

ИССЛЕДОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ МЕТОДОМ РЕЗОНАНСНОГО РАССЕЯНИЯ РАДИОВОЛН НА ИСКУССТВЕННЫХ ПЕРИОДИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЯХ ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЫ

*Н.В. Бахметьева, к.ф.-м.н., В.В. Беликович, д.ф.-м.н.,
Л.М. Каган, д.ф.-м.н., А.А. Понятов, к.ф.-м.н., А.В. Толмачева, д.ф.-м.н.,
Федеральное государственное научное учреждение
Научно-исследовательский радиофизический институт*

I. Экспериментальные исследования верхней и средней атмосферы Земли: общий обзор проблематики

1. Радиофизические методы исследований

Ионизированный слой атмосферы, способный отражать радиоволны, открыт в 1902 г. независимо О. Хэвисайдом и А. Коннелли. Эта область земной атмосферы, названная в начале по имени открывателей, а затем получившая название ионосфера, оказывает существенное влияние на работу систем радионавигации, локализации и связи. Под ионосферой обычно понимают часть атмосферы Земли, расположенную в интервале высот 50–1000 км между нейтральной атмосферой и магнитосферой. Значительные потоки энергии и импульса переносятся из этих областей в ионосферу частицами, электромагнитными полями и атмосферными волнами, что оказывает существенное влияние на ее динамику и структуру.

Классическим методом исследования ионосферы является импульсное зондирование: излучение радиоволн и наблюдение их отражений от ионосферных слоев с измерением времени запаздывания, интенсивности, изучением формы отраженных сигналов. Метод вертикального радиозондирования с поверхности земли позволяет измерять вертикальное распределение (вертикальный профиль) электронной концентрации в области высот от 90 км до высоты главного ионосферного максимума – слоя F_2 (250–400 км) [1]. Метод наклонного зондирования, когда передатчик и приемник разнесены, а излучаемые радиоволны падают на ионосферу наклонно, позволяет исследовать характер распространения радиоволн на заданной радиотрассе. Возвратно-наклонное зондирование с использованием совмещения приемной и передающей установок в одном пункте позволяет проследить характер изменения ионосферы в

горизонтальном направлении. Методы радиозондирования имеют развитую техническую базу, хорошо разработанные методики измерений, с их помощью была получена основная часть информации о строении ионосферы [1–3]. Кроме импульсного зондирования, в настоящее время широко используются установки с линейно-частотной модуляцией сигнала [3, 4].

Для исследования D -области ионосферы – области высот 50–90 км, где электронная концентрация мала, а поглощение КВ радиоволн велико, применяется метод частичных отражений. D -область недоступна для ИСЗ из-за большой плотности атмосферы, а применение методов импульсного зондирования ограничено малыми значениями электронной концентрации. Метод основан на рассеянии (частичном отражении) радиоволн на неоднородностях D -области и позволяет определить профиль электронной концентрации, получить сведения об ионосферной турбулентности [5–7].

Метод некогерентного рассеяния – один из наиболее информативных наземных методов исследования ионосферы [1, 4, 8]. При его использовании применяются частоты, значительно превышающие собственные частоты ионосферы. Анализ спектра рассеянного сигнала на электронах среды позволяет определить ионную и электронную температуру, ионный состав, скорость ионного дрейфа. При определенных условиях можно определить частоту соударений в нижней ионосфере. Распространение метода некогерентного рассеяния сдерживается чрезвычайной сложностью используемых технических средств.

Радиолокация метеорных следов и искусственных образований позволяет исследовать движения в ионосфере, анализировать волновые процессы различных масштабов [9].

С развитием ракетной техники были осуществлены прямые измерения параметров ионо-

сферной плазмы с помощью ИСЗ и ракет (зондовые, масс-спектрометрические, инжекционные). Они позволяют измерить плотность плазмы в месте нахождения спутника, определить массы частиц и измерить концентрацию частиц каждого сорта, исследовать ионы малой энергии [1, 10, 11]. Измерения, проводимые с борта специально запускаемых ракет и ИСЗ, позволяют получить распределение плазмы вдоль орбиты спутника, значения электронной концентрации выше главного ионосферного максимума. Метод радиопросвечивания ионосферы – прием на Земле радиоволн, излученных с ИСЗ – позволяет по измерению фазового, группового пути или угла поворота плоскости поляризации (фарадеевское вращение) определить интегральное содержание электронов в столбе [1, 3], а применение методов радиотомографии – получить картину пространственного распределения [12].

Использование метода разнесенного приема позволяет изучать движения заряженных частиц, ионосферные дрейфы. Неоднородную структуру ионосферы исследуют, применяя методы радиомерцаний и ракурсного рассеяния. Изучая статистические характеристики радиосигналов от точечных источников радиоизлучения (бортовых передатчиков ИСЗ и космических дискретных источников), прошедших через среду с хаотическими неоднородностями, методом радиомерцаний получают сведения о спектре ионосферной турбулентности, определяют высотный интервал распределения ионосферных неоднородностей, скорость дрейфа неоднородностей, угловые размеры источника. Используя эффект ракурсного рассеяния радиоволн на мелкомасштабных неоднородностях, сильно вытянутых вдоль геомагнитного поля, по интенсивности рассеянного сигнала определяют спектральную плотность флуктуаций плазмы [1–4].

