

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО
ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«Южный федеральный университет»
ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Факультет математики, информатики и физики
кафедра общей и экспериментальной физики

МАГИСТЕРСКАЯ ДИССЕРТАЦИЯ

**«Экспериментальные исследования временных
вариаций градиента электрического потенциала
атмосферы вблизи земли»**

Степень – магистр физико-математического образования

Направление – 050200 Физико-математическое образование

Программа магистерской подготовки – Теория и методика обучения
физике

Исполнитель: студентка 6 курса
очной формы обучения
факультета МИиФ
Коваленко Алина Александровна

Научный руководитель:
канд. физ.-мат. наук, доцент
Петрова Галина Григорьевна

Рецензент:
канд. физ.-мат. наук, доцент
Спинко Реомир Игнатьевич

Ростов-на-Дону
2010

Введение	4
1. Основные атмосферно-электрические характеристики и факторы, определяющие электрическую структуру приземного слоя.....	6
1.1 Ионизация атмосферы вблизи земли. Электропроводность приземного слоя.....	6
1.2 Основные ионизаторы атмосферного воздуха в приземном слое.....	11
1.3 Объемные заряды в атмосфере.....	13
1.4 Электрическое поле в приземном слое атмосферы.....	15
1.4.1 Источники электрического поля в приземном слое. Основные закономерности.....	15
1.4.2 Современное состояние исследований вариаций градиента потенциала	17
1.5 Основные факторы, определяющие электрическую структуру приземного слоя.....	20
1.5.1 Турбулентное перемешивание. Коэффициенты турбулентной диффузии и турбулентности	20
1.5.2 Радон-222	23
1.5.3 Аэрозоли.....	25
2. Современные представления об электродном слое атмосферы	27
2.1 Происхождение термина «электродный эффект» в атмосферном электричестве и сущность атмосферного электродного эффекта.....	27
2.2 Теоретические исследования электродного слоя атмосферы (на примере работы Норре1 [38]).....	31
2.2.1 Нетурбулентный электродный эффект.....	34
2.2.2 Турбулентный электродный эффект.....	37

2.2.3 Экспериментальные исследования электродного эффекта	41
3. Результаты экспериментальных исследований динамики градиента потенциала атмосферы вблизи земли в пунктах Ростовской области	45
3.1 Приборы и методы измерений и обработки данных в геофизических экспедициях ПИ ЮФУ	45
3.2 Исследования рядов динамики градиента потенциала атмосферного электрического поля вблизи земли	50
3.3 Исследования спектра внутрисуточных вариаций градиента электрического потенциала приземной атмосферы.....	53
Заключение	61
Список литературы	63

Введение

Атмосферное электричество, имеющее более чем 200-летнюю историю, продолжает привлекать внимание исследователей и практиков. Актуальность изучения атмосферно-электрических характеристик в настоящее время обусловлена не только интересом к фундаментальным проблемам физики Земли, но и необходимостью решать практические задачи, связанные, прежде всего, с вопросами экологии и эксплуатации технических средств (авиация, связь, энергетика и т.д.).

Атмосферно-электрические характеристики, такие как градиент потенциала электрического поля атмосферы, ее электропроводность, концентрация ионов и другие, являются характеристиками воздушной среды, где развивается живая природа.

На настоящий момент есть множество результатов наблюдений, свидетельствующих о значительной региональной изменчивости всех характеристик атмосферного электричества и региональных особенностях протекания электрических процессов в атмосфере. Это естественно связано с особенностями климата, характера и состояния подстилающей поверхности и орографии местности. В совокупности, все эти факторы определяют физико-географические особенности метеорологических процессов и состояния атмосферы в регионе.

Для успешного решения как фундаментальных научных проблем глобального характера, так и частных прикладных задач, связанных с проявлениями электричества атмосферы, необходимо знать типичные особенности атмосферного электричества в разных регионах Земли.

Как уже отмечалось, одной из особенностей атмосферно-электрических характеристик приземного слоя является их значительная изменчивость, в связи с чем крайне важным представляется анализ временных вариаций величин.

Целью данной работы являлось экспериментальное исследование поведения временных вариаций градиента электрического потенциала в приземном слое атмосферы с учетом его физического состояния.

Для достижения указанных целей решались следующие задачи исследования:

- Проведение непрерывной регистрации градиента потенциала в различных условиях в период геофизических экспедиций ПИ ЮФУ
- Построение временных рядов и анализ временных вариаций градиента потенциала в различных условиях
- Исследования спектра внутрисуточных вариаций градиента электрического потенциала приземной атмосферы
- Исследования спектров многочасовых вариаций градиента потенциала вблизи земли

Решение поставленной выше проблемы возможно при анализе данных, полученных путем непосредственных измерений комплекса атмосферно-электрических и метеорологических характеристик. При исследовании рассматривались данные экспедиционных наблюдений, проводимых лабораторией геофизических исследований кафедры общей и экспериментальной физики факультета физики ПИ ЮФУ.

Прежде чем приступить к изложению результатов наших исследований, целесообразно обсудить современные представления об электрических процессах в приземном слое атмосферы.

1. Основные атмосферно-электрические характеристики и факторы, определяющие электрическую структуру приземного слоя

1.1 Ионизация атмосферы вблизи земли. Электропроводность приземного слоя

Атмосферные ионы. То обстоятельство, что воздух обладает возможностью проводить электричество, было обнаружено более 150 лет тому назад. Правильное же объяснение этому явлению было дано только в конце прошлого столетия, когда Эльстер и Гейтель показали на основании ряда исследований, что атмосфера обязана своей проводимостью присутствию в ней положительно и отрицательно заряженных мельчайших частиц, получивших название ионов [1].

Как известно из физики, ионом называется электрически заряженная частица, которая образуется при потере или приобретении электронов атомом или молекулой [2].

Основным процессом, приводящим к образованию в атмосфере ионов, является ионизация газов, входящих в ее состав. Ионизацией молекулы (атома) называется отщепление одного или нескольких электронов и превращение молекулы (атома) в положительный ион. Если молекула (атом) газа присоединит к себе электроны, возникнут отрицательные ионы. Обратный ионизации процесс, при котором электроны, присоединяясь к положительному иону, образуют нейтральную молекулу (атом), называется рекомбинацией [2].

Однако такие первично образовавшиеся молекулярные ионы существуют очень недолго (доли секунды), так как под действием поляризационных сил к ним присоединяется некоторое число молекул из окружающего воздуха, в результате чего образуются достаточно устойчивые комплексы молекул, получившие название нормальных, или легких, ионов. Кроме того, в атмосфере постоянно находятся во взвешенном состоянии посторонние мельчайшие частицы больших размеров (ядра конденсации и

другие частицы аэрозоля). Легкие ионы, присоединяясь к ним, отдают им свой заряд. Таким образом, образуются ионы, имеющие более крупные размеры, так называемые тяжелые ионы, или ионы Ланжевена. Иногда в атмосфере обнаруживаются ионы средних размеров, так называемые средние, или промежуточные, ионы, природа которых еще не вполне ясна.

Основной величиной, характеризующей ионы, является подвижность. Она зависит от рода ионизируемого газа. Так, чем сложнее и тяжелее молекулы газа, тем меньше подвижность образующихся ионов. Она зависит также от температуры и давления газа, причем изменяется обратно пропорционально плотности газа [3].

В таблице 1.1 приведены средние значения подвижностей и радиусов ионов разных групп, согласно установившейся национальной классификации [1].

Таблица 1.1: Характеристики основных групп атмосферных ионов

Группа	Подвижность, $m^2/V \cdot c$	Радиус, $10^{-10} m$
Легкие ионы	$>10^4$	6,6
Средние ионы	10^6-10^7	6,6-80
Тяжелые ионы	10^7-10^8	250-500

Ионный спектр может значительно изменяться в зависимости от физического состояния воздуха и местных условий. Наблюдения показывают, что тип спектра ионов в атмосфере зависит от степени чистоты и влажности воздуха.

Процессы ионизации и исчезновения ионов. Исчезновение ионов объясняется тем, что ионы и электроны участвуют в тепловом движении, и неизбежны столкновения. От того, насколько интенсивно идут процессы ионообразования и рекомбинации ионов, зависит ионизационное состояние газа, которое характеризуют величиной, называемой концентрацией ионов n , то есть количеством ионов в единице объема газа. Изменения во времени концентрации легких атмосферных ионов описывается известным

ионизационно-рекомбинационным уравнением, которое для случая атмосферы, содержащей аэрозоли, записывается следующим образом:

$$\frac{dn_+}{dt} = q - \alpha_+ n_+ n_- - \beta_+ n_+ N_- - \gamma_+ n_+ N_0 \quad (1.1)$$

$$\frac{dn_-}{dt} = q - \alpha_- n_- n_+ - \beta_- n_- N_+ - \gamma_- n_- N_0 \quad (1.2)$$

где q - интенсивность ионообразования (число пар ионов, образующихся в единице объема за единицу времени),

α - коэффициент рекомбинации,

γ и β - коэффициенты присоединения легких ионов к аэрозолям,

n_+ и n_- - полярные концентрации атмосферных ионов,

N_+ и N_- - концентрации заряженных аэрозолей,

N_0 - концентрация незаряженных аэрозолей.

Электропроводность атмосферы вблизи земли. Важнейшей атмосферно-электрической характеристикой, определяющей наряду с остальными электрическими характеристиками атмосферы - такими, как напряженность электрического поля, плотность объемного заряда, - ее общее электрическое состояние, является электропроводность атмосферы. Для разрешения общетеоретических проблем атмосферно-электрической науки необходимо изучение проводящих свойств атмосферы в различных точках земного шара, в разных метеорологических условиях. К ним относятся:

- проблемы снижения потерь при электропередаче высоких напряжений и расчета ЛЭП,
- уменьшение электризации самолетов, которая растет пропорционально третьей степени скорости самолета [4],
- облегчение поиска залежей радиоактивных руд, влияние изменений электрического состояния атмосферы на живой организм и т.д.

Проводимость атмосферы обусловлена наличием ионов, которые находясь в электрическом поле (E - напряженность), движутся вдоль силовых линий со

скоростями b_+E и b_-E . Если концентрацию - число ионов в единице объема – обозначить n , а заряд каждого иона e , то через каждую единицу площади поверхности, перпендикулярной к вектору напряженности поля в единицу времени будет переноситься в направлении силовых линий поля количество электричества eb_+n_+E , а в противоположную сторону eb_-n_-E . Суммарное количество электричества через единичную площадку в единицу времени или плотность тока:

$$i = i_+ + i_- = E[eb_+n_+ + eb_-n_-], \quad (1.3)$$

где произведение заряда иона на подвижность и его концентрацию есть удельная электропроводность среды. Полярные удельные проводимости - проводимости, обусловленные положительными и отрицательными ионами:

$$\lambda_+ = eb_+n_+ \text{ и } \lambda_- = eb_-n_-.$$

Их сумма дает полную или суммарную удельную проводимость λ_{\pm} :

$$\lambda_{\pm} = eb_+n_+ + eb_-n_- \quad (1.4)$$

Как уже отмечалось ранее, атмосферные ионы можно разделить на три группы, каждая из которых характеризуется определенными значениями подвижностей. Поэтому для удельной проводимости атмосферы справедливо следующее:

$$\lambda = neb + n_{cp}eb_{cp} + NeB, \quad (1.5)$$

где n, b - концентрация и подвижность легких ионов,

n_{cp}, b_{cp} – средних,

N и B - тяжелых ионов.

Так как подвижность средних и тяжелых ионов много меньше подвижности легких, то доля их участия в проводимости воздуха очень мала, несмотря на их большие концентрации. Исходя из этого, можно пренебречь вторым и третьим членом в уравнении и для удельной электропроводности атмосферы записать:

$$\lambda = neb \quad (1.6)$$

Проводимость атмосферы обусловлена легкими ионами, и результаты наблюдений за электропроводностью показывают, что она ведет себя в значительной мере идентично концентрации легких ионов.

Средние величины электропроводности атмосферы вблизи земной поверхности изменяются в широких пределах: от 2 фСм/м до 50 фСм/м и выше [1]. Изменение электропроводности с высотой в приземном слое обусловлено тем, что она тесно связана с общим физическим состоянием атмосферы, изменением ионизации. Вследствие того, что ионизационное состояние атмосферы зависит от расположения точки наблюдения, электропроводность в значительной степени определяется местными особенностями.

На проводимости существенно сказывается появление в атмосфере различных примесей (мелкие пылинки, капельки и другие частицы). Легкие ионы, оседая на этих примесях, превращаются в тяжелые ионы, что приводит к уменьшению электропроводности.

1.2 Основные ионизаторы атмосферного воздуха в приземном слое

Ионизатор – внешний агент, вызывающий ионизацию.

Интенсивность действия какого-либо ионизатора в атмосфере оценивается числом пар ионов, образующихся в 1 секунду в 1 см^3 воздуха при стандартных условиях давления и температуры [3].

Основными ионизаторами воздуха над сушей являются космические лучи и излучения радиоактивных веществ (рис.1.1). Радиоактивность атмосферы обусловлена содержанием радиоактивных элементов в земной коре и почве и выходом по почвенным капиллярам радиоактивных газов и продуктов их распада в атмосферу. Ионизация от радиоактивных веществ может быть вызвана α -, β - и γ -лучами [5].

