направлении **k** фронты нарастания/спада амплитуды поперечной компоненты  $E_x$  опережают фронты тока J: а) вступление мощного импульса – формирование токового канала при слиянии жидких объемов; б) разрыв токового канала после прохождения импульса.

Будем считать жидкость смачивающей и не слишком вязкой. Тогда при дилатансионном деформировании объема среды с полностью водозаполненной трещиной, длина которой стационарна ввиду равновесного состояния, жидкий объем может распадаться на несколько капель, способных перемещаться относительно стенок и друг относительно друга. При расширении полости трещины такой распад более вероятен, чем отрыв жидкости от поверхности трещины. И обратно, при сближении боковых поверхностей частично заполненной трещины, отдельные капли могут объединяться за счет поглощения пузыря насыщенного пара. Эти эффекты, родственные кавитации, в общем случае реализуются независимо от электромагнитных зондирований, например при динамическом воздействии волн сжатия от взрыва или удаленного землетрясения. Но при распространении мощных импульсов возникновение в жидкости новых поверхностей (пузыря) может происходить за счет электромагнитной энергии. Но для этого, необходимо, чтобы высвобождение энергии при угасании тока по месту разрыва проводника превысило энергетические затраты на образование новых поверхностей. Можно записать соответствующий критерий, приравнивая по порядку величины энергию образования новых поверхностей в жидкости  $W_s = 2 \gamma s \delta z$  ( $\gamma$  - коэффициент поверхностного натяжения жидкости,  $\delta z$ – длина сегмента, показанная на рис.5, s- поперечный размер) и энергию тока W<sub>J</sub>, локализованную вокруг этого сегмента. В приближении телеграфного уравнения W<sub>J</sub> выражается через погонную индуктивность L и силу тока J по формуле W~ L  $\delta z \cdot J^2/2$ . Условие  $W_J > W_S$  сводится к простому выражению

$$J \ge 2 \left(\gamma s/L\right)^{\frac{\gamma_2}{2}} , \qquad (3)$$

смысл которого сходен с критерием Гриффитса – разрывная неустойчивость реализуется в ослабленных местах при локализованном накоплении там достаточной энергии. В классическом случае это происходит с трещиной, а в нашем случае – в жидкой фазе в полости трещины (рис.5 б). Если выбрать для оценки  $\gamma \sim 0.05$  H/м (вода при температуре 70-90°С), L ~ 0.01- 0.1 мГн/м, s~ 0,1 -1 м, то выражение (3) будет описывать минимальную для реализации эффекта амплитуду тока в одиночном канале (полости) J~ 50 A, что значительно меньше величины тока зондирования (600 А). Другим эффектом, сопутствующим быстрому пробойному формированию токового канала в слабопроводящей или диэлектрической твердой среде (помимо возникновения/схлопывания пузыря) является индукционное возбуждение противо-ЭДС в окружающей канал области, (рис.5а). Аналогично, при взрывном распаде токового канала в жидкости в области возле него будет наводиться "перенапряжение" (рис.5б). Напряженность наведенного поля может превысить амплитудное значение Е в падающей волне, и его взаимодействие с пьезоэлектрическими фракциями и сторонними зарядами в скелетном веществе является еще одним фактором, вносящим вклад в возбуждение вибраций во вмещающей среде. Таким образом, нелинейные эффекты, связанные с большой мощностью токовых импульсов и крутизной их фронтов вполне могут быть кандидатами на роль механизма, объясняющего первичное воздействие электромагнитных зондирований.

#### Резюме.

Новое обращение к материалам экспериментальных электромагнитных зондирований и сейсмическим данным 2000-2005 гг. еще раз продемонстрировало, что возбуждение мощных импульсов тока в земной коре обладает определенным потенциалом для стимулирования слабой сейсмичности. При этом подтверждены результаты предшествующих работ о идентификации случаев кратковременного прироста суточного числа событий на территории Северного Тянь - Шаня в качестве откликов на электромагнитные воздействия. Кроме того, получены новые результаты, характеризующие такие отклики.

### Литература

1. Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Сычева Н.А., Авагимов А.А. и др. Корреляционный анализ локальной сейсмичности на Бишкекском геодинамическом полигоне в связи с проблемой активного мониторинга //

Геофизика XXI столетия:2005 год. Сб. трудов Седьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный Мир, 2006, с.317-325.

2. Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Сычева Н.А. и др. От исследований откликов акустической эмиссии на образцах к сейсмическим проявлениям электротриггерных эффектов // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений. Отв. ред. Шевцов Б.М. Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН. 2007. С.75-83.

3. Авагимов А. А., Богомолов Л. М., Зейгарник В. А., Сычев В. Н., Сычева Н.А. О триггерном влиянии электромагнитных импульсов на слабую сейсмичность в связи с проблемой разрядки избыточных тектонических напряжений // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Новосибирск: Изд. ИГД СО РАН. 2008. С. 134-141.

4. Chelidze T., De Rubeis V., Matcharasgvili T., Tosi P. Influence of strong electromagnetic discharges on the dynamics of earthquake time distribution in the Bishkek test area (Central Asia) // Annals of Geophysics. 2006. V.49. N. 4/5. P. 961-975.

5. Eckmann J.P., Kamphorst S.O., Ruelle D. Recurrence Plots of Dynamical Systems.// Europhysics Letters. 1987. V.5. P. 973-977.

# СИМВОЛЬНАЯ АППРОКСИМАЦИЯ В ЗАДАЧАХ ВЫДЕЛЕНИЯ И АНАЛИЗА ПРЕДВЕСТНИКОВЫХ АНОМАЛИЙ ДАННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА USING SYMBOL APPROXIMATION IN THE PROBLEM OF PRECURSOR ANOMALIES LOCATION AND ANALYSIS OF GEOCHEMICAL MONITORING DATA

А.Б.Тристанов, П.П.Фирстов

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, alextristanov@mail.ru

In this paper the approach to segmentation slowly change telemetric signals based on a method of symbol approximation is considered. The approaches stated in the report were applied to data of geochemical monitoring of Kamchatka processing.

Современные тенденции развития экспериментальной геофизической науки требует от исследователей применения эффективных методов обработки экспериментального материала. К настоящему времени наметились тенденции возрастания скорости накопления материалов по сравнению со скоростью их обработки. Тем самым возможности ручной обработки наблюдаемых временных рядов резко снижается и может использоваться исключительно на начальных этапах постановки наблюдений.

Формально цель применения математических методов для обработки данных геохимического мониторинга заключается в поиске предвестников сильных землетрясений Южной Камчатки. В ходе достижения данной цели решаются следующие задачи:

- Создание сети станций геохимического мониторинга;
- Разработка надежных методов регистрации и предобработки данных;
- Разработка формальных методов выделения предвестников;
- Разработка эффективной автоматической системы формирования прогноза.

В районе Петропавловск - Камчатского геодинамического полигона в 1997 - 2001 гг. была создана сеть пунктов мониторинга подпочвенного радона, расположение которых показано на рис.1 Опорный пункт сети находится в районе Паратунской геотермальной системы (ПРТ) в долине ручья Коркино, а остальные станции сети располагаются в различных геоструктурных элементах полигона. В пункте ПРТ кроме Rn ведется регистрация молекулярного водорода и метеорологических величин. Частота регистрации 2 цикл/сут.



К настоящему времени накоплено достаточное количество экспериментального материала (более 10 лет непрерывных наблюдений) и разработаны методы обработки данных. Условно методы можно разделить на два класса – экспертные и автоматические, последние в настоящее время разрабатываются в рамках интеллектуального подхода.

Принято считать, что подготовка землетрясений Авачинского залива с М>6,5 находит отражение в динамике подпочвенного радона в точках наблюдения и по данным мониторинга с большой долей вероятности могут быть своевременно обнаружены предвестники готовящегося землетрясения [1,2]. В ходе исследований отмечается, что увеличение значений объемной активности радона (либо производных характеристик, таких как плотность потока) является наиболее чувствительным признаком к изменению напряженно-дефформированного состояния геосреды. Данный факт позволяет в семантических (смысловых) терминах охарактеризовать достаточно нечеткое понятие предвестника – сигнал возрастает, убывает, остается неизменным и т.д. Относительная величина предвестиков зависит от многих факторов и варьируется от землетрясения к землетрясению. Тем не менее, непрерывный мониторинг требует создания системы, позволяющей в автоматическом режиме предоставить исследователю все аномалии – потенциальные предвестники, для дальнейшего их экспертного контроля и принятия решения.

Одной из перспективных технологий представления временных рядов является использование символьного представления сигнала (SAX – Symbol Aggregate ApproXimation) [3,4], как наиболее полно отвечающей задаче обнаружения типовых форм поведения и аномалий во временной области. Данная форма поведения поддается более легкой интерпретации чем, скажем, ДПФ или дискретное вейвлет-преобразования.

Символьная аппроксимация предполагает замену исходного сигнала последовательностью символов, каждый из которых соответствует однозначноопределяемому локальному поведению сигнала. Причем данное поведение можно задаваться различным образом и соответствовать различным локальным моделям. Самый простой и в тоже время достаточно оправданным является набор символов соответствующий временным формам сигнала (возрастание, убывание, постоянное значение). Дальнейший анализ направлен на поиск среди символьной последовательности типовых форм поведения (шаблонов).

Основные преимущества данного метода:

- Сокращение размерности, что влечет снижение вычислительной сложности;
- SAX-представление позволяет количественные признаки временного ряда в качественные формы поведения (возрастание, убывание, пики и пр.)

N

Идея построения SAX-аппроксимации заключается в следующем. Временной ряд x(i) разобьем на сегменты длительностью N, причем N кратно m, где m – размерность пространства признаков, в которое проецируется данный сегмент.

Отображение F<sub>SAX</sub> построим следующим образом

$$F_{SAX} : Seg_{k} \to \mathbf{\Phi}_{1}^{k}, p_{2}^{k}, ..., p_{m}^{k} \supseteq p_{i}^{k} = \frac{N}{m} \sum_{j=\frac{N}{m}(i-1)+1}^{\frac{N}{m}} Seg_{k}(j)$$

Пусть  $V = \{a_1, ..., a_K\}$  - алфавит - произвольное непустое конечное множество мощностью К,  $a_i$  - элемент алфавита V или символ алфавита V.

Произвольный кортеж k-арного декартового произведения V<sup>k</sup> называют словом в алфавите V.

В нашем случае будем рассматривать слова длиной  $\frac{N}{m}$ .

Значению каждого признака сегмента  $p_i^k$  поставим в соответствие символ из алфавита V по следующему правилу.

$$w_i = a_i$$
, если  $\beta_{i-1} \le p_i < \beta$ 

где  $\beta_j$  - элемент множества уровней квантования, выбираемых так, чтобы попадание нормально распределенной случайной величины между двумя уровнями было равновероятным.

Имея алфавит в k символов можно построить  $k^N$  слов длиной N. Каждое слово в SAX соответствует определенному локальному поведению сигнала.

В работе [4] отмечается связь метрик в признаковом пространстве, образованном тривиальным отображением F и  $F_{SAX}$ .

Так, евклидово расстояние между сегментами равно

$$D(Seg_1, Seg_2) = \sqrt{\sum_{i=1}^{N} \langle Seg_1(i) - Seg_2(i) \rangle^2}.$$

Евклидово расстояние между двумя сегментами, представленными признаками равно

$$D(PSeg_1, PSeg_2) = \sqrt{\frac{N}{m}} \sqrt{\sum_{i=1}^{N/m} \PSeg_1(i) - PSeg_2(i)}^2.$$

Расстояние между двумя словами будет давать нижнюю границу оценки расстояния между сегментами:

$$D(W_1, W_2) = \sqrt{\frac{N}{m}} \sqrt{\sum_{i=1}^{N/m} \mathcal{B}(w_i^1) - \beta(w_i^2)^2},$$

где  $\beta(w_i^j)$ -уровень квантования для і-го символа.

$$D(W_1, W_2) < D(Seg_1, Seg_2)$$
.

Классификатор К будет построен следующим образом. Поскольку множество слов длины  $\frac{N}{m}$  конечно, то каждому из них может быть поставлен в однозначное соответствие номер,

который, в свою очередь, будет ассоциироваться с классом из  $\boldsymbol{\epsilon}_i$  .

SAX как автоматический классификатор имеет решающие гиперплоскости в пространстве признаков:

$$\sum_{i=1}^{m} \alpha_{ij} p_i - \beta_k = 0,$$
  
где  $\alpha = \alpha_{ij} = \begin{pmatrix} 0 & 1 & \dots & 1 \\ 1 & 0 & \dots & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & 1 & \dots & 0 \end{pmatrix}.$ 

 $F_{SAX}$  может строиться другими способами, в частности, аппроксимируя сегменты полиномами более высокого порядка, и  $p_i^k$  может быть векторной величиной, но зачастую это приводит к избыточному повышению размерности признакового пространства, что для решаемой в настоящей работе задаче нецелесообразно.

В работах [5] было выделено 4 морфологических типа гидрогеохимических предвестниковых аномалий (рис.2):

1. бухтообразные;

- 2. ступенчатые;
- 3. импульсные;
- 4. скачкообразные.

Автоматический поиск даже типизированных аномалий методом сравнения с эталоном представляет собой сложный процесс. Сложность связана с большой масштабной вариативностью аномалий.

В связи с этим целесообразным видится применение метода символьной аппроксимации.

SAX позволяет предварительно описать в семантических терминах аномалию и далее осуществлять поиск исходя из приведенного описания.

Каждая из аномалий может быть сведена к набору примитивов, описываемых поведением линейной аппроксимации фрагмента, например для бухтообразной аномалии сигнал сначала ведет себя стабильно, затем плавно снижается, далее резко возрастает (рис.3).

Предлагаемый алгоритм имеет 3 настроечных параметра, от выбора которых зависит качество выделяемых форм поведения. Общее количество форм поведения зависит от объема алфавита и длины слова. Большие значения этих параметров приводит к избытку форм поведения и как правило для их классификации требуются дополнительные инструменты. Третий параметры – это временная протяженность слова. От этого параметра зависит точность локализации аномалий. В настоящее время все параметры выделяются экспертным путем.

Ниже на рис.4 приведен пример обнаружения участков резкого возрастания сигнала. Прямоугольниками выделены идентичные с точки зрения алгоритма SAX участки поведения сигнала. На рис. 5 показаны те же участки сигнала, нормированные и наложенные друг на друга.





Рис. 3



Разработанные в рамках настоящей работы программный комплекс позволяет обнаруживать различные семантические формы поведения временного ряда, а также проводить анализ соответствия выделенных аномалий с событиями, происходящими в период наблюдения.

### Литература

1. Зубков, С.И. Радоновые предвестники землетрясений //Вулканология и сейсмология.-1981.-№6.-С.74-105 2. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997-2000 г.г. на

Петропавловск-Камчатском гоединамическом полигоне // Вулканология и сейсмология, 2002, №6, с.1-16 3. Lin J, et al., A Symbolic Representation of Time Series, with Implications for Streaming Algorithms, in Workshop on Research Issues in Data Mining and Knowledge Discovery. 2003: San Diego, CA.

4. E. Keogh, J. Lin and A. Fu HOT SAX: Efficiently Finding the Most Unusual Time Series Subsequence. In Proc. of the 5th IEEE International Conference on Data Mining (ICDM 2005), pp. 226 - 233., Houston, Texas, Nov 27-30, 2005.

5. Рябинин Г.В., Хаткевич Ю.М. Гидрогеохимические эффекты, предшествующие сильным землетрясениям Камчатки. Алгоритм идентификации и морфологический анализ// Вестник КРАУНЦ. Науки о земле, 2009, №1, С.109-122

# МОДЕЛИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ – ПРЕДВЕСТНИКОВ ВСЛЕДСТВИЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ MODELS GEOPHYSICAL ANOMALIES IN RESULT SEISMOTECTONIC PROCESSES

С.В. Трофименко, Н.Н. Гриб, В.М. Никитин

Технический институт (филиал) Якутского госуниверситета, г. Нерюнгри, urovsky@yandex.ru

Discussed systems of earthquake prediction. See that the interpretation of the manifestations of signs of forming an earthquake in the physical fields is made without taking into account the block structure of the lithosphere, the wave and vortex properties of the geosphere. As part of these models developed the concept of prediction should be viewed as a general problem of monitoring the changing state of stress of the lithosphere in the global energy self Geospheres by initiating influence of cosmic factors forming physical fields.