2. Оптические методы исследований

Оптическое излучение верхней атмосферы Земли представляет собой люминесценцию атмосферных составляющих на высотах от 80 до 300 км. Спектр свечения атмосферы состоит из большого числа линий и полос в разных областях спектра. В видимой части спектра самыми яркими линиями являются линии атомарного кислорода 557,7 и 630,0 нм. К настоящему времени установлено, что некоторые гелио-геофизические процессы и явления в околоземном космическом пространстве проявляются в характеристиках собственного свечения среднеширотной верхней атмосферы Земли. В интенсивности оптического свечения отмечается за-

висимость от солнечной и геомагнитной активности, вариации, обусловленные распространением внутренних гравитационных волн, стратосферными потеплениями, сейсмической и метеорной активностью и др. Это позволяет использовать свечение атмосферы в качестве эффективного метода исследования физических и физико-химических свойств верхней атмосферы, при мониторинге гелио-геофизической обстановки [13–14].

За последние 25 лет исследования ионосферы радиофизическими и оптическими методами значительно продвинулись благодаря использованию таких уникальных установок как MU-радар (радар по исследованию верхней и средней атмосферы) в Японии [15], радары некогерентного рассеяния (EISCAT, SPEAR), переносные ВЧ радары, устанавливаемые возле ракетных полигонов и радаров некогерентного рассеяния. Стали широко использоваться установки ЛЧМ зондирования, создана российская и мировая сеть ЛЧМ ионозондов. Были значительно усовершенствованы наземные оптические инструменты и оборудование, которым оснащаются ракеты и зонды [16]. Развиваются известные методы исследования ионосферы. Среди них, например, метод радиоакустического зондирования, основанный на обратном рассеянии радиоволн на квазипериодических неоднородностях электронной концентрации, создаваемых в нижней ионосфере звуковой волной [17, 18]. Метод позволяет измерить температурные и динамические характеристики в мезосфере на высотах 70–90 км.

В последние десятилетия уделяется большое внимание исследованию средней атмосферы (высоты 10–100 км), куда входят мезосфера (30–90 км) и область *D* (50–90 км), входящей в этот высотный интервал. Эти области атмосферы играют важную роль в работе радиосредств в традиционных диапазонах длинных, средних и коротких волн, а также во взаимодействии термосферы, подверженной всплескам солнечной активности, и тропосферы. Диапазон исследований чрезвычайно широк и охватывает такие проблемы как физика плазмообразования, динамика и механизмы турбулизации плазмы, химия ионосферы, распространение радиоволн различных диапазонов и т.д.

3. Активные методы исследования ионосферы

Во второй половине XX столетия традиционные методы исследования ионосферы были в значительной степени расширены благодаря использованию активных экспериментов в космосе (ионосфере). Под этим названием объе-

динены исследования, связанные с целенаправленным обратимым изменением тех или свойств ионосферы. Они включают воздействие на ионосферную плазму мощным излучением наземных КВ радиопередатчиков, воздействие инфразвуком, инъекцию пучков заряженных частиц и выбросы химических реагентов с борта искусственных спутников Земли и геофизических ракет. Наблюдения за движением ионизированных и светящихся облаков используются для исследования движений (ионосферного ветра) и измерения электрического поля. При изменении химического состава ионосферы по возникающим при этом эффектам уточняют константы аэрономических реакций. Взаимодействие мощного радиоизлучения с плазмой сопровождается развитием нелинейных явлений: параметрической неустойчивости плазмы и возбуждением плазменной турбулентности, изменением профиля электронной концентрации, ускорением электронов до сверхтепловых энергий, генерацией вторичного электромагнитного излучения, возбуждением электрических полей и токов в возмущенной области ионосферы и т.п. [19–22]. Экспериментальное исследование этих явлений дает важную информацию для многих разделов физики плазмы и ионосферы.

Важным моментом является то, что источники искусственных возмущений можно регулировать по мощности, частоте, времени и продолжительности воздействия на ионосферу, геофизическим условиям. Для диагностики последствий воздействия на ионосферу используется весь спектр хорошо известных методов исследования ионосферы, разрабатываются и применяются и новые методы. Успехи, достигнутые в активных экспериментах, показали, что ионосферу можно рассматривать как естественную космическую лабораторию для изучения и моделирования различных процессов, протекающих в плазме [23].

4. Исследование атмосферы Земли с использованием нагревных стенов КВ диапазона

Впервые с изменением свойств ионосферы в поле мощных радиоволн ученые столкнулись с открытием в 1933 г. Люксембург–Горьковского эффекта [24–26]. Этот эффект, основанный на явлении кросс-модуляции, часто наблюдается при распространении радиоволн в ионосфере и имеет практическое значение для радиовещания в диапазоне средних волн. В дальнейшем было показано, что современные радиотехнические средства могут существенно влиять на свойства ионосферной плазмы, что, в свою оче-

редь, должно повлиять на процесс распространения радиоволн через возмущенную область.

Семидесятые годы стали годами расцвета «нагревных» экспериментов в ионосфере Земли, суть которых заключалась в исследовании отклика ионосферы на контролируемое воздействие на нее полем мощных радиоволн КВ диапазона. Теоретическая сторона вопроса – роль нелинейных эффектов при распространении радиоволн в плазме (ионосфере) – была к тому времени, в целом, уже разработана у нас в стране В.Л. Гинзбургом и А.В. Гуревичем [19], за рубежом – W.F. Utlaut и R. Cohen [26], J.A. Fejer [27]. С развитием технических средств появилась возможность целенаправленно воздействовать на естественные ионосферные процессы, а стремление управлять этими процессами привело как у нас в стране, так и за рубежом к развитию интенсивных экспериментальных исследований по воздействию на ионосферу мощным КВ радиоизлучением. В дальнейшем результаты выполненных в этом направлении исследований были суммированы в [28]. Сформировалось новое научное направление, связанное с исследованием взаимодействия мощного радиоизлучения с ионосферной плазмой.