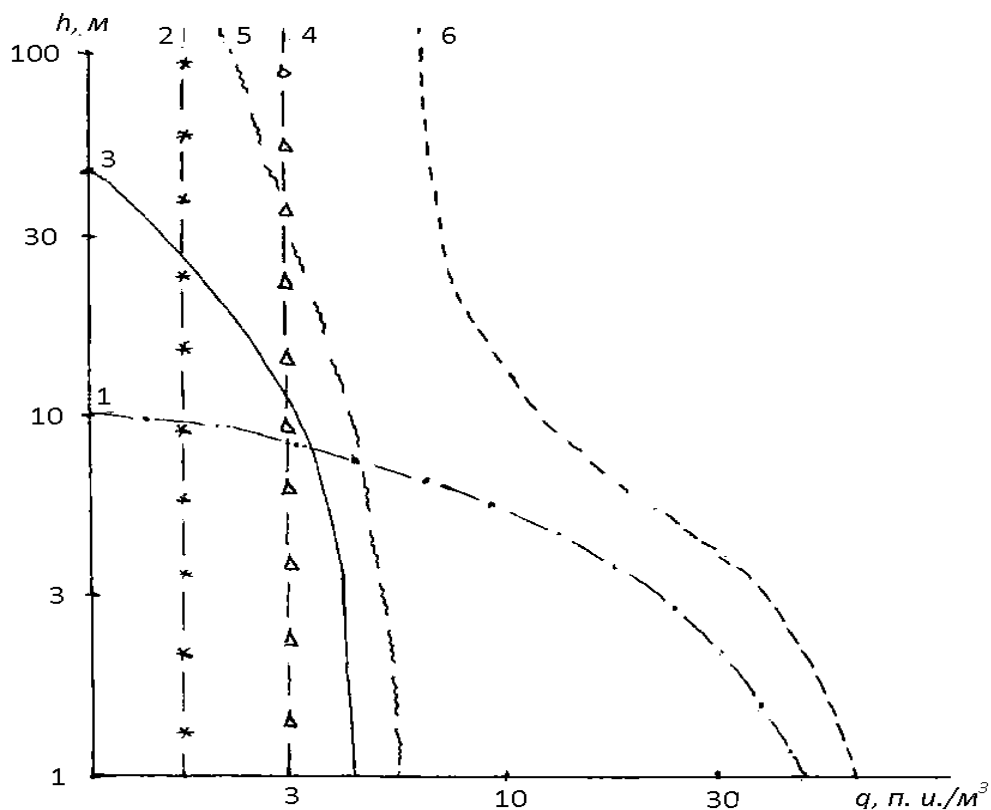


Рис. 1.1. Зависимость интенсивности ионообразования в приземной атмосфере от высоты. 1 - α -излучение земли; 2 - космические лучи; 3 - β -излучение земли; 4 - γ -излучение земли; 5 - α -излучение радиоактивных газов; 6 - общее излучение) [5].

Вследствие поглощения атмосферой радиоактивного излучения из почвы и уменьшения концентрации радиоактивных элементов, находящихся в воздухе, действие радиоактивных ионизаторов с высотой ослабевает.

Ионизация атмосферы вблизи земли преимущественно обусловлена выходом радиоактивных эманаций, то есть газообразных продуктов превращения изотопов радия (Rn , Tn , An). Наиболее весомым из всех источников радиации является радон-222.

1.3 Объемные заряды в атмосфере

Одной из основных характеристик, определяющих электрическое состояние атмосферы, является плотность объемного заряда.

Объёмный (пространственный) заряд - электрический заряд, рассредоточенный по некоторому объёму. Он определяет пространственное распределение электрического потенциала и напряжённости электрического поля. Для возникновения объемного заряда концентрации положительных и отрицательных носителей заряда (например, ионов и электронов в плазме) должны быть не равны.

Плотность объемного заряда:

$$\rho = e \sum Z_i n_i, \quad (1.7)$$

где n_i концентрация, eZ_i - заряд носителей сорта i . Измеряется плотность объемного заряда в Кл/м³.

Так как образование объёмной статически равновесной системы из свободных зарядов согласно теореме Ирншоу невозможно, появление объемного заряда обычно связано с прохождением электрического тока [60].

В атмосферном электричестве объёмный заряд – это электрический заряд, образовавшийся в некоторой области атмосферы вследствие избытка ионов одного знака [6]. Получается, можно говорить о положительном и отрицательном объёмных зарядах. Возникают объёмные заряды в атмосфере в результате неодинаковой подвижности ионов разных знаков в электрическом поле атмосферы, а также при различного рода процессах электризации, когда в атмосферу поступают ионы преимущественно одного знака.

В соответствии с Чалмерсом [6], объёмные заряды можно разделить в соответствии с их происхождением на первичные и вторичные. Первичные объёмные заряды – это объёмные заряды, обусловленные выпадением осадков, и объёмные заряды в промышленном дыме. Вторичные объёмные

заряды – это такие заряды, которые возникают за счет токов проводимости и, в частности, включают заряды, являющиеся следствием изменений электрической проводимости, а также следствием тока с острия.

1.4 Электрическое поле в приземном слое атмосферы

1.4.1 Источники электрического поля в приземном слое. Основные закономерности.

По современным представлениям атмосферно-электрическое поле вблизи земной поверхности является результатом суперпозиции полей, связанных с системами зарядов и токов различного происхождения и различного масштаба.

Общеизвестна так называемая унитарная суточная вариация градиента потенциала, обусловленная функционированием глобальной атмосферно-электрической цепи. В эту цепь включена тропосфера и нижние слои стратосферы, а высокоионизированная ионосфера является положительным электродом. Отрицательный же электрод располагается на земной поверхности. Электрически активны мезомасштабные конвективные системы с характерным размером десятки и сотни километров, сопровождающиеся интенсивными грозовыми процессами. Локальные процессы разделения зарядов могут также обуславливать появление атмосферно-электрических полей значительной величины. Наконец, хаотическое движение мелких заряженных объемов воздуха, вследствие его турбулентности, будет вызывать флуктуации электрического поля в данной точке атмосферы.

В современном атмосферном электричестве чаще всего считается, что поле вблизи земли создается глобальной системой зарядов и локальными зарядами меньших масштабов. Потенциал электросферы (сферы, выше которой потенциал перестает изменяться с высотой в силу высокой проводимости верхней атмосферы) положителен по отношению к потенциалу земной поверхности и составляет 350-400 кВ. В ненарушенных условиях электрический потенциал в атмосфере растет с высотой, так что вектор его градиента направлен вверх. При выборе положительного направления вертикальной оси традиционно снизу вверх проекция градиента потенциала положительна. Таким образом, проекция вектора напряженности

атмосферного поля имеет в ненарушенных условиях отрицательные значения, поскольку всегда

$$\vec{E} = -grad\varphi, \quad (1.8)$$

Присутствие в атмосфере объемных зарядов обуславливает пространственное изменение градиента потенциала в соответствии с известным уравнением Пуассона:

$$div\vec{G} = -\frac{\rho}{\varepsilon_0}, \quad (1.9)$$

Здесь $\vec{G} = grad\varphi$ - градиент электрического потенциала, ρ - плотность объемного заряда, ε_0 - диэлектрическая проницаемость вакуума.

В случае горизонтальной однородности $div\vec{G} = \frac{dG_z}{dz}$. Очевидно, что при положительном объемном заряде значения градиента потенциала вблизи земли будут уменьшаться с высотой, при отрицательном заряде – увеличиваться. Локальные вариации градиента потенциала, которые в совокупности с глобальными дают наблюдаемые изменения поля, связаны с объемными зарядами.

1.4.2 Современное состояние исследований вариаций градиента потенциала

Градиент потенциала является одной из основных характеристик атмосферного электричества в приземном слое. Изучением градиента потенциала, занимались и занимаются многие исследователи на протяжении многих десятилетий.

Одно из направлений исследований в этой области посвящено изучению годовых изменений градиента потенциала в северном [13] и южном [14] полушариях. Выяснена устойчивость годового хода градиента потенциала во времени и в пространстве и отсутствие сезонных изменений формы кривой суточного хода [15, 16]. Было замечено, что суточный ход данной величины в южном полушарии противофазен ходу в северном полушарии. Но в обоих полушариях максимум значения градиента потенциала приходится на местную зиму, а минимум на местное лето [17].

Помимо годовых, отдельно анализируются внутримесячные [18] и суточные [19,20] ходы градиента потенциала электрического поля. В частности, Лободин [20] обнаружил, что поле от суточного изменения заряда Земли, связанного с локальными условиями над континентами, примерно равно по величине и находится в противофазе с унитарной вариацией, наблюдаемой над океанами. Он показал [21], что локальная компонента электрического поля атмосферы E_{λ} создает изменение заряда Земли, компенсирующее влияние унитарной вариации E в континентальных условиях. Таким образом, в случае наземных измерений над континентами нельзя пренебрегать вкладом в вариации поля локальных его источников.

Другое направление исследований, нацеленных на попытку выяснить причину пространственно-временных вариаций атмосферно-электрических параметров, ориентировано на особенности результатов измерений величин вблизи населенных пунктов [22-25] и промышленного производства [26-28]

и призвано оценить роль антропогенных факторов. По полученным экспериментальным данным [22], при нормальных метеоусловиях, ветры со стороны города вызывали в среднем более чем полуторакратное уменьшение электропроводности воздуха и несколько меньший рост градиента потенциала по сравнению со средними значениями при ветрах с других сторон. В нормальных условиях имела место устойчивая обратная корреляционная связь между градиентом потенциала и значениями электропроводности. Связи между средними суточными значениями электрического потенциала и составом пыли найдено не было [26].

В поисках причин временных вариаций электрического поля в нижних слоях атмосферы искались связи напряженности электрического поля с метеорологическими величинами [30-32]. При измерениях над океанами замечено, что средние суточные вариации значений напряженности связаны со скоростью испарения, скоростью ветра и температурной стратификацией. Обнаружено [31], что облака верхних и средних ярусов практически не влияют на величину градиента потенциала, а облака нижнего яруса уменьшают E . Шаманский [20], в свою очередь, для исследования зависимости среднесуточных значений E от локальных метеофакторов произвел расчет корреляционных и кросскорреляционных функций этих величин и установил тесную корреляционную связь среднесуточных значений градиента потенциала с числом грозных разрядов. С увеличением разности температур E уменьшается. Наличие ветра также приводит к уменьшению напряженности. Таким образом, можно сделать вывод о том, что структура вариаций электрического поля является примером связи электрических и метеорологических характеристик.

В частности, общепризнанным может считаться влияние турбулентности атмосферы на электрические процессы в приземном слое. Исследования последних лет показывают, что турбулентность в значительной мере формирует структуру электродного слоя и определяет как вариации суточного масштаба, так и короткопериодные пульсации

электрических параметров приземного слоя атмосферы, обусловленные перемещением через пункт наблюдений так называемых аэроэлектрических структур разного масштаба [33,34].

Наконец, важно отметить, что в атмосферно-электрические измерения внедряются современные методы приема, обработки, хранения информации, новые информационные технологии [35], что расширяет возможности экспериментальных работ в области атмосферного электричества, возможности накопления большого объема данных, полученных в разнообразных условиях. Это будет способствовать более успешному решению задач, стоящих перед наукой об атмосферном электричестве.

1.5 Основные факторы, определяющие электрическую структуру приземного слоя

1.5.1 Турбулентное перемешивание. Коэффициенты турбулентной диффузии и турбулентности

Большинство процессов в атмосфере, таких, как перенос водяного пара и атмосферной пыли, теплообмен, образование облаков и осадков, самым тесным образом связано с турбулентным характером движений в атмосфере. Атмосферная турбулентность оказывает существенное влияние на распространение звука, света и радиоволн. Наконец, атмосферная турбулентность влияет на условия полетов летательных аппаратов.

Турбулентное движение вязкой жидкости, в отличие от ламинарного, характеризуется непостоянством поля скоростей, наличием неоднородностей или так называемых турбулентных вихрей, приводящих к перемешиванию струй. Под турбулентным вихрем понимается элемент турбулентного течения с некоторым характерным размером (масштаб вихря).

Мгновенное значение скорости в турбулентном потоке можно себе представить как результат наложения малых колебаний на среднее движение.

Основными процессами турбулизации воздушных течений в атмосфере являются возникающие по тем или иным причинам контрасты в полях температуры и скорости ветра.

К атмосферным процессам, формирующим эти контрасты, Виниченко и др. [37] относят:

- трение воздушного потока о поверхность земли и образование в его нижней части профиля скорости ветра с большими вертикальными градиентами (динамическая неустойчивость);
- неодинаковое нагревание различных участков подстилающей поверхности земли и связанное с этим развитие термической конвекции (термическая неустойчивость);

- процессы облакообразования, при которых происходит выделение тепла конденсации и кристаллизации и изменение характера поля температуры и скорости ветра;
- сближение и взаимодействие масс воздуха с различными характеристиками вблизи атмосферных фронтов и высотных фронтальных зон, где велики горизонтальные контрасты температуры и скорости ветра;
- потеря устойчивости волнами, образующимися в инверсионных слоях, на тропопаузе и вблизи других атмосферных поверхностей раздела;
- деформация воздушных течений горными препятствиями и возникновение волновых возмущений и роторных движений на подветренной их стороне.

Указанные процессы могут действовать одновременно, усиливая или ослабляя друг друга, а тем самым и турбулизацию воздушного потока.

Коэффициент турбулентности - коэффициент k в формуле для потока субстанции или свойства s по вертикали, обусловленного атмосферной турбулентностью [59]:

$$S = -k\rho \frac{ds}{dz}, \quad (1.10)$$

где s — удельное содержание субстанции или свойства, т. е. его количество в единице массы воздуха, ρ – плотность воздуха.

Коэффициент турбулентности связан с коэффициентом обмена A соотношением:

$$k = \frac{A}{\rho}. \quad (1.11)$$

Коэффициент $A = k\rho$ называют также коэффициентом турбулентной диффузии по аналогии с коэффициентом молекулярной диффузии.

Коэффициент турбулентности на высоте 1 м имеет порядок величины около 0,1—0,2 м²/с; с высотой он растет, в особенности в дневные часы, до уровня 100— 200 м, затем убывает. Порядок величины k выше приземного

слоя — несколько десятков м²/с. При очень больших скоростях ветра (в струйных течениях), а также в облаках коэффициент турбулентности может достигать значений в несколько сотен и даже тысяч м²/с. Коэффициент k не равен нулю и выше пограничного слоя атмосферы, поскольку пульсация скорости ветра, как и других метеорологических элементов, достаточно велика и в свободной атмосфере.

В суточном ходе коэффициент турбулентности в приземном слое имеет максимум в послеполуденные часы и минимум ночью или рано утром. Амплитуда суточного хода особенно велика в ясную погоду [58,59].

1.5.2 Радон-222

В «Википедии» [29] отмечается, что радон — элемент главной подгруппы восьмой группы, шестого периода периодической системы химических элементов Д. И. Менделеева, с атомным номером 86. Обозначается символом Rn. Простое вещество радон в нормальных условиях — бесцветный инертный газ; радиоактивен, может представлять опасность для здоровья и жизни. При комнатной температуре является одним из самых тяжелых газов. Наиболее стабильный изотоп (^{222}Rn) имеет период полураспада 3,8 суток.