Со времени первых работ Ф. Рейда [1, 2] было разработано множество моделей по физике и динамике очага землетрясения и сейсмического процесса в целом. Совершенствование подходов к моделированию сейсмичности, основанных на теории взаимодействия всех геосфер Земли [3], модели блокового строения геофизической среды [4], волновой природы сейсмического процесса [5 - 8], порождает новую проблему, связанную с возможностью формирования геофизических полей вследствие глобальных геодинамических процессов. Пространственное распределение геофизических полей и их динамические (временные) аномалии в виде геофизических предвестников землетрясений в процессе формирования и разрушения консолидационной зоны на разных временных масштабах не могут быть обусловлены только локальными причинами. Традиционные представления о возможности локального выделения аномалии предвестника от формирующегося очага землетрясения должны трансформироваться в неопределенность пространственного положения, соразмерного области консолидации, длины волны медленных гравитационных волн и взаимодействием геофизических сред в переходных зонах. Отсюда, повидимому, следуют многочисленные ошибочные прогнозы в определении места землетрясения.

В настоящее время для прогноза времени землетрясения используются геофизические методы контроля состояния литосферы и атмосферы. Наиболее разработанными методами являются особенности медленных движений земной коры, распределение слабых землетрясений, миграция слабых очагов и ориентация их механизмов, сейсмическое затишье; усиление сейсмической активности перед землетрясением, изменения характера микросейсм, акустические предвестники, изменение скоростей сейсмических волн на разных глубинах; изменения электрических, гравитационных, магнитных и электромагнитных полей, изменение уровня подземных вод – всего около 1000 предвестников землетрясений.

Формирование геофизических полей в результате деформационных процессов возможно при сохранении структуры поля деформаций в течение длительных интервалов времени. Не привлекая геологические и тектонические причины деформаций можно предположить возможность структурирования аномалий геофизических полей в результате самоорганизации в разработанных моделях блоковой геологической [4] и геофизической [9] сред. В данной концепции глобальная общепланетарная самоорганизация нашла свое отражение в теории ротационного структурообразования разломной тектоники [3] и как следствие, в возможности формирования геофизических полей в следствие медленных тектонических процессов.

Физическая интерпретация изменения геофизических параметров среды предложена Т. Нагата в конце 60-х годов 20 столетия [10, 11]. Результаты данного направления исследований обобщены в работе [12]. Полный анализ исследований наблюдений электромагнитного поля (ЭМИ) приведен в работе [13]. Изучение неприливных изменений силы тяжести и их связи с современными сейсмотектоническими процессами представлено многими коллективами авторов и рассматривалось на ежегодных совещаниях под руководством Ю.Д. Буланже [14]. Деформационные и наклономерные наблюдения на геодинамических полигонах с особой тщательностью были проанализированы в период Спитакского землетрясения [15]. Комплексные геолого-геофизические исследования позволили увязать вариации геофизических полей с различными крупномасштабными тектоническими процессами. Источниками тектонических движений в различных регионах Земли могут быть: тепловая энергия внутренних слоев Земли, энергия ее вращения, потенциальная энергия горных масс и др. источники. Общими закономерностями выявленных вариаций геофизических полей является наличие аномалий определенного типа перед всеми землетрясениями. Открытым остается вопрос о радиусе учета тектонического влияния на геофизический процесс. Теоретически ясно, что каждой аномалии при увеличении радиуса учета можно сопоставить землетрясение. Следовательно, решение данного вопроса остается основной проблемой современной геофизической науки, специализирующейся на прогнозных задачах. Об этом свидетельствует и направленность докладов совещаний и симпозиумов последних 5-ти лет.

При всей привлекательности современных систем прогноза землетрясений, интерпретация проявлений признаков формирующего очага землетрясения производится авторами без учета блокового строения литосферы, волновых и вихревых свойств геосфер. В рамках данных моделей разрабатываемые концепции прогноза следует рассматривать как общую проблему контроля изменяющегося напряженного состояния литосферы в глобальном процессе энергетической самоорганизации геосфер вследствие инициирующих влияний космических факторов.

Изучение вариаций физических полей в связи с сейсмичностью показывает, что пространственный период проявления аномалий намного превосходит область, охватываемую экспериментальной базой. В качестве классического примера приводится временной ход разности среднесуточных значений магнитного склонения на двух японских станциях, удаленных от эпицентра Ханкайского землетрясения 1946 г. на 60 и 600 км. По данным Като [16] разность вначале - перед землетрясением, примерно на 1 минуту возросла, потом резко уменьшилась на 4 минуты и, далее, в течение восьми месяцев шло восстановление до нормального уровня. Большая длительность заключительной фазы эффекта, по мнению Нагата Т. [17], противоречит пьезомагнитной модели наблюдавшейся вариации, но эффект может быть объяснен как результата движения земной коры или как проявление электрокинетических явлений, возникающих из-за диффузии грунтовых вод. Отклик геомагнитного поля на изменения сейсмической активности был обнаружен и в его вековых вариациях, обусловленных дрейфом главного магнитного поля наблюдаются в Японии в районах повышенной сейсмической и вулканической активности.

Следует заметить, что Нагата [19] для объяснения сейсмомагнитного эффекта привлекает иные подходы, что, скорее всего, подчеркивает необходимость учета конкретной геологической обстановки для выбора тех или иных моделей сейсмомагнитных эффектов.

Пионерные работы А.А. Воробьева, его теоретические разработки, лабораторные и полевые эксперименты по изучению сейсмоэлектромагнитных явлений позволили установить физическую природу электромагнитного излучения (ЭМИ) горных пород в их естественном залегании в условиях изменяющегося деформационного процесса земных недр [20, 21]. В этой связи, представляют несомненный интерес результаты натурных наблюдений за аномальными вариациями импульсного электромагнитного поля Земли (ЭМИ – ИЭМПЗ) в сейсмоактивных регионах и их интерпретация [22].

Первые исследования аномальных возмущений в ионосфере было изложено Я.Г. Бирфельдом в 1974 г. Кривые вариации по ЭМИ имеют квазисинусоидальный характер с максимумом интенсивности излучений, приходящимися на дневное время суток и максимумом интенсивности в ночное время. Характерная цикличность нарушается за несколько часов до реализации наиболее сильных землетрясений. Анализ материала позволяет сделать вывод о возможности выхода на поверхность электромагнитных эмиссий и дает авторам основание утверждать, что существует принципиальная возможность обнаружения предвестников электромагнитных аномалий. Аномалии ЭМИ проявляются на больших площадях и расстояниях от очага землетрясения. Причем, в отличие от аномалий магнитного поля, в данном случае отсутствует корреляция между амплитудой аномалии и параметрами очага.

Изучение неприливных изменений силы тяжести и показывает их высокую связь с современными сейсмотектоническими процессами [14]. Отмечено, что неоднородность земной коры может играть существенную роль в весьма быстрых современных процессах, происходящих в земных недрах. Планетарные вариации силы тяжести оценивались при условии, что они обусловлены «таянием» земной коры. Расчетный эффект составляет около 0,004 мГал в год. Вулканогенные и сейсмогенные изменения  $\Delta g$  обычно связывают с вертикальными перемещениями земных блоков или с изменением влагонасыщенности горных пород.

Анализ взглядов на природу аномальных проявлений физических полей вследствие сейсмотектонических процессов свидетельствует, что аномалии глобальной геофизической среды наиболее интенсивно продуцируются в зонах динамического влияния разломов, к которым приурочены эпицентры землетрясений [23]. Максимальным уровнем сейсмической опасности характеризуются зрелые деструктивные поля зоны динамического влияния генеральных разломов. Именно эти области земной коры, наделённые высоким сейсмическим потенциалом, следует считать источниками аномалий физических полей. В этой связи, важной задачей становится изучение пространственных закономерностей распределения аномалий физических полей.

### Литература

- 1. Reid H.F.The California earthquake of April 18 1906. V.2 // The mechanics of the earthquake. The Carnegie Inst. Washington, 1910.
- 2. Reid H.F. The elastic-rebound theory of earthquakes. University of California Publ. Geol. Sci. 1911. V. 6. P. 413-444.
- 3. Тяпкин К.Ф., Гонтаренко В.Н. Системы разломов Украинского щита. Киев: Наук, думка, 1990. 184 с.
- 4. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР, сер. геологическая. 1961. № 3. С. 36-54.
- 5. Быков В. Г. Нелинейные волновые процессы в геологических средах. Владивосток: Дальнаука, 2000. 190 с.
- 6. Быков В. Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176-1190.
- Викулин А.В. Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // Докл АН СССР. 1990. Т.310. № 4. С.821-824.
- 8. Викулин А. В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 559-570.
- 9. Садовский М.А. Избранные труды. Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440 с.
- 10. Nagata T. Tectonomagnetism, Jnt, Assoc. Geomag. Aeron. Bull., №27, p.12, 1969y.
- 11. Nagata T. Application of tectonomagnetism to earthquake phenomena, Tectonophis., №14.- p.263.-1972y.
- 12. Сковородкин Ю.П. Изучение тектонических процессов методами магнитометрии.-Из-во ИФЗ АН СССР.-1985.-197с.
- 13. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления.-М.:Наука.-1988.-174c
- Буланже Ю.Д. Неприливные изменения силы тяжести//Повторные гравиметрические наблюдения.-М.:Из-во ВНИИгеофизики.-1983.
- Деформационные процессы в период предшествующий Спитакскому землетрясению. М.:ИФЗ АН СССР, 1989. - 100с.
- 16. Kato V., Utashiro S. On the changes of the terres trial magnetic field accompanying the Great Nankaido earthquake of 1946, Sci, Rep.Tohoku Univ.Ser.5, №1.-p.40.-1948y.
- 17. Nagata T. Tectonomagnetism, Jnt, Assoc. Geomag. Aeron. Bull., №27, p.12, 1969y.
- 18. Fujita N. The magnetic distucbance accompaning the Nigata earthquake, J.Geod.-v.11.-p.8.-1965y.
- 19. Nagata T. Application of tectonomagnetism to earthquake phenomena, Tectonophis., №14.- p.263.-1972y.
- Воробьев А.А. Физические условия залегания вещества в земных недрах. Томск: Изд-во Томского политех. ин-та, 1971. – Ч. 1. – 270 с.
- 21. Воробьев А.А. Равновесие и преобразование видов энергии в недрах. Томск: Изд-во Томского унта, 1980. – 211 с.
- 22. Соболев Г.А., Демин В.М. Механоэлектрические явления в Земле. М.: Наука, 1980. 215 с.
- 23. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. М.: КДУ, 2007. 244 с.

## ЗОНЫ ДЕСТРУКЦИИ КАК ИСТОЧНИКИ АНОМАЛИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ZONE OF DESTRUCTION AS A SOURCE OF ANOMALIES OF GEOPHYSICAL FIELDS AND THEIR INTERACTION

С.В. Трофименко

Технический институт (филиал) Якутского госуниверситета, г. Нерюнгри, urovsky@yandex.ru

Study of variations of physical fields in connection with seismicity suggest that the spatial period of the manifestations of anomalies greatly exceeds the area covered by an experimental basis.

Study of variations of physical fields in southern Yakutia showed that the geophysical anomalies of the global environment, the most intensively produced in the zones of the destructive dynamic of mature fields, the dynamic effects of general faults. These field crust, endowed with high seismic potential, should be considered as a single source of the anomalies of physical fields. Changing the force of gravity, magnetic, electromagnetic and other fields, can be reduced to a single problem of the production of geophysical fields as a result of the dynamics of motion of a charged fluid.

В процессе наблюдений за вариациями электромагнитного поля в Южной Якутии неоднократно регистрировались аномалии, не сопровождающиеся землетрясением в области ОСЗ. В работе [1] показано, что в период активизации сейсмической активности в Олекмо – Становой сейсмической зоне в апреле-мае 1989 г. аналогичные изменения происходили как в Сейсмическом поясе Черского (Северо-восток Якутии), так и на Камчатке. Таким образом, в апреле-мае 1989 г. мог существовать единый источник, как повышенной сейсмической активности, так и непериодических изменений в геофизических полях [2]. Протяженность зоны активизации, по видимому, составила более 3000км.

В июле 2007г. были зарегистрированы изменения интенсивности ИЭМПЗ с аномальными изменениями в начале и в конце месяца на 300–400% от нормального уровня амплитуд суточных вариаций. Ни одного сильного землетрясения в ОСЗ в течение месяца не произошло. Повышение сейсмической активности было отмечено на Сахалине (Невельское землетрясение 2.08.2007 г., М>7). Расстояние от эпицентра землетрясения до пункта регистрации составило около 1300 км (рис. 1).



Рис. 1. Изменение ЭМИ в связи с землетрясением на восточном фланге Амурской плиты.

Исследование пространственно – временных характеристик землетрясений сейсмических поясов Северо-востока Азии для различных геодинамических условий развития деформационных процессов установлен ряд общих закономерностей, на основании которых выделены области, чувствительные к быстро изменяющимся геодинамическим условиям (рис.2). Исследование динамики сейсмичности сейсмических поясов Северо-востока Азии показало идентичность распределений количества землетрясений в течение суток и года. Для областей скрещивающихся

тектонических структур в суточных распределениях отмечается 2-3 максимума активности и 1-2 максимума в годовой (рис. 3).

По результатам определения максимумов суточной активности для северной границы Амурской плиты в предположении плоской волны была сделана попытка установить фазовую скорость смещения максимума сейсмической суточной активности. Истинное долготное время для выделенных областей составляет: БРЗ – 7.4ч, ОСЗ – 8ч, Сахалин – 9.47ч. Максимумы суточной активности соответственно – 18, 19 и 20ч UT. Отсюда истинное время максимумов 25.4, 27 и 29.5 часа LT.



Рис. 2. Карта современной геодинамики (по Имаеву В.С., Козьмину Б.М.)





Рис. 3. Распределение количества событий в течение суток и в течение года для южной части Сахалина



Рис. 4. Распределение количества событий в течение суток с учетом различных энергетических классов для северо-западной части БРЗ

Разница между максимумами на Сахалине и БРЗ составляет 2 часа, т.е. относительно нулевого меридиана они формируются одновременно. В годовых аномалиях отмечается наличие максимума в ноябре не зависимо от долготы исследуемого участка.

Результаты мониторинга свидетельствуют о том, что активные тектонические структуры развиваются как единая геодинамическая система, взаимодействующая с окружающими ОСЗ сейсмогенерирующими зонами.

Геофизическим мониторингом геологической среды установлен пространственный параметр влияния сейсмотектонических процессов на формирование аномалий физических полей в пределах активных тектонических структур Амурской плиты (рис. 2).

Моделирование геофизических полей и процессов методами статистического анализа, геофизические исследования и пассивный геофизический мониторинг геологической среды позволяют сформулировать ряд положений методики и технологии организации геофизических исследований переходных зон литосферных плит для контроля геодинамического режима литосферы и прогноза периодов сейсмической опасности [3].

Построенные модели физических полей и сейсмического процесса укладываются в концепцию блокового строения геофизической среды [4]. По данному критерию прогнозирование места предстоящего сейсмического события не может быть определено точнее, чем размер пространственного параметра домена.

Не зависимость размеров динамических брешей после сильных землетрясений от положения очага землетрясения [5] внутри области означает, что при наличии геофизических признаков готовящегося землетрясения, не определенность положения очага землетрясения эквивалентна области, в пределах которых снимается видимая часть тектонических напряжений.

Не зависимость размеров геодинамической системы после землетрясений от энергии, начиная с некоторой пороговой величины энергии, дают возможность прогнозировать именно пороговое (минимальное) значение энергии предстоящего землетрясения.

Подобие сейсмических процессов различных сейсмогенерирующих зон на пространственно – временных масштабах указывает на общепланетарный характер проявления закономерностей сейсмичности. Аномалии ЭМИ, зарегистрированные перед землетрясениями в пределах северной границы западного, центрального и восточного фланга Амурской плиты приводят к неоднозначности пространственного положения эпицентра в еще более неопределенных масштабах [6].

Обобщение полученных результатов моделирования геофизических полей и процессов указывает на то, что, в конечном итоге, геофизическими методами контролируется

геодинамические процессы в целом, а прогнозирование места отдельных землетрясений внутри динамической системы определяется с точностью до пространственных масштабов неоднородностей литосферы.

