

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

**«Физические параметры
приземного слоя атмосферы в зависимости от его
термической устойчивости на основании
экспериментальных данных»**

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
Билалова Виктория Фанисовна

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

Рецензент:
канд. физ.-мат. наук, доцент
Мастропас Зинаида Петровна

Ростов-на-Дону
2010

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение.....	4
1. Термодинамика приземного слоя атмосферы.....	5
1.1 Температурная стратификация приземного слоя.....	5
1.2 Адиабатические процессы в атмосфере. Адиабатический градиент температуры	7
1.3 Причины вертикальных движений в приземном слое и его устойчивость	9
1.4 Условия термической устойчивости приземного слоя.....	12
1.5 Влияние термической и динамической устойчивости на развитие турбулентности в атмосфере.	13
2. Электрические процессы в приземном слое атмосферы	16
2.1 Ионизаторы приземного слоя.....	16
2.1.1 Космические лучи	16
2.1.2 Естественная радиоактивность. Радиоактивные эманации. Радон-222	17
2.2 Атмосферные ионы	21
2.2.1 Ионообразование и пропадание ионов в приземной атмосфере. Ионизационно-рекомбинационное уравнение.	21
2.2.2 Спектр атмосферных ионов.	24
2.3 Электропроводность приземного слоя. Ток проводимости	28
2.4 Проблема «хорошей погоды» в атмосферном электричестве (на основании работы Израэльссона [9]).....	30
3. Пространственно - временные вариации физических параметров приземного слоя при его различной термической устойчивости	38
3.1 Измерительные приборы и методы обработки экспериментальных данных, полученных в период геофизических экспедиций ПИ ЮФУ 2008-2009 г.г.	38

3.1.1 Измерение метеорологических характеристик приземного слоя атмосферы	38
3.1.2 Измерение вертикальных профилей удельной электропроводности атмосферы вблизи земли.	41
3.1.3 Измерение профилей концентрации радона-222	46
3.2 Результаты исследований особенностей вариаций физических характеристик приземного слоя при различной стратификации его температуры.	48
3.4 Исследование критериев «хорошей погоды» в атмосферном электричестве с учетом устойчивости приземного слоя	59
Заключение	64
Список литературы:	65

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к исследованию физических процессов в приземном слое атмосферы закономерен, поскольку этот слой является важнейшей составной частью окружающей среды и играет далеко не последнюю роль в формировании и поддержании условий жизни и деятельности человека.

Электрическое состояние приземного слоя в значительной мере обусловлено термодинамикой атмосферы вблизи земной поверхности, поскольку ею определяется перенос важных для атмосферно-электрических процессов примесей: радиоактивных изотопов, водяных паров, аэрозолей различного происхождения. Изменения интенсивности перемешивания приземного слоя, связанные как с регулярными суточными ритмами, так и с процессами циркуляции атмосферы разного масштаба, модулируют процессы ионизации и формирования электрической структуры приземного слоя, влияя на распределение концентрации природных радиоактивных газов в приземной атмосфере. Представляется интересным исследовать влияние термодинамических факторов на электрическое состояние приземного слоя.

Целью работы является исследование закономерностей пространственно-временных вариаций характеристик атмосферы: полярных электропроводностей атмосферы, концентрации радона-222, метеоэлементов - при различной стратификации нижней атмосферы.

В связи с намеченной целью решались следующие задачи:

1. регистрация метеорологических и атмосферно-электрических характеристик в период геофизических экспедиций ПИ ЮФУ;
2. обработка, группировка полученных экспериментальных данных, систематизация материала с учетом устойчивости атмосферы;
3. поиск закономерностей, построение графиков, анализ полученных результатов, их физическая интерпретация;
4. формулировка выводов, подведение итогов, поиск перспектив применения результатов в теории и на практике.

1. ТЕРМОДИНАМИКА ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Приземным слоем атмосферы принято называть нижнюю часть пограничного слоя атмосферы, которая простирается от земной поверхности до высоты в несколько десятков метров. Иногда говорят о приземном слое толщиной до 2-3 метров: этот слой атмосферы подробно изучается в микроклиматологии. Он наиболее подвержен влиянию земной поверхности. Толщина приземного слоя атмосферы изменяется в достаточно широких пределах в зависимости от термической стратификации атмосферы, величины скорости ветра, а также шероховатости земной поверхности. В приземном слое атмосферы наблюдается резкое изменение метеоэлементов с высотой: вертикальные градиенты скорости ветра, температуры и влажности в десятки раз превышают соответствующие величины в вышележащих слоях, но уменьшаются по абсолютной величине с увеличением высоты; - это является одной из особенностей этого слоя. Скорость ветра с высотой в приземном слое возрастает, а направление его практически не изменяется. Приземный слой атмосферы содержит в себе основную часть водяных паров всей атмосферы - так в слое до 5 км содержится 90 % водяного пара, поэтому именно в приземном слое происходят такие процессы как образование облаков, выпадение осадков и т.д.

1.1 Температурная стратификация приземного слоя

Температурная стратификация (от лат. *stratum* — слой и *facio* — делаю) - это распределение температуры воздуха по высоте, характеризуемое вертикальным градиентом температуры γ . В тропосфере температура падает с высотой в среднем на $0,6^\circ$ на каждые 100 м, т. е. $\gamma=0,6^\circ/100$ м. Но в каждый отдельный момент γ может отклоняться от этой средней величины по-разному над каждым местом и в каждом слое тропосферы, причем иногда эти перепады весьма значительны. Так, например, в жаркий летний день в приземном слое воздух над почвой нагревается, и, следовательно, γ сильно возрастает. Ночью же почва выхолаживается благодаря излучению,

температура воздуха вблизи поверхности земли уменьшается иногда настолько, что падение температуры с высотой заменяется возрастанием: возникает приземная инверсия температуры, т. е. γ меняет знак. В свободной атмосфере также обнаруживаются различные значения γ : от 1° на 100 м (или несколько выше) до сильных инверсий в отдельных слоях. В стратосфере значения γ малы или отрицательны.

Рост температуры с высотой в тропосфере, как уже упоминалось, называют инверсией температуры, а слой, в котором температура распределена подобным образом, соответственно, слоем инверсии.

Если же в некотором слое атмосферы температура с высотой не меняется, говорят, что в этом слое установилась изотермия.

На рисунке 1.1 схематично изображены слои инверсии и изотермии.

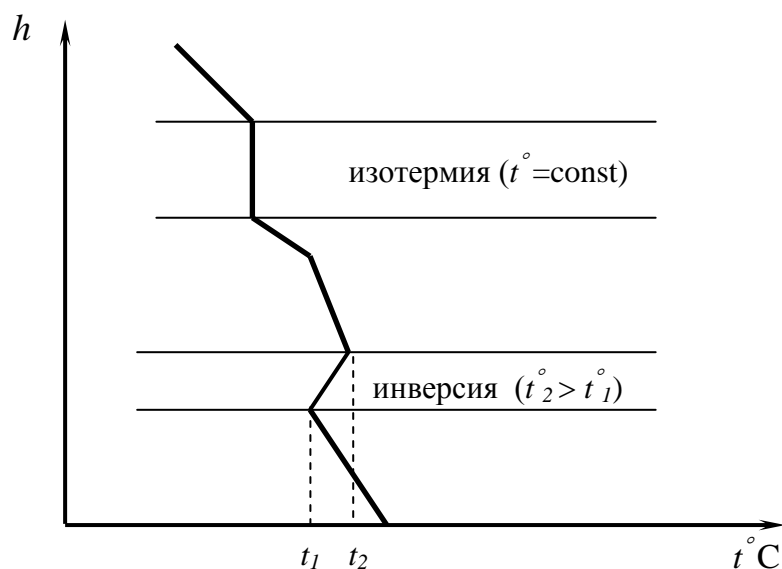


Рисунок 1.1. Типичные варианты изменения температуры с высотой в приземном слое

1.2 Адиабатические процессы в атмосфере. Адиабатический градиент температуры

Рассмотрим случай, когда воздух поднимается либо опускается под действием метеорологических факторов. Введем для начала понятие о воздушной частице. Воздушной частицей будем называть некоторую порцию воздуха с фиксированной массой m . Из-за падения давления атмосферы с высотой поднимающийся воздух расширяется, при опускании воздушная частица сжимается из-за возрастания давления атмосферы по мере приближения к земной поверхности. Процессы поднятия или опускания воздушной частицы происходят без обмена теплом с окружающей средой вследствие плохой теплопроводности воздуха, то есть адиабатически. Внутренняя энергия газа в таком процессе будет уменьшаться, так как работа совершается только за счет нее. Уменьшение внутренней энергии газа проявляется в уменьшении его температуры. Сжатие газа сопровождается увеличением его внутренней энергии и температуры соответственно. Таким образом, адиабатическое сжатие газа сопровождается его нагревом, расширение газа - охлаждением.

В случае сухого или ненасыщенного влагой воздуха температура поднимающейся частицы вследствие адиабатического расширения падает на $\gamma_a = 1^\circ/100$ м. Эта величина в физике атмосферы имеет название сухоадиабатический градиент температуры. Если поднимающаяся воздушная частица содержит в своем объеме водяные пары, значит в результате охлаждения до точки росы и ниже влага будет конденсироваться, а поднимающийся воздух вследствие этого будет получать некоторое количество тепла конденсации. В итоге этого процесса падение температуры всплывающей воздушной частицы с высотой замедлится до влажноадиабатического градиента: в среднем на 6° на 1 километр подъема. На рис. 1.2 показано изменение температуры частицы воздуха при отсутствии в ней процессов конденсации (сухая адиабата) и в случае конденсации паров -

выше уровня конденсации - (влажная адиабата). Нижняя граница облаков располагается на уровне конденсации, что является особенностью этого уровня. Если же вся влага, которая имеется в поднимающейся воздушной частице, сконденсировалась, а частица продолжает подниматься, то изменение её температуры снова будет происходить по сухоадиабатическому закону. При этом процесс будет происходить уже выше верхнего уровня облаков.

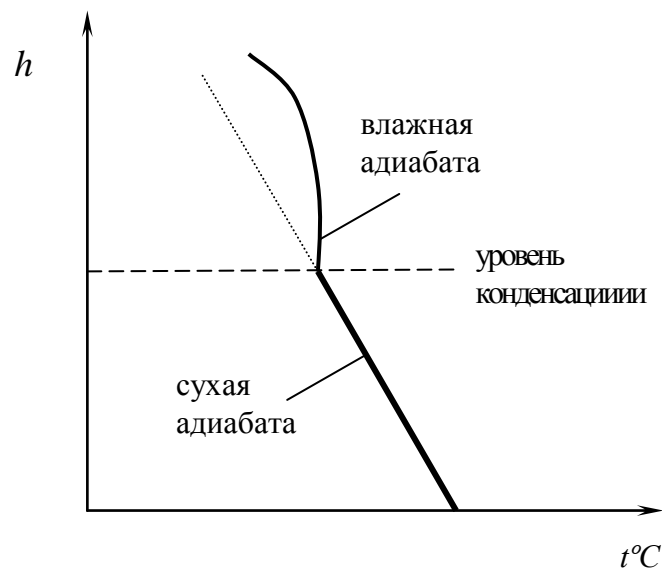


Рис.1.2. Изменение температуры всплывающей воздушной частицы с высотой для ненасыщенного воздуха (сухая адиабата) и в случае конденсации влаги (влажная адиабата)

1.3 Причины вертикальных движений в приземном слое и его устойчивость

Существуют две основные причины упорядоченного вертикального движения воздуха вблизи Земли - механическое вытеснение и конвекция.

Механическое вытеснение воздуха происходит при движении воздушного потока над земной поверхностью при наличии неровностей рельефа или же растительного покрова: воздух вынужден подниматься, обтекая преграду.

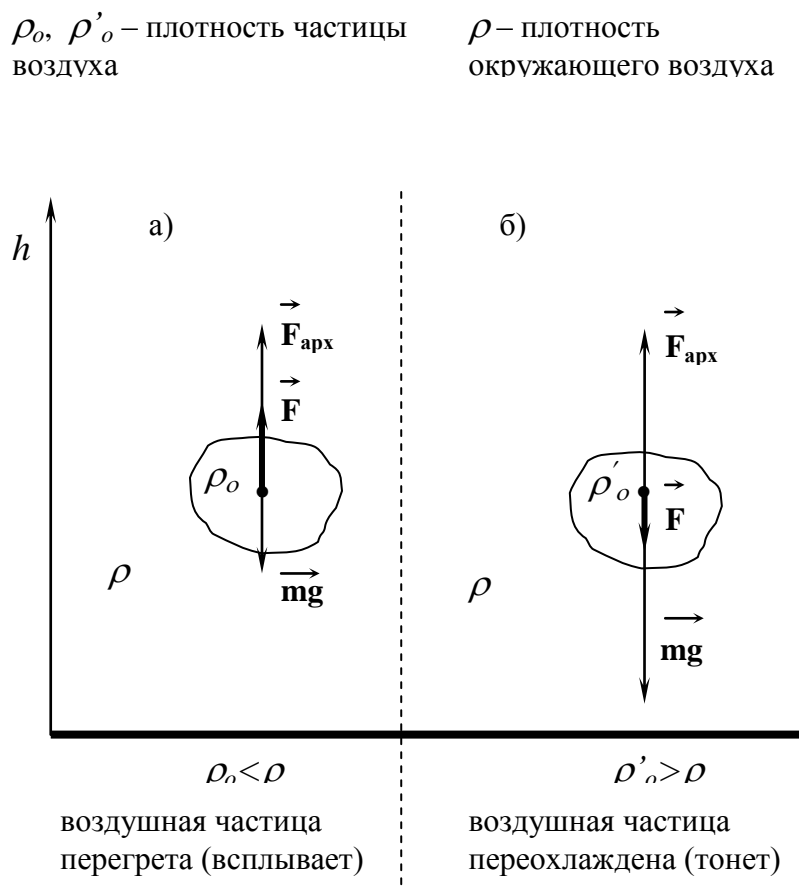


Рисунок 1.3. Силы, действующие на воздушную частицу, в случае ее: а) перегрева; б) переохлаждения, - по отношению к окружающему воздуху

Рассмотрим более подробно конвекцию как причину вертикального движения. Вначале рассмотрим рисунок 1.3 а. Конвективные потоки в

приземной атмосфере формируются над нагретыми участками земной поверхности. Нагревшись от теплой поверхности, воздушная частица с определенной плотностью, становится менее плотной, чем окружающий ее воздух, и вследствие действия силы Архимеда всплывает в нем.

На рисунке 1.3 а видно, что равнодействующая сил направлена вверх, а также, что плотность воздушной частицы вследствие нагрева стала меньше. В случае переохладения воздушной частицы (рисунок 1.3 б) равнодействующая сила направлена вниз. Плотность воздушной частицы больше, чем плотность окружающего воздуха, и следствием этого будет то, что частица начнет «тонуть».

Для изучения условий вертикальной устойчивости рассмотрим более простой случай отсутствия перегрева воздушной частицы на уровне земли.

При отсутствии на уровне земли перегрева воздушной частицы конвективные движения могут возникнуть только в том случае, если частицу принудительно сместить вверх (например, вследствие механического вытеснения). При этом дальнейшее развитие событий: возникновение конвекции или ее отсутствие, - будет зависеть от характера вертикального распределения температуры в окружающем частицу воздухе.