В природе встречаются, главным образом, два основных изотопа радона: радон-222, член радиоактивного ряда, образуемого продуктами распада урана-238, и радон-220 - продукт распада тория-232 (период полураспада около 54 с). Распадаясь, изотопы радона образуют цепочку дочерних продуктов распада (ДПР), которые, имея электрический заряд, осаждаются на различных поверхностях. Период полураспада ДПР гораздо меньше, чем у радона. Обе цепочки заканчиваются стабильными ядрами.

Считается, что радон-222 вносит примерно в 20 раз больший вклад в суммарную дозу облучения по сравнению с радоном-220. Третий изотоп – радон-219 (актинон - семейства урана-235) – имеет период полураспада всего 3,9 секунды и, как следствие, дает небольшой вклад в дозу облучения, которым можно пренебречь.

Радон может находиться в высокой концентрации в почве и скальных породах, содержащих урановую руду, гранит, сланец, фосфаты, уранинит. Выделяются геологические объекты продуцирующие радон: месторождения и рудопроявления урана, специализированные на уран формации, комплексы и горные породы, объекты, непосредственно содержащие радон в аномальных количествах – аномалии в почвах, водах, воздухе зданий [36]. Радон можно обнаружить также в почве, содержащей определенные типы промышленных отходов, таких, как отработанная порода из урановых, полиметаллических и фосфатных шахт. Количественно содержание радона в

воздухе характеризуется значением его объемной активности, которая обычно выражается в единицах Бк/м³ (Беккерель на м³). 1 Бк соответствует распаду одного атома в секунду.

Одной из причин высокой скорости поступления радона в атмосферу является высокая концентрация урана - радия в почве и подстилающем грунте. Это характерно для районов с выходом к поверхности грунтов с повышенным содержанием урана (например, юрских глин), а в случае закрытых помещений - при использовании в качестве подстилающего слоя грунта, состоящего из квасцовых глинистых сланцев или использовании в качестве заполнителя.

Известно, какое значение имеет радон в облучении человека ионизирующим излучением. Большую часть дозы облучения от радона человек получает, находясь в жилых помещениях и производственных зданиях. Радон в воздух помещений поступает, главным образом, из геологического пространства под зданиями за счет строительных материалов, из которых построено здание, в меньшей степени за счет используемой воды и бытового газа. В различных регионах влияние каждого фактора имеет свои особенности, которые зависят от геологического строения, концентрации радиоэлементов в породах, почвах, подземных водах, коэффициента эманирования, наличия разломов и т.д.

Все природные изотопы радона α -активны и поэтому обладают высокой ионизирующей способностью, что имеет особое значение для электрических процессов вблизи земной поверхности.

1.5.3 Аэрозоли

«Википедия» [29] дает следующее определение аэрозоля: «Аэрозоль — дисперсная система, состоящая из мелких твёрдых или жидких частиц, взвешенных в газовой среде (обычно в воздухе). Аэрозоли, дисперсная фаза которых состоит из капелек жидкости, называются туманами, а в случае твёрдой дисперсной фазы — дымами; пыль относят к грубодисперсным аэрозолям. Размеры частиц в них изменяются от нескольких мм до 10^{-7} мм. Образуются при механическом измельчении и распылении твёрдых тел или жидкостей, дроблении, истирании, взрывах, горении, распылении в пульверизаторах.»

В зависимости от природы аэрозоли подразделяют на естественные и искусственные. Естественные аэрозоли образуются вследствие природных сил, например при вулканических извержениях, сочетании эрозии почвы с ветром, явлениях в атмосфере. Искусственные аэрозоли образуются в результате хозяйственной деятельности человека. Важное место среди них занимают промышленные аэрозоли.

Особенностями аэрозолей являются малая вязкость газовой дисперсионной среды и большой пробег молекул газа по сравнению с размером частиц. Поэтому, несмотря на сравнительно большой размер частиц в аэрозолях происходит интенсивное броуновское движение. Частицы аэрозолей заряжены вследствие захвата ионов, которые всегда имеются в газе. Ввиду разреженности газовой среды на частицах аэрозолей не возникает двойного электрического слоя. По этой же причине, в отличие от коллоидных систем, заряд у частиц может быть неодинаковым по величине и даже разным по знаку. Вследствие интенсивного броуновского движения и отсутствия факторов стабилизации аэрозоли агрегатно неустойчивы. Частицы объединяются в крупные агрегаты, быстро оседающие в газовой среде [29].

Для атмосферно-электрических процессов аэрозоли важны тем влиянием, которое они оказывают на электрическое состояние атмосферы.

Во-первых, присутствие аэрозолей снижает электропроводность атмосферы вследствие адсорбции зарядов легких ионов и, соответственно, уменьшения их концентрации. Во-вторых, присутствие в атмосфере объемных зарядов аэрозолей вызывает пространственные изменения атмосферного электрического поля.

2. Современные представления об электродном слое атмосферы

2.1 Происхождение термина «электродный эффект» в атмосферном электричестве и сущность атмосферного электродного эффекта

Теоретические исследования электродного слоя атмосферы насчитывают десятки лет и показывают, что для описания электрической структуры приземного слоя атмосферы над континентами необходимо учитывать такие факторы, как интенсивность турбулентного перемешивания, изменение интенсивности ионообразования с высотой вблизи земной поверхности, связанное с радиоактивностью почвы и атмосферы, и содержание в воздухе аэрозолей субмикронного диапазона.

Развитие и современное состояние теории электродного эффекта подробно описано в разных монографиях. В физике электрических явлений в газах Thomson впервые аналитически решил задачу о распределении напряженности между заряженными металлическими пластинами при наличии между ними ионизированного газа. Обнаруженное искажение распределения напряженности вблизи электродов, связанное с образованием в приэлектродном пространстве объемного заряда, было названо электродным эффектом.

Этим же термином позднее стали называть в атмосферном электричестве совокупность явлений, возникающих в приземном слое атмосферы и вызванных прохождением тока проводимости в области земной поверхности, играющей роль поверхности электрода. Наличие поверхности земли приводит к образованию вблизи этой поверхности электродного слоя, в котором электропроводность зависит от напряженности поля.

Известно, что в поле плоского конденсатора потенциал линейно зависит от расстояния. Это показано на рис.2.1, а, где по оси абсцисс

отложены расстояние от одной из пластин конденсатора, а по оси ординат – потенциал соответствующей точки поля.



Рис 2.1. Зависимость потенциала от расстояния в поле плоского конденсатора а) без ионизации; б) при наличии ионизации.

При наличии ионизации происходит иное. В этом случае поле уже делается неоднородным и у электродов наблюдается большее падение потенциала, чем в средней части (рис.2.1, б). Пунктирная линия на этом рисунке показывает распределение потенциала в отсутствии ионизации. Мы видим значительное искажение поля, что говорит о наличии свободных электрических зарядов у электродов.

Симметричная форма кривой свидетельствует о накоплении одинаковым образом положительных зарядов у одного электрода и отрицательных у другого [11].

Физическая сущность электродного эффекта заключается в следующем. Допустим, что атмосферные ионы возникают в объёме конденсатора под действием непрерывно действующего ионизатора с постоянной во времени и в пространстве интенсивностью ионизации q пар ионов/см³сек. Проводящие поверхности, образующие конденсатор, несут непрерывно поддерживаемый заряд с поверхностной плотностью σ , в результате чего возникает электрическое поле, напряженность которого E связана с поверхностной плотностью заряда следующим соотношением:

$$E = 4\pi\sigma \quad (2.1)$$

Наличие градиента потенциала электрического поля в объёме конденсатора вызывает возникновение электрического тока, обусловленного движением в противоположных направлениях положительных и отрицательных ионов. Вследствие ограничения пространства пластинами конденсатора и действия электростатических сил вблизи его границ наблюдается значительное обеднение носителями заряда одного знака (одноименного с зарядом электрода). Таким образом, вблизи поверхности электрода возникает пространственный заряд, который в свою очередь, вызывает искажение электрического поля вблизи пластин конденсатора. Отсюда следует, что электродный эффект характеризуется, с одной стороны, изменением распределения плотности ионов и образованием объёмного заряда, с другой – искажением градиента потенциала электрического поля вблизи поверхности электрода.

Электродный эффект имеет существенное значение при рассмотрении электрических явлений вблизи поверхности Земли, особенно в тех случаях, когда необходимо установить корреляционные связи между результатами атмосферно-электрических измерений, выполненных в свободной атмосфере и у земной поверхности. Понятие электродного эффекта возникло в геофизике в связи со схематическим представлением поверхности Земли как одного из электродов шарового конденсатора, в объёме которого находится слабо ионизированная среда.

В работе Н.В.Красногорской [12] отмечается, что систематические измерения проводимости воздуха на высокогорных станциях в различных метеорологических условиях в районе Эльбруса показали уменьшение проводимости воздуха (плотности ионов) у поверхности Земли при больших значениях градиента потенциала электрического поля независимо от условий погоды. При этом рост абсолютной величины электрического поля сопровождается резким уменьшением плотности ионов, противоположных по знаку вертикальной составляющей градиента потенциала электрического поля. Полученные экспериментальные результаты являются следствием

действия электростатических сил: с ростом абсолютной величины электрического поля уменьшается плотность ионов, одноименных со знаком заряда земной поверхности. При положительном градиенте потенциала электрического поля безоблачной погоды вблизи поверхности Земли уменьшается плотность отрицательных ионов; при отрицательном градиенте потенциала электрического поля, который часто наблюдается при развитии облаков и осадков, имеет место обратная картина. Таким образом, при слабой конвекции распределение плотности положительных и отрицательных ионов у поверхности Земли определяется в основном величиной и направлением электрического поля атмосферы независимо от причин, вызывающих изменение градиента потенциала (поле хорошей погоды, объёмные заряды за счёт облаков, осадков, частиц аэрозолей и т. д.). Наблюдаемое явление недостатка (оттока) ионов одного знака вблизи поверхности Земли не только в безоблачную погоду, но и при развитии облаков и даже при выпадении осадков, есть одно из проявлений электродного эффекта [5].

2.2 Теоретические исследования электродного слоя атмосферы (на примере работы Норрел [38])

Теоретические подходы к исследованию структуры электродного слоя подробно рассматриваются в ряде работ, одной из которых является известная работа Норрел [38], которую можно без преувеличения считать основополагающей для моделирования электрических процессов в приземном слое. Остановимся на этой работе подробнее.

Выполняя расчеты, Норрел ставил целью показать, что имеется хорошее согласие между теорией и экспериментом, обеспеченное соответствующим учетом коэффициента диффузии, интенсивности ионизации и содержания аэрозолей.

Наиболее полной для описания электрических процессов в нижних слоях атмосферы является следующая система уравнений [39]:

$$\frac{\partial n_{\pm}^i}{\partial t} + \operatorname{div}(n_{\pm}^i \vec{V}) + \operatorname{div}(n_{\pm}^i b_{\pm}^i \vec{E}) - \operatorname{div} \bar{D}_{\pm}^i \operatorname{grad} n_{\pm}^i = v_{\pm}^i(r) - \alpha_{\pm}^i n_{+}^i n_{-}^i + K_{\pm}^i \quad (2.2)$$

$$\operatorname{div} \vec{E} = \frac{\rho}{\varepsilon_0} \quad (2.3)$$

$$\operatorname{rot} \vec{E} = 0 \quad (2.4)$$

Если

$$\vec{j} = \lambda \vec{E} + \rho \vec{V} - D_T \nabla \rho, \quad (2.5)$$

где

$$\lambda = \sum_i (e_{+}^i b_{+}^i n_{+}^i + e_{-}^i b_{-}^i n_{-}^i) = \lambda_{+} + \lambda_{-} \quad (2.6)$$

-удельная электропроводность атмосферы,

и

$$\rho = e \sum (n_{+}^i - n_{-}^i) \quad (2.7)$$

- плотность объемного заряда ионов всех подвижностей,

то

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{j} = 0 \quad (2.8)$$

Здесь ε_0 - диэлектрическая проницаемость вакуума, n_{\pm}^i - объемная концентрация ионов i -той группы, b_{\pm}^i - их подвижность, \vec{v} - гидродинамическая скорость, $D_{\pm}^i = D_{\pm}^i + D_T$ - коэффициент диффузии, D_{\pm}^i - коэффициент молекулярной диффузии, D_T - коэффициент турбулентной диффузии, K_{\pm}^i - член, описывающий взаимодействие ионов с ионами других групп и с аэрозольными частицами, ν_{\pm}^i - интенсивность ионообразования ионов i -той группы, α_{\pm}^i - коэффициенты рекомбинации ионов, j - плотность электрического тока.

Вместе с граничными и начальными условиями система уравнений образует полную систему уравнений для нахождения пространственного распределения электрических характеристик атмосферы вблизи поверхности земли.

Обычно задачу сводят к одномерной, исходя из того, что характерные масштабы изменения электрических величин по горизонтали много больше вертикальных, а вектор напряженности перпендикулярен к земной поверхности. При этом находят вертикальные распределения E , λ и ρ в горизонтально-однородном приземном слое над горизонтальным участком земной поверхности.

Характерное время электрических процессов в приземном слое атмосферы определяется из условия $T \ll \frac{L}{b_0 E_0}$ (L - характерный масштаб пространственного изменения величин). Тогда при $T \gg \frac{L}{4\pi\lambda_0}$ ($\lambda_0 = en_0 b_0$) будет иметь место стационарность процессов, и стационарную систему уравнений для горизонтально-однородного слоя можно записать, исходя из условия:

$$\frac{dn_{\pm}^i}{dt} = 0.$$

Поскольку Норре́л рассматривал стационарную одномерную задачу без учета аэрозолей, то им была использована следующая система уравнений для описания электрического поля земли и полярных ионных концентраций:

$$\frac{dI_1}{dZ} = q - \alpha n_1 n_2 \quad (2.9)$$

$$\frac{dI_2}{dZ} = q - \alpha n_1 n_2 \quad (2.10)$$

$$\frac{dE}{dZ} = \frac{e}{\varepsilon_0} (n_1 - n_2) \quad (2.11)$$

где I_1, I_2 - статистический поток ионов в районах, свободных от преобладания вертикальных скоростей:

$$I_{1,2} = \pm K_{1,2} E n_{1,2} - K(Z) \frac{dn_{1,2}}{dZ} \quad (2.12)$$

где q - скорость ионизации,

α - коэффициент рекомбинации

$K(Z)$ - коэффициент диффузии

ε_0 - диэлектрическая проницаемость вакуума.