Для экспериментальных исследований в этом направлении были построены специальные установки, позднее названные нагревными стендами, оснащенные мощными передатчиками КВ радиоволн, антенными системами с узкими управляемыми лучами и диагностической аппаратурой для регистрации сигналов от создаваемых возмущений. Такие установки заработали в 1961 г. в НИИ Радио (г. Москва); в Боулдере (США) в 1970 г.; в Аресибо (Пуэрто-Рико, США) в 1971 г.; в НИРФИ г. (г. Горький) в 1973 г. Позднее были построены стенды вблизи Мурманска – Мончегорск, 1976 г.; в Норвегии – стенд EISCAT (Тромсе) в 1980 г.; вблизи г. Горького – Васильсурск, стенд СУРА, 1981 г.; около Душанбе, Таджикистан – стенд ГИССАР, 1981 г.; недалеко от Харькова в 1987 г.; на Аляске, США – стенды NIPAS, 1977 г., и HAARP, 1980 г. В настоящее время по разным причинам активные эксперименты в ионосфере проводятся только на четырех из них – стендах СУРА, HAARP, NIPAS и EISCAT. Из них нагревный стенд СУРА является единственным в мире среднеширотным инструментом. На этих установках были открыты и исследованы разнообразные явления, вызываемые в ионосфере полем мощных радиоволн. В их числе: новое природное явление – низкочастотное излучение ионосферных токовых систем (эффект Гетманцева), плазменные неустойчивости разного рода, искусственная ионосферная турбулентность, оптическое све-

чение возмущенной области, искусственное радиоизлучение ионосферы, формирование искусственной ионосферной «линзы» и ее влияние на распространение радиоволн (см. [2] и цитированную там литературу). Было обнаружено явление образования в ионосферной плазме искусственной периодической структуры [32, 33].

II. Резонансное рассеяние радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы

1. История вопроса

Впервые мысль об образовании периодических неоднородностей в нижней ионосфере под действием мощной стоячей радиоволны была высказана И.М. Виленским [31] в 1970 г. Он предполагал, что эти неоднородности являются неоднородностями температуры электронов и, следовательно, частоты соударений электронов с нейтральными частицами. В 1973 г. в работе И.М. Виленского и В.В. Плоткина [32] была рассмотрена возможность образования неоднородностей электронной концентрации вследствие зависимости эффективного коэффициента рекомбинации от температуры электронов. Т.Н. Seliga в 1972 г. [33] указал на возможность создания искусственных периодических неоднородностей плазмы при отражении мощной радиоволны от *F*-области ионосферы, но не рассмотрел конкретных механизмов их образования. Эти теоретические работы предшествовали экспериментальному открытию искусственных периодических неоднородностей ионосферной плазмы (ИПН).

Весной 1975 г. на нагревном стенде НИРФИ в д. Зименки проводились эксперименты по изучению влияния мощного радиоизлучения на пробные (относительно слабые, не вызывающие возмущений среды распространения) радиоволны, отраженные от *F*-области ионосферы [32]. При излучении мощных радиоволн на частоте ниже критической частоты *F*-области на обыкновенной компоненте заметили, что включение нагревного стенда сопровождалось появлением, кроме зеркального отражения от *F*-области, дополнительного сигнала, который на высотно-амплитудной развертке контрольного осциллографа был расположен ниже высоты «зеркалки». Этот сигнал был гораздо слабее зеркального (на 60–80 дБ) и занимал интервал высот от 10 до 30–40 км. Дополнительный сигнал имел необыкновенную поляризацию, его амплитуда постепенно убывала с уменьшением мощности нагрева, а времена развития и релаксации составляли несколько десятков миллисе-

кунд. Анализ результатов измерений показал, что дополнительный сигнал представлял собой обратно рассеянный сигнал от периодической структуры, создаваемой при воздействии на ионосферу мощной радиоволны. Так было обнаружено явление резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы.

2. Суть явления

Искусственные периодические неоднородности (ИПН) формируются в плазме в поле мощной стоячей радиоволны, образующейся в результате интерференции падающей на ионосферу и отраженной от нее волн. В пучностях стоячей волны происходит нагрев электронного газа, в результате чего возникает периодическая структура возмущения температуры с пространственным периодом Λ , равным половине длины λ мощной радиоволны. Температурные неоднородности, в свою очередь, формируют неоднородности электронной концентрации [30]. На рис. 1 схематично показано образование ИПН при нагреве ионосферы.