На рисунке 1.4 линиями 1-4 представлены возможные варианты температурной стратификации приземного слоя атмосферы. Жирной линией показано уменьшение с высотой температуры воздушной частицы, всплывающей в окружающем воздухе.

При стратификации 1 (рис. 1.4) атмосфера неустойчива: если воздушную частицу приподнять до некоторого уровня h , то ее температура t_* оказывается выше температуры в атмосфере t на данной высоте. Причем, по мере поднятия разность температур между воздушной частицей и окружающим воздухом (t_*-t) , способствующая подъему вытесненной частицы, будет возрастать, и частица будет всплывать все быстрее.

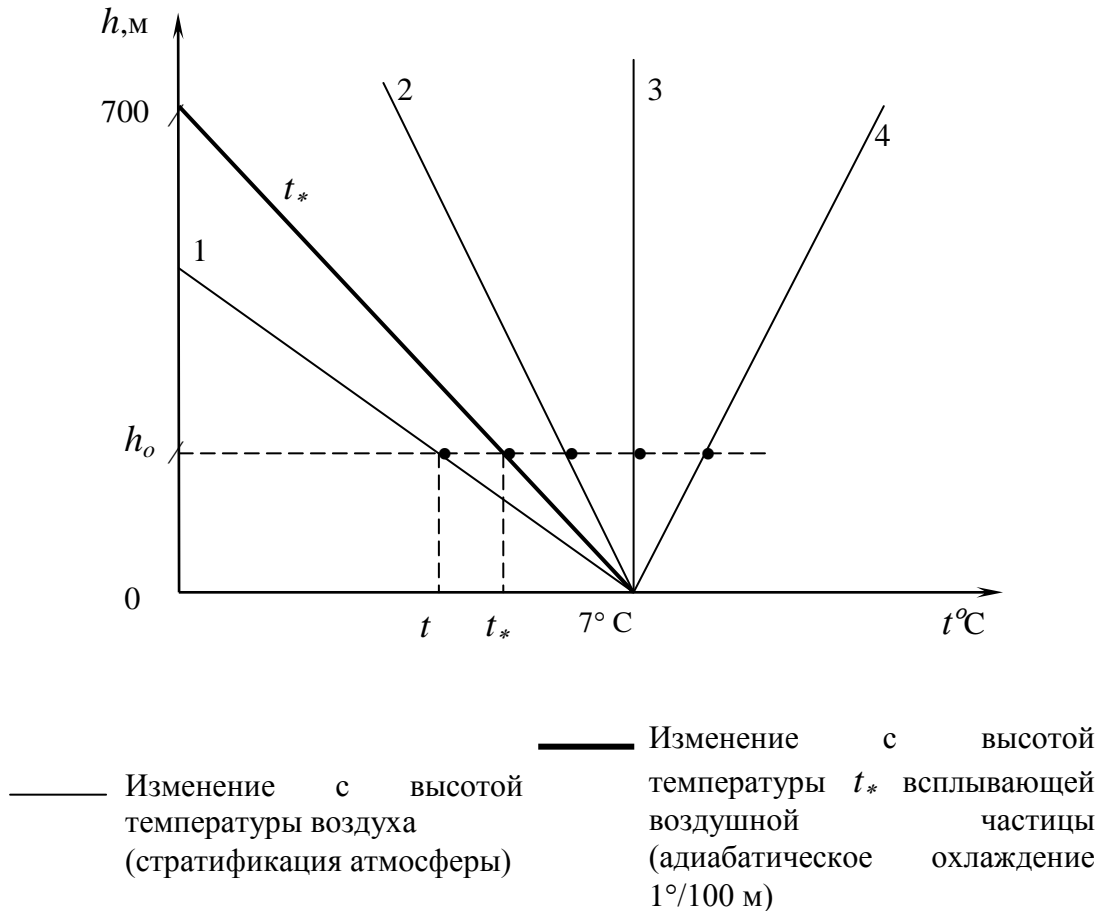


Рисунок 1.4. Изменение с высотой температуры всплывающей частицы (t_*) и температуры окружающего воздуха (линии 1-4) при отсутствии перегрева частицы.

При стратификациях 2-4 атмосфера устойчива, поскольку температура приподнятой частицы t_* остается меньше температуры t окружающего воздуха. В итоге приподнятая каким-либо образом частица, будучи предоставлена сама себе, возвращается вниз, “тонет”. Конвекция не возникает.

1.4 Условия термической устойчивости приземного слоя

Принято различать неустойчивую $\left(\frac{dT}{dh} < \gamma_a\right)$, устойчивую $\left(\frac{dT}{dh} > \gamma_a\right)$ и безразличную $\left(\frac{dT}{dh} = \gamma_a\right)$ стратификацию атмосферы. Здесь $\gamma_a = 1^\circ/100 \text{ м}$ - адиабатический градиент, о котором мы упоминали ранее: изменение температуры смещающейся по вертикали воздушной частицы с высотой, $\frac{dT}{dh}$ - градиент температуры окружающей частицу воздуха.

Различная устойчивость атмосферы в свою очередь формирует различные физические ситуации и проявляется в различных термодинамических условиях. При неустойчивой стратификации в атмосфере развиваются конвективные движения, что способствует ее вертикальному перемешиванию. В итоге стираются вертикальные градиенты физических величин и концентраций примесей, и выравниваются значения параметров атмосферы на разных уровнях. Устойчивая стратификация не способствует вертикальному перемешиванию слоев, так как конвекция не возникает. Безразличная стратификация соответствует промежуточному состоянию приземного слоя в этом отношении. Устойчивость приземной атмосферы наряду со скоростью ветра влияет, в частности, на турбулентное перемешивание, от которого зависит распределение атмосферных примесей.

1.5 Влияние термической и динамической устойчивости на развитие турбулентности в атмосфере.

Особенность атмосферных течений состоит в том, что мгновенные скорости отдельных масс воздуха испытывают нерегулярные, случайные флуктуации. А значит, к средней скорости переноса воздуха присоединяются дополнительные, так называемые, флуктуационные скорости элементов турбулентности, которые по-разному ориентированы и находятся в быстром изменении. В связи с этим и другие характеристики воздуха, такие как давление, температура, плотность, содержание водяного пара, изменяются в пространстве и времени также нерегулярно. В случае турбулентности в атмосфере образуются вихри различных масштабов. Масштабы эти могут быть размером с долю сантиметра и более: до многих десятков и сотен метров. Кроме мелкомасштабной микротурбулентности, существует турбулентность синоптического масштаба или макротурбулентность, а также мезотурбулентность. В случае макротурбулентности в качестве турбулентных образований рассматриваются отдельные циклоны и антициклоны, а мезотурбулентность связана с грозowymi облаками и шквалами.

Переход от ламинарного, или лишенного турбулентности, течения к турбулентному происходит при потере гидродинамической устойчивости потока, когда отношение сил инерции к силам вязкости превосходит некоторое критическое значение - число Рейнольдса. Число Рейнольдса можно составить как безразмерную комбинацию:

$$Re = \frac{UL}{\nu} \quad (1.1)$$

где L - характерный размер потока вязкой жидкости, U - характерная скорость течения, ν - кинематическая вязкость жидкости. Ламинарное движение становится турбулентным, когда число Рейнольдса превосходит некоторое критическое значение $Re_{кр}$ [3]:

$$\frac{UL}{\nu} > \text{Re}_{кр} \quad (1.2)$$

Из формулы видно, что при заданном значении ν (конкретная жидкость) и заданном характерном размере потока L возрастание скорости потока U приводит к появлению в нем турбулентности, то есть к образованию вихрей.

Описанный вид атмосферной турбулентности называется динамической турбулентностью. Существует также термическая турбулентность, связанная с конвекцией, определяемой архимедовой силой (см. раздел 1.3). Эти два вида турбулентности привязаны друг к другу.

Результатом атмосферной турбулентности является турбулентная диффузия, создающая турбулентный обмен свойств воздуха как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, и намного превосходящая молекулярную диффузию. Посредством атмосферной турбулентности объясняются сравнительное постоянство состава воздуха с высотой, распространение в атмосфере водяного пара и примесей, внутреннее трение воздуха, порывистость и суточный ход ветра, распространение и распределение тепла в атмосфере, особенности форм облаков, рассеяние туманов, коагуляции капелек в облаках, так называемое дрожание воздуха и мерцание звезд, и многое другое.

Говоря о турбулентной диффузии - переносе вещества в пространстве, обусловленном турбулентным движением среды, имеют в виду следующий механизм. Если в турбулентном потоке в определенный момент времени множество элементов расположено рядом один с другим, то в последний момент времени они рассеиваются по пространству так, что статистическое расстояние между любыми двумя произвольными частицами с течением времени возрастает. Проявления этого процесса во многом напоминают молекулярную диффузию. По аналогии с молекулярной диффузией для вертикального турбулентного потока P некоторой субстанции можно записать:

$$P = -A \frac{\partial n}{\partial z} \quad (1.3)$$

где n – концентрация субстанции (например, молекул радона, ионов или частиц аэрозоля), A – коэффициент турбулентной диффузии или коэффициент обмена. Коэффициент турбулентного обмена через плотность воздуха ρ связан с коэффициентом турбулентности k :

$$P = -k\rho \frac{\partial n}{\partial z} \quad (1.4)$$

Как видно, коэффициент турбулентности связан с коэффициентом обмена A следующим соотношением:

$$k = A / \rho \quad (1.5)$$

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 [1]. В суточном ходе коэффициент турбулентности имеет максимум в послеполуденные часы и минимум ночью или рано утром. Амплитуда суточного хода особенно велика в ясную погоду. В приземном слое атмосферы зависимость коэффициента турбулентности от высоты при различной шероховатости земной поверхности, скорости ветра и стратификации описывается с помощью различных формул: линейной, дробно-линейной, показательной, степенной.

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

2. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

2.1 Ионизаторы приземного слоя.

В конце XIX столетия было обнаружено, что воздух может проводить электричество. На основании различных исследований было также выявлено, что своей проводимостью воздух обязан наличию в нем заряженных частиц – ионов. Процесс, который приводит к образованию ионов, называется ионизацией. Физика процесса ионизации состоит в том, что под воздействием внешнего агента молекуле или атому газа может быть передана энергия, которая будет достаточной для того чтобы удалить один из наружных валентных электронов из сферы действия ядра. В результате этого процесса нейтральный атом становится положительно заряженным, а выделившийся электрон почти мгновенно присоединяется к одному из нейтральных атомов и образует отрицательный ион. Молекулы, ионизированные таким образом, будут парными, будут иметь молекулярный размер и нести по одному элементарному заряду. Существуют разнообразные ионизаторы атмосферного воздуха: космические лучи, радиоактивные излучения, ультрафиолетовые и корпускулярное излучение Солнца, фотоэлектрический эффект. Для ионизации приземного слоя атмосферы над континентами наиболее важны космические лучи и радиоактивные излучения земли и атмосферы.

2.1.1 Космические лучи

Космические лучи — элементарные частицы и ядра атомов, родившиеся и ускоренные до высоких энергий во Вселенной. Именно этими лучами непрерывно облучается атмосфера земли. Космические лучи представляют собой поток высокоэнергичных заряженных частиц с энергиями от $\sim 10^6$ эВ и до $\sim 10^{20}$ эВ. Большая часть этой энергии тратится на ионизацию атмосферы.

Известен энергетический спектр частиц, падающих на границу атмосферы [4]. При помощи него оценивается поток энергии космических

лучей, падающий на границу атмосферы в любой точке земного шара. Эти расчеты показывают, что в периоды минимума солнечной активности поток энергии в полярных районах равен приблизительно $6.4 \cdot 10^9 \text{ эВ/см}^2 \text{ с}$, в экваториальной зоне - $1.7 \cdot 10^9 \text{ эВ/см}^2 \text{ с}$. При помощи этих расчетов, так же получается, что число электрон-ионных пар, которые образуются путем ионизации космическими лучами всей атмосферы, равно приблизительно $\sim 7 \cdot 19^{26} \text{ с}^{-1}$ или $\sim 10^8$ Кл/с зарядов одного знака. Когда же солнечная активность достигает максимумов, эти цифры уменьшаются в два и более раз. Ионизация атмосферы космическими лучами возрастает с высотой.

На уровне земли интенсивность ионизации за счет космических лучей мало зависит от солнечного и звездного времени, но меняется в некоторой степени с изменением геомагнитной широты, уменьшаясь на магнитном экваторе по сравнению с более высокими магнитными широтами [5]. Интенсивность ионообразования в приземном слое атмосферы за счет космических лучей составляет по оценкам 2 пары ионов/см³с [2]. Над океанами это единственный источник ионизации нижней атмосферы. Поскольку, как уже отмечалось, интенсивность ионизации космическими лучами мало изменяется во времени и в пределах нижних метров с высотой, то в большинстве случаев эту ионизацию, по видимому, можно считать неким постоянным фоном для нижней атмосферы.

2.1.2 Естественная радиоактивность. Радиоактивные эманации. Радон-222

Радиоактивные элементы в земной коре и приземном слое атмосферы присутствуют всюду. Они являются главными источниками ионизации воздуха в нижней части тропосферы над континентами. В атмосфере над водоемами, а также в самой воде, содержание радиоактивных элементов незначительно. На ионизацию воздуха в таких районах они практически не

вливают. В этих местах основным источником ионизации являются космические лучи, о которых мы говорили ранее.

α - частицы, которые появляются при распадах радона и торона, имеют энергию в несколько МэВ, электроны с энергиями от ~ 100 кэВ до единиц МэВ и γ - кванты с энергиями в несколько сотен кэВ. При помощи этих трех видов излучений происходит ионизация атмосферы. На образование одной электрон-ионной пары в воздухе ионизирующая частица расходует ~ 35 эВ.

Радиоактивные вещества, содержащиеся в земной коре и осадочных породах, имеют для ионизации нижней атмосферы малое значение из-за низкой проникающей способности их излучений. Тверской [2] указывает, что для непосредственной ионизации атмосферы могут иметь только самые поверхностные слои почвы глубиной до 2 м, и то лишь над сушей.

Большую роль в ионизации атмосферного воздуха вблизи поверхности земли играют входящие в его состав в качестве примесей изотопы химического элемента с порядковым номером 86 - радиоактивные инертные газы радон, торон и актинон, имеющие общее название радиоактивные эманации. Наиболее устойчив ^{222}Rn ($T_{1/2}=3,8235$ дня), входящий в природное радиоактивное семейство урана-238 (семейство урана-радия) и являющийся непосредственным продуктом распада радия-226. Иногда название «радон» относят именно к этому изотопу.

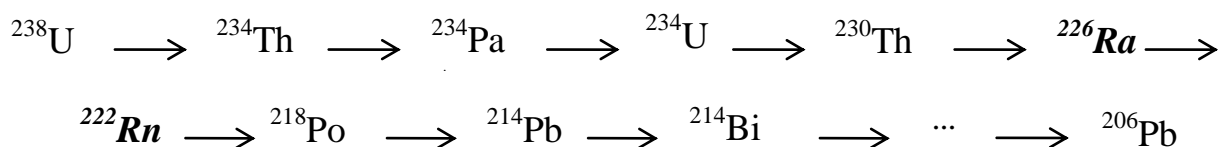


Рисунок 2.1 Радиоактивный ряд, образуемый продуктами распада урана-238.