При решении задачи об электродном эффекте рассматриваются два предельных случая: классический и турбулентный электродные эффекты.

Норре́л рассматривает эти случаи и приводит решения как турбулентного, так и нетурбулентного (классического) электродного эффекта.

2.2.1 Нетурбулентный электродный эффект

Нетурбулентный электродный эффект проявляется в условиях хорошей погоды, то есть при отсутствии ветра, облачности, конвекции, загрязнения. Считая коэффициент турбулентной диффузии равным нулю, а также пренебрегая молекулярной диффузией и аэрозолями и рассматривая только одну группу легких ионов, получают уравнения, описывающие классический электродный эффект.

С точки зрения автора наиболее подходящим для сравнения теории с экспериментом являются данные Crozier(1965) и Crozier и Biles (1966).

Для расчетов вертикальных профилей электрических характеристик в модели Норре́л задавалось распределение по высоте интенсивности ионообразования в виде двух различных функций:

$$q_1(Z) = \left[7,0 + 150 \operatorname{tg}\left(\frac{0,015}{Z}\right) \right] * 10^6 \quad (2.13)$$

$$q_2(Z) = \left[7,0 + 200 \operatorname{tg}\left(\frac{0,07}{Z^{\frac{3}{4}}}\right) \right] * 10^6 \quad (2.14)$$

Вид функций заимствован из экспериментальной работы Crozier и Biles [40] для скоростей ветра, меньших 1 м/с, то есть для условий ослабленной турбулентности. Первое слагаемое здесь характеризует фоновое космическое излучение и α -излучение земной поверхности, второе – радиоактивное излучение эманаций.

Норре́л отмечает, что как теория, так и эксперимент показывают присутствие ниже $\frac{1}{4}$ м положительного объемного заряда, над которым существует область отрицательного объемного заряда, по величине превышающего положительный.

Норреп с целью сравнения нетурбулентной теории с экспериментом использовал экспериментальные данные, полученные Crozier [40]. У Crozier нет данных о концентрации ядер Айткена, и решения, показанные на рисунке 2.2, получены для свободной от ядер атмосферы. Здесь пунктирной линией обозначены экспериментальные данные Crozier, а сплошной - расчеты (теоретические) Норреп. Экспериментальные данные показывают несколько большую изменчивость с высотой значений поля, полученных дифференцированием потенциала.

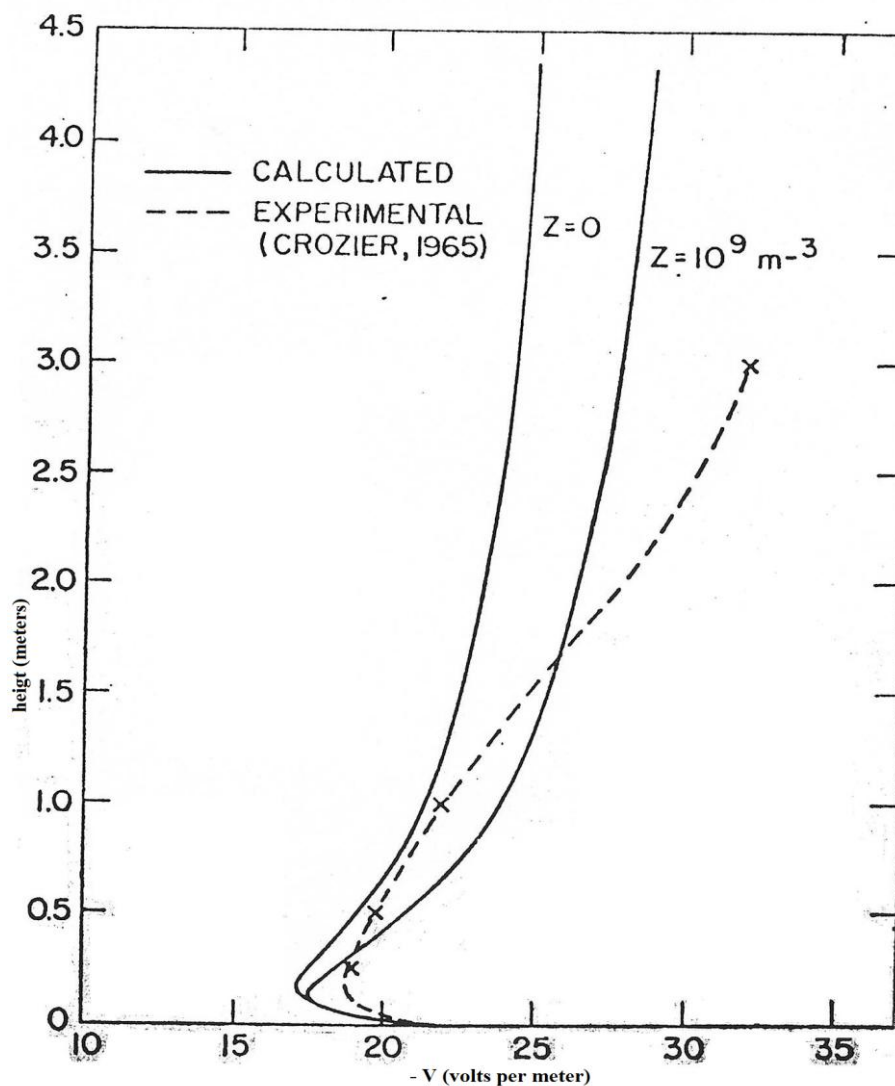


Рисунок 2.2. Расчетные (сплошные линии) и экспериментальные (пунктир) профили градиента потенциала для нетурбулентного электродного эффекта из работы [38]. Z - концентрация аэрозолей (ядер Айткена).

Таким образом, исходя из существования экспериментальных данных и положений теории об отсутствии турбулентного движения, на основании данных о величине интенсивности ионизации, концентрации ядер Айткена, автор делает вывод о хорошем согласии теории с экспериментом.

2.2.2 Турбулентный электродный эффект

Нормальным состоянием атмосферы является не покой, а турбулентное движение, поэтому нетурбулентная теория редко применима. Действие турбулентности приводит к перемешиванию как объемного заряда, так и радиоактивных эманаций в более однородное состояние, что ослабляет электродный эффект.

На современном этапе исследований электричества атмосферы общепризнанным может считаться влияние турбулентности атмосферы на электрические процессы в приземном слое. Как теоретические, так и экспериментальные исследования показывают, что турбулентность, интенсивность которой, как известно, определяет температурная устойчивость слоя и скорость воздушных потоков в нем, в значительной мере формирует структуру электродного слоя [41-48]. Она определяет как вариации суточного масштаба [45,48], так и короткопериодные пульсации электрических параметров приземного слоя атмосферы, обусловленные перемещением через пункт наблюдений так называемых аэроэлектрических структур разного масштаба [49]. Результаты измерений обнаруживают уменьшение градиента концентрации легких ионов и градиента электропроводности, а также плотности объемного заряда легких ионов при усилении ветра, приводящем к увеличению динамической неустойчивости приземного слоя и росту интенсивности его турбулентного перемешивания. Существенный вклад в экспериментальные исследования приземного слоя атмосферы внесли выполненные после 70-го года прошлого столетия работы Israelsson, Knudsen, Ungethüm (например, [50]), которые иллюстрируют роль радиоактивности почвы и атмосферы и влияние стратификации приземного слоя на распределение в нем характеристик атмосферного электричества. В частности, Israelsson [50] обнаружил существенное влияние устойчивости атмосферы, оцениваемой по параметру конвективной устойчивости на

электрические величины и вертикальные градиенты электрических характеристик вблизи земной поверхности.

Для учета влияния турбулентной диффузии на электродный эффект используют метод Рейнольдса. Все входящие в основную систему уравнений величины, например, f , представляются в виде

$$f = \langle f \rangle + f' \quad (2.15)$$

где f' - флуктуации величины f , а $\langle f \rangle = \frac{1}{T_1} \int_0^{T_1} f dt$ - среднее значение f , полученное путем осреднения по времени. Здесь T_1 - масштаб времени, для которого справедливо условие $T_\phi \ll T \ll T_{cp}$, причем T_ϕ - характерный временной масштаб флуктуаций, T_{cp} - характерный временной масштаб для средних значений, $\langle f' \rangle = 0$. Если пренебречь квадратичными членами и представить $\langle n_\pm^i \vec{v}' \rangle$ путем введения коэффициента турбулентной диффузии D_T в виде

$$\langle n_\pm^i \vec{v}' \rangle = -D_T(\vec{r}) \text{grad} \langle n_\pm^i \rangle \quad (2.16)$$

можно получить уравнение, описывающее турбулентный электродный эффект. Для $T \gg \tau$ (T - характерное время изменения электрических характеристик, $\tau = \sqrt{\nu \alpha}$) система уравнений становится стационарной:

Для решения этой системы уравнений требуется задание вида коэффициента турбулентной диффузии $D_T(\vec{r})$. Для горизонтально – однородного конвективно – неустойчивого приземного слоя можно использовать соотношение

$$D_T(z) = D_m z^m \quad (2.17)$$

где m - некоторое число, характеризующее температурную стратификацию приземного слоя атмосферы. Для $z < L$ $m = 1$ (нейтральная стратификация), для $z > L$ $m = 4/3$ (термически неустойчивая стратификация). Здесь L - масштаб Монина - Обухова [51].

Обзор теоретических подходов показывает, насколько непростой является задача математического моделирования электродного слоя атмосферы. Система уравнений, описывающих электродный слой атмосферы, аналитического решения в общем виде в настоящее время не имеет, поэтому при решении обсуждаемой задачи как аналитически, так и широко применяемыми ныне методами численного моделирования, неизбежно приходится принимать целый ряд условий и ограничений, которые, по-видимому, не всегда соответствуют реальным состояниям электродного слоя. Принимающиеся в процессе моделирования значения констант также могут не соответствовать их реальным значениям. Сложность математического описания электрических свойств приземного слоя атмосферы делает особенно важным экспериментальное изучение электродного слоя.

Норреl показывает, что уравнение (2.10) может быть получено из (2.9) и сразу проинтегрировано.

$$I_1 - I_2 = \frac{j}{e} \quad (2.18)$$

где $\frac{j}{e}$ - постоянная интегрирования, а j - плотность электрического тока.

Подставив $I_{1,2}$ в (2.18) получается:

$$Ek(n_1 + n_2) - K(Z)\left(\frac{dn_1}{dZ} - \frac{dn_2}{dZ}\right) = \frac{j}{e} \quad (2.19)$$

Постоянную интегрирования может быть оценена из условия, что производная обращается в 0 на бесконечности.

$$\frac{j}{e} = 2kn(\infty)E(\infty) \quad (2.20)$$

$$n_1(\infty) = n_2(\infty) = n(\infty) = \sqrt{\frac{q(\infty)}{\alpha(\infty)}} \quad (2.21)$$

Для простоты он считает, что $k_1 = k_2$, и подставляя выражение для I_1 в (2.9) уравнение, получает:

$$K(Z) \frac{d^2 n_1}{dZ^2} + \left(\frac{dK(Z)}{dZ} - kE \right) \frac{dn_1}{dZ} - \frac{ek}{\varepsilon_0} n_1 (n_1 - n_2) + q - \alpha n_1 n_2 \quad (2.22)$$

Уравнения (2.11), (2.19), (2.22) образуют новую систему уравнений, которая может быть решена. Но нужно задать граничные условия, которые требуют пристального исследования. Если предположить, что поле на бесконечности постоянно, то это сразу приводит к уравнению (2.21). Граничное условие на поверхности будет зависеть от формы $K(Z)$.

Норре́л приводит следующее выражение для расчета коэффициента диффузии:

$$K(Z) = \frac{KZ + \gamma}{Z + \beta} \quad (2.23)$$

Это выражение для коэффициента диффузии постоянно на верхних уровнях и уменьшается до постоянного значения $\frac{\gamma}{\beta}$ у поверхности.

Также Норре́л отмечает, что увеличение турбулентности уменьшает градиенты переменных. Объемный заряд перемешивается турбулентными движениями и выносится на более высокие уровни.

2.2.3 Экспериментальные исследования электродного эффекта

Crozier [40] (1965 г.) получил детальное распределение характеристик поля и плотности объемного заряда в электродном слое. Измерялся потенциал атмосферы в нижнем 3-метровом слое на 4 высотах пассивной проволочной антенной и плотность объемного заряда методом Оболенского на уровне земли и на высоте 1 м. Crozier обнаружил, что тихими ночами (скорость ветра на высоте 4 м ниже 0,5 м/с) в профиле градиента потенциала имеет место минимум на высоте 15-40 см. Ниже этого минимума присутствует положительный объемный заряд с плотностью 160-320 пКл/м³ на уровне земли. Над минимумом градиента потенциала располагается отрицательный объемный заряд до высоты, по крайней мере, 3 м с плотностью порядка сотен $e/\text{см}^3$ ($100 e/\text{см}^3=16 \text{ пКл/м}^3$). Нижний положительный объемный заряд Crozier объяснил электродным эффектом, а отрицательный заряд справедливо связал со значительным перепадом по высоте скорости ионообразования вследствие заметной диффузии радиоактивных газов из почвы.

Турбулентная диффузия, интенсивность которой изменяется в значительных пределах, вносит свои коррективы в пространственное распределение электрических характеристик приземного слоя атмосферы. Многофакторность процессов усложняет их описание и интерпретацию экспериментальных данных. Поэтому при экспериментальных исследованиях электричества приземной атмосферы важны обоснованная систематизация материала, отбор однородных массивов данных. Опыт исследований многих авторов показывает, что крайне важно при систематизации экспериментальных данных по приземному слою учитывать термодинамическую устойчивость нижних слоев атмосферы, которая определяет интенсивность вертикального обмена и развитость турбулентных движений вблизи земли. Необходимость отдельного описания структуры электродного слоя для устойчивой и неустойчивой стратификации

температуры приземного слоя особенно очевидна, если почва в пункте наблюдений заметно эманурует. Значительная эксхалация радона и накопление его у земли при устойчивой стратификации атмосферы существенно сказывается на вертикальном распределении электропроводности в электродном слое, повышая ионизацию вблизи земной поверхности. Это, в свою очередь, влияет на процессы формирования приземного объемного заряда, а значит и на электрическое поле (рис.2.3, а). На рис. 2.3 наряду с наблюдавшимися Петровым и др. [52] в условиях устойчивой и неустойчивой стратификации атмосферы профилями представлены вертикальные распределения, полученные экспериментальным путем Crozier [40] в безветренные ночи и в дневные часы с ветром и в результате модельных расчетов для нетурбулентного и турбулентного случая Noppel [38].