Было показано, что механизм формирования ИПН, времена развития и исчезновения (релаксации) периодической структуры после окончания нагрева определяются физическими условиями, характерными для конкретной области высот ионосферы, а именно составом, плотностью и температурой атмосферы, степе-

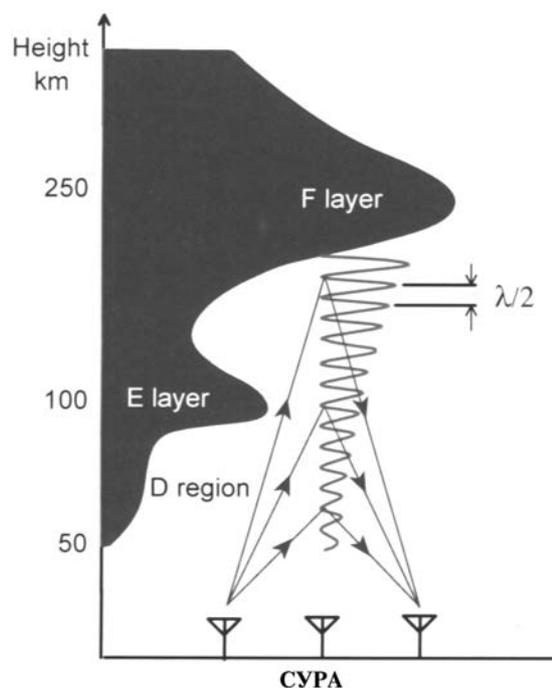


Рис. 1. Создание ИПН и локация их пробными радиоволнами

нию диссоциации и ионизации. Это позволило применять метод, основанный на создании ИПН, для диагностики ионосферы и нейтральной атмосферы.

Теоретические и экспериментальные исследования, проведенные в НИРФИ, позволили понять основные физические процессы, приводящие к образованию ИПН, изучить механизмы их формирования в разных слоях ионосферы. Так, в *D*-области главную роль в образовании ИПН играет температурная зависимость коэффициента прилипания электронов к нейтральным молекулам, в *E*-слое – диффузионное перераспределение плазмы под действием избыточного давления электронного газа и, наконец, в области *F* плазма перераспределяется под воздействием стрикционной силы с возбуждением ионного звука. Для обнаружения и регистрации сигнала, рассеянного ИПН, обычно используется импульсное радиозондирование (локация) искусственно созданной периодической структуры передатчиком пробных радиоволн и прием обратно рассеянных сигналов в период релаксации ИПН после выключения нагрева [30].

Рассеяние пробных радиоволн на ИПН обладает резонансными свойствами, то есть интенсивный рассеянный сигнал появляется только в случае, когда волны, рассеянные отдельными неоднородностями, складываются синфазно, что обусловило название разработанного метода как метода резонансного рассеяния радиоволн на ИПН. При этом выполняется условие рассеяния (условие Брэгга–Вульфа) $\lambda_p = 2\Lambda \cdot \cos \theta$, где λ_p – длина волны радиолокатора (пробной волны) в плазме, θ – угол падения волны на неоднородности. В случае обратного рассеяния $\theta = 0$ и $\lambda_p = \Lambda$. Так как $\Lambda = \lambda/2$, то из условия пространственного синхронизма нагревной и пробной радиоволн волн следует соотношение $\lambda = \lambda_p$, которое реализуется в двух случаях, определяющих, по сути, два способа регистрации ИПН. Один из них состоит в том, что для создания ИПН и их локации используют волны одной и той же частоты и поляризации, то есть частоты нагревной (возмущающей ионосферу) и пробной радиоволн равны: $f = f_p$. Эксперимент в этом случае ставится следующим образом. Нагревный стенд излучает вверх мощную радиоволну на частоте f ниже критической частоты ионосферы. Отражаясь от ионосферы, мощная волна интерферирует с падающей и образует стоячую волну, в поле которой создаются неоднородности электронной концентрации. После этого мощный передатчик нагревного стенда выключается, ИПН релаксируют, и на той же частоте начинает рабо-

тать импульсный радиолокатор. Излученные им радиоимпульсы рассеиваются на ИПН и принимаются приемником. Высотно-временные зависимости амплитуды и фазы рассеянного сигнала регистрируются в течение всего периода релаксации ИПН. Таким образом, рассеянные сигналы приходят со всех высот, где создаются неоднородности, так как равенство $f = f_p$ выполняется независимо от величины электронной концентрации. Для организации эксперимента это обстоятельство оказывается очень удобным, так как, переводя нагревный передатчик в импульсный режим, можно использовать его и в качестве передатчика пробных волн (локатора). В последние годы в этих экспериментах для создания ИПН используется стенд СУРА [34], включенный в число уникальных научных установок России (рег. № 06-30). Для диагностики ИПН также используются передатчики стенда СУРА, переводимые в импульсный режим, а прием и регистрация сигналов осуществляется приемной частью установки частичных отражений. Регистрация амплитуды и фазы сигнала, рассеянного ИПН, позволяет получать информацию о большом числе ионосферных параметров. Пример такой регистрации высотно-временной зависимости амплитуды рассеянного сигнала в яркостном виде приведен на рисунке 2. Видны сигналы, рассеянные от ИПН в *D*- и *E*-областях, спорадического слоя *E*, быстро затухающие периодические колебания в области *F*, обусловленные возбуждением при нагреве ионного звука.