### Литература

- Трофименко С.В. Проявление землетрясений и их фор-афтершоков на фоне стационарного сейсмического процесса // Материалы всероссийского совещания с международным участием 18-24 сентября 2007г. «Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии».-Иркутск.- Изд-во ИЗК СО РАН, 2007.- в 2-томах.-Т.2.-С.171-175.
- Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М., Муллаяров В.А. Результаты наблюдений за вариациями естественного электромагнитного поля Земли в Южной Якутии // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений: Материалы IV международной конференции 14–17 августа 2007г., с. Паратунка, Камчатской обл. – Петропавловск–Камчатский: Изд–во ИКИР ДВО РАН, 2007. – С. 453– 458.
- 3. С. В. Трофименко Динамика сейсмического режима Олекмо-Становой сейсмической зоны // «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН». Материалы конференции. М.: Изд-во ИФЗ РАН. 2009. Т.2. С.403-410.
- 4. Трофименко С.В. Статистические модели пространственных распределений аномалий гравимагнитных полей и их отражение в структурно тектоническом строении Алданского щита //Тектоника и глубинное строение востока Азии:VI Косыгинские чтения: доклады всероссийской конференции, 20 23 января 2—9, г. Хабаровск/под. ред. А.Н. Диденко, А.А. Степашко. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2009 С. 136 139.
- 5. Трофименко С.В. Геоморфологические признаки модели поля сейсмичности Олекмо Становой зоны // Геодинамика внутиконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Сборник материалов 4 Международного Симпозиума, 15-20 июня 2008 г.: Москва – Бишкек; 2009, С. 241-245.
- 6. Трофименко С.В. Тектоническая интерпретация статистической модели распределений азимутов аномалий гравимагнитных полей Алданского щита.- Тихоокеанская геология, 2010, том 29, №3, с. 64-77.

# ОБНАРУЖЕНИЕ И ВЫДЕЛЕНИЕ СИГНАЛОВ ЛИТОСФЕРНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ DISCOVERY AND ALLOCATION OF ELECTROMAGNETIC SIGNALS OF

**LITHOSPHERIC ORIGIN** Уваров В.Н., Дружин Г.И., Мельников А.Н., Санников Д.В., Пухов В.М. Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, uvarovvn@gmail.com

The method of registration and allocation of near-by located sources of natural electromagnetic radiation is developed. This sources in seismically active regions with a high probability haves the lithospheres origins. The short description of this method is given. It has been executed field experiment in region with small level of technical hindrances and high level of micro seismically activity (Karimschyna, Kamchatka). A number of fragments of the received data are analyzed. The big variety of kinds of the registered signals is shown.

Проблема сейсмоэлектромагнетизма, имеющая более чем вековую историю, по-прежнему далека от завершения. До сих пор не существует метода, обеспечивающего выделение электромагнитных сигналов литосферного происхождения из мощного маскирующего фона грозового, магнитосферного и техногенного излучения, поскольку не известны ни спектральные, ни временные параметры этих сигналов.

В настоящей работе была поставлена задача обнаружения электромагнитного излучения литосферных источников с неизвестными спектрально-временными свойствами.

Вероятность обнаружения источников сильно зависит от электромагнитной обстановки в исследуемом диапазоне частот, которая формируется естественными и техногенными электромагнитными излучениями. Доминирующая часть естественного излучения обусловлена грозовыми разрядами, расположенными главным образом в приэкваториальных областях [1], и магнитосферно-ионосферными излучениями [2]. Расстояние до этих источников измеряется сотнями и тысячами километров. В то же время источники литосферного происхождения доступны для наблюдения только в ближайшей окрестности регистратора из-за сильного поглощения сигнала в литосфере. Поэтому для их эффективного поиска следует использовать метод, который позволяет выделять близко расположенные источники.

Пространственные статистические свойства поля (функция взаимной когерентности, радиус когерентности) являются функцией расстояния от точки наблюдения до источника [3]. Это может быть использовано для выделения сигналов источников, расположенных в ближайшей окрестности приемной антенны. Кроме того, для повышения вероятности регистрации сигналов литосферного происхождения желательно использовать районы с высоким уровнем сейсмичности и низким уровнем индустриальных помех.

Поле любой системы зарядов может быть разложено по компонентам, представляющие поля систем зарядов различной мультипольности [4]. В общем случае, чем выше мультипольность соответствующей компоненты, тем меньше ее вклад в общее исходное поле. Для приемной антенны с увеличением мультипольности уменьшается объем пространства локализации доступных для измерения источников. Именно поэтому в наших исследованиях использовалась квадрупольная антенна.

Схема простейшей квадрупольной антенны, приведенная на рис. 1, представляет собой систему, состоящую из двух дипольных антенн, с равными по модулю и противоположно направленными дипольными моментами qa, разнесенными на расстояние b.



При регистрации поля на каждую рамку квадрупольной антенны наводится ЭДС, пропорциональная величине этого поля. В результирующем сигнале квадрупольной антенны ЭДС рамок вычитаются. Поэтому ЭДС квадрупольной антенны пропорциональна произведению пространственной производной амплитуды поля по направлению вектора, соединяющего центры рамок, на величину расстояния между рамками:  $U_{K} \rightarrow \partial \mathcal{H} \partial$ . Тогда отношение сигналов квадрупольной и дипольной антенн *Кнос* **16** . Магнитную рамочную антенну с достаточной степенью точности можно рассматривать как магнитный диполь, для которого [5] в горизонтальной плоскости ( $\theta = \pi/2$ ) ближней зоны приема K = 3b/r. При оценке по уровню K = 0.5 получим характерный радиус действия квадрупольной антенны r = 6 b. При использованного в эксперименте расстояния между центрами антенн b = 25 M радиус эффективного действия антенн r = 150 M. Зависимость величины K для источников электрического и магнитного типа [6] от расстояния представлена на рис. 2. Из рис. 2 видно, что вклад мощных удаленных источников в ЭДС квадрупольной антенны мал, по сравнению с вкладом ближних источников.

Измерения проводились в районе с высоким уровнем сейсмичности и малым уровнем промышленных помех – геофизическая обсерватория ИКИР ДВО РАН «Карымшина», находящаяся на пересечении региональных зон разломов в пределах Малко-Петропавловской зоны поперечной дислокации северо-западной ориентировки, непосредственно у подножья экструзивного купола сопки Горячая. Здесь проходит Паратунская раздвиговая зона. Благоприятная геолого-структурная позиция делает микросейсмические явления часто наблюдаемыми [7].

Исследования проводились в частотном диапазоне 10 Гц<f<10 кГц. Квадрупольная антенна состояла из двух одинаковых рамок, соединенных между собой встречно и подключенных к антенному усилителю. Эффективная площадь каждой рамки 1200 м<sup>2</sup>. Расстояние между центрами рамок — 25 м. Рамки располагались горизонтально на поверхности грунта. Контроль за электромагнитной обстановкой осуществлялся с помощью системы антенн, состоящей из одной горизонтальной (аналогичной рамке квадрупольной антенны) и двух вертикальных рамочных антенн, ориентированных в широтном и долготном направлениях (каждая с эффективной площадью 10000 кв.м.). Питание аппаратуры осуществлялось от независимых аккумуляторных источников. Провода заземлений всех приборов были соединены в одной точке. Место расположения антенн
предварительно было выбрано с помощью индикатора уровня фона. Неравномерность частотной характеристики антенных усилителей в диапазоне 10 – 10000 Гц составляла не более 3 дБ. Сигналы с антенных усилителей подавались на вход 24-разрядного АЦП с частотой дискретизации 48 кГц по экранированной витой паре. Запись осуществлялась портативным компьютером типа NOTEBOOK, питавшимся от встроенных аккумуляторов. Компьютер располагался в заземленном металлическом помещении на расстоянии 20 м от антенных усилителе. Влияния импульсных помех, вызванных регистрируемый работой компьютера, на сигнал обнаружено не было. Регистрация электромагнитных излучений проводилась 14 и 15 октября 2009 г. в условиях устойчивой, ясной и безветренной погоды.

На рис. 3 приведен набор спектрохронограмм 23-секундного фрагмента записи сигналов по четырем каналам с различным частотным разрешением. Видно отсутствие заметного излучения, зарегистрированного в квадрупольном канале в диапазоне 1-10 000 Гц (панель 1,1), несмотря на мощное излучение (атмосферики), проявившихся в каналах 3 и 4, которое иногда



Рис. 3. Пример синхронного набора спектрохронограмм в трех частотных диапазонах 1-100 Гц, 1-1000 Гц и 1-10 000 Гц. Строка изображения спектрохронограмм квадрупольного канала обозначена цифрой 1. Цифрой 2 помечена строка канала вертикальной компоненты магнитного поля. Строки 3 и 4 соответственно относятся к каналам широтной и долготной ориентации магнитной компоненты поля. В нижней части левых панелей каналов 3 и 4 видно достаточно мощное излучение удаленных атмосфериков.

наблюдалось и в вертикальной компоненте поля (канал 2). Этот пример достаточно наглядно демонстрирует свойство квадрупольной антенны подавлять сигналы удаленных источников, например, от приэкваториальных гроз. Зато в квадрупольном канале в области низких частот (канал 1, до 40 Гц, выделено круговой линией) наблюдается всплеск излучения длительностью около 8 секунд, который не сопровождается проявлением в каналах 2, 3 и 4. В силу того, что источник этого излучения не наблюдается в дипольных каналах, он достаточно слаб. Поскольку он проявился в квадрупольном канале, он имеет достаточно большой градиент амплитуды поля,



канале



Рис. 4. Примеры низкочастотных Рис. 5. Сигналы, проявившиеся как сигналов, проявившиеся только в квадрупольном квадрупольном, так и в дипольных каналах.

что означает, что он расположен в непосредственной близости к квадрупольной антенне. Аналогичные примеры низкочастотных источников в ближайшей окрестности квадрупольной антенны представлены на рис. 4. Следует отметить, что эти сигналы имеют типичную полосу излучения около 1÷ 50 Гц и длительность 2÷10 секунд.

На рис. 5 приведены примеры сигналов, проявившиеся как в квадрупольном, так и в дипольных каналах. Отличительной особенностью возмущений, показанных на рис. 5, является наличие мощного проявления в горизонтальных дипольных каналах, в достаточно широкой полосе частот, не менее 10 кГц, при длительности всплеска около секунды. Наличие сигнала в квадрупольном канале означает, что источник расположен поблизости. Наконец, достаточно широкий диапазон сигнала в дипольных каналах (1 Гц ÷10 кГц) позволяет предполагать, что большая часть потока излучения достигла антенн, распространяясь в атмосфере.

Таким образом, в результате проведенных исследований можно констатировать следующее.

Разработан метод регистрации близко расположенных источников естественного электромагнитного излучения, который позволяет выделять сигналы близких излучений из мощного фона удаленных источников.

Этот метод был применен в сейсмоактивной зоне Камчатки. Обнаружено несколько видов электромагнитных сигналов, проявившихся только в квадрупольном канале.

Обнаружены сигналы, проявившиеся только в квадрупольном, так и в квадрупольном и в дипольных каналах одновременно.

Основная энергия излучений близко расположенных источников приходилась на низкочастотный диапазон 5—1000 Гц.

Длительность сигналов от близких источников регистрировалась в диапазоне от одной до нескольких секунд.

Анализ соотношения проявлений сигналов в различных каналах позволяет заключить, что излучения, регистрируемые в квадрупольном канале, связаны с источниками литосферной природы.

Предложенный метод регистрации может быть использован с целью мониторинга геодинамической активности.

#### Литература

- 1. Дружин Г.И., Шапаев В.И. Роль мировой грозовой активности в формировании регулярного шумового фона // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 28, №1. С. 81-86. 1988.
- 2. Трахтенгерц В. Ю. О механизме генерации ОНЧ излучений во внешнем радиационном поясе Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 3, С. 442-454. 1963.
- 3. Рытов С.М., Кравцов Ю.А., Татарский В.И. Введение статистическую радиофизику. Часть 2. Случайные поля. М: Наука, 463с. 1972.
- 4. Медведев Б.И. Начала теоретической физики. Механика, теория поля, элементы квантовой механики. М: Физматлит. 600 с. 2007.
- 5. Айзенберг Г, З., Ямпольский В.Г., Терешин О.Н. Антенны УКВ. Ч.1. М.: Связь, 384 с. 1977
- 6. Семенов Н.А. Техническая электродинамика. М:Связь. 480 с. 1973...
- Ворожейкина Л.А., Скоробогацко Л.С., Соколов В.А. и др. Опытно-методическая работа по применению геологоструктурных, гидрологических, геофизических и дистанционных критериев поиска термальных вод на закрытых площадях. Отчет Авачинской партии «Камчатгеологии». О результатах работ проведенных на Петропавловской площади. // п. Термальный, // ФГУ ТФИ. 1995.

465

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕНЕРАЦИИ ИНФРАКРАСНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ ПРИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОМ ПОЛЕ 10<sup>3</sup>-10<sup>5</sup> В/М И ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ ИОНИЗАЦИИ. EXPERIMENTAL INVESTIGATIONS OF THE GENERATION OF INFRARED RADIATION IN THE ATMOSPHERE UNDER THE ELECTRIC FIELD 10<sup>3</sup>-10<sup>5</sup> V/M AND ADDITIONAL IONIZATION

Умарходжаев Р.М.<sup>1</sup>, Липеровский В.А.<sup>2</sup>, Михайлин В.В.<sup>1</sup>, Богданов В.В.<sup>3</sup>, Кайсин А.В.<sup>3</sup>, Лексина Е.Г.<sup>1</sup> <sup>1</sup>НИИЯФ МГУ, г. Москва, Воробьевы горы, д. 1 <sup>2</sup>ИФЗ РАН, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10 <sup>3</sup>ИКИР ДВО РАН, Камчатский край, Елизовский район, с. Паратунка

The mosaic-likely distributed non-stationary regions of increased ionization and strong electric fields and infrared radiation arise before earthquakes in the atmosphere up to 10-15 km. The possibility of remote diagnostic of these electric fields and infrared radiation monitoring in the bands of optical transparency (7-17) mkm was discussed. One can wait the arising of infrared spectral bands of  $CO_2$ ,  $NO_2$ ,  $N_2O$ , CO,  $CH_4$ ,  $O_3$  above the region of earthquake preparation.

In present work the laboratory modeling of atmosphere processes cause infrared radiation was carried on under the electric fields  $2 \cdot 10^2 - 10^6$  V/m. For this purpose the device was created for registration of spectra of radiation and absorption for the bands (0.3–17) mkm, at a pressure of (0.1–1) atmosphere and with the availability of controlled input of various gases, water vapor and aerosols in the working camera. The optical spectrometer BRUKER IFS 66 V/8 was used in the experiment.

**Введение.** Перед землетрясениями благодаря выбросам радона [1], излучающего  $\alpha$ -частицы, в атмосфере над областью подготовки землетрясения на высотах до 10-15 км возникают мозаично разбросанные нестационарные области повышенной ионизации, сильного электрического поля и ИК излучения – френкелевские аэроэлектрические структуры [2, 3]. Дистанционный мониторинг электрического поля возможен при проведении спектрального анализа областей ИК излучения в диапазоне прозрачности с длиной волны 7–17 мкм. В указанном диапазоне длин волн можно ожидать появления спектральных полос ИК излучения для  $CO_2$ ,  $NO_2$ ,  $N_2O$ , CO,  $CH_4$ ,  $O_3$  из области ионизации [4]. Однако для лучшего понимания физических процессов во френкелевских аэроэлектрических структурах и для проверки предложенных гипотетических физических механизмов интересно и полезно лабораторное моделирование, которое должно проводиться в низкочастотных электрических полях от 2·10<sup>2</sup> до 10<sup>6</sup> В/м.

1. В НИИЯФ МГУ проводится лабораторное моделирование атмосферных источников ИК излучения в электрических полях от  $2 \cdot 10^2$  до  $10^6$  В/м для получения соответствующих ИК спектров. Создана установка для регистрации спектров излучения и поглощения в диапазоне длин волн (0.3–17) мкм, при давлениях (0.1–1) атм, и при возможности контролируемого ввода различных газов, аэрозолей, жидкостей и водяного пара в рабочую камеру. Внешняя ионизация в этом экспериментальном исследовании осуществляется за счет альфа-частиц.

В ходе лабораторного эксперимента необходимо исследовать спектры ИК излучения в широком диапазоне длин волн и изучить продукты плазмохимических реакций, в первую очередь, соединений азота и кислорода. Анализировались видоизменения спектров поглошения и излучения колебательных уровней молекул при введении в разрядную камеру кислородо-, водородо- и углесодержащих веществ в разных пропорциях в квази-постоянном электрическом поле. В результате проводимых работ будут определены спектральные диапазоны ИК излучений при малых модификациях состава атмосферы. Проведен выбор оптической схемы наблюдения на лабораторной установке, имитирующей натурные условия, регистрирующей всплески ИК излучения в электрическом поле в условиях дополнительной ионизации и при наличии аэрозолей. В рабочей камере и в ячейке поглощения, заполненных атмосферным воздухом и одним из веществ (О<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, NO<sub>2</sub>, CO, H<sub>2</sub>O), производилось инициирование несамостоятельного разряда. В качестве оптического спектрометра применялся BRUKER IFS 66 V/8, позволяющий изучать спектры излучения и поглощения в диапазоне длин волн от 0.2 до 500 мкм. В первоначальной установке плоский конденсатор создавал электрическое поле до 10<sup>5</sup> В м<sup>-1</sup>, источник альфа-частиц ионизировал воздух между пластинами конденсатора. Излучение из рабочего объема при давлении 0.1-1 атм поступало в прибор BRUKER IFS 66 V/8. Предусматривалась регистрация тока. В зависимости от напряжения можно было фиксировать всплески несамостоятельного разряда, которые визуально фиксировались.