При неустойчивой стратификации выше полуметрового слоя во всех случаях, как видно, имеет место уменьшение градиента потенциала с высотой вследствие положительного объемного заряда электродного эффекта. Обращает на себя внимание то, что в целом по слою у всех авторов значения поля выше, чем в нетурбулентном случае при устойчивой стратификации, когда в слое генерируется отрицательный объемный заряд. Особенности распределения поля в нижней части профиля при неустойчивой стратификации (рис.2.3, б) в условиях Ростовской области связаны, по-видимому, с особенностями аэрозольного режима территории, как обсуждалось ранее. Уточнение этого вопроса требует проведения дополнительных экспериментальных исследований с осуществлением контроля концентрации аэрозоля в нижнем слое атмосферы.

На основании анализа результатов описываемых наблюдений и результатов более ранних исследований и известных представлений можно предложить следующий ход рассуждений. На границе атмосфера-земля вертикальный электрический ток проводимости, обусловленный глобальным атмосферно-электрическим полем и ионизацией атмосферы, претерпевает

разрыв из-за различной природы проводимости граничащих сред. Вследствие этого разрыва возникает электродный эффект, который проявляется в дефиците легких ионов одной из полярностей вблизи земной поверхности, что приводит к образованию в атмосфере объёмного заряда. В свою очередь, последний способствует пространственному изменению напряженности поля \vec{E} в соответствии с уравнением Пуассона.

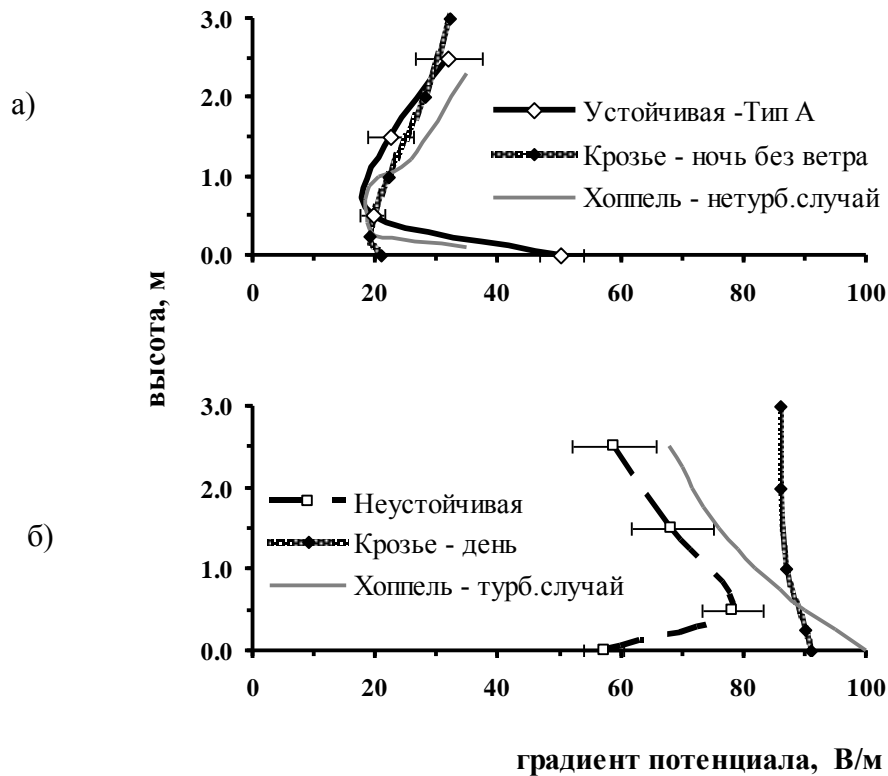


Рис. 2.3. Сравнительные результаты экспериментальных определений и теоретических расчетов вертикальных профилей градиента электрического потенциала: а) типичный профиль поля в Михайловке при устойчивой стратификации, профиль поля, полученный экспериментально Crozier [40] в ночные часы без ветра и профиль поля, рассчитанный Horpel [38] для нетурбулентного случая; б) типичный профиль поля в Михайловке при неустойчивой стратификации, профиль поля, полученный экспериментально Crozier [40] в дневные часы с ветром и профиль поля, рассчитанный Horpel [38] для турбулентного случая.

Как известно, потенциал ионосферы положителен по отношению к потенциалу земной поверхности. При этом ток положительных ионов направлен вниз, к земле, а ток отрицательных ионов от земли. В этом случае в приземном слое образуется объемный заряд положительного знака. Плотность заряда электродного эффекта по мере удаления от земной поверхности уменьшается и на некоторой высоте обращается в ноль. Этот уровень определяет толщину электродного слоя атмосферы.

Помимо электродного эффекта причиной накопления объёмного заряда легких ионов в атмосфере вблизи земли может также служить прохождение тока проводимости через слой с вертикальным градиентом электропроводности. Согласно Чалмерсу [6], для квазистатических условий справедливо:

справедливо: $\rho_{\Delta\lambda} = \varepsilon_0 \frac{i}{\lambda^2} \frac{d\lambda}{dh}$, где λ - удельная электропроводность атмосферы, i - плотность вертикального тока проводимости.

Следует также иметь в виду, что влияние скорости ветровых потоков и интенсивности турбулентного перемешивания на электрическое поле атмосферы опосредовано и связано с их влиянием на распределение объёмного заряда [40], а также с переносом заряженных частиц аэрозоля (пыль, дым, снег и т.п.) [21].

3. Результаты экспериментальных исследований динамики градиента потенциала атмосферы вблизи земли в пунктах Ростовской области

3.1 Приборы и методы измерений и обработки данных в геофизических экспедициях ПИ ЮФУ

Экспериментальные данные, представленные в работе, были получены путем непосредственных измерений с помощью комплекса атмосферно-электрических и метеорологических характеристик. При исследовании рассматривались данные экспедиций, организованных лабораторией геофизических исследований кафедры общей и экспериментальной физики ПИ ЮФУ. Экспедиции проводились в течение последних десяти лет на территории Ростовской области.

Измерительный комплекс включает в себя одновременную регистрацию характеристик атмосферно-электрического поля в слое 0-3 метра, градиентные изменения температуры, влажности воздуха и скорости ветра в изучаемом слое, полярных удельных электропроводностей атмосферы и концентрации радона-222 в почве и атмосфере, а также плотностей вертикального полного и механического токов из атмосферы на землю.

Измерение напряженности поля на уровне земли осуществлялось электростатическим флюксометром системы ГГО «Поле-2». Измерения потенциала атмосферы осуществлялись методом радиоактивного коллектора. Для измерения электропроводности атмосферы использовался аспирационный метод, сущность которого заключается в измерении тока ионов, осаждающихся из потока воздуха на одну из обкладок конденсатора, когда между ними приложено напряжение. Концентрация радона ($Rn-222$) в воздухе измерялась радономером «Alpha-guard», работающим по методу ионизационной камеры.

Также неперменной частью экспедиционного комплекса являются метеорологические измерения, поскольку, как показал опыт исследований, это способствует пониманию физических процессов в атмосфере и позволяет успешнее интерпретировать результаты атмосферно-электрических наблюдений.

Для измерения температуры и определения характеристик влажности воздуха на уровнях 0,5; 1,0; 2,0 метра использовались аспирационные психрометры Ассмана, которые перед началом измерений тщательно сверялись в лабораторных условиях. Скорость ветра на высотах 0,5; 2,0; 5,0 метра определялись чашечными анемометрами Фюсса. Температура почвы измерялась почвенными термометрами Савинова на стандартных для этих термометров глубинах: 0,05; 0,10; 0,15; 0,20 метра. Метеостанцией М-49 осуществлялась также непрерывная регистрация скорости и направления ветра (высота 5 м), температуры и относительной влажности воздуха (высота 2 м), атмосферного давления.

Измерения метеорологических величин выполнялись в начале каждого часа в течение 10 минут. Делались также визуальные отметки о направлении ветра, о видах и количестве облачности, о наличии помутняющих атмосферу факторов (дымка, туман, пыль при работе сельскохозяйственных машин, дым от лесного пожара и т.п.).

Остановимся подробнее на описании приборов и методов измерения напряженности электрического поля E .

Для получения сопоставимых результатов измерения E в разных пунктах обычно требуется измерять градиент потенциала электрического поля атмосферы у поверхности земли на равнинном участке. Согласно Тверскому [28], методы измерения E делятся на косвенные и прямые. Прямые методы основаны на использовании соотношения:

$$E = -\frac{\sigma}{\varepsilon_0} \quad (3.1)$$

где σ – поверхностная плотность заряда земли в месте измерения, ε_0 – диэлектрическая проницаемость воздуха. Косвенные методы основаны на измерении потенциала φ в определенной точке пространства относительно земли и последующем расчете градиента потенциала по результатам этих измерений. В современных установках определение градиента потенциала производится методом коллектора, а определение σ и, следовательно, E – динамическим методом с помощью различного рода измерителей потоков электростатической индукции – электростатических флюксометров [2].

Измерения потенциала атмосферы осуществлялись косвенным методом радиоактивного коллектора. В качестве радиоактивного коллектора был взят иониевый α -излучатель. Установка для измерения потенциала атмосферы на 3 уровнях, применявшаяся нами, идентична описанной Имянитовым [1]. Деревянные рейки высотой 3 м разнесены на расстояние 10 м. Между ними горизонтально натянуты три медные проволоки, изолированные от реек эбонитовыми изоляторами, снабженными нагревательными элементами для поддержания поверхности изолятора сухой во избежание утечки заряда по изоляции. К проволокам прикреплены радиоактивные коллекторы так, что расстояния их от земной поверхности равны 1, 2 и 3 метра. Наблюдатель с электрометром располагается в десятке метров от коллекторов, чтобы не искажать электрическое поле. Отсчеты потенциалов выполняются многократно, поочередно с разных коллекторов, и затем осредняются, давая среднечасовые значения потенциала для каждого уровня. Время релаксации установки – порядка 40 с, что учитывается при снятии показаний электрометра после пересоединения коллекторов.

Использованный нами для измерения напряженности поля на уровне земли электростатический флюксометр (рис.3.1) включает в себя:

а) металлическую измерительную пластину a , состоящую из трех секторов круга радиусом 10 см по 60° каждый, соединенных между собой и укрепленных через 120° ;

б) экранирующую металлическую пластину b той же формы и размеров, укрепленную на заземленной (с помощью угольных щеток e) оси и вращающейся асинхронным мотором;

в) сопротивления z , соединяющего измерительную пластину a с землей, экранирующего кабеля d , подводящего напряжение от измерительной пластины к усилителю сигнала, и экранирующего корпуса $ж$. Подробно приборы и методы измерений атмосферно-электрических характеристик рассмотрены в работах [1,2,6].

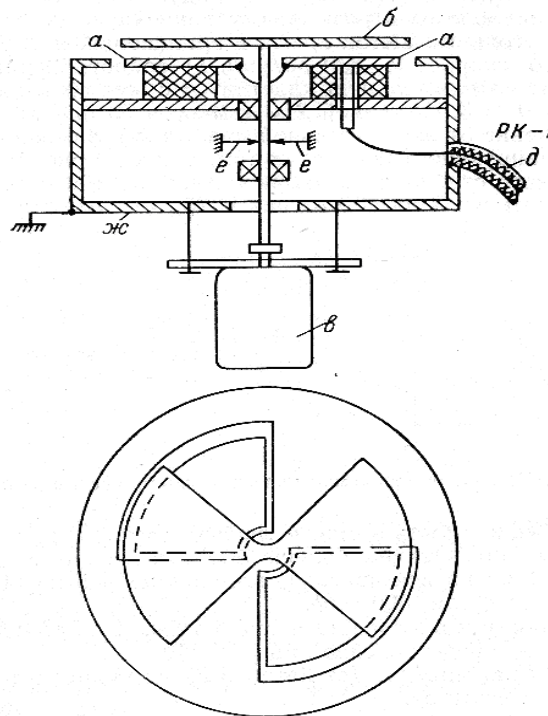


Рис. 3.1. Устройство электростатического флюксметра

Действие электростатического флюксметра основывается на динамическом методе, который заключается в том, что при внесении в переменное электрическое поле проводящего тела в последнем возникает движение индуцированных зарядов. Величина тока, создаваемого перемещающимися зарядами, пропорциональна вызывающему его изменению поля.

Сигнал с выхода флюксметра подавался прежде на самопишущий потенциометр типа КСП-4, а с 2005 года используется плата аналогово-

цифрового преобразования (АЦП), установленная в персональный компьютер. Плата АЦП преобразует аналоговые сигналы, поступающие с измерительного комплекса, в цифровую форму, для последующей обработки с помощью компьютера. При разработке измерительно-вычислительного комплекса выбор пал на продукцию фирмы L-Card – плату АЦП L761. Построение платы на базе интерфейса PCI обеспечивает высокую скорость приема данных, а встроенный сигнальный процессор при надлежащем программировании позволяет вести обработку данных в режиме реального времени. Таким образом, становится возможным прием данных со всех 32 или 16 каналов ежесекундно и быстрее.

При обработке данных измерений подсчитывается среднечасовое значение напряженности поля, а в случае необходимости производится осреднение за более короткие промежутки времени.

При обработке результатов эксперимента применялись статистические методы. Обработка данных велась с помощью Microsoft Excel.

3.2 Исследования рядов динамики градиента потенциала атмосферного электрического поля вблизи земли

Временные вариации градиента электрического потенциала представляют собой совокупность периодичностей разного масштаба (типа годовой или суточной волны), непериодических колебаний (типа всплесков поля в результате эпизодических возмущений с последующей его релаксацией: молниевые разряды поблизости, наэлектризованная пыль от проехавшей машины и т. п.) и так называемых шумов (турбулентные пульсации). Исследования рядов динамики градиента потенциала могут способствовать выявлению генераторов атмосферного электричества различной мощности и масштаба, поэтому на основании данных экспедиционных измерений исследовались временные вариации градиента потенциала атмосферного электрического поля при различных периодах осреднения.