В семейство тория-232 входит ^{220}Rn ($T_{1/2}=55,6$ с), иногда его называют торон (Тн). В семейство урана-235 (урана-актиния) входит ^{219}Rn ($T_{1/2}=3,96$ с), его называют актинон (Ан). В одну из побочных ветвей семейства урана-

радия входит также очень короткоживущий ($T_{1/2}=35$ мс) радон-218. Все отмеченные изотопы радона испытывают альфа-распад. Этими четырьмя нуклидами исчерпывается список природных изотопов радона [6].

Особенно важную роль в ионизации воздуха в нижней тропосфере играют два радиоактивных газа: радон (${}^{222}_{86}\text{Rn}$) с периодом полураспада, как уже отмечалось, 3.8 дня и торон (${}^{220}_{86}\text{Tn}$) с периодом полураспада около 56 сек).

В статье, посвященной истории открытия радиоактивных эманаций в Википедии [6], отмечается, что Э. Резерфорд в 1899 году заметил: препараты тория испускают, кроме α -частиц, и некое неизвестное ранее вещество, так что воздух вокруг препаратов тория постепенно становится радиоактивным. Это вещество он предложил назвать эманацией (от латинского *emanatio* — истечение) тория и дать ему символ *Em*.

Последующие наблюдения показали, что и препараты радия также испускают некую эманацию, которая обладает радиоактивными свойствами и ведет себя как инертный газ. Первоначально эманацию тория называли тороном, а эманацию радия — радоном. Было доказано, что все эманации на самом деле представляют собой радионуклиды нового элемента — инертного газа, которому отвечает атомный номер 86. Впервые его выделили в чистом виде Рамзай и Грей в 1908 году, они же предложили назвать газ нитон (от лат. *nitens*, светящийся). В 1923 году газ получил окончательное название радон и символ *Em* был сменен на *Rn*. Входит в состав радиоактивных рядов ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$ и ${}^{232}\text{Th}$. Ядра радона постоянно возникают в природе при радиоактивном распаде материнских ядер. Ввиду химической инертности радон относительно легко покидает кристаллическую решётку «родительского» минерала и попадает в подземные воды, природные газы и воздух. Поскольку наиболее долгоживущим из четырёх природных изотопов радона является ${}^{222}\text{Rn}$, именно его содержание в этих средах максимально. Благодаря относительно большому периоду полураспада, радон-222 может

находиться в атмосфере достаточно долго, чтобы распространиться по значительному объему. Поэтому роль радона-222 в ионизации приземной атмосферы особенно велика.

Радон в нормальных условиях — бесцветный инертный газ; радиоактивен, может представлять опасность для здоровья и жизни. При комнатной температуре является одним из самых тяжелых газов.

В геологии измерение содержания радона в воздухе и воде применяется для поиска месторождений урана и тория, в гидрологии — для исследования взаимодействия грунтовых и речных вод. Динамика концентрации радона в подземных водах может применяться для прогноза землетрясений. Открытие радиоактивности и радона совпало с повышением интереса к биологическим эффектам радиации.

На особую роль радона в ионизации приземной атмосферы указывают данные таблицы об интенсивности ионообразования разных ионизаторов атмосферы из монографии Тверского [2] (таблица 2.1).

Эта особая роль, которую радон-222 играет в атмосферном электричестве, обусловлена, во-первых, тем, что при нормальных условиях радон находится в газообразном состоянии, то есть может легко диффундировать и распространяться, во-вторых, тем, что период его полураспада достаточно велик, и время жизни атома позволяет достигать удаленных от места рождения точек; в-третьих, радон α -активен, а значит имеет большую ионизирующую способность для атмосферного воздуха.

Таблица 2.1. Интенсивность ионообразования разных ионизаторов приземной атмосферы [2].

Ионизатор		Число ионов в см ³ с			
		α -лучи	β -лучи	γ -лучи	Всего
Радиоактивные вещества:	-в земной коре	0	0,1	3,0	3,1
	-в атмосфере	4,6	0,2	0,15	5,0
Космические лучи		-	-	-	1,5
Всего		-	-	-	9,6

2.2 Атмосферные ионы

2.2.1 Ионообразование и пропадание ионов в приземной атмосфере.

Ионизационно-рекомбинационное уравнение.

Число ионов n каждого рода, содержащихся в единице объема, является основной величиной, которая характеризует ионизационное состояние атмосферы. Число ионов n любой подвижности, содержащихся в единице объема в какой либо момент времени, зависит, с одной стороны, от их числа, образующихся в единицу времени, с другой, от их числа, пропадающих за это же время под действием ряда процессов и условий. Основным процессом пропадания ионов является воссоединение, или рекомбинация. Сущность рекомбинации состоит в том, что ионы противоположных знаков, содержащиеся в некотором объеме газа, при встречах друг с другом взаимно нейтрализуются.

Для примера можно рассмотреть следующий случай, который обсуждается в известной монографии П.Н.Тверского [2]. Пусть в воздухе содержатся ионы лишь какой-либо одной подвижности, а именно легкие. Это значит, что воздух свободен от аэрозольных частиц.

Пусть n_- и n_+ - соответственно число отрицательных и положительных легких ионов в 1 см^3 . Тверской отмечает, что вероятность их встречи, а, следовательно, и воссоединения будет пропорциональна произведению $n_+ \cdot n_-$. Если через α обозначить коэффициент пропорциональности, получим, что число ионов, воссоединяющихся в 1с в 1 см^3 воздуха будет равно $\alpha n_+ n_-$. Коэффициент пропорциональности α называют коэффициентом воссоединения. Тогда для изменения числа ионов каждого знака во времени можно написать

$$\frac{dn_+}{dt} = \frac{dn_-}{dt} = q - \alpha n_+ n_-, \quad (2.1)$$

где q - интенсивность ионообразования - число пар ионов, образующихся под действием ионизаторов в единице объема в единицу времени.

Полагая $n_+ = n_- = n$, что достаточно близко соответствует действительности, как указывает Тверской, получим

$$\frac{dn}{dt} = q - \alpha n^2, \quad (2.2)$$

По истечении достаточно большого промежутка времени устанавливается динамическое равновесие между числом вновь образующихся и числом исчезающих ионов, и согласно (2.2) можно записать:

$$\frac{dn}{dt} = 0, \quad q = \alpha n^2 \quad (2.3)$$

что дает возможность найти коэффициент рекомбинации. Коэффициент рекомбинации зависит от плотности газа, температуры и строения молекулы. Для воздуха при нормальных температуре и давлении Тверской приводит значение $\alpha = 1,6 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$.

Из (2.3) определяется равновесное число легких ионов, содержащихся в атмосферном воздухе:

$$n = \sqrt{\frac{q}{\alpha}} \quad (2.4)$$

Как видно из соотношения (2.4) в случае прозрачной атмосферы, когда в воздухе содержатся преимущественно легкие ионы, концентрация их в атмосфере увеличивается пропорционально корню квадратному из интенсивности ионообразования. При $q = 10 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ и приведенном выше значении α концентрация ионов в стационарных условиях $n = 2500 \text{ см}^{-3}$.

В случае стационарного состояния можно ввести в рассмотрение среднюю продолжительность жизни иона τ , как средний промежуток времени между образованием иона и его воссоединением:

$$\tau = \frac{n}{q} = \frac{1}{\alpha n} \quad (2.5)$$

При обсуждаемых значениях величин $\tau \approx 4$ мин.

При наличии в воздухе примесей различного происхождения исчезновение вновь образующихся ионов происходит не только вследствие взаимной рекомбинации – часть легких ионов теряет подвижность, оседая на взвешенных в воздухе частицах аэрозолей. Для изменения концентрации ионов со временем при наличии тяжелых ионов в отсутствие электрического поля Тверской предлагает следующую систему уравнений:

$$\frac{dn_+}{dt} = q - \alpha n_+ n_- - \beta_+ n_+ N_- - \gamma_+ n_+ N_0 \quad (2.6)$$

$$\frac{dn_-}{dt} = q - \alpha n_- n_+ - \beta_- n_- N_+ - \gamma_- n_- N_0 \quad (2.7)$$

где N_{\pm} - число частиц более тяжелых, чем легкие ионы; N_0 - число незаряженных частиц; β_{\pm} , γ_{\pm} - коэффициенты рекомбинации легких ионов с тяжелыми заряженными и незаряженными частицами, их значения зависят от природы ядер и влажности атмосферы.

При постоянных значениях интенсивности ионизации q и коэффициента рекомбинации α состояние равновесия устанавливается за время от минуты до четверти часа.

Пренебрегая током проводимости, получим уравнения ионизационного равновесия в воздухе в стационарных условиях в следующем виде:

$$q = \alpha n_{\pm} n_{\mp} + \beta_{\pm} n_{\pm} N_{\mp} + \gamma_{\pm} n_{\pm} N_0 \quad (2.8)$$

Если число легких ионов значительно меньше числа других частиц аэрозолей, то в выражении (2.8) первым слагаемым можно пренебречь по сравнению со вторым и третьим. Тогда при условии $n_{\pm} \ll N_{\pm}$ ионизационное равновесие в воздухе, содержащем тяжелые частицы, принимает следующий простой вид:

$$q = -\beta'_{\pm} n_{\pm} \quad (2.9)$$

где $\beta'_\pm = \beta_\pm N_\mp + \gamma_\pm N_0$ зависит от природы и концентрации тяжелых частиц в воздухе и не зависит от концентрации и скорости образования легких ионов. По аналогии с (2.5) время жизни в этом случае

$$\tau = (\beta_\pm N_\mp + \gamma_\pm N_0)^{-1} \quad (2.10)$$

Скорость исчезновения ионов в загрязненном воздухе ($n_\pm \ll N_\pm$) согласно (2.7) и (2.8) выражается уравнением (индексы опущены):

$$\begin{aligned} \frac{dn}{dt} &= q - \beta' n \\ &\text{или} \\ n(t) &= \frac{q}{\beta'} (1 - e^{-\beta' t}) + n_0 e^{-\beta' t} \end{aligned} \quad (2.11)$$

В завершение отметим, что геомагнитное поле не влияет на движение ионов в нижних слоях атмосферы из-за сравнительно малых скоростей их движения вследствие большой плотности газа и большого числа столкновений ионов с нейтральными молекулами и между собой, как отмечено в монографии Тверского[2].

2.2.2 Спектр атмосферных ионов.

Спектр атмосферных ионов по подвижности содержит информацию о наличии в нем газовых и аэрозольных примесей и описывает электрические свойства воздуха. Подвижность - это скорость движения ионов в электрическом поле напряженности, равной единице. Это одна из наиболее удобных величин, которая позволяет охарактеризовать ионы различных типов.

Обычно используют всем известную классификацию ионов по подвижности: легкие, средние и тяжелые. Группы ионов выделяются с учетом физических характеристик и процессов образования. Первая группа - легкие ионы - по физической природе являются заряженными молекулярными кластерами: «кластерные ионы». Кроме легких ионов в атмосфере принято выделять группу средних ионов с подвижностью $(0,3 \div 0,5)$, которые имеют, по-

видимому, конденсационную природу, как уже было отмечено, а также тяжелые ионы, подвижности которых лежат в интервале 10^{-5} - 10^{-9} ·м²/В·с.

Ионы 2 и 3 групп по своей физической природе являются заряженными аэрозольными частицами. Частицы аэрозоля с точки зрения образования можно разделить на частицы с «врожденным зарядом» и с «приобретенным» зарядом. Первые возникают в результате конденсации вещества на легкий ион, их предлагается называть конденсационными ионами (средние ионы по подвижности). Вторые - частицы, возникающие при столкновении нейтральных частиц с легкими ионами и адсорбции зарядов последних частицами аэрозоля - аэрозольными ионами (тяжелые ионы). Диапазоны подвижности разных групп ионов частично перекрываются. Остановимся подробнее на легких (кластерных) ионах.

Важно отметить, что электропроводность практически полностью обусловлена концентрацией и средней подвижностью легких ионов. Поэтому рассмотрим эту группу ионов более подробно. Молекулярные положительные и отрицательные ионы, которые появляются в атмосфере благодаря действию ионизаторов, под влиянием поляризационных сил быстро покрываются сольватной оболочкой из нейтральных молекул, число которых может достигать до 30. Такая совокупность молекул, имеющая элементарный заряд, получила название легкого или кластерного иона. Подвижность легкого иона составляет $(1 \div 2) \cdot 10^{-4}$ м²/В·с [2].

Относительно комплексного характера легкого иона можно заметить следующее. Легкий ион не состоит из одной молекулы, так как если бы он был всего лишь молекулой с одним избыточным или недостающим электроном, то нельзя было бы ожидать влияния влажности или примесей на его подвижность и предполагалась бы одинаковая подвижность как для положительных, так и для отрицательных ионов. Но подвижность легких ионов зависит от выше указанных факторов. Молекулы воды легко поляризуются. Это означает, что там, где их находится достаточное количество, они будут легче притягиваться к ионизированным молекулам,

чем другие соседние молекулы. Известная из эксперимента зависимость подвижности от влажности объясняется этой моделью: активный рост сольватной группы за счет молекул воды приводит к уменьшению подвижности с ростом влажности. Особенно сильно зависит от влажности подвижность отрицательных ионов [7].

Лабораторные исследования показали, что в смесях газов обычно не образуются отдельные группы ионов с подвижностями соответствующие каждому отдельному газу входящему в состав смеси, а возникают ионы некоторой одинаковой подвижности. С изменением состава смеси изменяется и величина подвижности. Уменьшение подвижности ионов, а в особенности отрицательных, вызывает содержащийся в воздухе водяной пар. Подвижность отрицательных ионов заметно убывает с ростом влажности, а на подвижность положительных ионов содержание влажности не оказывает никакого влияния - этот вывод в своих работах первым высказал Зелени. Позднее это было подтверждено рядом исследований. При увеличении влажности от 0 до 100% подвижность отрицательных ионов уменьшается на 18 %. Подвижность отрицательных легких ионов несколько больше, чем положительных, при одних и тех же условиях, что вызвано присутствием в группе отрицательных ионов некоторого количества свободных электронов. Хотя время жизни последних очень мало в условиях нормального атмосферного давления, их подвижность столь значительна, что это увеличивает среднюю подвижность отрицательных ионов [2].

Что касается подвижности легких ионов, Тверской [2] указывает, что Ланжевен, исходя из предположений о кинетической теории газов, дал для подвижности ионов следующее выражение:

$$U = a \frac{e \lambda}{m V} \quad (2.12)$$

Это выражение носит название уравнения Ланжевена.

Здесь a - это некоторый коэффициент величиной от 0,5 до 1, $\frac{e}{m}$ - отношение заряда к массе иона, λ - средняя длина свободного пробега, V -средняя скорость его неупорядоченного движения. Уравнение Ланжевена было уточнено рядом исследований. Выражение позволяет оценить величину подвижности ионов. Ланжевен прежде всего учел различие между массой иона и массой нейтральной молекулы, затем принял во внимание поляризационные силы притяжения, которые действуют между ионами и нейтральными молекулами и которые уменьшают среднюю длину свободного пробега иона в газе. Таммет [8]отмечает, что существует эмпирическая связь между подвижностью b и массой легкого иона m , которая аппроксимируется формулой:

$$m \approx 800 / (0.3 + b)^3 \quad (2.13)$$

Здесь масса иона m дана в а.е.м.