В ходе эксперимента при малых давлениях в азотно-кислородной смеси при переходе от

самостоятельного на несамостоятельный разряд были зафиксированы спектры излучения от продуктов плазмохимических реакций, в настоящее время еще не идентифицированных. Предварительный химический анализ показал, что речь идет о короткоживущих соединениях азота с кислородом. Однако стандартный прибор BRUKER IFS 66 V/8 вспышки оптического излучения не фиксировал ни в видимой, ни в ИК области. Это было связано с математическим обеспечением этого стандартного оптического высокочувствительного спектрометра, поскольку изучаемые процессы носят микровспышечный характер.

2. Это обстоятельство заставило перейти в интересующей нас задаче к созданию нового варианта установки с использованием спектрометров с ПЗС-матрицами или к использованию болометров или спектроприемников типа М30, модифицировав их для данного эксперимента. Чтобы смоделировать в лаборатории процессы в атмосфере, дающие добавочные концентрации N<sub>2</sub>O и NO<sub>2</sub> и других короткоживущих, подвергающихся ионизации, а также изучить влияние водяного пара различной концентрации на эти процессы, полезно модифицировать модельный эксперимент следующим образом. Разумно применять в лабораторном эксперименте искусственно увеличенную до 10-15% концентрацию примесей N<sub>2</sub>O и NO<sub>2</sub> и других короткоживущих. Эксперимент нужно проводить при давлении 0.1-1 атм. В лабораторных условиях возможно создать лишь достаточно малый рабочий объем порядка 10 см<sup>3</sup>, в то время как в природных облаках с дополнительной концентрацией сейсмогенного радона объем составляет 10<sup>12</sup>см<sup>3</sup>, поэтому разумно изучать при моделировании воздух с искусственной примесью N<sub>2</sub>O и NO<sub>2</sub> и др. Интересна возможность изучить в лабораторных условиях оптическую активность веществ, в частности, вращение плоскости поляризации. Новый вариант установки предусматривает увеличение рабочего объема камеры до 20×20×1.5 см<sup>3</sup> с увеличением числа точечных альфаисточников до 4-5 с возможностью их удаления из рабочего объема в условиях пониженного давления. Предусмотрена возможность менять расстояние между альфа-источниками и рабочим объемом. Следующее требование к установке - достаточно регулируемая коллимация. Должна быть создана улучшенная система коллимации излучения из рабочего объема во входную щель спектрометра. Как и в первых вариантах эксперимента в состав новой установки будет входить система откачки и система ввода в рабочую камеру различных газов и паров воды, а также необходимые радиотехнические устройства для создания самостоятельного и несамостоятельного разряда для постоянного и переменного тока и вывод к системе сбора и обработке данных. Предполагается использовать в качестве датчиков ИК излучения охлаждаемые до температуры жидкого азота пирометры и болометры. Далее предполагается провести оптимальный выбор фотоприемников с нужными спектральными характеристиками, подбор фотостимулируемых люминофоров для регистрации вспышек слабой интенсивности [5, 6]. С помощью предложенного метода возможен дистанционный мониторинг областей ИК излучения в областях прозрачности с длиной волны 7-17 мкм.

3. Проверка изложенных гипотез будет осуществлена как при наземных наблюдениях, в частности, на Камчатке, так и при наблюдениях с космических аппаратов. По-видимому, нужно проводить наблюдения френкелевских аэроэлектрических систем, расположенных на высотах 10-15 км, где длина свободного пробега молекул выше на порядок, чем у поверхности земли и будет достаточно эффективно работать предложенный механизм нагрева частиц из хвоста функции распределения легких ионов в электрическом поле. При сканировании возможно определение координат и оценка размеров френкелевских областей по максимальной яркости изображения. По количеству таких областей, по-видимому, можно будет судить о магнитуде предстоящего землетрясения.

Для предвестников землетрясений регулярных выявления при наблюдениях инфракрасного излучения ночной атмосферы в сейсмоактивной зоне можно предложить сканировать атмосферу до высот 10-15 км, наблюдая спектры и интенсивность потока излучения при помощи двух разнесенных установок, работающих в режиме накопления сигнала, поскольку ожидается его невысокая интенсивность. Наблюдения специфических линейных облачных структур на высотах 6-10 км наводит на мысль, что целесообразно при поиске предвестников землетрясений считать более вероятными облачные структуры типа занавесей с толщиной много меньше чем горизонтальные размеры, простирающиеся до высот 10-15 км, что обусловлено локальными воздушными потоками вверх. Такие структуры могут быть следствием выделения радона перед землетрясениями вдоль разломных структур с дальнейшим сносом горизонтальными ветрами. Приведем таблицу спектральных линий поглощения атмосферных газов в ИК-диапазоне 4-17 мкм [Зуев, Зуев, 1992], которые могут возбуждаться в аэроэлектрических структурах.

Газовая компонента воздуха	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	$CO_2$	O <sub>3</sub>	NO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
Длина волны, мкм,	7.7	<b>7.8</b> 17	13.5-16.5	9.6	13.3	5.5-7.5

N<sub>2</sub>-азот, O<sub>2</sub>-кислород, H-атомарный водород, Rn –радон, He-гелий не обнаруживают линий поглощения в ИК-спектре в диапазоне 7-17 мкм.

Спектры ИК излучения из областей сильного электрического поля в аэроэлектрической структуре должны быть искажены и уширены по сравнению со спектрами поглощения.

При наблюдениях с космического аппарата френкелевских областей на высотах от 5 до 15 км по-видимому наибольший эффект можно ожидать в более широкой области прозрачности 4-18 мкм. На высотах приземного слоя для наблюдений в безоблачном небе, по-видимому, интересен только участок спектра от 7 до 17 мкм. При облачности атмосфера прозрачна только для 7-8 мкм.

Измерения равновесного инфракрасного излучения с космических аппаратов в ИК диапазоне частот проводилось в ряде исследований [7, 8, 9, 10]. На космических снимках регистрировались зоны аномального уходящего ИК излучения. Было показано среднее повышение температуры сейсмоактивных областей на несколько градусов. По наблюдениям время существования таких аномалий от двух до десяти суток и оно обычно совпадает со временем активизации разломов, над которыми регистрируется уходящее инфракрасное излучение.

При диагностике короткоживущих составляющих атмосферы, появляющихся в связи с процессами подготовки землетрясения, можно предложить также использовать лазерное зондирование, применяя частоты, соответствующие спектральным линиям выбранных газов, а именно частоты продуктов плазмохимических реакций, возникающих при реакциях атмосферного азота и кислорода, причем не только устойчивых, N<sub>2</sub>O и NO<sub>2</sub>, но и неустойчивых короткоживущих. Выявление вариации редких компонент атмосферы, концентрация которых увеличивается перед землетрясениями, по их спектрам, может дать полезную информацию о процессе подготовки землетрясения.

**Выводы.** На основе полученных данных планируется сконструировать упрощенный специализированный ИК спектрометр, который будет применен для мониторинга ИК излучения в сейсмоактивных зонах на Камчатке и в Таджикистане.

Предполагается также разработать и поставить аппаратуру для анализа спектров областей инфракрасного свечения при круговом сканировании атмосферы в сейсмоактивной зоне на Камчатке и провести первые наблюдения.

### Литература

- 1. Войтов Г.И., Добровольский И.П. Химические и изотопно-углеродные нестабильности потоков природных газов в сейсмически активных регионах // Физика Земли. 1994. № 3. С.20–31.
- 2. Липеровский В.А., Михайлин В.В., Давыдов В.Ф., Богданов В.В., Шевцов Б.М., Умарходжаев Р.М. Об инфракрасном излучении в атмосфере перед землетрясениями // Геофиз. исслед. 2007. Вып. 8. С.51–68.
- 3. Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Bogdanov V.V. On the generation of electric field and infrared radiation in aerosol clouds due to radon emanation in the atmosphere before earthquakes // Natural Hazard and Earth System Sci. 2008. V. 8, N 5. P.1199–1205.
- 4. Зуев В.Е., Зуев В.В. Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 230 с.
- 5. Васильев А.В., Михайлин В.В. Введение в спектроскопию твердого тела. М.: Изд-во МГУ, 1987. 287 с.
- 6. Тернов И.М., Михайлин В.В. Синхротронное излучение. М.: Энергоатомиздат, 1990. 304 с.
- 7. Горный В. И., Сальман А. Г., Тронин А. А., Шилин Б. В. Уходящее инфракрасное излучение Земли индикатор сейсмической активности // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301, № 1. С.67–69.
- 8. Ouzounov D., Freund F. Mid-infrared emission prior to strong earthquakes analyzed by remote sensing data // Adv. Space Res. 2004. V. 33. P.268-273.
- Ouzounov D., Bryant N., Logan T., Pulinets S., Taylor P. Satellite thermal IR phenomena associated with some of the major earthquakes in 1999–2003 // Phys. Chem. Earth. 2006. V. 31. P.154-163.
- 10. Tronin A.A., Hayakawa M., Molchanov O.A. Thermal IR satellite data application for earthquake research in Japan and China // J. Geodinam. 2002. V. 33. P.519–534.

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ЗЕМЛИ И СОЛНЕЧНАЯ АКТИВНОСТЬ SPATIO-TEMPORAL CHANGES OF SEISMICITY OF THE EARTH AND SOLAR ACTIVITY

Харин Е.П<sup>1</sup>., Белов С.В<sup>2</sup>., Шестопалов И.П.<sup>1</sup> <sup>1</sup>Геофизический Центр РАН, <u>kharin@wdcb.ru</u>, <u>shest@wdcb.ru</u>

<sup>2</sup>Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, <u>s.belov@sgm.ru</u>

Data on seismic energy and solar activity for the period from 1680 to 2007 years were analysed in comparison to 11-year-old cycles of solar activity. A correlation between solar and seismic activity was mainly negative, under the influence of powerful solar proton events the correlation between them could be positive. The strongest earthquakes occur in the beginning of new a "century cycle". Earthquakes of 26.12.2004 with magnitude M=9 and of 28.03.2005 with M=8.7 in Indonesia, and also 6 earthquakes with M>8 in 2006 and 2007 confirm this conclusion.

The quantitative spatio-temporal features of seismicity throughout last "century cycle" were also shown.

Статистический анализ вариаций сейсмичности и солнечной активности Результаты сопоставительного анализа энергии сейсмичности Земли и солнечной активности с 1700 по 2007 г.г. позволяют наметить вековые циклы эндогенной активности Земли.



Рис.1 Суммированные за 7 лет выделения сейсмической энергии в землетрясениях на всем земном шаре и сглаженные среднегодовые числа Вольфа за период с 1690 по 2007 г. (а); временные вариации сглаженных среднемесячных чисел Вольфа и ежегодных выделений сейсмической энергии в землетрясениях на всем земном шаре за период с1991 по 2007г (б).

Из рис. 1а видно, что в начале XVIII, XIX и XX в.в. значения чисел Вольфа были минимальны и затем во всех этих трех случаях наблюдался рост солнечной активности почти на протяжении 100 лет и в конце каждого века происходил ее резкий спад. Из этого следует, что за период с 1700 по 2007г. наблюдалось три вековых цикла солнечной активности. Даты их начала и конца несколько сдвинуты относительно календарных и отмечены стрелками. Из рис. также видно, что в начале каждого из этих циклов сейсмическая активность принимала максимальное значение. В целом установлена отрицательная корреляция между этими параметрами. Коэффициент корреляции (r) = -0.8. Это позволяет утверждать, что, как правило, наибольшая сейсмическая активность имеет место при минимальной солнечной активности, и наоборот [1-3]. Отметим, что третий вековой цикл начался в конце XIX и закончился в конце XX века, точнее, в девяностых годах. И затем, в соответствии с нашей теорией, произошло резкое увеличение сейсмической активности. Т. е. с девяностых годов ХХ в. начался следующий вековой цикл. Рассмотрим изменения солнечной активности и сейсмичности Земли с 1991г. Из рис. 1б видно, что, начиная с 1991 г. происходит непрерывное увеличение сейсмической энергии. Причем, столь высокое значение сейсмической энергии как в 2004 - 2007 г. наблюдалось лишь в начале ХХ столетия. Это, по-видимому, указывает на то, что наступил новый вековой цикл, в начале которого будут наблюдаться солнечные циклы с относительно небольшим числом пятен, характерных для начала вековых циклов, и сильная сейсмическая активность, которая сохранится на протяжении относительно длительного времени. Землетрясения 26.12.2004 г. с магнитудой M=9, 28.03.2005 г. с M = 8.6 в районе Индонезии, землетрясения в 2006 и 2007 гг. с M>8, а также последние данные по сейсмичности за 2008-2010 годы подтверждают этот вывод.

В [2,3] было показано, что столетний цикл солнечной и сейсмической активности разбивается на 3 периода приблизительно по 33 года, длительность каждого из которых примерно кратна трём 11-летним циклам солнечной активности.

Анализ временных вариаций количества землетрясений разных магнитуд позволяет выявить эволюцию сейсмичности на протяжении векового цикла (рис. 2). Как можно видеть, она состоит в том, что в начале цикла происходят наиболее мощные землетрясения с М≥8. В середине цикла они сменяются преимущественно землетрясениями средней магнитуды (М=6.8), а к концу цикла доминирующими оказываются относительно слабые землетрясения, общее число которых растет (см. рис1б). Отметим также, что вид кривой вариаций числа землетрясений с магнитудой М≥8 близок к кривой энерговыделений при землетрясениях. Очевидно, это обусловлено тем, что суммарная сейсмическая энергия определяется в большей части крупными землетрясениями.



Рис. 2 Временные вариации количества землетрясений в год, (Nсум/г, шкала справа) и за 10 лет (N, шкала слева) различных магнитуд на всем земном шаре за период с 1888 по 2007 г.:  $a - M \ge 8$ ;  $\delta - M \ge 5.5$ .

Некоторые особенности пространственно-временного распределения землетрясений

Проанализировано широтное распределение землетрясений различных магнитуд (M>6.2; M>7.6) за период 1889-2007гг. (рис. 3).



Рис.3. Зависимость числа землетрясений с магнитудами М≥6.2; М≥7.6 от их широт с шагом 10<sup>0</sup> за период 1889-2007. Шкала ординат выражена в процентах от общего числа землетрясений за указанный период.

При анализе применён шаг в  $10^{\circ}$ . Из рис. З видно, что максимальное число землетрясений всех магнитуд наблюдается в южном полушарии на широтах  $0^{\circ}-10^{\circ}$ , очевидно в большей части отвечая наиболее активному Индонезийскому сегменту Тихоокеанского пояса. Второй менее значимый максимум сейсмической активности находится в северном полушарии на широтах около  $30-40^{\circ}$ , в определённой части соответствуя Альпийско-Гималайскому поясу. При этом для относительно слабых землетрясений амплитуда последнего максимума почти в два раза меньше, в

то время как для сильных землетрясений с М>7.6 она не намного меньше амплитуды первого максимума.

Интересно проанализировать, как меняется сейсмичность во времени, в течение трёх 33-х летних периодов столетнего цикла сейсмической активности. Весьма интересны данные по сильным землетрясениям с M>7.6 (рис.4, *a-в*). Если в первом 33-х летнем периоде прошлого века (1989-1933 гг.) наибольшее число таких землетрясений происходило на широтах около  $30-40^{\circ}$ , то во время второго периода максимальное количество этих землетрясений сравнялось с землетрясениями происходившими в южном полушарии в Тихоокеанском поясе на широтах около  $0 - 10^{\circ}$ . В последнем же периоде векового цикла максимум землетрясений переместился уже в южное полушарие на широты  $0 - 10^{\circ}$ . Таким образом, статистическим анализом впервые установлена временная широтная миграция (инверсия) положения на Земле максимумов высокой сейсмичности на протяжении XX века.



Рис.4. Распределение крупных землетрясений по широтам в вековом цикле: *a* - начальном периоде; *б* - в среднем периоде; в - в заключительном периоде векового цикла. Шкала ординат выражена в процентах от общего числа землетрясений за указанный период.

Проанализировано также и долготное распределение землетрясений с магнитудами М≥6.2; М≥7.6 (рис. 5) за период 1900-2007.



Рис.5. Зависимость числа землетрясений с магнитудами М≥6.2; М≥7.6 – (*a*, б) от их долгот с шагом 30<sup>0</sup> за период 1900-2007.

Можно видеть, что все эти кривые имеют два общих максимума. Первый, наибольший, находится в пределах 120-150<sup>0</sup> восточной долготы, второй максимум меньший по интенсивности – в пределах 60-90<sup>0</sup> западной долготы.