На рисунке 3.2 в качестве примера представлен 8-часовой фрагмент регистрации градиента электрического потенциала при осреднении 1 минута в условиях спокойной электрически невозмущенной атмосферы. График построен по результатам наблюдений в Кашарском районе Ростовской области в летний период.

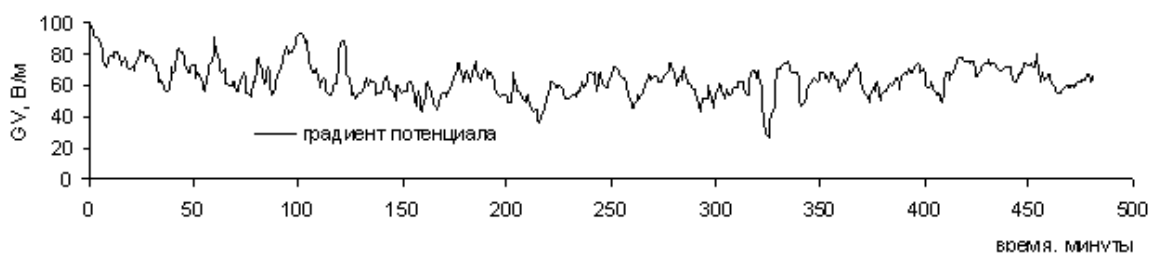


Рис.3.2 Пример вариаций градиента электрического потенциала в приземном слое при ежеминутном осреднении (0 – 8 часов 19 августа 2006 г., Талловеров Кашарского района)

На рисунке 3.3 представлены ряды динамики градиента потенциала за период наблюдений. На горизонтальной оси 100 единицам соответствуют 15 часов наблюдений. Сверху вниз расположены графики соответственно для

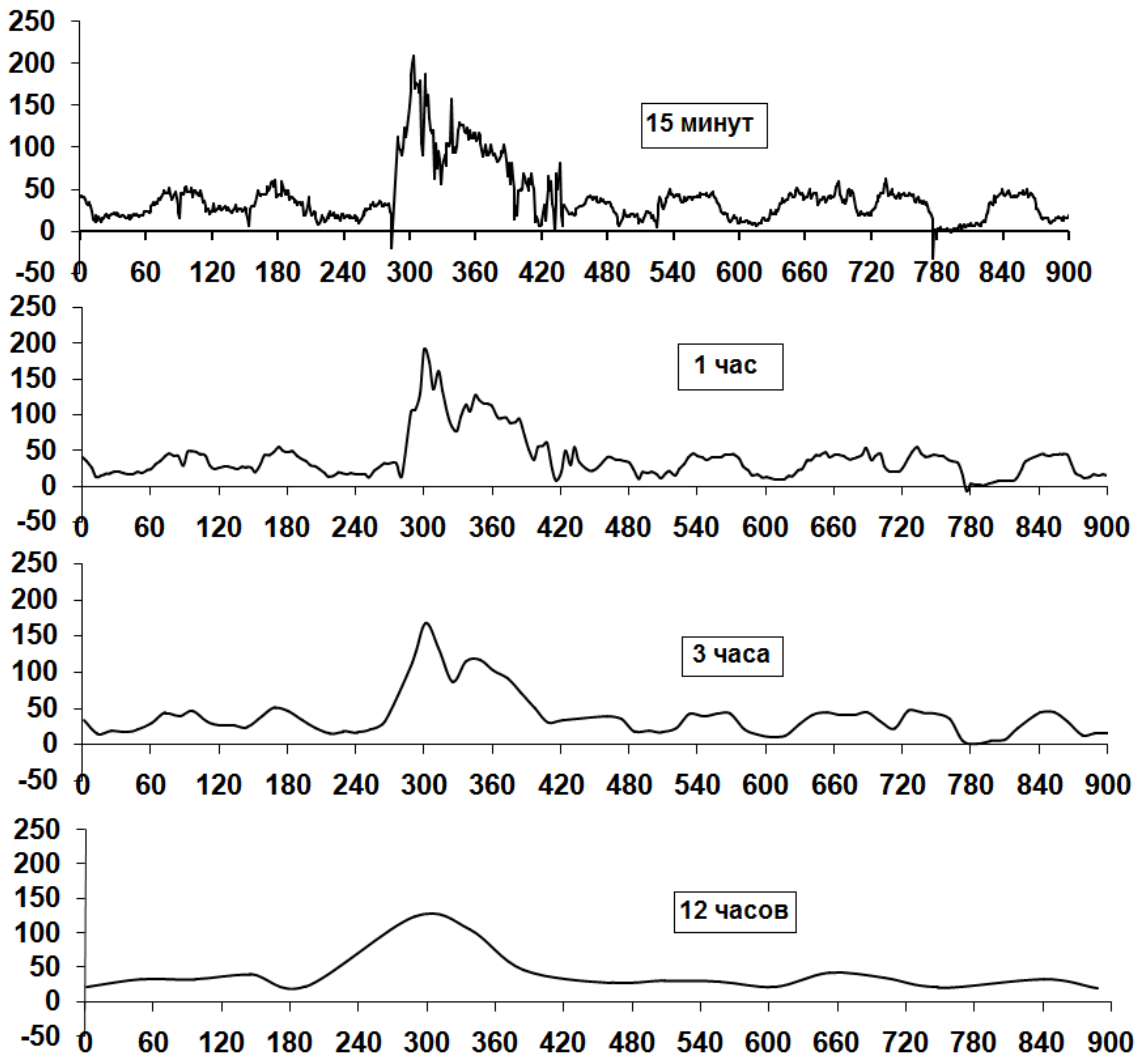


Рис. 3.3 Временные вариации градиента потенциала атмосферы вблизи земной поверхности при различных периодах осреднения. Платов Кашарского района, 2003 г., длина ряда - 10 суток.

периодов осреднения 15 минут, 1 час, 3 часа и 12 часов. Как видно при рассмотрении графиков, при увеличении периода осреднения, изменчивость представленной величины уменьшается, исчезают пики короткопериодных колебаний.

Интересным представлялся поиск причин, обуславливающих наличие в спектре колебаний электрического поля волн разного периода. На рис. 3.4 наряду с графиком динамического ряда градиента потенциала представлены графики вариаций коэффициента турбулентности по Орленко [56] и

концентрация радона-222 у земной поверхности. Как видно из рисунка, все три величины обнаруживают явно выраженный суточный ход. По-видимому, в создании суточных вариаций градиента потенциала в пунктах Ростовской области такие локальные факторы, как турбулентное перемешивание и естественная радиоактивность играют существенную роль. Период возмущенного электрического поля (после разрыва записи) связан с прохождением атмосферного фронта и обусловленной этим нестабильностью, нарушающей проявление суточного ритма. Разрыв в записи длительностью 3 суток связан с дождливой погодой, вызванной фронтальными процессами, когда измерения не велись.

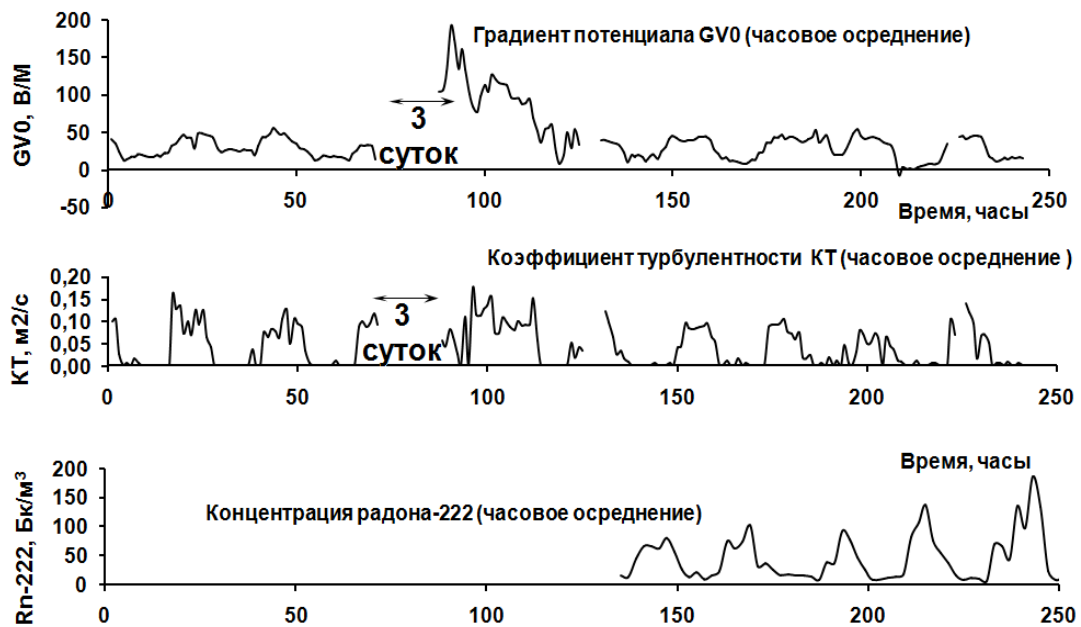


Рис. 3.4 Динамические ряды градиента потенциала, коэффициента турбулентности и концентрации радона-222 в атмосфере вблизи земной поверхности (х.Платов Кашарского района, 2003 г., длина ряда - 10 суток)

3.3 Исследования спектра внутрисуточных вариаций градиента электрического потенциала приземной атмосферы.

Рассматривались отдельно периоды ночных измерений (0-8 часов) в отсутствие ветра при устойчивой стратификации атмосферы и дневные периоды (11-19 часов), когда наблюдался ветер, и атмосфера была неустойчивой. Как правило, такие 8-часовые фрагменты записи вариаций поля обнаруживают явно выраженный тренд. Существующие методики получения спектра вариаций рекомендуют избавляться от него, что и было сделано. На примере записи 16 августа на рисунке 3.5 жирной чертой показаны линии тренда. Рисунок 3.5 (б) иллюстрирует ряд динамики градиента потенциала после устранения тренда. По горизонтальной оси отложены номера опроса, причем отметке 3000 соответствует 1 час измерений, поскольку компьютер делал 50 опросов за минуту, следовательно, отметке 24000 соответствует 8 часов.

Как видно на рисунке линия тренда для нового ряда совпала с горизонтальной осью, что и является подтверждением устранения тренда.

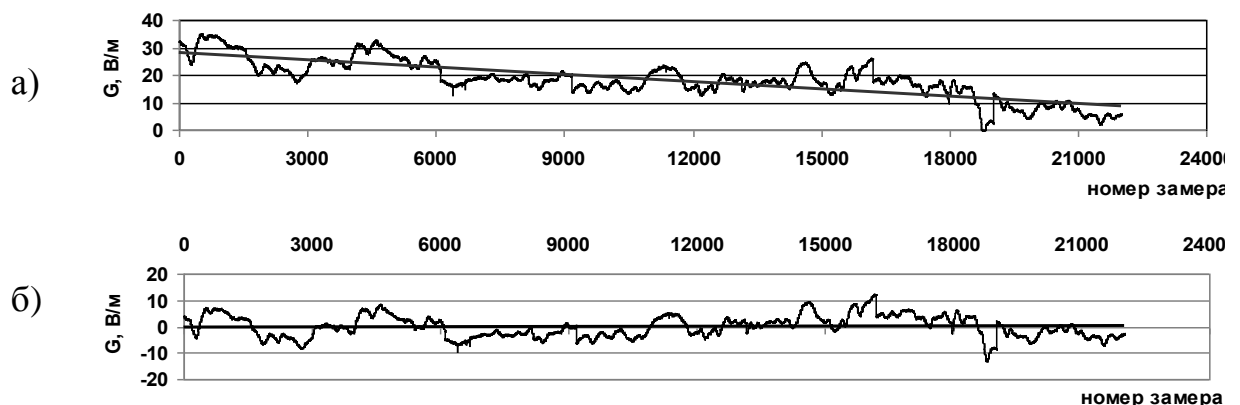


Рис. 3.5 Ряды динамики градиента потенциала (0-8 часов, 16 августа 2010г, х. Талловеров, Кашарский район): а - с трендом; б – после устранения тренда.

Для получения спектрограмм, примеры которых представлены на рисунке 3.6, ряды значений градиента потенциала, полученные за один час, обрабатывались с помощью программы статистического анализа «SPSS11 For Windows». На представленных рисунках по горизонтальной оси отложен временной сдвиг, причем отметке 500 соответствует 10 минут, поскольку при регистрации градиента потенциала компьютер выполнял 50 опросов за минуту. Тогда, отметка 3000 соответствует 1 часу. По вертикальной оси отложена спектральная плотность – величина, пропорциональная квадрату амплитуды колебаний градиента потенциала, то есть энергии данного колебательного процесса.

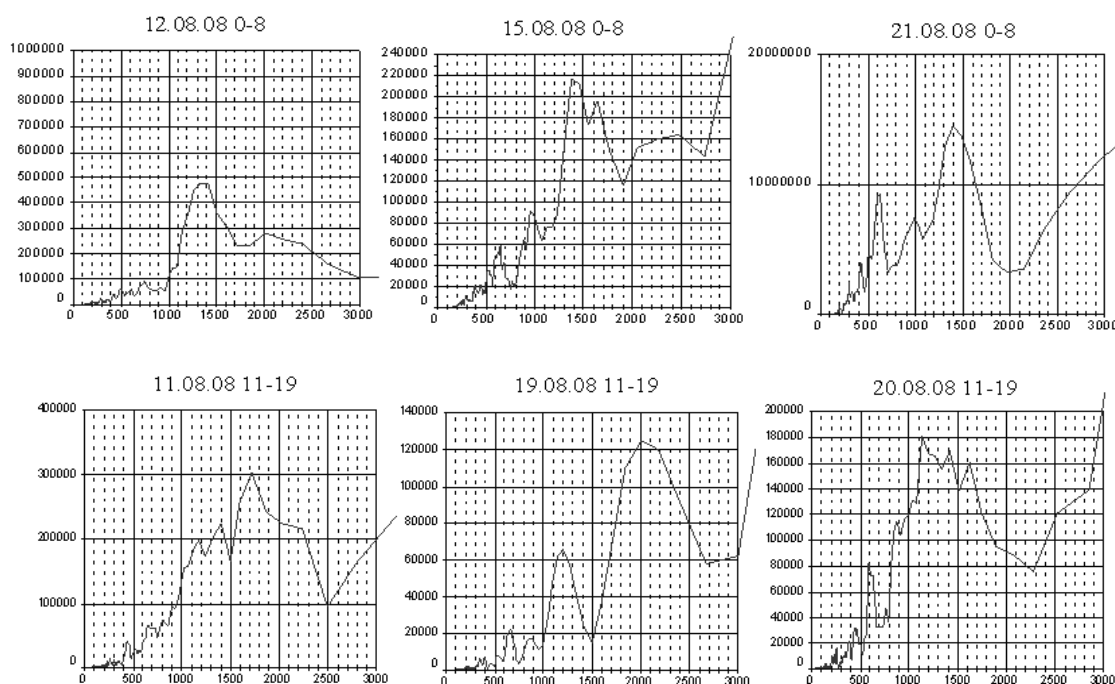


Рис. 3.6 Примеры спектрограмм внутрисуточных вариаций градиента электрического потенциала вблизи земной поверхности (Талловеров, 2008 г.)