2.3 Электропроводность приземного слоя. Ток проводимости

Необходимость внимательнейшего изучения проводящих свойств атмосферы в различных точках земного шара, в различных метеорологических условиях диктуется как важностью разрешения общетеоретических проблем атмосферно-электрической науки, так и необходимостью решения вопросов прикладного характера. Одним из важнейших атмосферно-электрических элементов является электропроводность атмосферы [2]. Наряду с остальными электрическими характеристиками атмосферы, электропроводность определяет ее общее электрическое состояние.

Наличие ионов обуславливает проводимость атмосферы. В однородном электрическом поле ионы движутся со скоростью v , которая пропорциональна напряженности электрического поля E :

$$v = bE \quad (2.14)$$

где b - подвижность ионов. Подвижность ионов b зависит от различных факторов, но в широких пределах (от долей B/cm до $1600 B/cm$) не зависит от напряженности электрического поля E . Поэтому подвижность может служить характеристикой самих носителей зарядов, которая показывает их способность активно участвовать в создании электрического тока.

Ионы, перемещаясь в направлении поля со скоростью v , создают электрический ток, плотность которого можно определить следующей формулой:

$$j = nev \quad (2.15)$$

Учитывая уравнение (2.14), получим:

$$j = nebE \quad (2.16)$$

где j – плотность тока, e - заряд иона, b - подвижность, E - напряженность, n - концентрация ионов.

При этом выполняется закон Ома:

$$j = \lambda E \quad (2.17)$$

где λ - удельная проводимость газа, величина, обратная удельному сопротивлению.

Принимая во внимание уравнение (2.16), для проводимости газа получаем следующее:

$$\lambda = neb \quad (2.18)$$

Но в осуществлении тока участвуют оба вида ионов: и положительные, и отрицательные носители заряда, - значит, следует различать полярные и суммарную проводимости. В связи с этим имеем следующие уравнения:

$$\lambda_{\pm} = \lambda_{+} + \lambda_{-} \quad (2.19)$$

$$\lambda_{+} = n_{+} e b_{+} \quad (2.20)$$

$$\lambda_{-} = n_{-} e b_{-} \quad (2.21)$$

2.4 Проблема «хорошей погоды» в атмосферном электричестве (на основании работы Израэльсона [9])

В связи с необходимостью отбора наземных атмосферно-электрических данных, пригодных для получения информации о глобальных вариациях потенциала электросферы, выделяют условия «хорошей погоды», которые предполагают отсутствие гроз, осадков, метелей, туманов, ограничение скорости ветра, баллов облачности, а так же амплитуды и частоты колебаний напряженности электрического поля. Имеется в виду, что это, в конечном счете, соответствует отсутствию локальных генераторов электрического поля, когда электрическое состояние атмосферы определяется действием только глобальных генераторов, то есть, формируется квазистационарное электрическое состояние атмосферы. В этих условиях плотность вертикального тока проводимости в атмосфере не изменяется с высотой, и на поверхность земли ионы попадают только под действием электрического поля.

Однако, при измерениях в условиях «хорошей погоды» вблизи земной поверхности было обнаружено, что плотность тока проводимости имеет сложный профиль, а значит, в исследуемой области имеет место ток механического переноса, который можно рассматривать как один из локальных генераторов электрического поля.

Одной из наиболее значительных работ, посвященных проблеме выделения условий «хорошей погоды» в атмосферном электричестве, является известная статья Израэльсона [9].

Во введении статьи Израэльсон отмечает, что использование концепции «хорошей погоды» в атмосферном электричестве дискуссионно, так как комплекс метеоусловий, известный как «условия хорошей погоды» включает в себя очень широкий диапазон состояний атмосферы в плане ее устойчивости.

Автор указывает, что Международной комиссией по атмосферному электричеству в 1965 году рекомендовано определять часы с «хорошей

погодой” как часы, в которые действие локальных генераторов тока незначительно. Ссылаясь на Kazemir [10], Israelsson отмечает, что локальные генераторы сильно связаны с конвективным током, который обуславливает отклонения от закона Ома. По Kazemir, малые отклонения от закона Ома являются критерием для определения условий “хорошей погоды”. Результаты атмосферно-электрических измерений, обсуждаемые в работе Israelsson, приводят к выводу, что в условиях “хорошей погоды” при устойчивом состоянии атмосферы измерения могут представлять только очень локальные, но не глобальные условия.

Далее в статье приводится теоретическое обоснование рассматриваемой проблемы, в котором автор исходит из факта ионизации атмосферного воздуха вследствие естественной и искусственной радиоактивности. Условие ионизационного равновесия в работе сформулировано в соответствии с равновесием между ионообразованием, исчезновением малых ионов из-за рекомбинации, из-за локальных вариаций индуцированного полем ионного дрейфа и турбулентного обмена. Локальное изменение концентрации положительных малых ионов может, таким образом, быть записано как

$$\frac{\partial n^+}{\partial t} + V \frac{\partial n^+}{\partial z} = q - \alpha n^+ n^- - n^+ (\beta_0 N_0 + \beta N) + K^+ \frac{d(n^+ E)}{dz} + \frac{d}{dz} \left(K(z) \frac{dn^+}{dz} \right) \quad (2.22)$$

где $V \frac{\partial n^+}{\partial z}$ – механический перенос концентрации малых ионов, V -вектор вертикальной скорости, q - интенсивность ионообразования, α - коэффициент рекомбинации малых ионов, β - рекомбинация больших частиц, K^+ - подвижность, N - концентрация больших ионов, N_0 – незаряженных частиц, $K(z)$ - коэффициент турбулентной диффузии. Уравнение равновесия для концентрации отрицательных малых ионов совершенно аналогично.

Проводимость воздуха задается как

$$\lambda = \lambda^+ + \lambda^- = \Sigma e k^+ n^+ + \Sigma e k^- n^- \quad (2.23)$$

Соотношение плотности объемного заряда (ρ) с электрическим полем (E) задается хорошо известным уравнением Пуассона:

$$\rho = \varepsilon_0 \nabla \bar{E} \quad (2.24)$$

Проводимость, плотность тока проводимости и электрическое поле связаны следующим образом

$$i_{\text{пров.}} = \lambda E = (\lambda^+ + \lambda^-) E \quad (2.25)$$

Воспользовавшись теорией турбулентного обмена, величину направленного вверх турбулентного переноса объемного заряда Израэльсон записывает как:

$$-K \frac{d\rho}{dz} \quad (2.26)$$

Далее автор указывает, что измеряемая плотность вертикального тока $i_{\text{изм.}}$ является суммой плотностей конвективного тока и тока проводимости :

$$i_{\text{изм.}} = i_{\text{пров.}} + i_{\text{дифф}} \quad (2.27)$$

где $i_{\text{дифф.}}$ - плотность конвективного тока.

В электрической модели атмосферы Израэльсона ионосферный потенциал обозначается V_u , и атмосфера представляется цепью сопротивлений w_i .

Суммарное сопротивление есть интеграл:

$$R = \int_0^{\sim 60 \text{ км}} w_i dz = \int_0^{\sim 60 \text{ км}} \frac{1}{\lambda} dz \quad (2.28)$$

где R - сопротивление столба.

Сопоставляя местные и глобальные аспекты атмосферного электричества, Израэльсон из закона Ома получает:

$$\frac{1}{E} \left(\frac{dE}{dz} \right) = \frac{1}{V_u} \frac{dV_u}{dt} - \frac{1}{R} \frac{dR}{dt} + \frac{1}{w} \frac{dw}{dt} \quad (2.29)$$

Полагая, что в идеализированном предположении вариации электрического поля есть функция изменяющегося глобального сопротивления R и изменяющегося локального сопротивления w . Для плотности тока проводимости атмосфера-земля Израэльсон записывает простое соотношение:

$$\frac{1}{i_{\text{пров.}}} \frac{di_{\text{пров.}}}{dt} = \frac{1}{V_u} \frac{dV_u}{dt} - \frac{1}{R} \frac{dR}{dt} \quad (2.30)$$

В своей работе Израэльсон касается концепции «условий хорошей погоды» путем изучения флуктуаций радиоактивности, концентрации ионов и плотности объемного заряда в электрическом поле и плотности вертикального электрического тока в различных метеорологических условиях.

Автор статьи отмечает, что по результатам эксперимента в период с условиями хорошей погоды атмосферная устойчивость менялась от очень неустойчивой в дневное время до очень устойчивой ночью. Таким образом, эти условия представлены очень широким диапазоном устойчивостей. С целью получения информации об атмосферных условиях определялся параметр конвективной устойчивости S ,

$$S = \frac{\frac{dT}{dz} + 0.3}{\left(\frac{dU}{dz}\right)^2} \quad (2.31)$$

где $\left(\frac{dT}{dz} + 0.3\right)$ – изменение потенциальной температуры до 32 метров,

$\frac{dU}{dz}$ – изменение скорости ветра с высотой до 10 метров.

Израэльсон указывает, что в период с условиями хорошей погоды S положителен ночью и быстро уменьшается после восхода солнца, принимая отрицательные значения. При неустойчивых условиях днем получены значительные вертикальные движения. Интенсивность турбулентного переноса в очень высокой степени зависит от условий устойчивости атмосферы. Соотношение между устойчивостью S и скоростью ионизации q получено в результате исследований в обсерватории Марста [11]. В широком диапазоне устойчивостей от неустойчивого до слабо устойчивого состояния и концентрации, и вертикальные градиенты естественной радиоактивности совершенно постоянны. Но при достижении устойчивости $S=+0.1$ (S – параметр стратификации) как концентрация, так и вертикальные градиенты естественной

радиоактивности значительно увеличиваются. Автор статьи отмечает, что в устойчивых условиях часто получаются большие концентрации аэрозолей и радиоактивных частиц, вызывающие большие локальные плотности объемного заряда, и, соответственно, имеют место большие локальные источники тока, которые дают флуктуации электрического поля и плотности конвективного тока.

В ходе дальнейших исследований Израэльсона выяснилось, что отсутствие нарушающих метеоусловий не исключает наличия тока механического переноса в нижней атмосфере, а вследствие чего и локальных генераторов, нарушающих закон Ома в данном участке глобальной электрической цепи. Степень отклонения от закона Ома, как известно, предложил оценивать Долезалек:

$$\Omega = \frac{i_{\text{сумм}}}{\lambda E} = \frac{i_{\text{сумм}}}{i_{\text{пр}}} \quad (2.32)$$

где i – непосредственно измеренная плотность полного вертикального тока на землю, E – напряженность электрического поля у поверхности земли, $\lambda = (\lambda_+ + \lambda_-)$ – удельная электропроводность атмосферы.

Желая показать существование большого конвективного тока и, следовательно, нарушение закона Ома, Израэльсон приводит таблицу среднемесячных значений Ω .

Таблица 1. Средние месячные значения Ω .

Апрель	М а й	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
3,0	5,8	9,7	4,2	3,3	3,3

Далее Израэльсон указывает, что Долезалек [12] показал суточные, месячные и сезонные кривые суточных вариаций Ω на пяти станциях. В итоге исследований критерия Долезалека Израэльсоном обнаружилось, что характер вариаций Ω зависит от типа станции, а именно: воздух с малым содержанием аэрозолей представлен малым отклонением Ω , а для станций с большим содержанием аэрозолей характерно на сильное отклонение Ω .

Марста – обсерватория относится к станциям с относительно низкой концентрацией производимых человеком аэрозолей, но содержание естественной радиоактивности в воздухе очень велико. Измерения обнаруживают, что в условиях хорошей погоды Ω имеет вполне четко выраженный суточный ход.

При обзоре следующих работ [13,14,15,16], посвященных вопросу существования в приземном слое атмосферы конвективного электрического тока наряду с током проводимости, можно сделать следующий вывод, что конвективная токовая компонента способна вносить свой вклад в нарушение закона Ома в атмосфере. Каземир [17] для идеальной станции обнаружил унитарную вариацию плотности тока (глобальный тип) всего лишь один раз за две недели.

Израэльсон справедливо отмечает, что в тропосфере электрические параметры очень сильно зависят от метеорологических процессов, и приводит результаты подсчета процента ионосферного потенциала который создается тропосферой. Процентный ионосферный потенциал, полученный из тропосферы, считался согласно

$$V_{\text{ТР}} \frac{\int_0^{\text{ТР}} E dz}{V_u} * 100\% \quad (2.33)$$

где Тр - высота тропопаузы, Тр определена из температурного профиля. Автор отмечает, что на основании 24 зондирований получено $V_{mp}=88\%$ со стандартным отклонением 9 %. Таким образом, большая часть ионосферного потенциала и его суточных вариаций создается тропосферой, где имеет место большая часть суточных метеорологических процессов.

Приведенный в работе рисунок суточных изменений ионосферного и тропосферного потенциала, измеренного радиозондированием, с точки зрения автора обнаруживает, что максимумы этих потенциалов приходятся на часы, когда конвекция наиболее развита и вертикальные движения простираются на большую часть тропосферы.

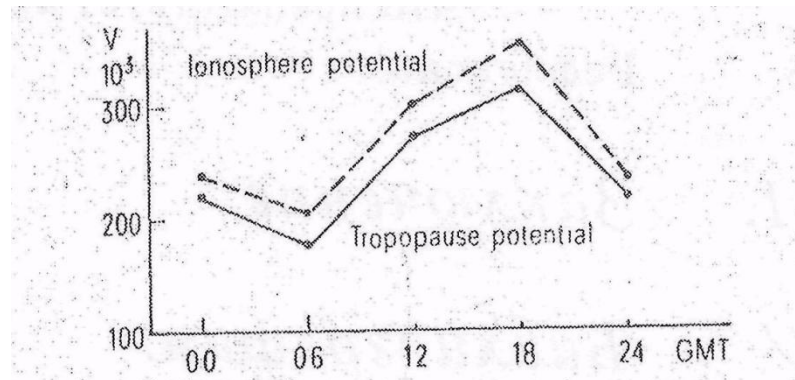


Рисунок 2.2 Суточные изменения ионосферного и тропосферного потенциала, измеренного радиозондированием.

Обсуждая концепцию “условий хорошей погоды” посредством атмосферно – электрических и метеорологических измерений, Израэльсон приходит к ряду выводов. Он констатирует, что во время хорошей погоды атмосферная устойчивость изменяется от устойчивой в ночное время до неустойчивой днем. Концентрация радиоактивности в воздухе очень зависит от условий устойчивости. Следовательно, заключает Израэльсон, благодаря ионизации атмосферно – электрические элементы зависят от устойчивости. Затем, объемные заряды переносятся, в основном, воздушными течениями. Следовательно, плотность конвективного тока является важной в обсуждении генераторов.

С точки зрения Израэльсона, исследования быстрых изменений температуры, естественной α - радиоактивности, концентрации малых ионов и плотности объемного заряда показывают, что во всех условиях устойчивости метеорологические процессы влияют на электрические явления. Эти местные генераторы, дают изменения сравнительно больших частот, чем с периодом 4 минуты. Дискретные измерения атмосферно – электрических параметров должны соответствовать временам измерений большим, чем 4 минуты.