Вопрос о существовании направленной миграции эпицентров сильных землетрясений в различных регионах мира обсуждался в различных публикациях.

Есть указание на принципиальную возможность распространения в земной коре волновых деформационных процессов со скоростями 10 – 100 км/год. [4-7].

Если привлечь к интерпретации этих процессов представления об устройстве реальной геофизической среды, развиваемые в ИФЗ РАН [8], то наблюдаемое распространение фронта деформации в среде может быть понято как процесс последовательной передачи с конечной скоростью тектонической перегрузки от одного структурного элемента геофизической среды к другому.

Имеется достаточно много данных для того, чтобы сделать следующий вывод: колебательная структура является одним из основных свойств геофизических полей. Можно ожидать, что это свойство является общим для процессов, протекающих в Земле.

Очевидно, что на пересечении полос широтного и долготного максимумов сейсмичности в течение всего векового цикла, находится абсолютный максимум сейсмичности, являющийся, по сути дела, участком проявления наивысшей эндогенной активности Земли в XX столетии. Пространственно этот участок находится в Индонезийской части Тихоокеанского пояса, к югу от Филиппинского моря, в месте сочленения южной части Филиппинской плиты, с западной частью Каролинской плиты и с северной частью Австралийской плиты. В целом это зона сочленения Тихого океана с Евразией и Австралией.

Весьма примечательно, что статистически выявленный абсолютный максимум сейсмичности, являющийся по сути дела участком проявления наивысшей эндогенной активности Земли в XX столетии, падает на область наибольшего поднятия поверхности геоида превышающего 80 м. Если принять предположение, что положительные аномалии поверхности геоида имеют динамическую природу и связаны с мощными восходящими горячими мантийными струями, то становится понятной такая приуроченность сейсмичности.

#### Литература.

- 1. Соболев Г. А., Шестопалов И.П. Харин Е. П. Геоэффективные солнечные вспышки и сейсмическая активность Земли. // Физика Земли . 1998. №7. С. 85-95.
- 2.Шестопалов И.П., Харин Е. П. Изменчивость во времени связей сейсмичности Земли с циклами солнечной активности различной длительности. // Геофизический журнал. 2006. Т. 28. №4. С.59-70.
- 3.Белов С.В., Шестопалов И.П., Харин Е.П. О взаимосвязях эндогенной активности Земли с солнечной и геомагнитной активностью // Доклады академии наук. 2009. том 428. №1. С.104-108
- 4. Невский М. В., Артамонов А.М., Ризниченко О. Ю. Волны деформации и энергетика сейсмичности. // ДАН СССР. 1991. Т. 318. №2. С.316-321.
- 5. Нерсесов И.Л., Лукк А.Л., Журавлев В.И., Галаганов О.Н. О распространении деформационных волн в земной коре. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. №5. С. 102-110.
- 6. Николаев А. В., Верещагин Г. М. Об инициировании землетрясений землетрясениями. // ДАН СССР. 1991. Т. 318. №2. С.320-326.
- 7. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.
- 8. Садовский М. А., Болховитинов Л. Г., Писаренко В. Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.

# АНАЛИЗ АТМОСФЕРНО-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НА ДИНАМИКУ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ОБСЕРВАТОРИИ ПАРАТУНКА (КАМЧАТКА) ANALYSIS OF ATMOSPHERE-LITHOSPHERE INTERACTION ON DYNAMICS OF INTENSITY OF AN ATMOSPHERE ELECTRICAL FIELD ACCORDING OBSERVATORY PARATUNKA DATA (KAMCHATKA)

Н.В. Чернева<sup>1</sup>, П.П. Фирстов<sup>1,2</sup>, Г.И. Дружин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, nina@ikir.ru <sup>2</sup>Камчатский филиал Геофизической службы РАН

The influence of cyclonic activity on the atmosphere-lithosphere interaction is considered. The connection of a trajectory of cyclones movements with meteorological values, the dynamics of VLF-radiation, the radon flow into an atmosphere and intensity of the Earth atmospheric electrical field (Ez EFA) at observatory Paratunka. The trajectories of the cyclones movement were determined on the VLF-radiation data. The fall of pressure and growth of temperature occurs at the approach of cyclones to the observatory the radon flow into an atmosphere has increased four times as much, it has resulted to the fall of Ez values on 200 V/m. The adduced data specify on the close atmosphere-lithosphere interaction for the considered case.

### Введение

Для полуострова Камчатка с его высокой сейсмичностью вопрос обнаружения предвестников землетрясений имеет большое значение. По мнению многих исследователей, изменение напряженно-деформированного состояния геосреды на заключительном этапе подготовки сильных землетрясений находит отражение в динамике напряженности электрического поля атмосферы (ЭПА) через увеличение эксхаляции радона (Rn) в приземный слой атмосферы под действием геодеформационных процессов. Как показано в работе [1, 2] вертикальная составляющая напряженности (E<sub>Z</sub>) ЭПА зависит от концентрации радона в приземном слое; интенсивности космических лучей; освещенности атмосферы, управляющей фотоионизационными процессами; вариаций потенциала электросферы. Влияние на сток Rn в атмосферу весьма существенно зависит от вариаций метеорологических величин (температура, атмосферное давление, осадки), которые имеют четкую сезонную составляющую.

Анализ динамики значений  $E_Z$  ЭПА за период 1998 –2006 гг. осуществлялся на основе среднесуточных значений  $E_Z$  для дней с условиями «хорошей» погоды (УХП). С целью изучения атмосферно-литосферных связей рассматривалось сезонное поведение метеорологических величин (атмосферное давление, температура воздуха, высота снежного покрова) и значений ОА Rn. Кривая сезонного хода  $E_Z$  строилась по усредненным в полусуточных интервалах данным. С целью минимизации вклада импульсных помех, обусловленных метеорологическими факторами в виде дождя или снега, вводилось ограничение сигнала +500 В/м по верхнему и -200 В/м по нижнему пределу значений, затем проводилось усреднение скользящим средним по 10 дням.

Формирование сезонного хода e<sub>z</sub> эпа под действием метеорологических факторов

Исследовалась связь между температурой температура воздуха  $E_Z$  и за период 1997 – 2007 гг. В месяца с отрицательной среднесуточной температурой с ноября по май, условно названые «зимними», наблюдаются резкие вариации температуры с амплитудой до 15°С и колебания атмосферного давления с амплитудой до 25 гПа (рис. 16), обусловленными приходом теплых циклонов из акватории Тихого океана. Связь между значениями  $E_Z$  и температурой воздуха рассматривалась с использованием средних значений за 10 дней высоты снежного покрова и температуры воздуха, полученные в ГУ «Камчатское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» («Камчатское УГМС»).

Наблюдается обратно пропорциональная зависимость между температурой воздуха и  $E_Z$ . Минимум сезонного хода температуры почти совпадает с максимумом, со сдвигом в 10 суток с  $r_{max} = -0.67$  (при r = - 0.42 для 95% уровня доверия). Наиболее правдоподобное объяснение этого факта, заключается в том, что летом происходит увеличение стока Rn в атмосферу за счет увеличения проницаемости верхнего слоя грунта, что ведет к уменьшению значений  $E_Z$ .

Несмотря на то, что Rn считается основным ионизатором приземного слоя атмосферы, сопоставление плотности потока радона с поверхности (эксхаляция, Бк/м<sup>2</sup>·с) и  $E_Z$  на достаточно длинных рядах в литературе не встречается, поэтому большой интерес представляет сопоставление сезонных ходов для  $E_Z$  и плотности потока Rn.

На расстояниях менее 2.5 км от обсерватории осуществлялась регистрация объемной активности радона (OA Rn) в зоне аэрации на глубине один метр, в двух пунктах с частотой дискретизации 2 цикла/час [3]. Сопоставление OA Rn в зоне аэрации и ППР с поверхности, дало качественно подобную картину с коэффициентом корреляции 0.87, что дает право рассматривать OA Rn в зоне аэрации как качественную картину динамики стока Rn в атмосферу. Поэтому вполне оправдано сопоставление сезонных ходов  $E_Z$  и OA Rn в зоне аэрации.



Рис. 1. *а* - сезонный ход 1-напряженность АЭП; 3– ОА Rn в зоне аэрации. Линиями показан тренд: 2–  $E_Z$  АЭП; 4 – ОА Rn .  $\delta$  - корреляционное поле между значениями ОА Rn и  $E_Z$ : 1 – летний период; 2 – зимний период. На врезке показана гистограмма распределения lg Rn.

Исходные данные OA Rn подвергались барокомпенсации по методике A.A. Любушина [4], а затем усреднялись аналогично данным  $E_Z$ . На рис. 1*a* показаны ряды значений с трендами  $E_Z$  и OA Rn за период 1997 – 2007 гг. Кривые сезонных ходов  $E_Z$  и OA Rn удовлетворительно аппроксимируются сезонной моделью с трендом [5]. Для сезонного хода OA Rn характерно два максимума весенний (май) и летний (август). Резкий всплеск OA Rn в мае связан с влиянием грунтовых вод, когда происходит повышение уровня грунтовых вод, что приводит к вытеснению Rn из пор и резкому его увеличению до 200% и более в зоне аэрации. Падение уровня грунтовых вод в июне месяце приводит к понижению уровня открытой поверхности зоны насыщения с перемещением столба атмосферы вглубь рыхлых отложений и, соответственно, к резкому уменьшению OA Rn в зоне аэрации (эффект «засасывания»). Дальнейшее увеличение среднесуточных температур приводит к увеличению проницаемости грунта и увеличению значений OA Rn с максимумом в августе месяце. На рис. 1*a*, видно, что обоим максимумам кривой OA Rn соответствует уменьшение значений  $E_Z$ .

На рис. 1б приведено корреляционное поле  $lgE_Z = f(lg Rn)$  для  $E_Z > 1$  В/м облака точек за весь период наблюдений с разделением пар значений на «летний» и «зимний» интервал. На врезке на рис. 16, где показана гистограмма вероятности распределения lgRn экспериментальных данных и вероятность теоретических частот. И хотя нулевая гипотеза по критерию Пирсона не проходит, нами исследовалась корреляционная зависимость  $lgE_Z = f(lg Rn)$ . Особенностью поля точек являются «струи» низких значений  $E_Z < 10$  В/м особенно для летнего периода, что связано с выпадением осадков, во время которых, как правило, наблюдаются низкие значения  $E_Z$ . Зависимость  $lgE_Z = f(lg Rn)$  с учетом ограничений показанных на рис. 16 можно описать линейной зависимостью рассчитанной методом наименьших квадратов:

 $\lg E_{Z}(B/M) = -0.40 \cdot \lg Rn(GK/M^{3}) + 2.05 \pm 0.27$ 

Коэффициент корреляции для этой совокупности точек составляет - 0.39, проверка гипотезы о значимости выборочного коэффициента корреляции на основании распределения Стьюдента дала значимый результат. Как видно на рис. 1 $\delta$ , при OA Rn < 1.0 кБк/м<sup>3</sup> значение  $E_Z$  постоянное и составляет летом ~180 В/м, а зимой ~40 В/м. По-видимому, эти значения OA Rn на глубине один метр является предельным, при увеличении которого ионизирующий эффект стока Rn не влияет на  $E_Z$  АЭП в приземном слое атмосферы.

Связь динамики е<sub>z</sub> эпа с циклонической активностью

Полуостров Камчатка расположен на востоке Евразии, для которой характерны значительные термобарические контрасты, активная циклоническая деятельность, перестройка и смена генерального направления меридиональных составляющих атмосферной циркуляции, которые обусловливают здесь сложную и изменчивую погоду. Одной из особенностей циркуляции атмосферы над рассматриваемой территорией является активная циклоническая деятельность, особенно в холодный период, которая в районе полуострова Камчатка преобладает зимой, достигая наибольшей интенсивности в январе [6].

Мониторинг циклонической активности осуществляется на основании регистрации электромагнитного излучения грозовых разрядов (атмосфериков) с помощью ОНЧ пеленгатора, работающего на обсерватории «Паратунка» [7]. Мощные тропические циклоны, приходящие с юго-западного направления, оказывают существенное воздействие на все параметры нижней атмосферы. Детально рассматривалось атмосферно-литосферное взаимодействие за январь 2002 г., когда к полуострову Камчатка подошло сразу два циклона, зародившиеся в акватории Тихого океана 8 января и через три дня подошедшие к берегам Камчатки. Траектории движения циклонов по данным Камчатского УГМС показаны на рис. 2*a* [6].

На рис. 26 точками показано азимутальное распределение атмосфериков с 8 по 16 января 2002 г. по данным пеленгатора, а ромбами, также как и на рис. 2*в* нанесены положения эпицентров циклонов. Смещение центров циклонов, хорошо трассируется повышенной плотностью атмосфериков, причем при приближении циклона к пункту регистрации плотность атмосфериков значительно увеличивается. В период с 10 по 12 января эпицентр циклона находился на расстояние 50-100 км от обсерватории «Паратунка».



Рис. 2. *а* -траектория циклонов, зародившихся в акватории Тихого океана 8 и 9 января 2002 г.; *б* – снимок циклонов со спутника; *в* - азимутальное распределение грозовых разрядов и эпицентров циклонов; *г* - расстояние от эпицентров циклонов до обсерватории «Паратунка».

Следует отметить интересное поведение динамики значений  $E_z$  при прохождении фронта циклона через район пункта регистрации с 12 часов 9 января до конца 10 января. Прохождение фронта циклона сопровождалось бухтообразным возмущением  $E_z$  от -200 В/м до значений 500 В/м (рис. 4*в*). Этому периоду соответствует и самая низкая плотность атмосфериков ~ 200 имп/час. В конце 10 января интенсивность  $E_z$  ЭПА упала почти до единиц В/м и продержались на этом уровне почти до середины 12 января. В работе Кузнецова этому факту дается два объяснения. Наиболее простое, состоит в том, что величина ЭПА уменьшается при уменьшении давления, а уциклоны, которые приближаются к точке наблюдения, приводят к понижению давления, а это

явление уже приводит к уменьшению атмосферного электрического поля. Второе объяснение состоит в предположении, что уменьшение ЭПА происходит из-за того, что циклоны несут на себе большой отрицательный заряд, который, приближаясь к точке наблюдения, создает в ней электрическое поле обратного знака, что и приводит к понижению ЭПА [6].



Рис.3. Динамика параметров атмосферы во время прохождения южного циклона. Метеорологические величины, Р - атмосферное давление, Т - температура воздуха – (а); плотность атмосфериков – (б); напряженность ЭПА, 1—мгновенные значения с частотой дискретизации 6 цикл/час, 2—осредненные в 10 часовых интервалах – (в); объемная активность Rn, 1—пункт ПРТ, 2—пункт ГЛЛ – (г).

На рис. За приведена динамика атмосферного давления и температуры воздуха за период 4-17 января 2002 г. Атмосферное давление 9 января, начиная с 14 ч. стало резко падать, а температура воздуха расти. К концу 10 января давление упало на 30 гПа, а температура воздуха возросла от -15° до 0°. В конце 12 января начали выпадать осадки в виде снежной крупы, что вероятно и привело к сильным возмущениям как в ОНЧ – излучении (рис.  $3\delta$ ), так и в  $E_Z$  ЭПА (рис.  $3\delta$ ).

На рис. Зг показана динамика объемной активности подпочвенного, радона в зоне аэрации на двух пунктах, расположенных недалеко от обсерватории Паратунка. Видно, что OA Rn на обоих пунктах синхронно возросла в 4 раза с 2 кБк/м<sup>3</sup> до 8 кБк/м<sup>3</sup>. Такое мощное увеличение стока Rn в атмосферу обусловлено «высасывающим» эффектом падения давления и увеличением проницаемости горных пород под действием увеличения температуры. В свою очередь повышенный сток радона в приземный слой, очевидно, привел к увеличению его ионизации и увеличению проводимости, что привело к падению  $E_Z$  ЭПА почти на 200 В/м. Коэффициент корреляции между Rn и  $E_Z$  составил –0.43, при 0.3 для 95% уровня доверия.

На основании данных регистрации *E<sub>z</sub>* ЭПА на обсерватории «Паратунка» в период 1996-2008 гг. установлено:

1. Впервые в мировой практике на качественном уровне показана связь  $E_Z$  ЭПА со стоком радона в приземный слой атмосферы. Сезонный ход  $E_Z$  на полуострове Камчатка контролируются стоком радона в атмосферу, чем объясняется большая разница между максимальным и минимальным значением в годовом ходе ~ 90 В/м за период наблюдений.

2. Впервые показано, что в период отрицательных среднесуточных температур (ноябрь – апрель) приход циклонов с южных направлений сопровождается значительным уменьшением  $E_Z$  ЭПА за счет увеличения стока Rn под воздействием сильного падения атмосферного давления и резкого потепления на 10-15°.