Другой способ выполнения равенства частот нагревной и пробной радиоволн заключается в использовании для создания и локации ИПН радиоволн разных частот f_1 и f_2 с разными поляризациями. В этом случае выбор частот определяет соотношение $f_1 n_1^{o,x} = f_2 n_2^{o,x}$, где n^o и n^x – показатели преломления обыкновенной и необыкновенной волн. Так как n^o и n^x зависят от величины электронной концентрации и магнитного поля, то последнее равенство следует рассматривать как уравнение, связывающее частоты нагревной и пробной радиоволн, электронную плазменную частоту $f_0 = \sqrt{e^2 N / \pi m}$ и гирочастоту электронов $f_H = eH / mc$. Выбрав соответствующим образом частоты нагревного стенда и локатора, можно наблюдать рассеяние лишь с высот, где электронная концентрация удовлетворяет данному уравнению. На этом основан так называемый частотный способ определения электронной концентрации, который позволяет, используя эффект рассеяния, измерять высотный профиль $N(h)$. Преимуществом этого способа является возможность измерения электронной концентрации в так называемой долине между областями *E* и *F* – об-

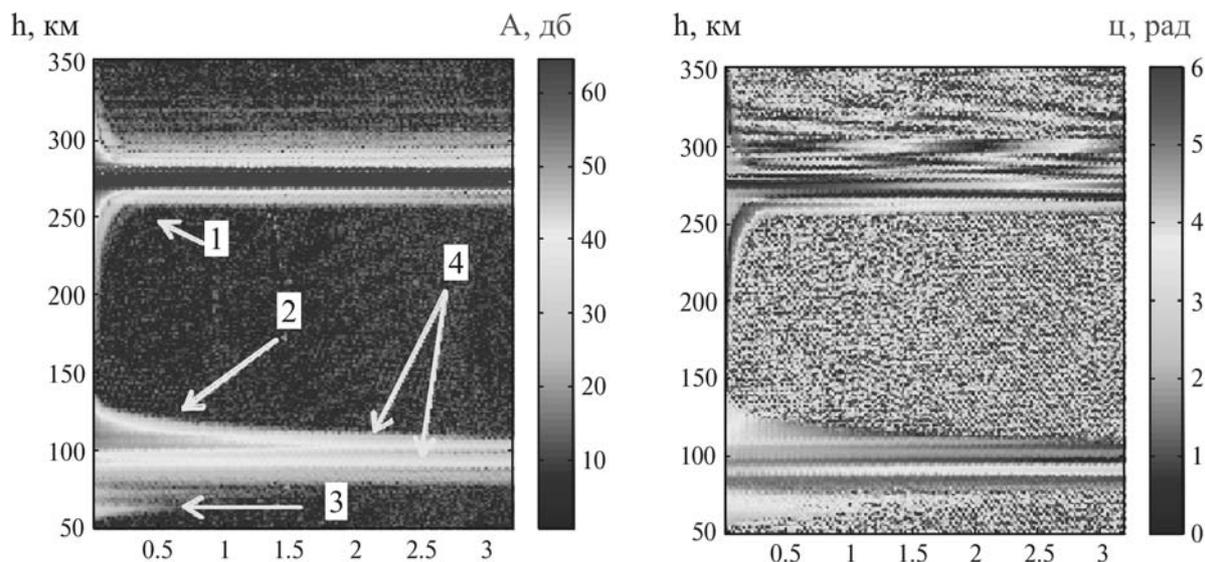


Рис. 2. Пример регистрации амплитуды и фазы рассеянного сигнала. 1 – ИПН в F -области, ионный звук, 2 – ИПН в E -области, 3 – ИПН в D -области (с расслоением), 4 – рассеянный сигнал от «двойного» E_s

ласти высот, недоступной исследованию ионозондами вследствие того, что электронная концентрация в ней меньше концентрации в максимуме E -области.

В итоге на основе понимания физических процессов, определяющих формирование ИПН при нагреве ионосферы, были разработаны и реализованы на практике новые способы определения параметров ионосферы и нейтральной атмосферы, которые суммированы в [29, 35]. Основными среди них являются:

- относительная концентрация отрицательных ионов кислорода, концентрации атомарного кислорода и возбужденного молекулярного кислорода в состоянии $^1\Delta_g$ в D -области;
- высотное распределение электронной концентрации, включая межслоевую $E-F$ впадину;
- температура и плотность атмосферы на высотах E -области;
- скорость вертикального движения в D - и E -областях;
- ионный состав спорадического слоя E_s ;
- характерная турбулентная скорость на высотах вблизи турбопаузы и высота турбопаузы;
- электронная и ионная температуры в F -области.

Благодаря высокой информативности, методы диагностики ионосферы и нейтральной атмосферы, основанные на резонансном рассеянии радиоволн на ИПН, позволяют уверенно определять параметры внутренних гравитационных волн и их спектральные характеристики, исследовать неоднородную структуру нижней ионосферы, в том числе расслоение регулярных D - и E -областей, обнаруживать слабые

спорадические слои ионизации, недоступные регистрации обычными ионозондами, «дополнительные» слои в профилях электронной концентрации, начиная с нижней части D -области и до высоты максимума F -слоя, исследовать особенности восходных и заходных явлений в нижней ионосфере [30, 35–56]. В 2000–2006 гг. достигнут заметный прогресс в развитии метода, особенно в применении к области D и спорадическим слоям ионизации [57–69].