На основании спектрального анализа можно сделать следующее заключение, что в условиях устойчивого приземного слоя вариации

электрического поля и плотности суммарного вертикального тока целиком определяются нижайшими слоями атмосферы. Таким образом, констатирует автор, в так называемых “условиях хорошей погоды” измерения могут представлять только очень локальные, но не глобальные условия. Измерения обнаруживают, что различие между плотностью суммарного вертикального тока и плотностью тока проводимости увеличивается с увеличением устойчивости атмосферы.

3. ПРОСТРАНСТВЕННО - ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ ПРИ ЕГО РАЗЛИЧНОЙ ТЕРМИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ

3.1 Измерительные приборы и методы обработки экспериментальных данных, полученных в период геофизических экспедиций ПИ ЮФУ 2008-2009 г.г.

Метеорологические измерения являются неременной частью экспедиционного комплекса измерений, поскольку, как показал опыт исследований, это способствует пониманию физических процессов в атмосфере и позволяет успешнее описывать результаты атмосферно-электрических наблюдений.

Для анализа различных стратификаций атмосферы и группировки данных была проведена работа для отыскания параметра стратификации. Устойчивость атмосферы оценивалась по параметру, рассчитываемому на основании данных градиентных измерений метеоэлементов в приземном слое. Характеристики атмосферы усреднялись для каждого типа условий, рассчитывались параметры их вариаций. Осуществление непрерывной регистрации метеопараметров в экспедиции 2009 года позволило получить новую информацию о характере их временных вариаций в зависимости от устойчивости приземного слоя атмосферы.

3.1.1 Измерение метеорологических характеристик приземного слоя атмосферы

Измерение температуры и влажности воздуха. 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. Принцип действия

психрометра Ассмана основан на разности показаний сухого и влажного термометров в зависимости от влажности окружающего воздуха.

Психрометр Ассмана состоит из двух одинаковых ртутных термометров, закрепленных в специальной оправе, в верхней части которой имеется часовой механизм с вентилятором, продувающим воздух около резервуаров термометров. Резервуары термометров помещены в двойную трубчатую защиту, имеющую воздушный зазор между ними. Это предохраняет резервуары термометров от нагревания вследствие лучепоглощения. С этой же целью наружная поверхность трубок никелируется и тщательно полируется, а сами трубки изолируются друг от друга теплоизоляционными кольцами. Трубки пластмассовыми втулками соединены с тройником воздухопроводной трубки, на верхнем конце которой укреплена аспирационная головка. Она состоит из часового механизма и вентилятора, которые закрыты колпаком. Пружина часового механизма заводится ключом.

Резервуар правого термометра обернут батистом; перед работой его смачивают дистиллированной водой при помощи резиновой груши с пипеткой.

При работе вентилятора в резервуары термометров засасывается воздух, который, проходя по воздухопроводной трубке к вентилятору, выбрасывается через прорези. При этом сухой термометр показывает температуру воздушного потока. Показания влажного термометра будут несколько ниже вследствие испарения воды с батиста.

Чем меньше влажность окружающего воздуха, тем интенсивнее испарение и тем ниже показания влажного термометра. Следовательно, разность показаний сухого и влажного термометров характеризует имеющуюся влажность воздуха. Измерив эту разность температур, можно определить влажность воздуха при помощи специальных психрометрических таблиц.

Измерение скорости ветра. Чашечными анемометрами определялась скорость ветра на высотах 0,5; 2,0; 5,0 метра. Принцип действия - преобразование скорости воздушного потока, вращающего ветроприемник, в число импульсов с помощью измерительного преобразователя. Так же, использовались крыльчатые анемометры на высотах 0,5 и 1 метр.

Измерения метеорологических величин выполнялись в начале каждого часа в течение 10 минут. Велись также визуальные наблюдения за направлением ветра, видом и количеством облачности, наличием помутняющих атмосферу факторов (дымка, туман, пыль при работе сельскохозяйственных машин, дым от лесного пожара и т.п.).

Ежечасные градиентные измерения метеорологических характеристик в нижнем 2-метровом слое позволяют определять коэффициент турбулентности по методу Орленко на основании данных о температуре воздуха и скорости ветра на высотах 0,5 и 2 метра, а также параметр стратификации нижнего слоя атмосферы по методу Будыко. Устойчивость атмосферы оценивалась по вышеупомянутому параметру $\frac{1}{\varphi_u^2}$, рассчитываемому на основании данных градиентных измерений температуры и скорости ветра на высоте 0,5 и 2 м.

Температура и относительная влажность на высоте 2 м и скорость и направление ветра на высоте 5 м получены при непрерывной компьютерной регистрации посредством метеостанции М-49. Регистрировалось также атмосферное давление. Далее рассчитывались поправки на погрешность работы метеостанции и результаты усреднялись. Конечные результаты работы представляли ряды динамики метеорологических характеристик для разных видов стратификации атмосферы.

Статистическая обработка данных. Для исследования поведения метеорологической переменной необходимо располагать большим числом данных об этой переменной. По мере увеличения объема информации

возрастает уверенность в том, что проведенный анализ переменной надежен и дальнейшее прибавление данных не повлечет изменения полученных выводов.

В связи с этим анализ данных осуществлялся в работе на основании больших массивов результатов измерений. Использовались статистические методы обработки и анализа результатов экспериментальных наблюдений. Для оценки достоверности данных использовалась стандартная погрешность $S_{\bar{x}}$ (статистическая ошибка, или ошибка репрезентативности выборки) определения выборочного среднего величины x :

$$S_{\bar{x}} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \quad (3.1)$$

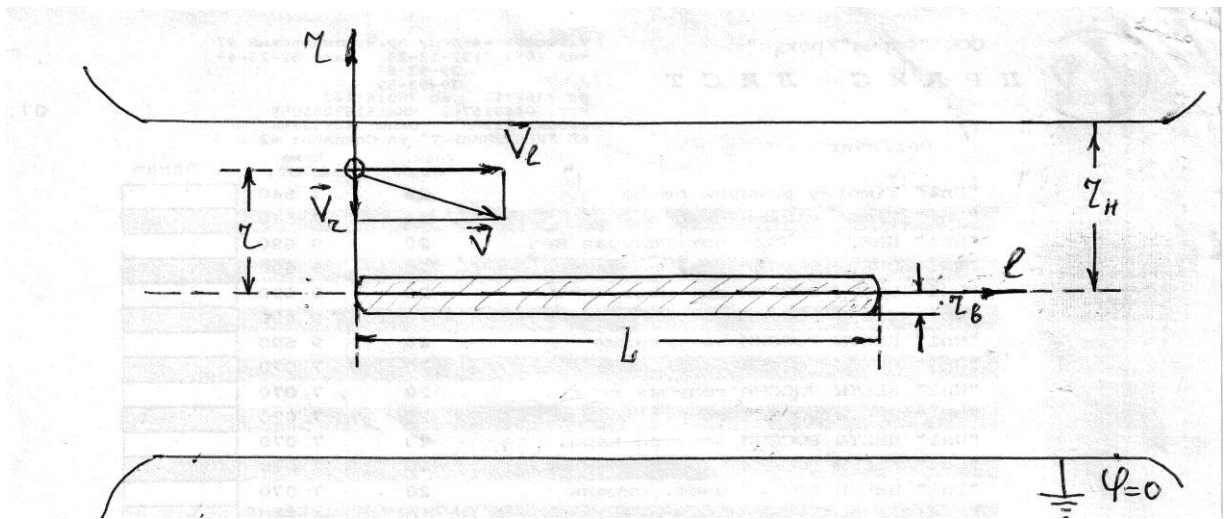
где n – объем выборки, σ_x - выборочное стандартное отклонение величины x :

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \quad (3.2)$$

3.1.2 Измерение вертикальных профилей удельной электропроводности атмосферы вблизи земли.

Измерение электропроводности атмосферы вблизи земли осуществлялись прибором Гердиена системы Литвинова, работающим по методу разряда. Применявшийся в работе аспирационный цилиндрический конденсатор имел следующие характеристики: длина внутреннего электрода – 200 мм, его радиус – 3,5 мм, радиус наружного электрода – 36 мм. Наружный электрод конденсатора заземлялся. Также для создания воздушного ламинарного потока наружный электрод снабжен раструбами. Внутренний собирающий электрод соединен с электростатическим вольтметром С-50, закреплен на его входном изоляторе. Скорость аспирации потоков воздуха в конденсаторе определялась ручным чашечным анемометром, который был установлен перед аспиратором за собирающим электродом.

Полярные электропроводности измерялись поочерёдно. Для этого на внутренний электрод прибора, находящийся в аспирируемом воздухе, подавался положительный или отрицательный потенциал φ_0 , обычно равный 75 В и устанавливаемый соответственно по вольтметру. Время измерения одного значения электропроводности составляло 2 минуты, следовательно, после 2-минутной аспирации исследуемого воздуха отсчитывалось новое значение потенциала φ_i .



Выведем формулу для подсчета удельной электропроводности λ , измеренной методом Гердиена. Получим уравнение траектории иона. Скорость иона вдоль оси конденсатора (под действием аспиратора) V_l определится как производная от координаты l по времени

$$V_l = \frac{dl}{dt}, \text{ откуда } dt = \frac{dl}{V_l} \quad (3.1)$$

Скорость иона в радиальном направлении (под действием поля)

$$V_r = -\frac{dr}{dt}, \text{ причем } V_r = kE \quad (3.2)$$

Для цилиндрического конденсатора $E = \frac{\varphi}{r \ln \frac{r_n}{r_b}}$ (3.3)

Тогда (3.4)

$$-\frac{dr}{dt} = \frac{k\varphi}{r \ln \frac{r_n}{r_e}} \Rightarrow dt = -\frac{rdr \ln \frac{r_n}{r_e}}{k\varphi}$$

Здесь k - подвижность иона, φ - потенциал внутреннего электрода, r_n и r_e – радиусы соответственно наружного и внутреннего электродов, r – текущая радиальная координата иона.

Левые части (3.1) и (3.4) равны, следовательно, можем приравнять и правые:

$$\frac{dl}{V_l} = -\frac{rdr \ln \frac{r_n}{r_e}}{k\varphi} \quad (3.5)$$

Проинтегрируем слева от 0 до l , а справа от r до r_e

$$\int_0^l \frac{dl}{V_l} = -\int_r^{r_e} \frac{rdr \ln \frac{r_n}{r_e}}{k\varphi} \quad (3.6)$$

$$\frac{1}{V_l} \int_0^l dl = -\frac{\ln \frac{r_n}{r_e}}{k\varphi} \int_r^{r_e} r dr \Rightarrow \frac{l}{V_l} = \frac{(r^2 - r_e^2) \ln \frac{r_n}{r_e}}{2k\varphi} \quad (3.7)$$

$$l = \frac{V_l \ln \frac{r_n}{r_e} (r^2 - r_e^2)}{2k\varphi} \quad (3.8)$$

Это уравнение траектории иона в аспирационном конденсаторе, работающем по методу разряда. Оно связывает координату иона l и координату r .

Если ион, входящий в конденсатор, имеет координаты $l=0$, $r=r_n$, а при $r=r_e$, $l=L$ то в конденсаторе реализуются критические условия:

$$L = \frac{V_l \ln \frac{r_n}{r_e} (r_n^2 - r_e^2)}{2k\varphi} - \text{критическая длина электрода.}$$

$$V_{кр.} = \frac{2k\varphi L}{(r_n^2 - r_e^2) \ln \frac{r_n}{r_e}} - \text{критическая скорость просасывания.}$$

Если скорость аспирации $V > V_{кр}$, мы получаем прибор Гердиена, предназначенный для измерения удельной электропроводности λ , при $V < V_{кр}$ – ионометр, предназначенный для измерения концентрации ионов n .

Ток I , текущий в цилиндрическом конденсаторе на внутренний электрод:

$$I = \frac{Q}{t} = \frac{new}{t} \quad (3.9)$$

где n -концентрация ионов, w - объем воздуха, прошедший через конденсатор за время t , e – заряд иона.

Очевидно что

$$\frac{w}{t} = \pi(r_n^2 - r_e^2)V_l \quad (3.10)$$

- объем воздуха, прошедший за единицу времени.

Тогда

$$I = \pi(r_n^2 - r_e^2)neV_l \quad (3.11)$$

Подставив в (3.11) вместо V_l его значение из формулы (3.8), получим:

$$I = \frac{\pi(r_n^2 - r_e^2)2kneL}{(r_n^2 - r_e^2) \ln \frac{r_n}{r_e}} \quad (3.12)$$

Перегруппировав множители и умножив и поделив (3.12) на ϵ_0 , получим:

$$I = \frac{2\pi\epsilon_0 Lnek\varphi}{\ln \frac{r_n}{r_e} \epsilon_0} \quad (3.13)$$

Учитывая что $C = \frac{2\pi\epsilon_0 L}{\ln \frac{r_n}{r_e}}$ - емкость цилиндрического конденсатора, а $\lambda = nek$,

получим:

$$I = \frac{C\lambda\varphi}{\varepsilon_0} \quad (3.14)$$

Если прибор Гердиена работает по методу разряда, ток I текущий на внутренний электрод разряжает его, то есть со временем заряд электрода уменьшается. Поэтому:

$$I = -\frac{dQ}{dT} \quad (3.15)$$

Тогда из (3.14) и (3.15):

$$\frac{C\lambda\varphi}{\varepsilon_0} = -\frac{dQ}{dt} \quad (3.16)$$

Заряд Q распределен на электроде и измерительной части электрометра и создает на них потенциал φ . Если C - емкость рассеивающего электрода (в нашем случае это емкость цилиндрического конденсатора с заземленной наружной обкладкой), C' - емкость электрометра, то:

$$Q = (C + C')\varphi \quad (3.17)$$

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{(C + C')d\varphi}{dt} \quad (3.18)$$

Подставим (3.18) в (3.16) и получим

$$\frac{C\lambda\varphi}{\varepsilon_0} = -\frac{(C + C')d\varphi}{dt} \quad (3.19)$$

Разделим переменные и проинтегрируем:

$$\frac{C\lambda}{\varepsilon_0(C + C')} \int_0^t dt = -\int_{\varphi_n}^{\varphi_k} \frac{d\varphi}{\varphi} \quad (3.20)$$

$$\frac{C\lambda t}{\varepsilon_0(C + C')} = -(\ln\varphi_k - \ln\varphi_n) \quad (3.21)$$

$$\frac{C\lambda t}{\varepsilon_0(C + C')} = (\ln\varphi_n - \ln\varphi_k) \quad (3.22)$$

$$\frac{C\lambda t}{\varepsilon_0(C + C')} = \ln \frac{\varphi_n}{\varphi_k} \quad (3.23)$$

Отсюда:

$$\lambda = \frac{\varepsilon_0 (C + C')}{t C} \ln \frac{\varphi_n}{\varphi_k} \quad (3.24)$$

Серия измерений включала в себя также определение поправки Δ , которая связана с утечкой заряда по изоляции, ионизирующим воздействием материалов измерительного конденсатора и т.п.