### Литература

- Чернева Н.В., Фирстов П.П. Пономарев Е.А. Некоторые вопросы ионизации приземной атмосферы//IV международная конференция «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений». ИКИР ДВО РАН. 2007. С.199-205.
- Чернева Н.В., Фирстов П.П., Пономарев Е.А. Временные изменения атмосферного электричества на обсерватории Паратунка, Камчатка //Сб. тр. VI Российской конференции по атмосферному электричеству. Нижний Новгород. 2007. С. 89-90.

- 3. Фирстов П.П., Пономарев Е.А., Чернева Н.В., Бузевич А.В., Малышева О.П. К вопросу о влиянии баровариаций на эсхаляцию радона в атмосферу // Вулканология и сейсмология. 2007. №6. С. 46-53.
- 4. Любушин А.А.,(мл), Малугин В.А. Статистический анализ отклика уровня подземных вод на вариации атмосферного давления // Физика Земли. 1993. № 12. С. 74-80.
- 5. Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов, прогноз и управление. Вып. 1. М.: МИР. 1974. -405 с.
- 6. Кузнецов В.В., Чернева Н.В., Дружин Г.И. О влиянии циклонов на атмосферное электрическое поле Камчатки //Доклады АН. 2007. Т. 412. №4. С. 547–551.
- 7. Дружин Г.И., Чернева Н.В. Пеленгация грозовых источников, связанных с циклонами Камчатки // Труды XXI Всероссийской научной конференции «Распространение радиоволн». 2005. Т.1. С.421-424.

## О ПРИЧИНАХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ «УДАЛЁННЫХ» ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРЕДВЕСТНИКОВ, РЕГИСТРИРУЮЩИХСЯ НА ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОЙ, ОКОЛО НЕДЕЛИ, СТАДИИ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНЫХ МИРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ON THE ORIGIN OF «LONG-DISTANCE» GEOPHYSICAL PRECURSORS REGISTERED AT FINAL (ABOUT ONE WEEK) STAGE OF PREPARATION OF STRONG WORLD EARTHQUAKES

В.А. Широков<sup>1</sup>, А.В. Бузевич, Н.В.Широкова<sup>1</sup> <sup>1</sup>Камчатский филиал Геофизической службы РАН

The examples of abnormal geophysical response and operating precursors observed on Kamchatka for some hours - day up to strong remote world earthquakes are esteemed. In many cases the cause of such anomalies was considered obscure. The probable mechanism of originating of «remote» precursors is offered, which one can be esteemed as endorsement of planetary - regional model of opening-up tectonic of earthquakes.

Введение. При разработке модели подготовки тектонических землетрясений (ТЗ) нами развивается альтернативный к существующим моделям [1] подход, согласно которому солнечная активность, гравитационные и электромагнитные процессы в системе Солнце-Земля-Луна имеют ключевое значение на всех стадиях подготовки сильных сейсмических событий, от её долгосрочной фазы (более года) до оперативной (менее одной недели) [2-11 и др.]. Показано, что космические факторы поддерживают энергетику мантийных и коровых процессов, оказывая значимое влияние на крупномасштабные перемещения земных масс в литосфере и мантии Земли [4]. На основе учёта ключевой роли космических факторов в сейсмотектонических землетрясений [3], в соответствии с которой общепланетарные космические воздействия относятся к ключевым факторам, влияющим на региональные геодинамические процессы в различных структурных зонах Земли. Показано, что общепланетарные космические факторы приводят к геофизическому отклику на любых расстояниях от очагов готовящихся землетрясений, в том числе на оперативной, заключительной стадии подготовки сейсмических событий [8, 9, 11].

Результатом этого подхода в глобальном варианте является пробная методика оперативного (время упреждения до семи суток) прогноза сильных мировых землетрясений ГЛОБАС (ГЛОБальная Активизация Сейсмичности) по комплексу сейсмологических, геофизических и космофизических данных, которая эпизодически тестировалась в реальном времени в период январь 2008 - апрель 2009 гг. [11]. Из 9 прогнозов 8 оказались успешными по времени и магнитуде [9, 11], причём в двух случаях были сделаны оправдавшиеся оценки мест возникновения мировых землетрясений (землетрясения ожидались в Японии, М=6.8 и в Индонезии, М=6.4). Среднее время упреждения составило около трёх суток [8, 11]. Затем в период май-октябрь 2009 г. тестирование велось почти ежедневно на основе совместного использования методик ГЛОБАС и оперативного прогноза мировых землетрясений по деформационным наблюдениям И.И.Степанова, осуществляющего непрерывную регистрацию деформаций в г. Александров Владимирской области с использованием датчика собственной конструкции [11,12]. В период май-октябрь 2009 г. было сделано 20 оперативных прогнозов, причём с 7 сентября давались прогнозы не только времени и магнитуды, но и места ожидаемых в мире сильных землетрясений [11]. Оценки мест будущих событий оказались удачными: 10 из 12 землетрясений с М≥6.6 произошли вблизи прогнозировавшихся мест с ошибками до 800 км, т.е. не более 4% от половины длины окружности Земли [9, 11].

Цели работы. Практически во всех хорошо разработанных моделях подготовки землетрясений [1] априори принимается, что за пределами так называемой зоны подготовки, равной нескольким размерам очага готовящегося землетрясения, «перемещения блоков и плит не

испытывают возмущений, связанных с подготовкой землетрясения» [1, с. 73], т.е. геофизический отклик на больших расстояниях от очага и «удалённые» предвестники появляться не должны. Однако многочисленные факты говорят об обратном. Цели данной работы состоят в том, чтобы, во-первых, привести характерные примеры появления «удалённых» предвестников и геофизического отклика в полях различной природы на подготовку мировых сейсмических событий и, во-вторых, объяснить механизм возникновения оперативных «удалённых» предвестников сильных мировых ТЗ.

Приведём сначала характерные примеры «удалённого» оперативного геофизического отклика на возникновение сильных мировых ТЗ по наблюдениям на Камчатке.

Пример 1. Деформационные наблюдения с использованием оригинального датчика конструкции И.И.Степанова, регистрировавшего в Петропавловске-Камчатском аномальные сигналы в период 1999-2005 гг. В работе [12] приводятся сведения о начале деформационных наблюдений на Камчатке, во время которых за 1-2 суток до сильных мировых (и камчатских) землетрясений регистрировались легко диагностируемые деформационные сигналы длительностью, как правило, несколько часов. Как указывалось выше, совместная регистрация этих сигналов в г. Александров Владимирской области и использование методики ГЛОБАС позволили в период май-октябрь 2009 г. И.И. Степанову и В.А. Широкову сделать совместно успешные (официально зарегистрированные в реальном времени) прогнозы времени и места более десяти сильных мировых землетрясений со временем упреждения в среднем двое суток [8, 9, 11].

Пример 2. Аномальные вариации молекулярного водорода. В 2005 г. П.П. Фирстовым и В.А. Широковым впервые было обращено внимание на то, что кратковременные аномальные сигналы молекулярного водорода иногда появляются за несколько часов до сильных мировых землетрясений [13]. Дополним эту статистику аномальным сигналом, зарегистрированным за сутки до землетрясения в Корякии 20 апреля 2006 г., М=7.6 (устное сообщение П.П. Фирстова).

Пример 3. Совместная регистрация на Камчатке вертикального градиента электрического поля (Е) в приземном слое атмосферы и высокочастотной (0.1 - 10 000 Гц) акустической эмиссии (АЭ) приповерхностных пород. По данным работы [14] наблюдения АЭ и Е проводились соответственно на дне озера Микижа и вблизи него с 23 августа по 11 октября 2005 г. Анализировались записи в условиях хорошей погоды. Одновременное появление хорошо коррелируемых сигналов длительностью до одних суток обнаружено 10 раз. Указаны только даты появления таких сигналов и лишь в одном случае на записи можно оценить точное время появления аномальных сигналов (8 сентября, 8 часов 50 минут UT, длительность 30 минут). В последнем случае получасовые по длительности сигналы АЭ (частотой 6-10 КГц) и Е предваряли за 1 час 25 минут камчатское землетрясение с магнитудой М=5.0. Везде далее приводятся данные магнитуд М землетрясений по каталогу NEIC по мировому времени UT. Отмечено, что в отдельных случаях знак Е был отрицательным. Считается, что наличие аномальных сигналов «говорит о локальном характере и общей деформационной природе наблюдаемых возмущений» [14, с. 75]. При этом вопрос о причине деформаций не обсуждался.

Нами проведено сопоставление этих сигналов с сильными мировыми землетрясениями.

В 2005 г. в мире произошло 5 землетрясений с  $M \ge 7.5$ , три из которых приурочены к исследуемому периоду наблюдений. Все эти три землетрясения, произошедшие в Меланезии, в Чили и Пакистане (9 сентября, M=7.6, 26 сентября, M=7.5, 8 октября, M=7.6) совпали точно по дате с зарегистрированными аномалиями АЭ и Е. Кроме этого, на 19-суточном интервале с 17 августа по 4 сентября в мире произошло только 4 землетрясения с  $M \ge 6.1$ , которые в период 24-30 августа образуют временной кластер, первое событие которого совпало с датой аномалий АЭ и Е (24 августа). Таким образом, четыре аномальных сигнала из десяти совпали по дате с тремя наиболее сильными мировыми землетрясениями с M=7.5-7.6 и первым событием сейсмического кластера с M=6.1. Вероятность случайного точного попадания четырёх из десяти аномалий АЭ и Е «в яблочко» близка к нулю. Таким образом, геофизический отклик АЭ и Е тесно связан с происходившими в мире землетрясениями, причём для четырёх наиболее информативных аномалий разница их во времени с землетрясениями не превышает нескольких часов, включая три из пяти самых сильных мировых землетрясений 2005 г. Подобные эффекты обнаружены впервые.

Пример 4. Вулканические землетрясения камчатских вулканов. В работе [11] впервые на примере действующих вулканов Корякского и Ключевского показано, что частота возникновения наиболее сильных вулканических землетрясений (ВЗ) становится значимо выше менее, чем за трое-четверо суток до моментов возникновения сильных мировых землетрясений. В [11] показано, что в 2008-2009 гг. в комплексе с другими предвестниковыми аномалиями, в том числе с

использованием деформационных наблюдений И.И. Степанова в г. Александров, подобные эффекты успешно использовались для прогноза мировых землетрясений в реальном времени со временем упреждения в среднем двое суток.

Пример 5. Взрывы вулкана Безымянного высотой 5 км и более в период с 1977 по 2010 гг. Анализ связи взрывов с мировыми землетрясениями проведён по данным, любезно предоставленным авторам (начало пароксизмальной фазы взрывов вулкана в большинстве случаев указаны с точностью до минут) н.с. КФ ГС РАН В.Т. Гарбузовой. Для 31 взрыва из 37 мировые землетрясения с М $\geq$ 6.3 происходили в день взрыва и через сутки-четверо после пароксизмов извержений, в том числе 17 взрывов предваряли мировые землетрясения с М $\geq$ 6.7. Вероятность случайного возникновения 17 таких событий из 37 практически равна нулю. Отметим, что все землетрясения с М $\geq$ 6.7, кроме Кроноцкого 5.12.1997 г. с М=7.8, происходили за несколько тысяч и более 10 тысяч км от вулкана Безымянного, поэтому взрывы вулкана могут рассматриваться как «удалённые» предвестники сильных мировых землетрясений.

Пример 6. Акустические сигналы от взрывов вершинного и побочного кратеров вулкана Ключевской в апреле-июне 1983 г. По данным работы [15] 27 мая, 1, 3 и 24-25 июня зарегистрированы четыре из пяти наиболее сильных импульсных и квазисинусоидальных акустических сигналов, связанных с взрывной деятельностью вулкана. Нами обнаружено, что аномальные акустические сигналы появились менее, чем за 27 часов (в среднем за 12 часов) относительно мировых землетрясений с М=7.8 (26 мая), М=6.6 (1.06), М=6.2 (2 июня), М=6.6-6.9 (4 события за 24 июня, происходившие в Японии, на о-вах Фиджи, в Южной Америке и Китае. Таким образом, акустический отклик тесно связан во времени с сильными землетрясениями в различных регионах Земли с М=6.6-7.8 с разницей во времени в среднем около половины суток.

Пример 7. Вариации давления в глубокой скважине Мутновского геотермального месторождения. За 20 часов до наиболее сильного в мире за последние 50 лет катастрофического цунамигенного землетрясения в районе о-ва Суматра (Индонезия) 26 декабря 2004 г. с М=9.0 давление в скважине резко понизилось более чем на 4 бара и примерно через два с половиной часа вернулось к прежнему уровню [16]. За полтора часа до землетрясения давление снова стало закономерно понижаться в виде плавного бухтообразного сигнала.

В работах В.А. Широкова [3, 7-9, 11, 17] приводятся многочисленные примеры оперативного геофизического отклика по различным видам наблюдений на сильные мировые землетрясения, происходившие на значительных удалениях от пунктов регистрации. Приведем пару примеров. В каталоге мировых землетрясений для периода январь 2009 - январь 2010 гг. с  $M \ge 6.3$  зарегистрировано за 13 месяцев 76 событий. К группирующимся событиям отнесены соседние по времени землетрясения, происходившие на интервалах длительностью менее 80 часов. В результате выделено 19 кластеров, в которых произошло 57 землетрясений, и 19 одиночных событий. Общая длительность кластеров составила 48 суток, т.е. 12% от 13 месяцев, но в них произошло 17 событий с  $M \ge 7.0$  (от M=7.0 до M=8.1). События такой силы отмечены в 11 кластерах. Среди одиночных было только 2 события с  $M \ge 7.0$  (M=7.2 и M=7.3). Плотность потока d землетрясений с  $M \ge 7.0$  в кластерах по сравнению с одиночными событиями d=(17/48)/2/396=70, т.е. по частоте их возникновения различие составляет почти 2 порядка. Средняя длительность кластеров составляет почти 2 порядка. Средняя длительность кластеров составляет почти 2 порядка. Средняя длительность кластеров составляет почти 6ыстро.

В работе [17] показано, что в 2007 г. на Северокавказской обсерватории ИФЗ РАН при регистрации геомагнитного поля магнитными вариометрами для 32 землетрясений из 44 с магнитудой более 5 были зафиксированы квазипериодические ультранизкочастотные возмущения с периодами от 40 до 165 с длительностью около 10-12 минут за 2-4 часа до землетрясений. Как указывают авторы, удовлетворительного объяснения обнаруженному явлению до сих пор нет. Подобные геомагнитные возмущения, регистрирующиеся на любых расстояниях от очагов землетрясений, соответствуют планетарно-региональной модели подготовки землетрясений [3].

В работе [9] впервые предложен и частично обоснован механизм возникновения «удалённых» предвестников мировых землетрясений. Кратко изложим его суть.

О механизме возникновения «удалённых» оперативных предвестников сильных мировых землетрясений. Предполагается, что за счёт механизма магнитогидродинамического динамо и процессов взаимодействия главного диполя с малыми диполями жидкого внешнего ядра [18], в отдельные периоды времени могут происходить скачкообразные процессы быстрой передачи на границу ядро-мантия мощного накопленного заряда различных малых диполей, формирующих недипольную составляющую магнитного поля Земли. В предельном случае мощный накопленный заряд малого диполя, появившийся на глубине 2900 км, должен чрезвычайно быстро разрядиться через планетарную «обкладку» конденсатора в коре и на границе Мохо. Этот почти импульсный кратковременный общепланетарный процесс разрядки «обкладок» планетарных конденсаторов на границах 2900, 700, 400 км, Мохо, верхи коры охватывает всю земную кору и мантию, приводит в них к увеличению потока носителей зарядов, к возрастанию потока флюидов, к возникновению предвестниковых аномалий в различных геофизических полях, и, как следствие, к появлению сильных мировых землетрясений, когда начинают работать механизмы пьезоэлектрического эффекта. Главными характеристиками этого процесса являются его мощная энергетика, планетарный характер и кратковременность. В отдельных случаях разрядка большого заряда на границе 2900 км может охватывать сначала меньший интервал глубин, например, от 700 до 2900 км, и процесс может оказаться менее устойчивым и более длительным. Этот механизм, связанный с западным дрейфом геомагнитного поля, является составной частью планетарно-региональной модели подготовки тектонических землетрясений [3].

Авторы выражают искреннюю благодарность докт. геол.-мин. наук И.И. Степанову, н.с. В.Т. Гарбузовой и с.н.с. Ю.К. Серафимовой за содействие работе и полезные дискуссии.

#### Литература

1. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1991. 189 с.

2. Широков В.А. Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западного участка Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 103-115.