III. Результаты исследований ионосферы и атмосферы методом резонансного рассеяния на ИПН

1. Введение

С 1986 г. в НИРФИ ведутся целенаправленные исследования по диагностике ионосферной плазмы методом ИПН. Последние годы исследования в данном направлении были возможны во многом благодаря финансовой поддержке РФФИ. С 1993 г., когда был получен первый грант РФФИ на исследования, связанные с ИПН, был разработан и реализован на практике метод комплексной диагностики ионосферы на высотах области E , который включал практически одновременные измерения температуры и плотности нейтральной атмосферы на этих высотах, профили электронной концентрации и скорости вертикального движения ионосферной плазмы (№ 93-05-9661). Последующие работы были посвящены исследованиям влияния процессов вертикального переноса заряженных частиц на образование среднеширотного спорадического слоя E (№ 95-05-15086), а также экспериментальному исследованию верти-

кальных и турбулентных движений в нижней ионосфере (№ 96-05-64130), изучению влияния динамических явлений и внутренних гравитационных волн на характеристики мезосферы и нижней термосферы (№ 97-05-64392, 00-05-64695). Особое внимание было уделено исследованиям области D как наименее изученной области ионосферы. В результате был разработан способ определения концентрации атомарного кислорода в верхней части области D (№ 99-05-64464).

В 1999 г. при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-78032) была издана монография [30], переведенная впоследствии на английский язык [35], в которой нашли отражение результаты исследований, полученные к тому времени. В данном обзоре представлены новые значимые результаты, полученные, как правило, после опубликования монографии.

Дальнейшим развитием метода, основанного на резонансном рассеянии радиоволн на ИПН, явилось его применение для исследования спорадического слоя E (E_s) и его неоднородной структуры на основе изучения динамических явлений в нижней ионосфере (№ 02-05-65281). Были разработаны способы определения эффективного коэффициента рекомбинации на высотах E_s , концентраций атмосферных и металлических ионов в максимуме слоя, молекулярной массы (т.е. сорта) ионов, формирующих E_s . В результате выполнения проектов № 98-05-64509 и № 01-05-65025 впервые предложен метод определения горизонтальной структуры спорадических облаков ионизации, составляющих полупрозрачный E_s , на основе регистрации искусственного оптического свечения в линии 557,7 нм. В последние годы проводятся работы, связанные с изучением формирования, структуры и ионного состава E_s и исследованием при нагреве его мощным коротковолновым радиоизлучением (№ 04-05-64140). В рамках этого направления была разработана методика комплексной диагностики E -области, основанная на одновременном измерении параметров ионосферы методом ИПН и диагностики возмущенной области оптическим методом путем регистрации индуцированного высокочастотным нагревом оптического свечения на длинах волн 557,7 и 630,0 нм.

Метод исследования ионосферы с помощью ИПН является сравнительно новым и продолжает активно развиваться. Его дальнейшее усовершенствование предполагает разработку и применение нового способа диагностики ионосферы путем создания ИПН и их локации практически одновременно на двух частотах (в рамках гранта № 05-05-64111). В исследованиях

D -области основное внимание уделяется развитию и реализации методов определения концентраций малых составляющих (атомарного и возбужденного молекулярного кислорода). Комбинация метода, использующего ИПН, с методом частичных отражений позволит уточнить геофизические факторы, управляющие поведением области D , и внести коррективы в ее аэрономическую модель (№ 05-05-64304). В результате применения метода, использующего рассеяние на ИПН, получены новые сведения о важнейших характеристиках ионосферы и ионосферных процессах. Остановимся на главных.

2. Измерение профиля электронной концентрации

2.1. Долина – область неустойчивости. Несмотря на то, что основная часть результатов по данному направлению исследований вошла в монографию [30], обсуждаемый вопрос является настолько значимым для физики ионосферы, что авторы решили остановиться на нем более подробно и в данном обзоре. Долина, или межслоевая E – F впадина, это область высот, которая экранируется нижележащими слоями ионосферы. В ней электронная концентрация меньше или равна концентрации в максимуме E -слоя. Вследствие этого долина недоступна исследованию обычным методом вертикального зондирования. Ракетные измерения $N(h)$ -профиля проводятся эпизодически, а применяемый для его измерения метод некогерентного рассеяния на высотах E -области имеет не слишком хорошее высотное-временное разрешение, так как вследствие значительно меньшей концентрации электронов интенсивность некогерентного рассеяния из этого высотного интервала значительно ниже, чем от E - и F -слоев. В результате межслоевая E – F впадина в экспериментальном плане до сих пор мало изучена. Однако долина представляет большой интерес с точки зрения распространения радиоволн: она может обеспечить энергетически выгодный (с относительно малым поглощением) волноводный характер распространения радиоволн КВ-диапазона.

Метод, использующий ИПН, очень эффективен для изучения E – F долины, так как ИПН образуются во всей толще ионосферы, где есть электронная концентрация. Для измерения $N(h)$ -профиля создание и локация ИПН осуществляется радиоволнами разных частот и поляризаций (см. выше). Подробно исследовано высотное распределение электронной концентрации в долине в дневные часы в осенне-зимние сезоны 1990–1992 гг. Было получено более

350 $N(h)$ -профилей, начиная с высот 90–95 км и до 150–180 км, из них около половины – с долиной. На нижней границе этого высотного интервала $N(h)$ -профили сравнивались с результатами близких по времени измерений электронной концентрации методом частичных отражений. Из профиля $N(h)$ определялась f_oE – критическая частота области E и сопоставлялась с результатом измерения f_oE методом вертикального зондирования. Полученные разными методами значения электронной концентрации на близких высотах соответствовали ее естественному градиенту. Последовательное измерение $N(h)$ -профиля методом частичных отражений и ИПН позволяет получать значения электронной концентрации, начиная с высоты 60 км вплоть до высот F -области. Сопоставление таких профилей в интервале высот 65–150 км с эмпирической моделью электронной концентрации [70] показало их хорошее соответствие. Различия имели место лишь в области межслоевой E – F впадины. Последнее обстоятельство связано именно с отсутствием достаточной для построения адекватных моделей информации об электронной концентрации в долине.