Для внутрисуточных вариаций спектрограмма после удаления тренда обнаруживает экстремум, расположенный в интервале от 20 до 30 минут. Как выяснилось при построении спектрограмм температуры и влажности воздуха, а также скорости ветра, пик в этом интервале присутствует и на спектрограммах метеоэлементов (рис. 3.7). Полученные результаты

заставляют предполагать, что обсуждаемые внутрисуточные вариации градиента потенциала обусловлены метеопроцессами в приземном слое.



Рис. 3.7 Примеры спектрограмм метеоэлементов.

Представлялось интересным разработать методику определения амплитуды колебательного процесса на основании данных о спектральной плотности, исходя из того, что спектральная плотность — величина, пропорциональная квадрату амплитуды колебаний градиента потенциала, то есть энергии данного колебательного процесса.

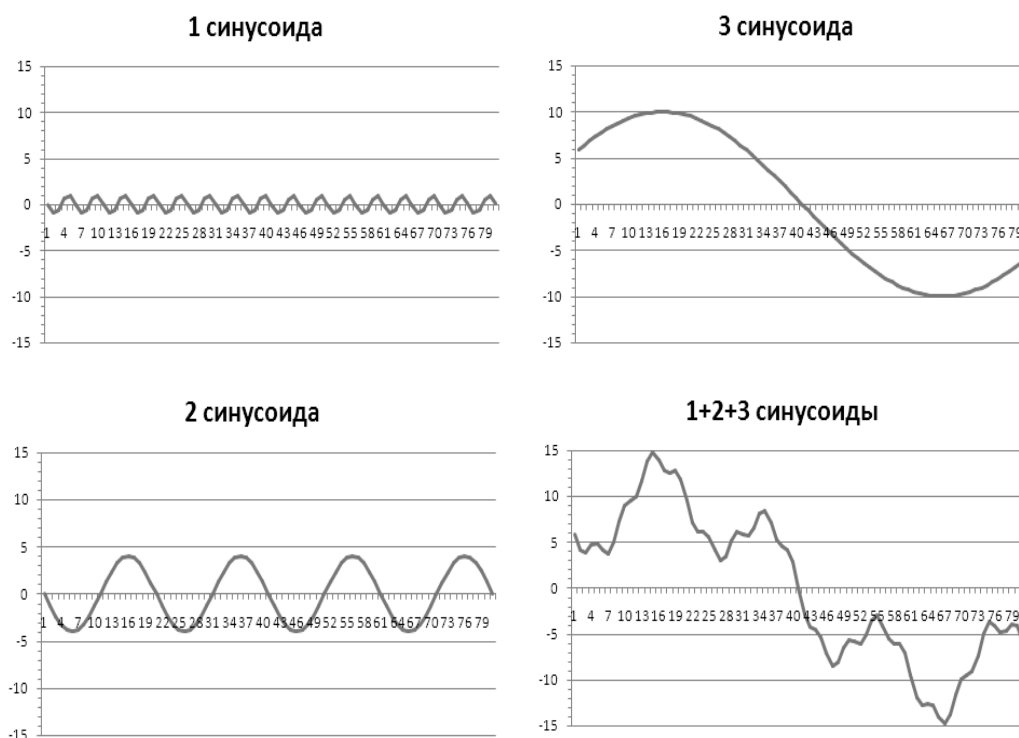


Рис. 3.8 Графики отдельных калибровочных синусоид и их суммы.

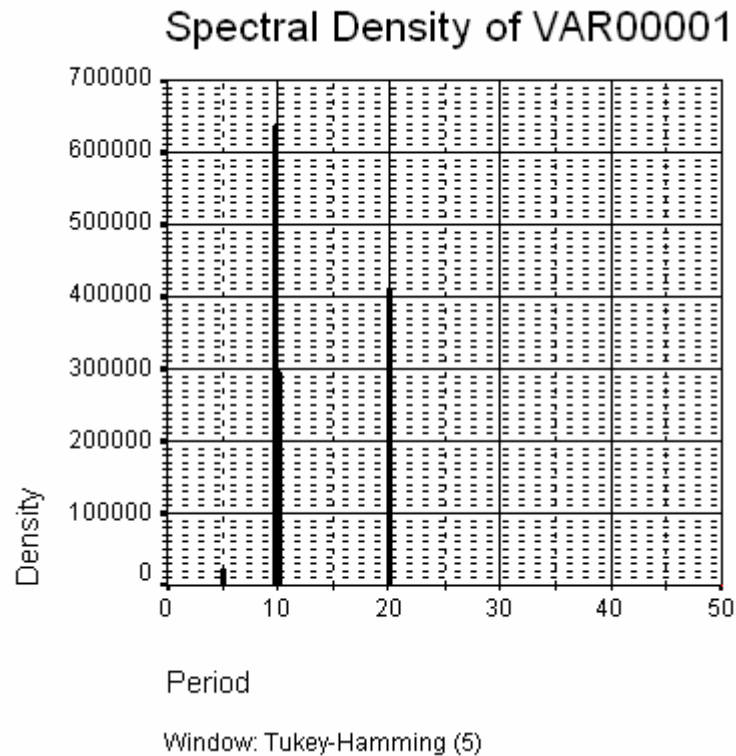


Рис. 3.9 Спектрограмма калибровочных синусоид

Были составлены таблицы калибровочных синусоид с заданными периодами и амплитудами. Графики отдельных синусоид и их суммы представлены на рисунке 3.8.

Ряд значений суммы трех синусоид был пропущен через SPSS. Число членов калибровочного ряда было задано таким же, как число членов экспериментального ряда значений градиента потенциала. Полученная спектрограмма представлена на рис. 3.9.

Для каждого пика соответствующего одной из трех синусоид по графику спектрограммы было отсчитано значение спектральной плотности в условных единицах.

Был построен график зависимости спектральной плотности от амплитуды (рис. 3.10). Как и предполагалось, зависимость эта имеет вид квадратичной функции, а график – вид параболы. Пересчетный коэффициент для заданного числа членов ряда оказался равным 25000.

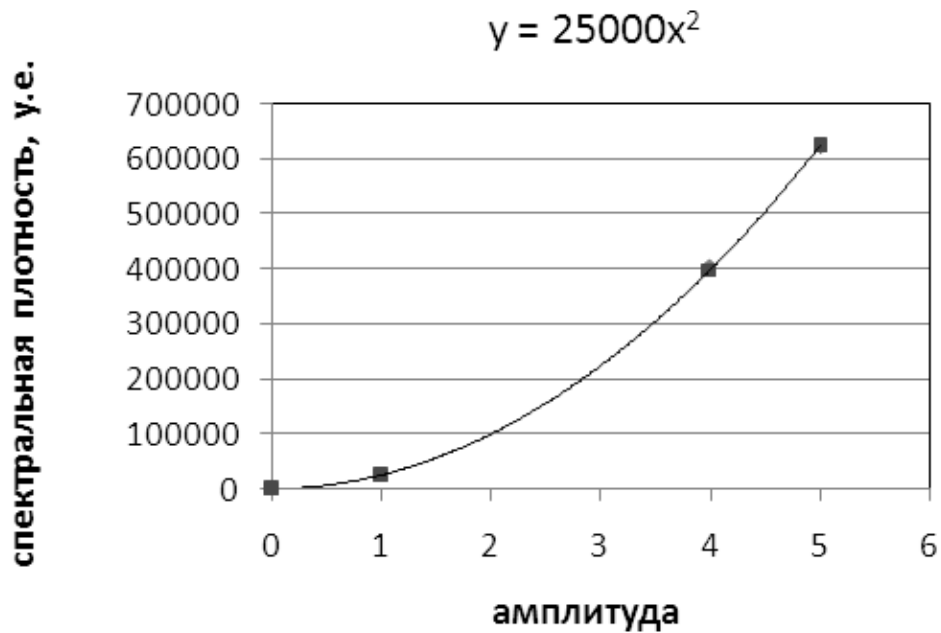


Рис. 3.10 График зависимости спектральной плотности от амплитуды.

В таблицу 3.1 помещены результаты расчета амплитуды колебаний градиента потенциала в В/м для обнаруженных ранее периодичностей 10-40 минут, 1 час и 2,5 часа на примере нескольких фрагментов записи.

Достаточно длинные ряды наблюдений позволили построить многочасовые ряды вариаций (примером такого ряда может служить тот, что представлен на рис.3.5). После устранения тренда были построены спектрограммы 8-часовых рядов динамики (рис.3.11). На каждой из них без исключения, независимо от времени суток и условий, наблюдаются пики, соответствующие 40-60 минутам (отмечались также авторами [61]), и - особенно отчетливо - 150-160 минутам (2,5 часа). Следует отметить, что на наблюдающийся в спектре колебаний электрического поля максимум, соответствующий 2 – 4 часам, указывают и другие авторы [57].

Таблица 3.1 Исходные данные и результат расчета амплитуды колебаний градиента потенциала в В/м.

дата	часы	амплитуда, В/м		
		период		
		10-40мин.	1 час	2,5 часа
12.авг	0-8	1	3	12
13.авг	0-8	2	6	10
15.авг	0-8	2	6	6
16.авг	0-8	1	1	4
17.авг	0-8	3	5	14
19.авг	0-8	1	3	6
21.авг	0-8	18	24	36
11.авг	11-19	2	3	8
12.авг	11-19	1	5	4
19.авг	11-19	1	3	8
20.авг	11-19	2	2	12
21.авг	11-19	5	7	8
	<i>Средние:</i>	3	6	11

По-видимому, обсуждаемая периодичность действительно присуща градиенту потенциала атмосферно-электрического поля вблизи земли. Она выявляется также при анализе значений стандартного отклонения градиента потенциала при различных периодах осреднения. На рисунке 3.12 представлены значения стандартного отклонения градиента потенциала при различных периодах его осреднения для ряда динамики поля, представленного на рисунке 3.3.

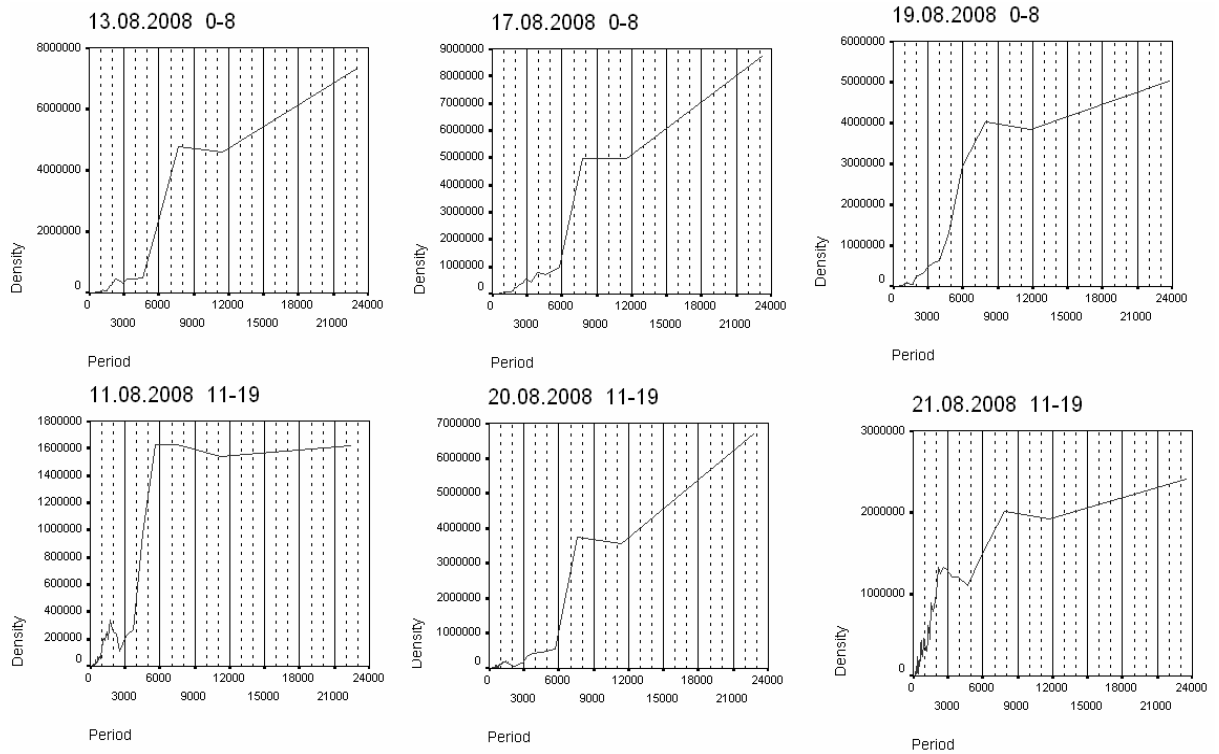


Рис. 3.11. Примеры спектрограмм многочасовых вариаций градиента потенциала вблизи земной поверхности (Талловров, 2008 г.)

Стандартное отклонение σ рассчитывалось по формуле:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (G_i - \bar{G})^2}{n-1}},$$

где G_i – отдельные значения градиента потенциала, \bar{G} - его среднее значение за период наблюдений, n - число замеров.