3. Широков В.А. Опыт краткосрочного прогноза времени, места и силы камчатских землетрясений 1996-2000 гг. с магнитудой М=6-7.8 по комплексу сейсмологических данных // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы, г. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 95- 116.

4. Широков В.А. О взаимосвязи перемещений географических полюсов с сильными землетрясениями и извержениями вулканов Земли // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога 28-31 марта 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2007. С. 190-201.

5. Широков В.А. Влияние общепланетарных космических факторов на возникновение сильных вулканических извержений Земли и проблема их долгосрочного прогноза // Материалы конференции, посвящённой Дню вулканолога 27-29 марта 2008, г. Петропавловск-Камчатский. 2008. С. 305-314.

6. Широков В.А. Влияние 19-летнего лунного прилива на возникновение больших камчатских извержений и землетрясений и их долгосрочный прогноз // Геологические и геофизические данные о БТТИ 1975-1976 гг. / Отв. ред. С.А.Федотов, Е.К. Мархинин. М.: Наука, 1978. С. 164-170.

7. Широков В.А. Разработка моделей подготовки сильных землетрясений и вулканических извержений на основе изучения их связи с космическими ритмами // Материалы Всероссийской конференции, посвящённой 100-летию Камчатской экспедиции Русского географического общества 1908-1910 гг. 22-27 сентября 2008, г. Петропавловск-Камчатский. 2009. С. 241-253.

8. Широков В.А. Тестирование методики оперативного прогноза сильных мировых землетрясений (ГЛОБАС) в реальном времени в период январь 2008-апрель 2009 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Вторая региональная научно-техническая конференция. 11-17 октября 2009 г. Тезисы докладов. г. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 105

9. Широков В.А. Тестирование методики оперативного прогноза сильных мировых землетрясений (ГЛОБАС) в реальном времени в период январь 2008-октябрь 2010 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Материалы Второй региональной научно-технической конференции 11-17 октября 2009 г. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КФ ГС РАН, 2010. 5 с. В печати.

10. Широков В.А., Серафимова Ю.К. О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. № 8. С. 120-133. 11. Широков В.А., Степанов И.И., Дубровская И.К. Изучение сейсмического отклика действующих вулканов Корякского и Ключевского (Камчатка) на заключительной стадии подготовки сильных мировых тектонических землетрясений по данным наблюдений 2008-2009 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Вып. № 14. С. 118-129.

12. Степанов И.И. Некоторые результаты 4-летнего мониторинга вариаций объёмных деформаций вблизи зоны субдукции в районе Авачинского залива Камчатки // Вестник Камчатского Государственного технического университета. Петропавловск-Камчатский. 2002. № 1. С. 130-139.

13. Фирстов П.П., Широков В.А. Динамика молекулярного водорода и её связь с геодеформационными процессами на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне по данным наблюдений в 1999-2003 гг. // Геохимия. 2005. № 11. С. 1151-1160.

14. Купцов А.В., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А., Руленко О.П., Шевцов Б.М., Щербина А.О. О связи высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных пород с электрическим полем в приземном слое атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 71-76.

15. Фирстов П.П., Сторчеус А.В. Акустические сигналы, сопровождавшие извержение вулкана Ключесвкой в марте-июне 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1987. № 5. С. 66-80.

 Кирюхин А.В., Конев В.А., Поляков А.Ю. О возможной связи сильных землетрясений с аномальными изменениями давления в двухфазном геотермальном резервуаре // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6.
 Собисевич Л.Е., Канониди К.Х. Собисевич А.Л. Ультранизкочастотные электромагнитные возмущения, возникающие перед сильными сейсмическими событиями // ДАН. 2009. том 429. № 5. С. 668-672.
 Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.

### О ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ, ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ И ЭФФЕКТИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ СПОРАДИЧЕСКИХ ЛИТОСФЕРНЫХ ИСТОЧНИКОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С УРОВНЕМ НИЖЕ РЕГУЛЯРНОГО ШУМОВОГО ФОНА

# ON THE POSSIBILITY OF DETECTION, DETERMINATION OF COORDINATES AND EFFECTIVE PARAMETERS OF SPORADIC LITHOSPHERIC SOURCES OF ELECTROMAGNETIC FIELD WITH LEVEL LOWER THAN REGULAR NOISE FLOOR

С. В. Поляков, Е. Н. Ермакова, Б. И. Резников, А. В. Щенников

Научно-исследовательский радиофизический институт, <u>rf@nirfi.sci-nnov.ru</u> The original method of natural electromagnetic noise monitoring's data processing is suggested. The aims of the method are detection and location of weak lithospheric emissions. It's based on using of universal source model and the spatial discrimination of natural noise.

Введение. Целенаправленные наблюдения низкочастотного магнитного поля в диапазоне частот  $f = (10\div0,001)\Gamma$ ц в сейсмически активных зонах ведутся с конца девяностых годов прошлого века после обнаружения спорадических электромагнитных эмиссий, коррелирующих с землетрясениями. Впервые спорадические литосферные электромагнитные эмиссии (СЛЭ) наблюдались до начала и во время афтершоковой активности сильного землетрясения в Армении (Спитак, 1988) [1,2], далее в США (Калифорния, Лома Приета, 1989) [2,3,4] и в Гуаме (1993) [5]. Обнаружение СЛЭ носило случайный характер, однако в дальнейшем были поставлены целенаправленные эксперименты с использованием высокочувствительных цифровых магнитовариационных станций и по оригинальной адекватной задаче методике, получившей название «магнитная локация» [6 - 9].

Особенность настоящего этапа исследований электромагнитных предвестников землетрясений состоит в том, что все зарегистрированные к текущему моменту СЛЭ заявлены как предвестники уже после землетрясений. Для дальнейшего движения вперед по проблеме прогноза землетрясений необходимо решить задачу обнаружения существенно более слабых СЛЭ, чем это доступно в настоящее время, что и является целью данной работы. Для повышения достоверности обнаружения СЛЭ путем значительного понижения порога обнаружения предлагается использовать разностные измерения тангенциальных компонент магнитного поля в пространственно разнесенных приемных пунктах. Предлагаемый метод основан на том простом факте, что естественные низкочастотные электромагнитные шумы различной природы имеют различные характерные масштабы изменения на поверхности земли. В силу удаленности источника грозовой шум ( $f \ge 1$  Гц) слабо меняется на масштабах базы d ( $d \le 100$  км). С другой стороны, при измерениях в сейсмоактивной зоне характерные горизонтальные масштабы изменения магнитного поля от литосферных источников полагаются меньше или порядка базы. В этом случае синхронные записи колебаний магнитного поля, полученные в двух разнесенных на величину базы приемных пунктах, должны обладать высокой степенью когерентности по грозовому шуму, что может позволить в эксперименте по обнаружению слабых локальных полей (СЛЭ) «опуститься глубоко под шум» путем вычитания временных реализаций. В работе [10] описан демонстрационный эксперимент по пространственной дискриминации естественных крупномасштабных грозовых помех. На частотах F  $\leq$  1 Гц в шумовом фоне начинает доминировать шум ионосферного и магнитосферного происхождения, пространственный градиент которого в средних широтах направлен, в основном, по магнитному меридиану с характерным горизонтальным масштабом изменения  $d \ge h$ , где h – высота полости земля – ионосфера (h  $\approx 60-80$ км). В направлении вдоль магнитной параллели характерный масштаб d >> h. То есть при размещении приемных пунктов на магнитной параллели, как и в случае грозового источника,

Далее, для решения задачи определения местоположения и эффективных параметров источников СЛЭ предлагается использовать универсальную модель подземного источника магнитных сигналов, пригодную для широкого диапазона частот, параметров среды и конфигураций источника и приемных пунктов. Из имеющейся литературы следует, что для достаточно компактного подземного источника с горизонтальными размерами, много меньшими расстояний до приемных пунктов, и на частотах вариаций магнитного поля, для которых глубина скин-слоя в земле также существенно меньше расстояний до приемных пунктов, эффективным источником геомагнитных пульсаций для тангенциальных компонент магнитного поля является точечный горизонтальный магнитный диполь, расположенный на поверхности земли в области проекции подземного источника на поверхность земли. Знание типа эффективного источника дает априорную информацию о пространственном распределении магнитного поля и позволяет ставить и решать задачу об определении местоположения источника по измерениям в относительно небольшом числе приемных пунктов. Добавим, что предлагаемая модель источника, как будет видно из дальнейшего изложения, адекватна в «высокочастотной» части рассматриваемого диапазона частот. Наконец, очень важно отметить, что предлагаемый метод предъявляет к датчикам магнитного поля существенно более высокие требования по собственным шумам, чем это принято в традиционных геофизических исследованиях. А именно, необходимо, чтобы собственные шумы датчика были много меньше минимального уровня регулярного естественного шумового фона (особенно в «высокочастотной» части рабочего диапазона).

Универсальная модель подземного источника магнитных полей. Полагаем, что подземный (литосферный) источник электромагнитных сигналов имеет локальный характер.



Рис. 1. Взаимное расположение источника и точки наблюдения в формулах Баньоса в общем случае.

Будем также полагать, что измерения выполняются на частотах, для которых выполняется неравенство:

$$\rho >> \delta, \tag{1}$$

где б – скин-слой в земле.

Неравенство (1) эквивалентно выполнению на земле импедансных граничных условий [12, 13]. В дальнейшем мы будем опираться на фундаментальную монографию [11], в которой приведены приближенные формулы для электрического поля в земле, создаваемого подземным горизонтальным электрическим диполем с моментом I·ℓ (формулы Баньоса) для различных расстояний от источника.

Геометрия задачи приведена на рисунке 1. Полупространство z > 0 заполнено средой 1 (земля), характеризующейся магнитной проницаемостью  $\mu_1 = \mu_0$ , диэлектрической проницаемостью  $\varepsilon_1$  и проводимостью  $\sigma_1$ . Остальная часть пространства z < 0 занята средой 2 (воздух) с  $\mu_2 = \mu_0$ ,  $\varepsilon_2 = \varepsilon_0$  и  $\sigma_2 = 0$ . Объемная плотность тока в антенне  $\mathbf{j} = (I \cdot \ell) \cdot \delta(\mathbf{x}) \cdot \delta(\mathbf{y}) \cdot \delta(\mathbf{z} \cdot \mathbf{d}) \cdot \mathbf{x}^0$ .

При выполнении неравенства (1) можно показать, что формулы Баньоса эквивалентны формулам для квазистатического магнитного поля от точечного магнитного диполя [15]. При этом эффективный магнитный диполь расположен на поверхности земли в области проекции подземного источника на поверхность земли и имеет величину

$$\mathbf{M} = 2i\mu_0 k_1^{-1} \cdot [(\mathbf{I} \cdot \ell) \cdot \mathbf{z}^0]$$
(2)

Здесь k<sub>1</sub> - волновое число в земле. В случае распределенного по глубине, но достаточно компактного по горизонтали источника тривиальное обобщение формулы (2) выглядит следующим образом

$$\mathbf{M} = 2i\mu_0 k_1^{-1} \cdot \int [\mathbf{j} \mathbf{z}^0] \cdot \exp[ik_1 d] \cdot dx dy dz$$
(3)

Здесь ј – плотность объемного стороннего литосферного тока.

Таким образом, с точки зрения наземного наблюдателя, измеряющего горизонтальные компоненты магнитного поля, произвольный локализованный подземный источник в ближней

зоне эквивалентен точечному горизонтальному магнитному диполю, расположенному на поверхности земли. Напомним, что это справедливо при выполнении неравенства (1), которое дает ограничение по частоте снизу на применение модели универсального источника. Для типичной проводимости земли  $\sigma \approx 10^{-2} [\text{Ом·м}]^{-1}$  на частоте f = 0,1 Гц величина скин-слоя  $\delta \approx 16$  км. Из этой оценки и неравенства (1) следует, что модель магнитного диполя можно использовать на частотах в десятые доли герца и выше.

Алгоритм обнаружения литосферного источника магнитных вариаций по измерениям горизонтальных компонент магнитного поля в трех приемных пунктах с использованием универсальной модели источника и пространственной дискриминации крупномасштабных помех. Мы имеем дело с плоской (двумерной) задачей. Схема взаимного расположения эффективного источника (горизонтальный магнитный диполь) и трех приемных пунктов приведена на рисунке 2. Измеряемые величины – векторы горизонтального магнитного поля в каждом из трех приемных пунктов. Планируется использовать пространственную дискриминацию крупномасштабных помех, поэтому в качестве исходных данных для алгоритма полагаем две независимые разности векторов горизонтального поля, зарегистрированные в трех приемных пунктах (четыре скалярные величины). Искомые величины – радиус-вектор магнитного



Рис. 2. Схема относительного расположения эффективного источника **M** и трех приемных пунктов в плоскости земли

приемных пунктах (рисунок 2) [15].

диполя в плоскости земли относительно какого-либо одного из приемных пунктов и компоненты горизонтального вектора магнитного диполя (также четыре скалярные величины). То есть задача является полной в том смысле, что количество неизвестных скалярных величин равно количеству измеряемых величин. Основная сложность состоит в том, что задача по определению координат является нелинейной.

Запишем векторы горизонтального магнитного поля, создаваемого эффективным магнитным моментом М в трех

$$\mathbf{H}_{1} = 3\mathbf{r}_{1} \cdot (\mathbf{r}_{1} \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_{1}^{-5} - \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_{1}^{-3}$$
(4)

$$\mathbf{H}_{2} = 3\mathbf{r}_{2} \cdot (\mathbf{r}_{2} \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_{2}^{-5} - \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_{2}^{-3}$$
(5)

$$\mathbf{H}_{3} = 3\mathbf{r}_{3} \cdot (\mathbf{r}_{3} \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_{3}^{-5} - \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_{3}^{-3}$$
(6)

Здесь  $\mathbf{M'} = \mathbf{M} / (4\pi\mu_0)$ , где  $\mathbf{M} - эффективный магнитный момент, <math>\mathbf{r}_2 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_{12}$ ,  $\mathbf{r}_3 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_{13}$ .

Записывая разности магнитных полей во втором и третьем пунктах по отношению к первому (базовому) и проводя ряд несложных преобразований получаем формулы для определения скалярных произведений (**r**<sub>2</sub>·**M**') и (**r**<sub>3</sub>·**M**'):

$$(\mathbf{r}_{2} \cdot \mathbf{M}')[(2\mathbf{r}_{2}^{-3} + \mathbf{r}_{1}^{-3})(2\mathbf{r}_{1}^{-3} + \mathbf{r}_{2}^{-3}) - 9(\mathbf{r}_{1} \cdot \mathbf{r}_{2})(\mathbf{r}_{1} \cdot \mathbf{r}_{2})^{-5}] = = (2\mathbf{r}_{1}^{-3} + \mathbf{r}_{2}^{-3})(\mathbf{r}_{2} \cdot \Delta \mathbf{H}_{21}) - 3(\mathbf{r}_{1} \cdot \mathbf{r}_{2}) \cdot \mathbf{r}_{1}^{-5} \cdot (\mathbf{r}_{1} \cdot \Delta \mathbf{H}_{21})$$
(7)  
$$(\mathbf{r}_{3} \cdot \mathbf{M}')[(2\mathbf{r}_{3}^{-3} + \mathbf{r}_{1}^{-3})(2\mathbf{r}_{1}^{-3} + \mathbf{r}_{3}^{-3}) - 9(\mathbf{r}_{1} \cdot \mathbf{r}_{3})(\mathbf{r}_{1} \cdot \mathbf{r}_{3})^{-5}] = = (2\mathbf{r}_{1}^{-3} + \mathbf{r}_{3}^{-3})(\mathbf{r}_{3} \cdot \Delta \mathbf{H}_{31}) - 3(\mathbf{r}_{1} \cdot \mathbf{r}_{3}) \cdot \mathbf{r}_{1}^{-5} \cdot (\mathbf{r}_{1} \cdot \Delta \mathbf{H}_{31})$$
(8)

Формулы (7) и (8) совместно с очевидным тождеством ( $z^0 \cdot M'$ ) = 0 полностью определяют вектор **M'** [16]:

$$\mathbf{M}' \cdot (\mathbf{r}_2 \cdot [\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{z}^0]) = (\mathbf{r}_2 \cdot \mathbf{M}') \cdot [\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{z}^0] + (\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{M}') \cdot [\mathbf{z}^0 \cdot \mathbf{r}_2]$$
(9)

Далее мы можем исключить вектор **М'**, определяемый формулами (7), (8), (9), из исходной системы уравнений, определяемой формулами (18), (19). При этом мы получим две пары, вообще говоря, зависимых скалярных уравнений для определения радиус-вектора источника  $\mathbf{r}_1$ . Однако уравнения для  $\mathbf{r}_1$  являются нелинейными и в явном виде не разрешаются. Для определения  $\mathbf{r}_1$  можно поступить следующим образом. Запишем функционал

 $\mathbf{F} = |\Delta \mathbf{H}_{21} - 3\mathbf{r}_{2} \cdot (\mathbf{r}_{2} \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_{2}^{-5} + \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_{2}^{-3} + 3\mathbf{r}_{1} \cdot (\mathbf{r}_{1} \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_{1}^{-5} - \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_{1}^{-3} | + |\Delta \mathbf{H}_{31} - 3\mathbf{r}_{3} \cdot (\mathbf{r}_{3} \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_{3}^{-5} + \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_{3}^{-3} + 3\mathbf{r}_{1} \cdot (\mathbf{r}_{1} \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_{1}^{-5} - \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_{1}^{-3} |$ 

 $-\mathbf{M'}\cdot\mathbf{r_1}^{-3} | \qquad (10)$ 

Из сравнения (10) с (4 - 6) следует, что при  $\mathbf{r}_1$  ( $\mathbf{r}_1$  в функционале F является параметром), соответствующем радиус-вектору источника, функционал F обращается в ноль. Для определения  $\mathbf{r}_1$  можно использовать метод перебора вариантов на плоской сетке, что, с учетом простоты функций, входящих в функционал F, и крайне низкой частоты изучаемых процессов, можно сделать в реальном времени. Признаком обнаружения литосферного источника является появление <u>устойчивых</u> нулей (реально глубоких минимумов) функционала F.