Что касается характеристик долины, то в экспериментах 90-х годов получено, что средние значения ее глубины $\Delta N/N = (N_{\max} - N_{\min}) / N_{\max}$ и ширины $\Delta h = h_{\max} - h(N_{\max})$ зависят от зенитного угла Солнца χ и растут с его увеличением (здесь $h(N_{\max})$ – высота в нижней части F -области, с концентрацией, равной N_{\max} -электронной концентрации в максимуме E -области). По результатам экспериментальных исследований был сделан вывод о том, что верхняя граница долины h_{\max} полностью контролируется регулярными изменениями F -слоя ионосферы, а на нижней границе существенное влияние на вид $N(h)$ -профиля оказывают атмосферные волновые процессы. Получено, что глубина и ширина долины увеличивались в утренние и вечерние часы, а в полуденные часы она наблюдалась значительно реже. Глубина долины, изменялась, в основном, в интервале значений $\Delta N/N = 0,05$ – $0,32$, а ее ширина Δh – в интервале 10–50 км. При увеличении $\cos \chi$ от 0,1 до 0,2 ширина долины уменьшалась в среднем в 1,5 раза (от 35 км до 25 км). Как правило, долина расширялась по мере роста $\Delta N/N$, что было особенно заметно в вечерние часы в процессе пропадаания E -области. В отдельных случаях, однако, межслоевая впадина была довольно широкой ($\Delta h = 30$ км) при небольшой глубине ($\Delta N/N = 0,1$).

Как выяснилось в дальнейшем, сравнительно большой разброс значений высоты нижней границы долины и значительные вариации электронной концентрации на этой высоте

могут быть обусловлены образованием и движением спорадических слоев ионизации. Поэтому можно сказать, что межслоевая E – F впадина является нестабильной областью, и ее тонкая структура тесно связана с динамикой нижней термосферы. Одновременный анализ $N(h)$ -профилей и характеристик внутренних гравитационных волн, определенных по вариациям высотно-временных зависимостей скорости вертикального движения плазмы, измеренных методом ИПН в близкие моменты времени, показал, что распространение ВГВ может приводить к расслоению регулярного E -слоя и появлению дополнительных слоев в долине.

2.2. Дополнительные слои в долине. Осенне-зимой 1990–1992 гг. дополнительные слои в долине обычно наблюдались в течение 15–60 минут, как правило, в высотных интервалах 120–135 км («нижние» слои) и 135–140 км («верхние» слои). Толщина большинства слоев составляла 5–30 км (в среднем, 13 км) и не зависела от высоты максимума дополнительного слоя. Контроль магнитной возмущенности за появлением дополнительных слоев в явном виде не обнаружен. Однако обнаружена четкая зависимость концентрации в максимуме нижнего дополнительного слоя от косинуса зенитного угла Солнца и ее отсутствие для верхнего (см. подробно в [30]). Нижние слои, хотя и появлялись спорадически, обладали некоторыми свойствами регулярной E -области: получено, что максимальное значение концентрации N_{\max} в них контролируется высотой Солнца, и зависимость $N_{\max}(\cos \chi)$ близка к аналогичной зависимости для регулярной E -области. В последующих измерениях 1999–2006 гг., проведенных с высотным разрешением 0,7 и 1,4 км, дополнительные слои в долине или расслоения E -области наблюдались неоднократно [60, 61]. Некоторые из них – сравнительно тонкие долгоживущие слои однозначно интерпретируются как спорадический слой E , образование которого связано с перераспределением плазмы. Другие слои – более толстые, существующие от нескольких минут до нескольких десятков минут, по-видимому, представляют собой расслоение регулярной E -области, возможно, под действием атмосферных волн [1, 72].

Методом вертикального зондирования ионосферы дополнительный слой ионизации иногда наблюдался выше максимума регулярного E -слоя. Он получил название слоя E_2 [71]. Однако методом ВЗ можно наблюдать слои E_2 только достаточно высокой электронной концентрации, когда для критических частот слоев выполняется условие $f_oE_2 > f_oE$, в то время как методу ИПН доступны и слабые слои с электронной концентрацией $N < 10^4 \text{ см}^{-3}$.

В настоящее время дополнительные слои чаще отождествляют с развивающимися (последовательными, снижающимися) спорадическими слоями $E(E_s)$. Появление таких спорадических слоев связывают с распространением ВГВ. В частности, в [72] на основе ионосферных наблюдений и измерений зональной и меридиональной компонент скорости ветра обосновывается следующий сценарий последовательно происходящих явлений в дни высокой волновой активности: сначала наблюдаются перемещающиеся ионосферные возмущения (ПИВ) в F -слое, затем слои E_s на высотах межслоевой E – F впадины и, наконец, «классический» спорадический E_s вблизи максимума E -области. ПИВ отождествляют с внутренними гравитационными волнами, проходящими через области E и F ионосферы [72, 73]. Они вызывают возмущения электронной концентрации и, как следствие, появление дополнительных треков на ионограммах, а во временных вариациях критической частоты и высоты максимума слоя F_2 – появление квазипериодических колебаний. В некоторых экспериментах зафиксировано появление спорадического слоя E или увеличение его интенсивности при прохождении ПИВ. Следовательно, волновые процессы в нижней термосфере могут влиять на динамику $N(h)$ -профилей, а распространение внутренних гравитационных волн – вызывать появление дополнительных слоев в долине.