Из рисунка видно, что в целом стандартное отклонение с увеличением периода осреднения уменьшается. Это естественно, поскольку оно является характеристикой изменчивости, а при увеличении периода осреднения кривая ряда динамики сглаживается. В то же время, нельзя не заметить, что на графике рис.3.12 имеет место выпуклость, соответствующая примерно 4-часовому периоду. Повышенное значение стандартного отклонения, очевидно, указывает на наличие в спектре колебаний градиента потенциала волны соответствующего периода.

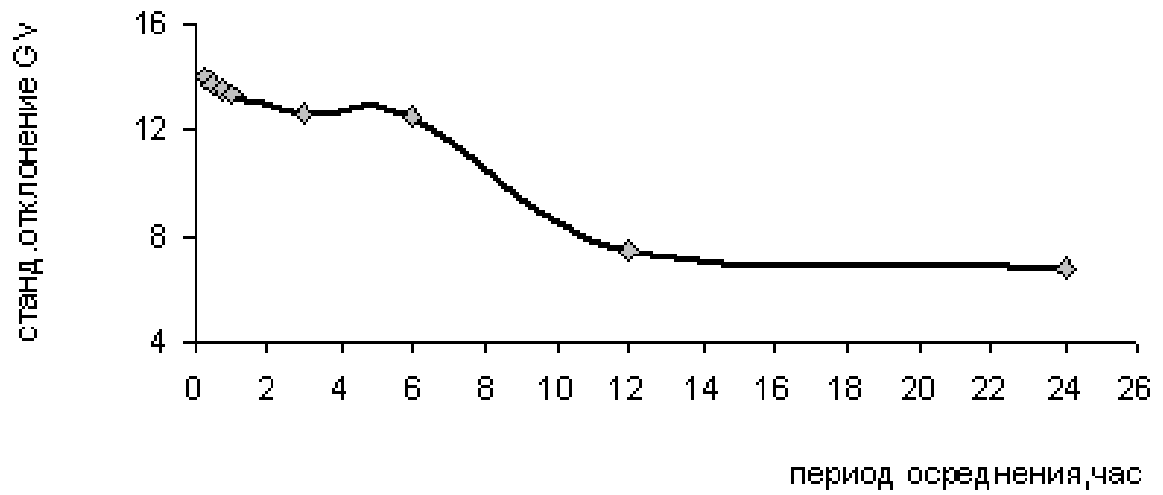


Рис.3.12. Стандартное отклонение градиента электрического потенциала атмосферы (GV) при различных периодах осреднения.

Заключение

В данной работе проанализированы результаты измерений градиента электрического потенциала в приземном слое, проводившихся в комплексе с измерениями метеорологических параметров и концентрации радона-222 в почве и воздухе в ряде пунктов наблюдений Ростовской области.

На основании проведенного исследования можно сделать следующие выводы:

- Современные представления об электрическом поле атмосферы таковы, что поле в данном пункте наблюдений в любой момент времени рассматривается как результат действия глобальных и локальных процессов генерации зарядов.
- Для электрических процессов в атмосфере характерны вполне определенные суточные годовые, вековые ритмы.
- Изучение временных вариаций атмосферно-электрических характеристик при различных периодах осреднения оказывается информативным при исследовании электрических процессов в приземном слое атмосферы
- В создании суточных вариаций градиента потенциала в пунктах Ростовской области такие локальные факторы, как турбулентное перемешивание и естественная радиоактивность играют существенную роль.
- При рассмотрении внутрисуточных спектрограмм градиента электрического потенциала можно выделить ряд максимумов, расположенных в интервале от 10 до 40 минут. Спектрограммы температуры и влажности воздуха, а также скорости ветра, также обнаруживают пик в этом интервале. Полученные результаты заставляют предполагать, что обсуждаемые внутрисуточные вариации градиента потенциала в значительной мере обусловлены метеопроцессами в приземном слое.

- Для многочасовых вариаций градиента электрического потенциала спектрограммы обнаруживают максимумы, соответствующие 1 часу и 2,5 часа. Анализ стандартного отклонения также позволяет выявить периодичность колебаний поля 2-4 часа.

Полученные результаты могут быть использованы для дальнейшего развития исследований геофизической группы факультета физики ПИ ЮФУ, а также для разработки учебно-методических пособий по курсу общей физики и специальному курсу по физике атмосферы.

Список литературы

1. Тверской П. Н. Атмосферное электричество.// Л.: Гидрометеиздат, 1949. 252 с.
2. Яворский Б., Детлаф А. Физика (для школьников старших классов и поступающих в ВУЗы).// М.: Дрофа 2002. 797с.
3. Тверской П. Н. Курс метеорологии. // Л.: Гидрометеиздат, 1962. 671с.
4. Имянитов И.М., Чубарина Е.В. Электричество свободной атмосферы.// Гидрометеиздат, 1965 г
5. Красногорская Н.В., Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. - Л.: Гидрометеиздат, 1972.
6. Чалмерс Дж. А., Атмосферное электричество. - Л.: Гидрометеиздат, 1974, - 421 с.
7. Фейнман Р., Лейтон Р., Сэндс М. Фейнмановские лекции по физике (электричество и магнетизм). М.: Мир, 1962
8. Морозов В.Н. Атмосферное электричество.// Атмосфера. Справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1991, с. 394-408.
9. Морозов В.Н. Некоторые задачи электричества приземного слоя атмосферы. Атмосферное электричество.// Труды III Всесоюзного симпозиума. Л.: Гидрометеиздат, 1988, с.10-18.
10. Морозов В.Н. О физико-математическом моделировании электрических процессов в нижних слоях атмосферы Земли.// Труды ГГО, вып.484, Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 84-91.
11. Наследов Д.И. Физика ионных и электронных процессов. М. НТИ, 1937.
12. Красногорская Н.В. Об электродном эффекте.// Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1967. Т.3, №9, с. 1018-1022

13. Махоткин Л. Г. Годовые изменения градиента потенциала и глобальные годовые изменения площади снежного покрова// Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1980 вып. 401. С. 94-97
14. Махоткин Л. Г. Особенности годового хода градиента потенциала в южном полушарии// Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1980 вып. 401. С. 98-107
15. Махоткин Л. Г. Особенности вариаций градиента потенциала электрического поля в Леврике, Мурманске и Окленде. // Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1986 вып. 498. С.9-13
16. Лободин Т. В. Глобальные вариации атмосферно-электрических характеристик. // Труды ГГО Метеорология и гидрология 1975, вып. 10. С. 35-42
17. Махоткин Л. Г. Значение результатов наземных наблюдений за градиентом потенциала электрического поля // Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1982 вып. 455. С.106-109
18. Камышанова В. А. Внутримесячные вариации градиента потенциала электрического поля и их связь с формами атмосферной циркуляции// Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1981 вып. 442. С.109-111
19. Махоткин Л. Г. Анализ суточного хода градиента потенциала электрического поля на ст. Лервик // Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1990 вып. 527. С.8-11
20. Лободин Т. В. Глобальные суточные вариации электрического поля над континентами. // Труды ГГО Метеорология и гидрология 1978, вып. 9. С. 67-71
21. Лободин Т. В. О роли локальной компоненты в глобальных суточных вариациях электрического поля атмосферы // Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1980 вып. 401. С.108-114
22. Семенов. К. А., Шварц Я.М., Жукова М. П. и др. Особенности результатов измерения величин атмосферного электричества в Воейково // Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1986 вып. 498. С. 3-9

- 23.Махоткин Л. Г. Особенности вариаций градиента потенциала электрического поля в Леврике, Мурманске и Окленде. // Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1986 вып. 498. С.9-13
- 24.Марковкин А. М., Семенов К. А. Годовой ход напряженности электрического поля по результатам наблюдений в Воейково// Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1980 вып. 401. С. 115-117
- 25.Семенов К.А., Связь элементов атмосферного электричества с загрязнением воздуха. - В сб.: Атмосферное электричество. Труды I Всесоюзного симпозиума, Л., 1976, с.75-79.
- 26.Филлипов А. Х., Кречетов А. А. Влияние выбросов целлюлозно-бумажного производства на электрическое поле атмосферы// Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1981 вып. 442. С. 96-102
- 27.Гордюк В.П. Связь электрических характеристик атмосферы с загрязненностью воздуха аэрозолем по данным измерений в обсерватории Мирный. - В сб.: Атмосферное электричество. Труды III Всесоюзного симпозиума, Тарту, 1986, с.70-73.
- 28.Кречетов А.А., Филиппов А.Х., Татарников В.К., Электрическое поле в условиях промышленного загрязнения атмосферы. - В сб.: Атмосферное электричество. Труды II Всесоюзного симпозиума, Л., 1984, с.41-43.
- 29.<http://ru.wikipedia.org/wiki>
- 30.Колоколов В. П., Шаманский Ю.В. О связях напряженности электрического поля на океанах с метеорологическими величинами// Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1984 вып. 474. С.94-98
- 31.Лободин Т. В. Меридиональный разрез градиента потенциала атмосферы по наблюдениям над океанами во время МГГ // Труды ГГО, Л: ГИМИЗ 1960, вып. 110. С. 27-32
- 32.Шаманский Ю. В. Глобальные и локальные вариации электрического поля// Труды V Российской конференции по атмосферному электричеству. Владимир, ВлГУ, 2003. Т.1. С.46-49

33. Анисимов С.В., Мареев Е.А., Шихова Н.М., Дмитриев Э.М. Механизмы формирования спектра пульсаций электрического поля приземной атмосферы. // Изв.вузов. Радиофизика, 2001.Т.44, № 7. С.562-576
34. 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.765-780
35. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Смородин А.Н., Анисимова Е.Б., Бакастов С.С. Информационные технологии в системе мониторинга аэроэлектрических полей геофизической обсерватории “Борок” РАН (Геофизическая обсерватория “Борок” ОИФЗ РАН). // Труды V Российской конференции по атмосферному электричеству. Владимир, ВлГУ, 2003. Т.1. С.115-118.
36. <http://www.geoda.ru/library/ecology/2/>
37. Винниченко Н. К., Пинус Н. З., Шметер С. М., Шур Г. Р. Турбулентность в свободной атмосфере. // Л.: Гидрометеиздат, 1968. 337 с.
38. Noppel W.A. Theory of the electrode effect. // J.Atm.Terr.Phys., 1967. V.29, № 6. P.709-721
39. Морозов В.Н. Атмосферное электричество. // Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели). Л.: Гидрометеиздат, 1991. С.394-408.
40. Crozier W.D. Atmospheric electrical profiles below three meters. // J.Geoph.Res., 1965. 70. P.2785-2792.
41. Аджиев А.Х. Развитие электрических разрядов в облаках. // IV Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов, Нальчик, 1990. С.93.
42. Аджиев А.Х., Богаченко Е.М. О контроле результатов воздействия на грозовые облака. // IV Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов, Нальчик, 1990. С.120.

43. Аджиев А.Х., Ваюшина Г.П., Куповых Г.В., Соколенко Л.Г., Шварц Я.М. Экспериментальные исследования атмосферного электричества в высокогорных условиях. // Труды V Российской конференции по атмосферному электричеству. Владимир, ВлГУ, 2003. Т.1. С.106-109.
44. Аджиева А.А. Прогноз тенденции развития градоопасности конвективных облаков по градовым характеристикам. // Пятая Российская конференция по атмосферному электричеству. Сборник трудов, Владимир, 2003. С.302-305.
45. Алехина Н.М., Потапкин В.И. Инструментальные исследования грозовой деятельности в районе Томска.// Труды ЗСРНИГМИ, 1976. Вып. 21. С. 41-48.
46. Базелян Э.М., Горин Б.Н., Левитов В.И. Физические и инженерные основы молниезащиты. Л.: ГМИ, 1978. 223 с.
47. Богаченко Е.М. Характеристики грозовой деятельности на территории Северного Кавказа. // Труды 7 научно-технической конференции молодых ученых Высокогорного геофизического института. Нальчик, 1987. С.18-22. Деп. в ВИНТИ 05.11.87 №7772 – В87.
48. Борисенков Е.П. Вступительное слово. // Труды I Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Гидрометеиздат, 1976. С.3-4.
49. Амиранашвили А.Г., Балавадзе А.Ш., Зурашвили З.И., Хелая Э.И. О возможности прогнозирования грозоопасности облаков. // IV Всесоюзный симпозиум по атмосферному электричеству. Тезисы докладов, Нальчик, 1990. С.119.
50. Israelsson S., Knudsen E., and Ungethüm E. Natural radioactivity in soil gas and exhalation of natural radioactivity from the ground surface. // Marsta observatory, Uppsala, reports №30, 1972. 28 p.
51. Архипова Е.П. Карты географического распределения числа дней с грозой на территории СССР. // Труды ГГО, 1957. Вып.74. С. 41-60.

52. Петров А.И., Петрова Г.Г., Панчишкина И.Н., Соловьев М.Ю.. Экспериментальные профили атмосферно-электрических характеристик в электродном слое. // Сборник трудов VI Российской конференции по атмосферному электричеству, Н.Новгород, ИПФ РАН, 2007. С.87-89.
- 53.Имянитов И.М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. М.: ГТТИ, 1957. 483 с.
- 54.Колоколов В.П., Шварц Я.М. Методы наблюдений элементов атмосферного электричества. Обзор. Обнинск, ВНИИГМИ – МЦД, 1976. 64 с.
- 55.Качурин Л. Г. Руководство к лабораторным работам по метеорологии. Л: ГИМИЗ, 1955. 424с.
- 56.Орленко Л.Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 270с.
- 57.Филиппов А.Х., Шаманский Ю.В. Статистическая структура вариаций напряженности электрического поля атмосферы. // Труды III Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству. Тарту, 1986. Гидрометеиздат, 1988. С.22-25.
- 58.<http://meteorologist.ru/koeffitsient-turbulentnosti.html>
- 59.Хромов С.П., Л.И.Мамонтова. Метеорологический словарь. //Л.: Гидрометеиздат, 1974. 568 с.
- 60.<http://www.bse.sci-lib.com>
- 61.Шихова Н.М., Анисимов С.В. Статистическая структура вариаций аэроэлектрического поля. // Труды VI Российской конференции по атмосферному электричеству. Н.Новгород: Изд-во Института прикладной физики РАН. 2007. С.95.