Измерение поправки Δ осуществлялось таким же образом как измерения электропроводности, но при закрытом конденсаторе. Подсчёт Δ производился по следующей формуле:

$$\Delta = \frac{\varepsilon_0}{t} \left(\frac{C + C'}{C} - 1 \right) \ln \frac{\varphi_n}{\varphi_k} \quad (3.25)$$

Окончательно значение полярной электропроводности определялось как $\lambda = \lambda' - \Delta$. Здесь λ' – значение электропроводности, подсчитанное по формуле (3.25). Таким образом осуществляется надёжный учёт утечек по изоляции.

Метод этих измерений традиционен, хорошо известен и описан в научной литературе [2,25,26].

3.1.3 Измерение профилей концентрации радона-222

Одновременно с измерениями электропроводности на тех же уровнях измерялась объемная радиоактивность радона-222 ($Rn-222$) в атмосфере посредством радонметра «Alpha-guard». Радонметр работает по методу ионизационной камеры. Специальный фильтр прибора обеспечивает попадание внутрь камеры радиоактивного изотопа ${}^{222}_{86}Rn$, задерживая прочие изотопы, влагу и пыль. При установке датчика на очередной высоте в первую очередь осуществляется интенсивная прокачка воздуха с целью осуществления быстрого забора пробы воздуха с нужного уровня в атмосфере. Затем газообмен между атмосферой и ионизационной камерой осуществляется посредством диффузии в течение заданного времени, и производится осреднение радиоактивности радона за этот период времени.

Прибор настроен так, что осреднение объемной активности Rn-222 по времени осуществляется датчиком для 10-минутных интервалов. Это необходимо для достижения синхронного периода измерений полярных электропроводностей и концентрации радона. Прибор позволяет измерять объемную активность радона непрерывно в автоматическом режиме.

3.2 Результаты исследований особенностей вариаций физических характеристик приземного слоя при различной стратификации его температуры.

Успех анализа атмосферно-электрических данных определяется в значительной степени тем, как результаты эксперимента сгруппированы. Важно обеспечить однородность массивов, полученных при группировке, с точки зрения физических условий.

Исследования атмосферных характеристик показывают, что электрическое состояние приземного слоя в значительной степени зависит от его стратификации. Устойчивость приземной атмосферы влияет, в частности, на турбулентное перемешивание, от которого зависит распределение атмосферных примесей.

В качестве параметра стратификации приземного слоя в работе использовался параметр, $1/\varphi_u^2$ обозначаемый далее как m , где φ_u - универсальная функция теории подобия.

Функция φ_u зависит от числа Ричардсона:

$$Ri = 0.0472 \frac{\Delta T}{\Delta U^2}. \quad (3.26)$$

Как видно, число Ричардсона определяется градиентом температуры и градиентом скорости ветра.

В методе Орленко [27], использованном нами, универсальная функция φ_u зависимости от Ri определяется по различным формулам:

- при $Ri = 0$ (безразличная стратификация, $m=1$) $\varphi_u = 1$,
- при $Ri < 0$ (неустойчивая стратификация, $m > 1$) $\varphi_u = (1 - 16Ri)^{\frac{1}{4}}$,
- при $Ri > 0$ (устойчивая стратификация, $m < 1$) $\varphi_u = -\frac{1 - 7Ri - \sqrt{(1 - 7Ri)^2 + 16Ri^2}}{8Ri^2}$.

Для анализа привлекались результаты измерений в геофизических экспедициях ПИ ЮФУ 2008 и 2009 г.г. Измерения проводились в летние месяцы на севере Ростовской области в с. Талловерово Кашарского районе.

Исследовались пространственно-временные вариации характеристик атмосферы: полярных электропроводностей атмосферы, концентрации радона-222, метеоэлементов - при различной стратификации приземного слоя атмосферы.

Устойчивость атмосферы оценивалась по вышеупомянутому параметру m , рассчитываемому на основании данных градиентных измерений температуры и скорости ветра на высоте 0,5 и 2 м. Температура на этих высотах измерялась психрометром Ассмана, а скорость ветра - чашечным анемометром Фюсса.

Для анализа результатов наблюдений массив данных был разбит на три подсовокупности со следующими условиями группировки: для устойчивой ($m < 0,5$), неустойчивой ($m > 1,2$) и безразличной ($0,9 < m < 1,1$) стратификации. В работе представлены результаты осреднения характеристик приземной атмосферы для различной ее стратификации, их вертикальные профили и вариационные ряды.

В качестве примера на нижеприведенном рисунке 3.1 представлены типичные для устойчивой стратификации вариации метеорологических характеристик, полученные при непрерывной регистрации с помощью метеостанции М49. На горизонтальных осях графиков на рисунке 3.1 отложены номера ежеминутных отсчетов. Таким образом, отметке 341 соответствует длина ряда приблизительно 5 часов. В результате отбора по параметру стратификации в группе замеров с устойчивой стратификацией оказались, главным образом, ночные замеры с низкой скоростью ветра. Температура воздуха в эти периоды невелика, а относительная влажность значительна. Изменения этих величин во времени плавные, что обусловлено слабой турбулентностью.

Анализ показал, что при устойчивой стратификации наблюдаются заметные вертикальные градиенты электрических характеристик атмосферы. В частности, эти условия способствуют накоплению вблизи земной поверхности радона, что обуславливает повышение значений полярных электропроводностей у земли в такие периоды. На рисунке 3.2 представлены вертикальные профили характеристик за два периода измерений. В таблице 3.1 даны средние значения метеопараметров, характеризующие термодинамические условия, в которых производились измерения. Как уже отмечалось, при устойчивой стратификации движения атмосферы ослаблены (низкий коэффициент турбулентности и малая скорость ветра), температура невысока, а влажность значительна. Наблюдается инверсия температуры (положительный градиент ее).

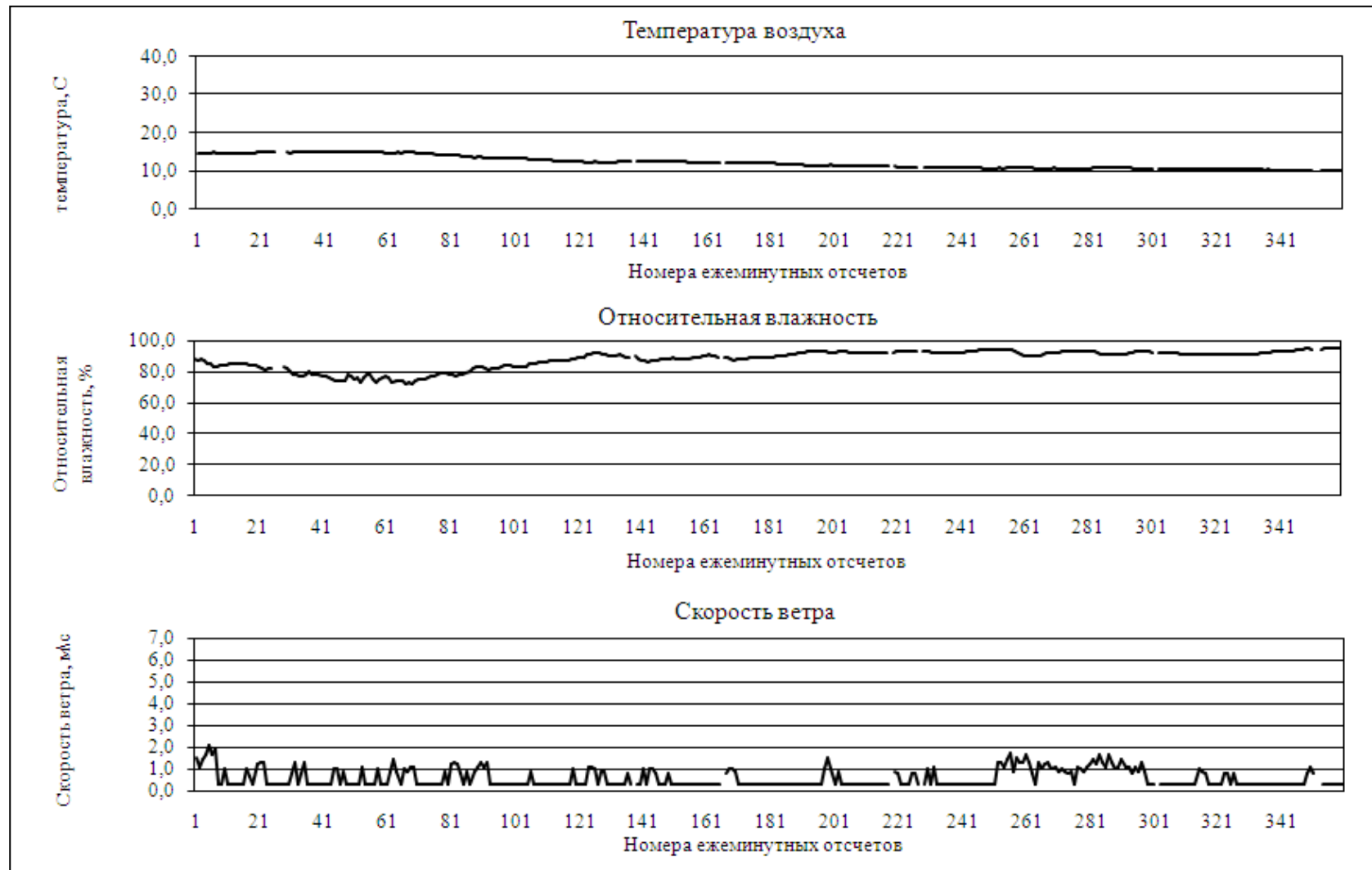


Рисунок 3.1. Вариации метеорологических величин при устойчивой стратификации (Талловеров, август 2009 г.)

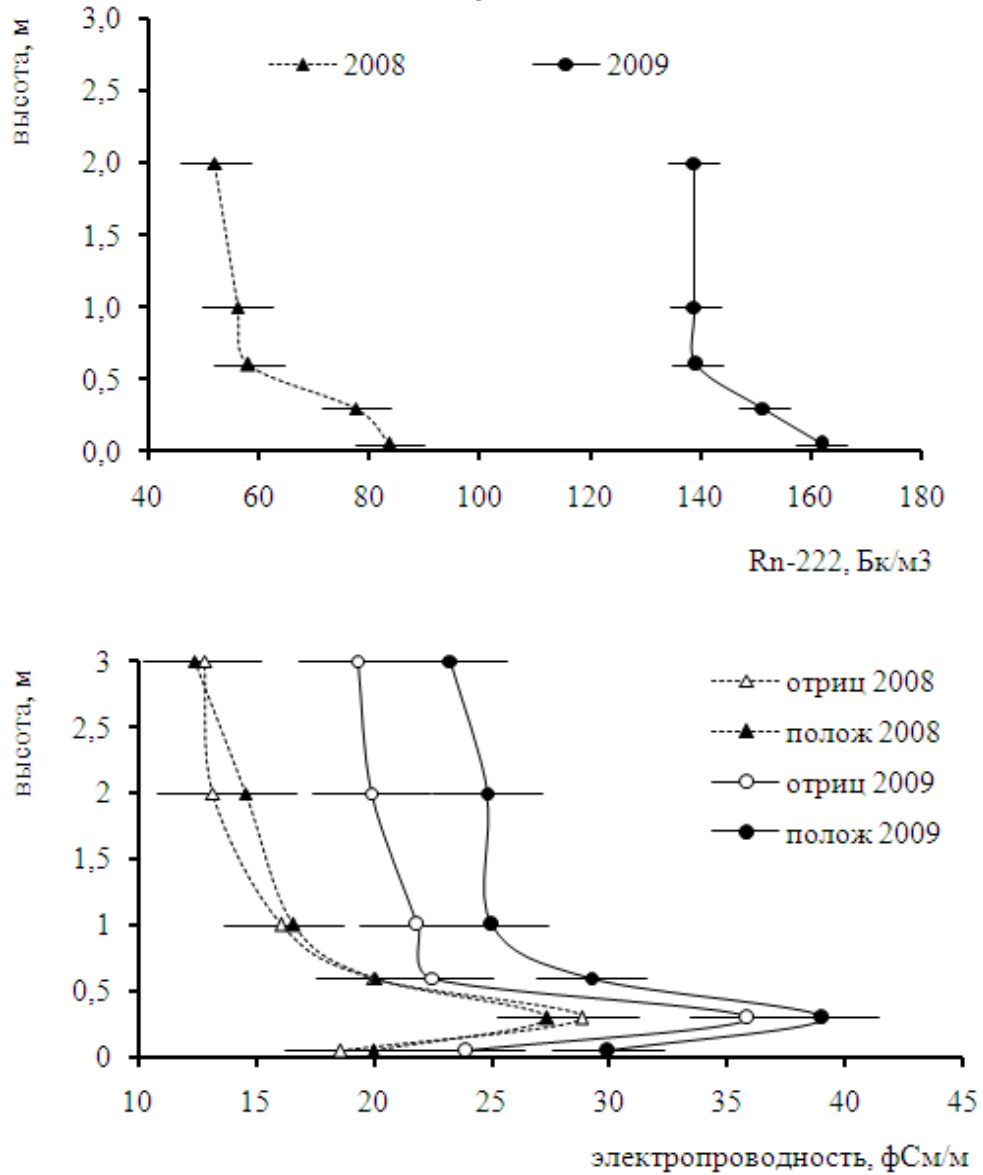


Рисунок 3.2. Вертикальные профили: а) концентрации радона-222; б) удельных электропроводностей атмосферы, - при устойчивой стратификации (Талловеров, август 2008 и 2009 г.)

Таблица 3.1. Средние значения метеорологических характеристик для часов с устойчивой стратификацией (Талловеров, август 2008 и 2009 г.)

Метеорологические характеристики	Высота	Период наблюдений	
		Август 2008	Август 2009
$T, ^\circ\text{C}$	2,0 м	17,0	12,8
$\text{grad } T, ^\circ\text{C}/\text{м}$	0,5-2,0 м	0,65	0,14
$U, \text{м}/\text{с}$	2,0 м	0,3	0,2
$K_{\text{турб.}}, \text{м}^2/\text{с}$	0,5-2,0 м	0,00	0,00
$f, \%$	2,0 м	71	74
Число часов наблюдений		118	82

При рассмотрении графиков видно, что для обоих периодов измерений характерно заметное изменение с высотой концентрации радона-222 (на 15-40%) и, соответственно, полярных электропроводностей (на 40-50%). В то же время, очевидно, что имеют место особенности профилей концентрации радона в разные периоды, что находит свое отражение в вертикальном распределении электропроводности: наклон кривых в 2008 больше, чем в 2009 году.

Неустойчивая стратификация наблюдалась, как правило, в дневные часы с ветром, высокой температурой воздуха и низкой относительной влажностью. Заметно возросли турбулентные пульсации величин (рис.3.3).

При неустойчивой стратификации развитие конвективных движений способствует вертикальному переносу примесей, что приводит к уменьшению вертикальных градиентов электрических параметров приземного слоя.

На рисунке 3.4 видно, что концентрация радона вблизи земли понижена по данным обоих периодов измерений, и наблюдаются малые значения полярных электропроводностей. Наклоны кривых незначительны, что обусловлено развитой турбулентностью.

Таблица 3.2 дает представление о термодинамических условиях для периодов с неустойчивой стратификацией. Коэффициент турбулентности значителен, а распределение температуры по высоте (отрицательный ее градиент) способствует развитию конвективных движений.