Заключение. В качестве следующего шага данной работы планируется моделирование предложенного алгоритма и проработка вопроса о разработке измерительного комплекса и его размещении в сейсмоактивной зоне для мониторинга мелкомасштабных литосферных эмиссий.

### Литература

- Kopytenko Yu.A., Matiashvili T.G., Voronov P.M., Kopytenko E.A., Molchanov O.A. Detection of Ultra-Low Frequency Emissions Connected with the Spitak Earthquake and Its Aftershock Activity, Based on Geomagnetic Pulsations Data at Dusheti and Vardzia Observatories // Phys. Earth and Planet. Inter. – 1993. – v.77. – p.85-95
- Molchanov O.A., Kopytenko Yu.A., Voronov P.M., Kopytenko E.A., Matiashvili T.G., Fraser-Smith A.C. and Bernardy A. Results of ULF Magnetic Field Measurements Near the Epicenters of the Spitak (MS = 6.9) and the Loma-Prieta (MS = 7.1) Earthquakes: Comparative Analysis // Geophys. Res. Lett. 1992. №19, p.1495-1498
- Fraser-Smith A.C., Bernardy A., McGill P.R., Ladd M.E., Helliwell R.A. and Villard O.G. Low Frequency Magnetic Field Measurements Near the Epicenter of the Loma-Prieta Earthquake // Geophys. Res. Lett. – 1990. – v.19, p.1465-1468
- Bernardy A., Fraser-Smith A.C., P.R., McGill P.R., Villard O.G. ULF Magnetic Field Measurements Near the Epicenter of the MS 7.1 Loma-Prieta Earthquake // Phys.Earth and Planet. Inter. – 1991. – v.68. – p.45-63
- Hayakava M., Kawate R., Molchanov O.A., Yumoto K. Results of Ultra-Low-Frequency Magnetic Field Measurements during the Guam Earthquake of 8 August 1993 // Geophys. Res. Lett. – 1996. – №23, p.241-244
- 6. Копытенко Ю.А., Исмагилов В.С., Копытенко Е.А., Воронов П.М., Зайцев Д.Б. Магнитная локализация источников геомагнитных возмущений // ДАН / серия «Геофизика». 2000, т.371, №5, с.685-687
- Kopytenko Y., Ismagilov V., Hayakava M., Smirnova N., Troyan V., Peterson T. Investigation of the ULF Electromagnetic Phenomena Related to Earthquakes: Contemporary Achievements and the Perspectives // Annali di Geofisika. – 2001, v.44, №2, p.325-334
- Ismagilov V.S., Kopytenko Yu.A., Hattory K., Voronov P.M., Molchanov O.A., Hayakava M. ULF Magnetic Emissions Connected with Under Sea Bottom Earthquakes // Natural Hazards and Earth Sys. Sci. - 2001, v.1, p.1-9
- Ismagilov V.S., Kopytenko Yu.A., Hattory K., Hayakava M. Variations of Phase Velocity and Gradient Values of ULF Geomagnetic D isturbances

Connected with the Izu Strong Earthquakes // Natural Hazards and Earth Sys. Sci. – 2002, v.20, p.1-9

- 10. Поляков С.В., Резников Б.И., Шлюгаев Ю.В., Копытенко Ю.А. Первый опыт пространственной дискриминации крупномасштабных естественных КНЧ помех на примере двухпунктовых измерений магнитного поля от искусственного ионосферного источника // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 2006. т.49. №12. с.1030-1042
- 11. Р.Кинг, Г.Смит. Антенны в материальных средах: В 2-х книгах. Кн.2. Пер. с англ. М.: Мир, 1984. 824 с., ил.
- 12. Вайнштейн Л.А. Электромагнитные волны. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Радио и связь, 1988. 440 с., ил.
- 13. Л.Фелсен, Н.Маркувиц. Излучение и рассеяние волн. В 2-х томах. М.: Мир, 1978.
- 14. Дж.Джексон. Классическая электродинамика. Пер. с англ. М.: Мир, 1965. 703 с., ил.
- 15. Гольдштейн Л.Д., Зернов Н.Н. Электромагнитные поля и волны. Изд. 2-е, перераб. и дополненное. М., Изд-во «Советское радио», 1971, 664 с.
- 16. Г.Корн, Т.Корн. Справочник по математике. М., Изд-во «Наука», 1973, 832 с. с илл.

# ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА ПО ГЛУБИНЕ НА ОСНОВЕ ВЕРОЯТНОСТНОЙ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧНОСТИ RESEARCH OF DISTRIBUTIONS OF SEISMIC EVENTS OF KAMCHATKA REGION ON DEPTH ON THE BASIS OF PROBABILISTIC MODEL OF SEISMICITY

Богданов В.В., Павлов А.В.

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, с. Паратунка <u>vbogd@ikir.ru</u>, alpvl@yandex.ru

Research of seismic activity of Kamchatka was conducted on the basis of the probability-theoretic approach to the catalogue of earthquakes of the Kamchatka region. The analysis of distributions of seismic events on depth (up to  $70\kappa M$ ), calculated with a time window  $\Delta T=1$  year and sliding step three months for the period from 01.01.1962 up to 01.05.2010 for the same areas is submitted in the report. Mathematical expectation value and mean square deviation of depth, both for the separate area, and all area including the considered areas were calculated for each period. The behavior of the received statistical parameters in the periods previous to earthquakes with energy class  $K_S \ge 14$  is analyzed. It is received, that to occurrence of the majority of seismic events with the given energy class, occurred in considered areas, precedes sharp change a mathematical expectation of their depth and, except for it, depths of these earthquakes lay within the limits of one mean square deviation from their mathematical expectation.

Применение методов теории вероятностей к каталогу сейсмических событий позволяет рассматривать каждое землетрясение как элементарное событие ω<sub>i</sub> в пространстве элементарных событий  $\Omega$ . При этом каждое единичное событие  $\omega_i$  можно охарактеризовать системой случайных непрерывных величин: энергетическим классом k, широтой φ, долготой λ, глубиной h, временем t. Время единичного землетрясения из системы случайных величин исключается. Сейсмичность всего региона или его выбранной части за некоторый период времени рассматривается как полная группа событий и описывается в виде распределений условных и безусловных вероятностей Р, имеющих частотное представление. Случайные события определяются как комбинации системы случайных величин  $k, \phi, \lambda, h$  в множестве  $\tilde{F}$ . Это позволяет представить каталог сейсмических событий за период наблюдений как вероятностное пространство трех объектов {Ω  $\tilde{F}$  P} и дает возможность вычислять распределения вероятностей для различных случайных событий [1]. Если закон распределения системы случайных величин задан в аналитической форме посредством функции распределения  $F(\phi,\lambda,h,k)$  или ее плотности  $f(\phi,\lambda,h,k)$ , то по стандартным формулам можно найти законы распределения отдельных величин. Для непрерывных величин вероятности попадания случайных событий в заданные интервалы по широте  $\Delta \phi_i$ , долготе  $\Delta \lambda_i$ , глубине  $\Delta h_m$  и по классу  $\Delta k_n$  вычисляются по формуле:

$$P \left( \phi_{i}, \Delta\lambda_{j}, \Delta h_{m}, \Delta k_{n} \right) = \int_{\phi_{i}}^{\phi_{i}} d\phi \int_{\lambda_{i}}^{\sigma_{i}} dh \int_{h_{i}}^{\pi_{i}} f \left( \phi, \phi, \lambda, h \right) dk = F(\phi_{i}, \lambda_{j}, h_{m}, k_{n}) - F(\phi_{i-1}, \lambda_{j-1}, h_{m-1}, k_{n-1}) = P(\Delta\phi_{i})P(\Delta h_{i} | \Delta\phi_{i}, \Delta\phi_{i})P(\Delta h_{m} | \Delta\lambda_{j}, \Delta\phi_{i})P(\Delta h_{m}, \Delta\lambda_{j}, \Delta\phi_{i})$$

$$(1),$$

где i, j, m и n – индексы, соответствующих интервалов случайных величин. В этом выражении



Рис.1. Распределение вероятностей P(h) сейсмических событий по глубине для сейсмоактивной области  $\Delta \phi$ =51° – 55° с.ш.,  $\Delta \lambda$ =157° – 164,5° в.д. за 1990 г.

приняты обозначения: Р( $\Delta \phi$ ) – безусловная вероятность попадания событий в интервал  $\Delta \phi$ ;  $P(\Delta \lambda | \Delta \phi)$  – вероятность попадания событий в Δλ при условии, что широта событий –  $\Delta \phi$ ;  $P(\Delta h | \Delta \phi, \Delta \lambda)$  – вероятность попадания в  $\Delta h$  при условии, что широта и долгота соответственно –  $\Delta \phi$  и  $\Delta \lambda$ ; P( $\Delta k | \Delta \phi, \Delta \lambda, \Delta h$ ) – вероятность попадания в интервал энергетического класса *Д*k при условии, что широта, долгота и глубина –  $\Delta \phi$ ,  $\Delta \lambda$  и  $\Delta h$ . Обработка каталога по приведенной формуле дает возможность вычислить частоты возникновения сейсмических событий в том или ином заданном интервале изменения случайных величин  $\Delta$  и получить значения функции распределения  $F(\Delta \phi, \Delta \lambda, \Delta h, \Delta k)$  [2]. Ha рис.1 в качестве примера представлено распределение вероятностей сейсмических событий по глубине.

Для исследования распределений глубин землетрясений были выбраны восемь сейсмоактивных областей, расположенных вдоль восточного побережья Камчатки (таблица 1). Таблица 1.

$\underline{(1, 1, 2)}$ $\mathbf{F}_{12}$ $\mathbf{F}_{22}$ $\mathbf$					
N⁰	Координаты области	N⁰	Координаты области		
1	Δφ=51° – 52° с.ш., Δλ=157° – 158,5° в.д	5	Δφ=53° – 54° с.ш., Δλ=161,5° – 163° в.д.		
2	Δφ=51° – 52° с.ш., Δλ=158,5° – 160° в.д.	6	Δφ=53° – 54° с.ш., Δλ=161,5° – 163° в.д.		
3	Δφ=52° – 53° с.ш., Δλ=158,5° – 160° в.д.	7	Δφ=54° – 55° с.ш., Δλ=161,5° – 163° в.д.		
4	Δφ=52° – 53° с.ш., Δλ=160° – 161,5° в.д.	8	Δφ=54° – 55° с.ш., Δλ=163° – 164,5° в.д.		

Для сейсмоактивного района  $S_{\Sigma}$ , включающего в себя области, координаты которых представлены в таблице 1, были вычислены за временной интервал с 01.01.1962 по 01.05.2010 гг. распределения вероятностей сейсмических событий с энергетическим классом  $K_S \ge 9$  по глубине (до 70 км) с временным окном  $\Delta T=1$  год и скользящим шагом три месяца. Для каждого периода были рассчитаны математические ожидания и среднеквадратические отклонения (СКО) глубины сейсмических событий. В результате получены распределения математического ожидания и соответствующих математических ожиданий и соответствующих СКО во времени. Распределение математического ожидания глубин было сопоставлено с глубинами землетрясений, имеющих энергетический класс  $K_S \ge 14$ . На рис.2 сплошной линией обозначено математическое ожидания глубины, по обе стороны от линии математического ожидания обе стороны от линии математического ожидания субины, по обе стороны от линии математического ожидания обе стороны от линии математического ожидания субины землетрясений с энергетическим классом  $K_S \ge 14$  отмечены треугольниками.



Рис.2 Распределение математического ожидания и СКО глубин землетрясений во времени для сейсмоактивной области № 8.

На рис. 2 видно, что сильные сейсмические события с энергетическим классом  $K_s \ge 14$  произошли в рассматриваемом районе в 1980, 1992-1993 и 1996-1999 гг. Среди них сильнейшим было Кроноцкое землетрясение 05.12.1997 г с  $K_s = 15,5$ . Анализируя представленный график, можно отметить, что возникновению рассматриваемых сейсмических событий предшествует резкое изменение математического ожидания глубины землетрясений. Кроме того, глубины большинства этих землетрясений лежат в пределах одного интервала СКО от математического ожидания. Более детально изменения сейсмического режима в преддверии сильных землетрясений представлены на рис.3–14 в виде функций распределения вероятностей сейсмических событий по глубине. На этих рисунках пунктирными линиями отмечены математического ожидания глубины землетрясений по глубины землетрясений, аналогично рисунку №2 по обе стороны от линии математического ожидания отложено СКО и закрашено цветом, глубины землетрясений с энергетическим классом  $K_s \ge 14$  отмечены треугольниками. Для периода 1991-1994 гг (рис.3–6) можно отметить то, землетрясения в основном происходили, в том числе и с  $K_s \ge 14$ , в интервале глубин 10 – 40 км. Начиная с 1995 г (рис.7) начинает происходить



Рис.3.Распределение вероятностей сейсмических событий по глубине для рассматриваемой области за 1991 г.



Рис.4.Распределение вероятностей сейсмических событий по глубине для рассматриваемой области за 1992 г.



Рис.5.Распределение вероятностей сейсмических событий по глубине для рассматриваемой области за 1993 г.

перераспределение глубин землетрясений и наибольшая их концентрация наблюдается на глубинах до 10 км. В 1996 г (рис.8) практически все землетрясения рассматриваемого района прошли на глубинах до 10 км. В 1997 г происходит также усиление сейсмической активности на глубинах 10-15 км (рис.9), на которых и происходит 05.12.1997 г Кроноцкое землетрясение (рис.10). В последующие годы (рис.11–14) происходит смещение большинства землетрясений на интервал глубин 10-40 км.



Рис.6. Распределение вероятностей сейсмических событий по глубине лля рассматриваемой области за 1994 Г.



Рис.9. Распределение вероятностей сейсмических событий по глубине лля рассматриваемой области за 01.01.1997-1997.12.04 гг.



Рис.12. Распределение вероятностей сейсмических событий по глубине для рассматриваемой области за 1999 Г.



Рис.7. Распределение вероятностей сейсмических событий по глубине лля рассматриваемой области за 1995 Г.



Рис.10. Распределение вероятностей сейсмических событий по глубине для рассматриваемой области за 1997 Г



сейсмических

для

2000 -

Рис.13. Распределение вероятностей событий по глубине рассматриваемой области 2005 гг.



Рис.8. Распределение вероятностей сейсмических событий по глубине для рассматриваемой области за 1996 Г.



Рис.11. Распределение вероятностей сейсмических событий по глубине лля рассматриваемой области за 1998 г



Рис.14. Распределение вероятностей сейсмических событий глубине по лля рассматриваемой области 01.01.2000-01.05.2010 гг.

Выводы. Из результатов, полученных в работе, следует, что землетрясениям с энергетическим классом  $K_{s} \ge 14$ , произошедших в рассматриваемых сейсмоактивных районах, предшествуют изменения в сейсмическом режиме, которые могут захватывать большие пространственные области, в которых слабые землетрясения (K<sub>s</sub><14) концентрируются в области глубин, близких к глубинам последующих крупных событий. Кроме того, глубины рассмотренных сейсмических событий с K<sub>s</sub>>14 располагаются в одном интервале среднеквадратического отклонения от математического ожидания глубин землетрясений.

### Литература

1. Колмогоров А.Н. Основные понятия теории вероятностей. – М.: Наука, 1974. 120 с

2. Богданов В.В. Вероятностная интерпретация закона повторяемости землетрясений на примере Камчатского региона // Докл. АН.2006. Т.408. №3.с. 393-397.