Что касается безразличной стратификации, то она, как промежуточное состояние, наблюдалась обычно в утренние или вечерние часы, переходные от устойчивой стратификации к неустойчивой и наоборот.

Графики метеозаписей на рисунке 3.5, где представлен пример их временных вариаций при безразличной стратификации от 8 часов утра к дневным часам обнаруживают соответствующие тренды: рост температуры, снижение влажности. Хорошо видны турбулентные пульсации.

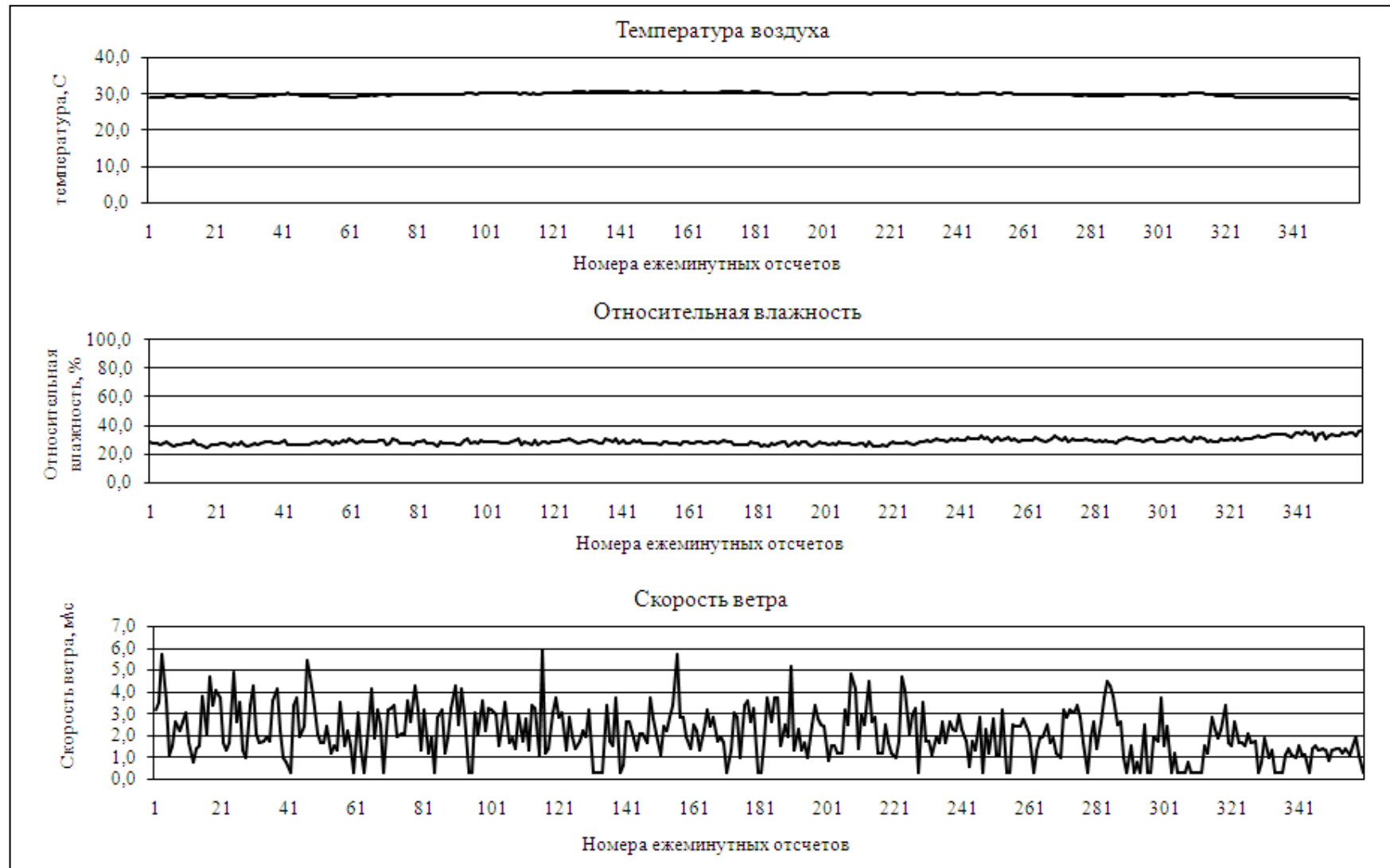


Рисунок 3.3 Вариации метеорологических величин при неустойчивой стратификации (Талловеров, август 2009 г.)

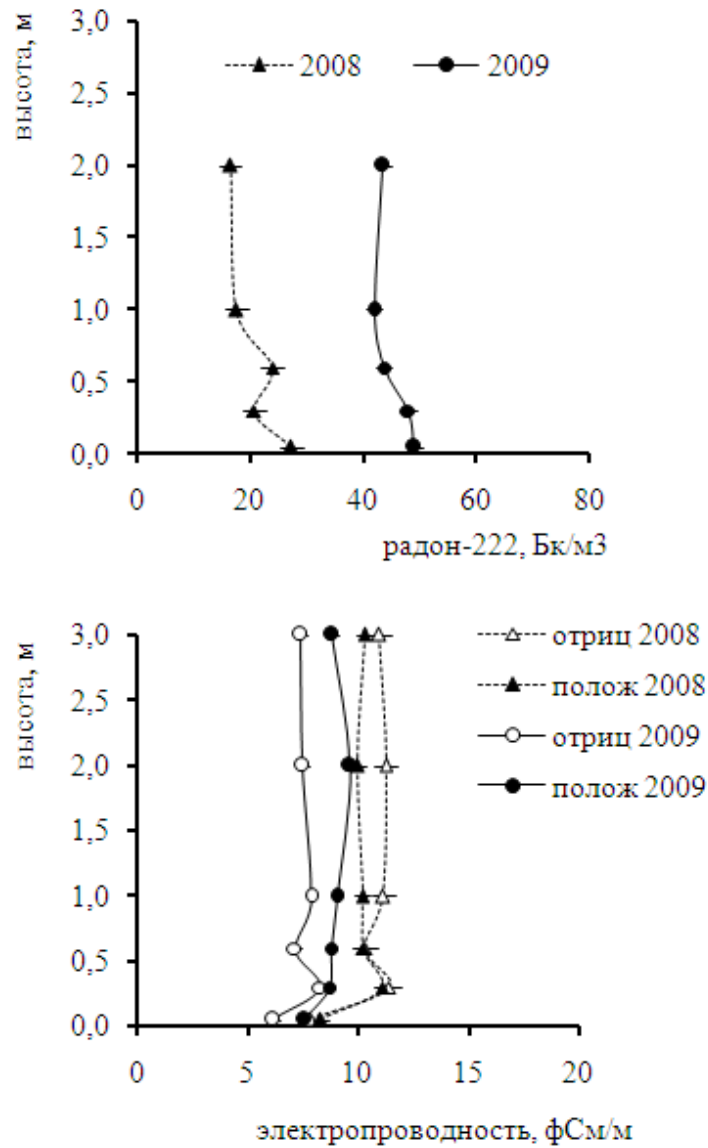


Рисунок 3.4 Вертикальные профили: а) концентрации радона-222; б) удельных электропроводностей атмосферы, - при неустойчивой стратификации (Талловеров, август 2008 и 2009 г.)

Таблица 3.2. Средние значения метеорологических характеристик для часов с неустойчивой стратификацией (Талловеров, август 2008 и 2009 г.)

Метеорологические характеристики	Высота	Период наблюдений	
		Август 2008	Август 2009
$T, ^\circ\text{C}$	2,0 м	30,3	25,0
$grad T, ^\circ\text{C}/\text{м}$	0,5-2,0 м	-0,25	-0,40
$U, \text{м}/\text{с}$	2,0 м	1,7	2,3
$K_{турб.}, \text{м}^2/\text{с}$	0,5-2,0 м	0,08	0,10
$f, \%$	2,0 м	31	34
Число часов наблюдений		50	47

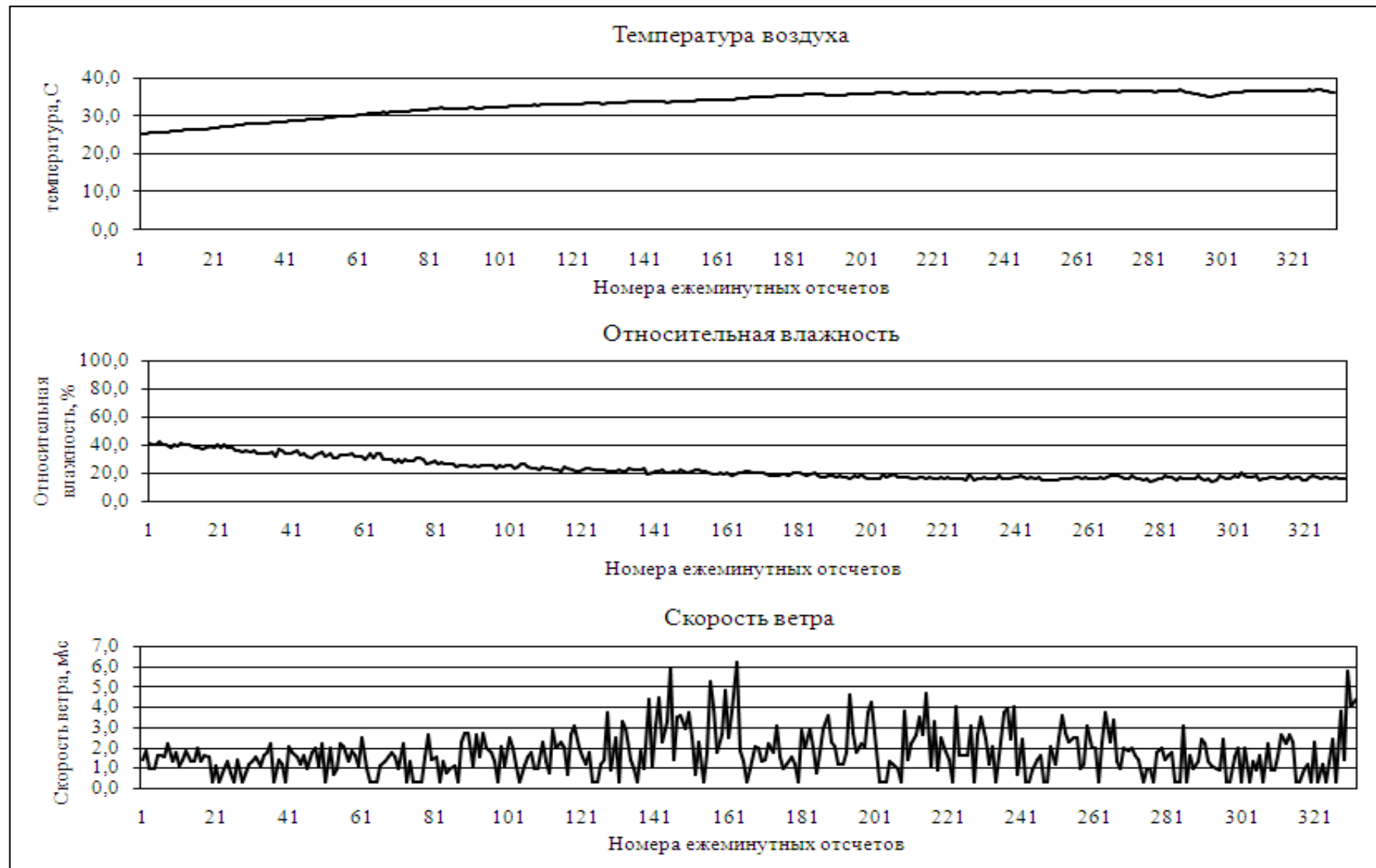


Рисунок 3.5 Вариации метеорологических величин при безразличной стратификации (Талловеров, август 2009 г.)

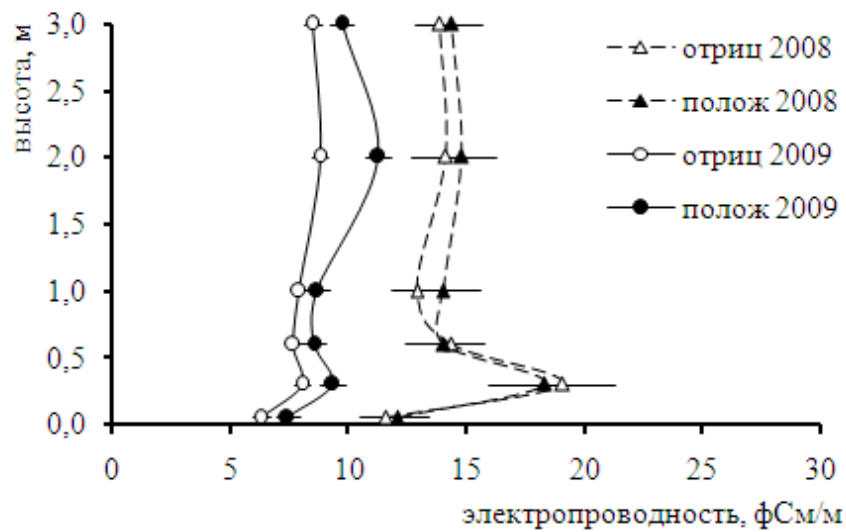
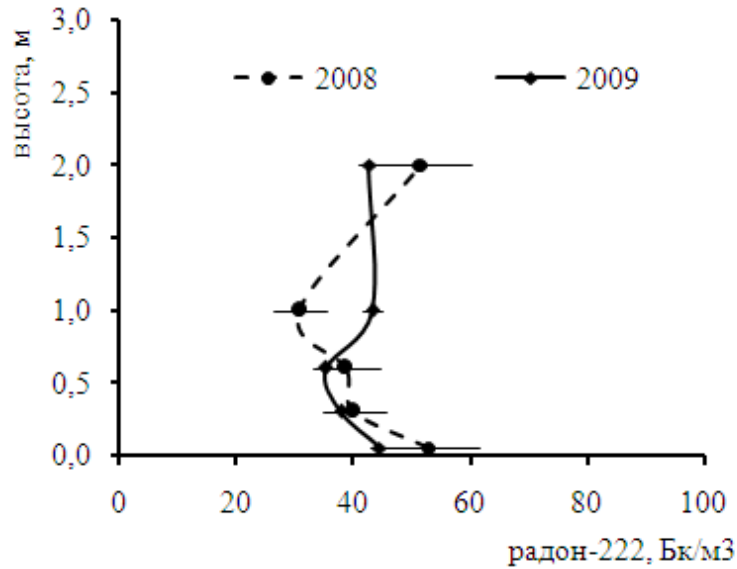


Рисунок 3.6 Вертикальные профили: а) концентрации радона-222; б) удельных электропроводностей атмосферы, - при безразличной стратификации (Талловеров, август 2008 и 2009 г.)

Таблица 3.3 Средние значения метеорологических характеристик для часов с безразличной стратификацией (Талловеров, август 2008 и 2009 г.)

Метеорологические характеристики	Высота	Период наблюдений	
		Август 2008	Август 2009
$T, ^\circ C$	2,0 м	27,5	19,4
$grad T, ^\circ C/m$	0,5-2,0 м	0,00	0,04
$U, м/с$	2,0 м	1,4	3,3
$K_{турб.}, м^2/с$	0,5-2,0 м	0,04	0,10
$f, \%$	2,0 м	42	49
Число часов наблюдений		37	68

Профили электрических характеристик как для одного, так и для другого периода измерений на рисунке 3.6 выглядят переходными от устойчивой стратификации к неустойчивой. В таблице 3.3 помещены данные о термодинамических условиях для периодов безразличной стратификации.

На основании представленных за два периода измерений результатов можно сделать вывод, что стратификация приземного слоя влияет на характер пространственно-временных вариаций физических параметров. В частности, она в значительной мере определяет электрическую структуру приземного слоя через воздействие на процессы перемешивания, а значит - накопление или рассеивание радона вблизи земли. Вертикальные градиенты концентрации радона в атмосфере обуславливают изменение электропроводности по высоте $\frac{d\lambda}{dh}$, следствием чего будет образование объемного заряда ρ . Согласно Чалмерсу [23], для квазистатических условий справедливо:

$$\rho = \varepsilon_0 \frac{i}{\lambda^2} \frac{d\lambda}{dh} \quad (3.27)$$

где i - плотность тока проводимости, λ - электропроводность атмосферы, h - высота, ε_0 - диэлектрическая проницаемость вакуума. Оценка плотности заряда, формирующегося таким образом, дает значения в сотни пКл/м³.

В соответствии с уравнением Пуассона:

$$\operatorname{div} \vec{E} = \frac{\rho}{\varepsilon_0} \quad (3.28)$$

- присутствие объемного заряда в слое обусловит пространственное изменение напряженности электрического поля.

3.4 Исследование критериев «хорошей погоды» в атмосферном электричестве с учетом устойчивости приземного слоя

Проблема выбора методики для выделения условий «хорошей погоды» в атмосферном электричестве не решена по сей день. До сих пор нет четких, физически обоснованных критериев для определения этих условий, поэтому «хорошая погода» включает в себя очень широкий диапазон состояний атмосферы: от очень устойчивого до очень неустойчивого. Кроме того, методики выборки «нормальных» дней имеют свои особенности в различных странах и постоянно уточняются (таблица 3.4). В связи с этим в исследованиях этому вопросу уделялось особое внимание.

Основная цель отбора данных, полученных в условиях «хорошей погоды» – исключение локальных явлений, вызванных метеорологическими возмущениями, и выделение глобальных атмосферно-электрических процессов. Имеется ввиду, что в атмосфере, особенно в приземном ее слое, существует ряд дополнительных источников и стоков электрических зарядов и токов, связанных с местными факторами. Это так называемые локальные генераторы, которые могут существенно определять электродинамический режим атмосферы вблизи земной поверхности. В связи с этим возникает, как уже отмечалось, проблема выделения глобальных и локальных вариаций атмосферно-электрических характеристик для интерпретации и сравнимости данных, полученных в разных местах и в разное время. Для этого необходимо определить требования к организации измерений электрических характеристик атмосферы, а так же к методам отбора экспериментальных данных.

Таблица 3.4. Сравнение методик отбора атмосферно-электрических данных.

Год	Страна	Исключающие условия															
		осадки	туман	метели	грозы	Сильная дымка, мгла	Утренняя	поземок	изморозь	пыльный ветер	скорость ветра > 6м/с	Иней	$0 > v' > 500 \text{ В/м}$	переход поля через нуль	облачность	$v' < 0$	$\Delta v' > v'$
1936	РОССИЯ	+	+	+	+										4	+	+
1960	РОССИЯ	+	+	+	+	+	+			+		+			0	+	
1970	РОССИЯ	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	3	0	+	
2003	РОССИЯ	+	+		+	+	+		+	+	+	+	+	>0,3	+		
1974	АНГЛИЯ	+	+		+	+	+		+		+	+	+	+	+	+	+
1974	Канада	+	+	+	+					>5,2				>0,3			
1965	Бельгия, Португалия, Польша	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
1965	Англия, Шотландия	+	+	+	+					>8				>1			

Было произведено сравнение методик определения исключаящих условий погоды при выборке нормальных дней (значений) градиента потенциала электрического поля атмосферы.

При решении задачи выбора наиболее надежной методики мы исходили из следующего. Первоначально, при атмосферно-электрических исследованиях, отсутствие локальных генераторов определялось так

называемыми условиями «хорошей погоды» по метеорологическим условиям. В понятие условий «хорошей погоды» входит ограничение некоторых метеопараметров, таких как скорость ветра и баллы общей облачности, исключение наличия нижней облачности, гроз, осадков, туманов и других помутняющих атмосферу факторов, а также ограничение значений напряженности электрического поля и скорости его изменения. Таким образом, в пунктах, в которых наблюдались условия «хорошей погоды», полный ток в атмосфере считали током проводимости, т.е. током, образуемым глобальными генераторами электрического поля земли.

В ходе дальнейших исследований выяснилось, что отсутствие нарушающих метеоусловий не исключает наличия тока механического переноса в нижней атмосфере, а вследствие чего и локальных генераторов, нарушающих закон Ома в данном участке глобальной электрической цепи. Степень отклонения от закона Ома предложил оценивать Долезалек:

$$\Omega = \frac{i}{E \cdot \lambda} \quad (3.29)$$

где i – непосредственно измеренная плотность полного вертикального тока на землю, E – напряженность электрического поля у поверхности земли, $\lambda = (\lambda_+ + \lambda_-)$ – удельная электропроводность атмосферы.

Если критерий Ω близок к 1, то закон Ома применим, и по значениям напряженности электрического поля и электропроводности можно косвенно определить плотность тока в атмосфере.

Также для отбора периодов времени, когда действие локальных генераторов электрического поля незначительно, можно использовать метод, основанный на метеорологических наблюдениях и измерении объемного заряда и метеопараметров, необходимых для подсчета числа Ричардсона. Отсутствию локальных генераторов соответствуют наблюдения, при которых не наблюдаются традиционные метеорологические нарушения, а число

Ричардсона, характеризующее устойчивость атмосферы, находится в пределах $-0,05 < Ri < 0,05$ (безразличная стратификация).

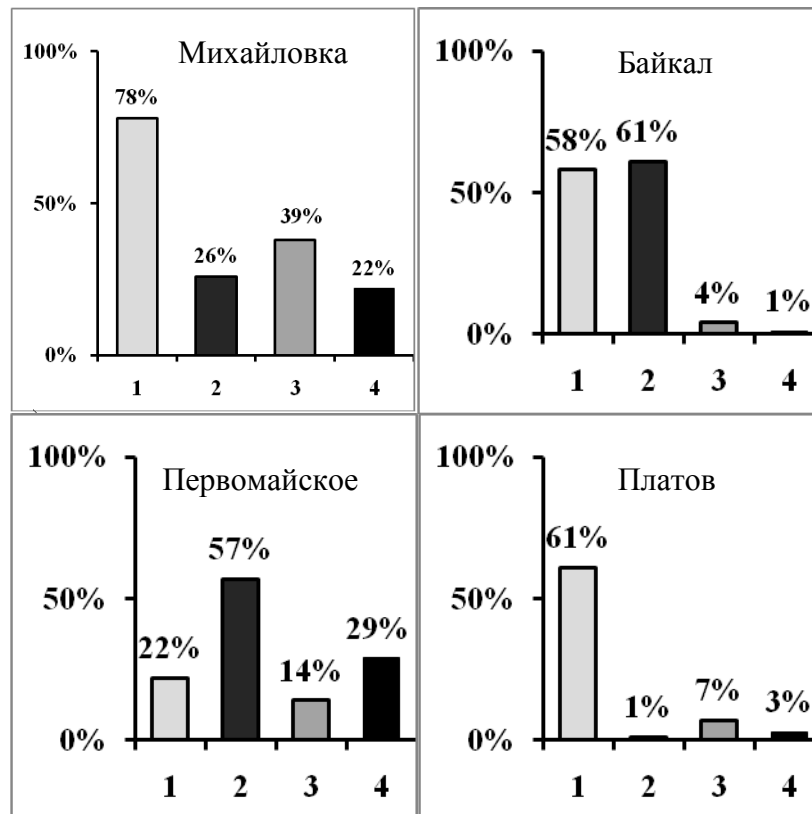


Рис. 3.7. Сравнение критериев условий «хорошей погоды». Данные о количестве часовых серий измерений, соответствующих условиям «хорошей погоды» в процентном отношении к общему количеству серий измерений в каждом пункте по различным методикам:

- 1-«хорошая погода» по метеопараметрам
- 2-число Ричардсона находится в пределах $-0,05 < Ri < 0,05$
- 3-критерий Долезалека находится в пределах $0,9 < \Omega < 1,1$
- 4-значения плотности тока механического переноса находится в интервале $-0,10 \text{ пА/м}^2 < i_{\text{м}} < 0,10 \text{ пА/м}^2$.

Экспериментальные данные многолетних экспедиционных измерений атмосферно-электрических и метеорологических характеристик, полученных на кафедрах физики ПИ ЮФУ в Ростовской области (с.Михайловка, с.Первомайское и х.Платов) и вблизи озера Байкал, позволяют охарактеризовать физические условия в пунктах наблюдений. Для оценки

действия локального генератора нами выбран условный интервал значений плотности тока механического переноса $-0,10 \text{ пА/м}^2 < i_{mn} < 0,10 \text{ пА/м}^2$. В этом случае можно считать эти значения малыми, по сравнению с плотностью тока проводимости: в среднем для всех пунктов наблюдений в этих случаях i_{mn} не превышает 10 % от плотности тока проводимости.

На диаграмме (рисунок 3.7) первый столбец показывает число часовых серий измерений, соответствующих по метеорологическим параметрам. Второй столбец то же по числу Ричардсона. Данные, отобранные по критерию Долезалека когда его значения находятся вблизи 1, представлены третьим столбцом. Последний столбец на диаграмме показывает число часовых серий, когда ток механического переноса из атмосферы на Землю был незначительным. В последнем случае, по результатам прямых измерений тока локального генератора, можно утверждать, что в эти периоды ток из атмосферы на землю являлся практически током проводимости.

По данным эксперимента в Ростовской области столь низкие значения i_{mn} наблюдались менее чем в третьей части всех часовых серий измерений, а на Байкале значения i_{mn} попадали в этот интервал вообще крайне редко.

Таким образом, из представленных диаграмм видно, что в большинстве случаев даже при отсутствии нарушающих метеоусловия факторов, действием локального генератора пренебрегать нельзя. Это поддерживает основные выводы, сделанные Израэльсоном [9], который показал, что при устойчивой стратификации, когда метеоусловия чаще всего соответствуют критериям «хорошей погоды», локальная генерация зарядов может быть особенно интенсивна. Таким образом, результаты наших исследований подтверждают ту точку зрения, что общепринятый в атмосферном электричестве комплекс метеоусловий, называемый «хорошей погодой», не является достаточным критерием для сортировки экспериментальных данных на предмет действия локальных и глобальных генераторов атмосферного электричества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В завершении работы хочется еще раз отметить, что существует определенная зависимость физических параметров от термической стратификации атмосферы. Были проанализированы результаты измерений за 2008-2009 года для сравнения. Наблюдения проводились в летние месяцы на территории Кашарского района Ростовской области.

На основании представленных за два периода измерений результатов можно сделать вывод, что стратификация приземного слоя влияет на характер пространственно-временных вариаций физических параметров. В частности, она в значительной мере определяет электрическую структуру приземного слоя через воздействие на процессы перемешивания, а значит - накопление или рассеивание радона вблизи земли. Вертикальные градиенты концентрации радона в атмосфере, образующиеся при устойчивой стратификации, обуславливают изменение электропроводности по высоте, следствием чего будет образование объемного заряда. Присутствие объемного заряда в слое вызывает пространственное изменение напряженности электрического поля. Таким образом, в случае эманирования земной поверхности термодинамика атмосферы опосредованно влияет на электрическую структуру приземного слоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь//Л: Гидрометеоиздат, 1974. 41 с.
2. Тверской П. Н. Атмосферное электричество.// Л.: Гидрометеоиздат, 1949. 252 с.
3. Винниченко Н. К., Пинус Н. З., Шметер С. М., Шур Г. Р. Турбулентность в свободной атмосфере. // Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 337 с.
4. Красногорская Н.В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения. Л.: Гидрометеоиздат, 1972 г. 323 с.
5. ГОСТ, Лучи космические галактические, Госкомстандарт СССР, Москва, 1986 г.
6. <http://ru.wikipedia.org/wiki/>
7. Наследов Д.И. Физика ионных и электронных процессов. М. НТИ, 1937. 313с.
8. Таммет Х.Ф., Сальм Я.Й., Ихер Х.Р., Тамм Э.И., Мирме А.А., Кикас Ю.Э. Спектр подвижности аэроионов в приземном воздухе./Атмосферное электричество//Труды III Всесоюзного симпозиума по атмосферному электричеству,- Гидрометеоиздат, 1988 г. С.46-49
9. Israelsson S. On the conception "Fair weather condition" in atmospheric electricity. // Pure Appl.Geophys., 1978. V.116. P.149-158.
- 10.Kazemir H.W. Atmospheric electric measurements in the Arctic and Antarctic. // Pure Appl.Geophys., 1972. 100. P.70-80.
- 11.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.

12. Dolezalek H. Zur berechnung des luftelektrischen Stromkreises III. Kontrolle des Ohmschen Gesetzes durch Messung. // *Geophys. Pur. Appl.*, 46, 1960, P. 125-144.
13. Israel H. Der luftelcktrische Vertikalstrom // *Ann. Geophys.* 10, 1954, P. 93-116
14. Law J. The ionization of the atmosphere near the ground in fair weather. // *Quart.J.R.Met.Soc.*, 1963. 89. P.107-121.
15. Mühleisen R. Electrode effect measurements above the sea. // *J.Atmos.Terr.Phys.* 20, 1961, P.79-81.
16. Ette A.I.I. An effect of space-charge advection on vertical air-earth current measurements.// XV th General Scientific Assembly of the IUGG., 1971 Moscow, USSR.
17. Kasemir H.W. Zur Strömungstheorie des luftelektrischen Feldes III. Der Austauschgenerator. // *Arch.Met.Wien*, 1958. A, 9. P.357-370.
18. 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.
19. Israelsson S., Knudsen E., and Ungethüm E. On the natural β -activity of the air in the atmospheric surface layer. // *Atmos. Environ.*, 1973. 7. P.1127-1137.
20. Israelsson S., Knudsen E., Ungethüm E., and Dahlgren L. On the natural α -activity of the air. // *Tellus* 24(4), 1972. P.368-379.
21. Petrov A.I., Petrova G.G., and Panchishkina I.N. Statistic structure of variations of vertical «atmosphere-earth» currents. // *Proc.12th Int. Conf. Atm. Electricity.* Versailles, France, 2003.
22. Петрова Г.Г. Экспериментальные исследования электричества нижних слоев атмосферы: Дис...канд. Физ.- мат. наук. Нальчик, 2004. 235 с.

23. Чалмерс Дж. А., Атмосферное электричество. - Л.: Гидрометеиздат, 1974, - 421 с.
24. http://dic.academic.ru/contents.nsf/enc_physics/
25. Имянитов И.М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. М.: ГТТИ, 1957. 483 с.
26. Качурин Л. Г. Руководство к лабораторным работам по метеорологии. Л: ГИМИЗ, 1955. 424с.
27. Орленко Л.Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 270с.