Кажется наиболее вероятным, что появление «нижних» слоев можно объяснить расслоением регулярного E -слоя при воздействии волновой активности. Возможно, что в высотном интервале 120–135 км это воздействие осуществляется через процессы диссоциативной рекомбинации, зависящие от температуры среды [74], которая, в свою очередь, подвержена влиянию атмосферных волн. При повышении температуры эффективный коэффициент рекомбинации должен уменьшаться. На больших высотах, где существенно меняется состав атмосферы и происходит переход от рекомбинационных процессов к диффузионным, простая зависимость $N_{\max}(\cos \chi)$ наблюдаться не должна, что как раз имело место для верхних слоев. Интересно оценить изменение температуры атмосферы под действием ВГВ. Следуя Хайнсу [75], запишем изменение температуры при адиабатическом процессе как $\Delta T/T \approx (\gamma-1)V_{\text{гор}}/C$, где $\gamma = c_p/c_v$ – отношение удельных теплоемкостей, C – скорость звука, $V_{\text{гор}}$ – горизонтальная составляющая скорости ветра. При значениях $V_{\text{гор}} = 100$ – 150 м/с $\Delta T/T$ достигает значений 0,1–0,2, что соответствует изменению температуры на этих высотах на 20–40 К. Эти величины близки к наблюдавшимся в эксперименте, то есть

нагрев атмосферы под действием ВГВ может привести к расслоению E -области. Следует упомянуть также, как одну из гипотез расслоений E -области, возможные вариации ионно-молекулярного состава.

3. Исследование восходно-заходной асимметрии области D и ее аэрономических характеристик

Область D до сих пор остается наименее исследованной частью ионосферы, что обусловлено сложностью процессов, определяющих ее вариации, и относительно низким электронным содержанием (менее 10^4 электронов в см^3). Наиболее эффективным методом исследования D -области ионосферы до недавнего времени являлся метод частичных отражений [5–7]. При относительной простоте реализации он позволяет получать систематические сведения о вариациях электронной концентрации на высотах 70–90 км. Недостатком метода частичных отражений является ограниченность диапазона высот и возможность получать информацию в основном об электронной концентрации. Метод, использующий резонансное рассеяние на ИПН, позволяет определить высотный $N(h)$, начиная с высоты 50–60 км, скорости вертикальных движений плазмы, которые на этих высотах совпадают со скоростью движения нейтральной компоненты. Использование метода ИПН позволяет также уточнить аэрономическую модель D -области, определить концентрации малых составляющих атмосферы, таких как атомарный кислород и возбужденный молекулярный кислород в состоянии $^1\Delta_g$, оценить нижнюю границу области, обогащенной атомарным кислородом.

3.1. Аэрономия области D . Впервые искусственные периодические неоднородности в нижней части области D были зарегистрированы в 1980 г. на нагревной установке НИРФИ «Ястреб» (д. Зименки), излучавшей мощную волну на частоте 5,75 МГц с эквивалентной мощностью $P_G = 20$ МВт [40–42]. Для регистрации рассеянных сигналов использовалась установка частичных отражений, излучавшая пробные радиоволны на той же частоте. Рассеянные сигналы принимались с высот 55–75 км с характерным временем жизни $\tau = 0,1$ – 1 с.

Последующие исследования, основные результаты которых подробно представлены в [30, 43, 45, 47], были направлены на изучение сезонной зависимости времени релаксации ИПН, исследование образования и релаксации ИПН во время солнечных затмений, а также в периоды восхода и захода Солнца.

В [40–42, 30] показано, что в области D ИПН образуются в результате локального нагрева

электронного газа в пучностях мощной стоячей радиоволны вследствие температурной зависимости коэффициента прилипания электронов к молекулам кислорода при тройных соударениях. При нагреве увеличивается скорость прилипания электронов к молекулам кислорода, что приводит к снижению электронной концентрации и росту концентрации отрицательных ионов кислорода. Характерное время образования и релаксации ИПН в области D определяется величиной $\tau = 1/(\beta + \gamma)$, где β – скорость прилипания электронов, а γ – скорость отлипания электронов от отрицательных ионов кислорода. Скорость отлипания γ , в свою очередь, определяется фотоотлипанием и реакциями с атомарным кислородом и возбужденными молекулами кислорода в состоянии $^1\Delta_g$. В первом приближении зависимость амплитуды сигнала, рассеянного ИПН, от высоты определяется выражением [30]: $A(h) \propto N(h)\beta(h) / \beta(h) + \gamma(h)$. Измеренные профили амплитуды $A(h)$ и времени релаксации сигналов, рассеянных ИПН $\tau(h)$, в области D характеризуются плавным ростом до высоты 75–77 км. Выше наблюдается быстрое уменьшение $A(h)$ и $\tau(h)$, которое объясняется увеличением концентрации атомарного кислорода. Высокая концентрация атомарного кислорода в атмосфере приводит к увеличению суммарной скорости отлипания электронов от отрицательных ионов и фактически прекращает действие механизма образования ИПН, характерного для области D .

На левой панели рис. 2, где приведена яркостная запись амплитуды сигнала, рассеянного ИПН, видно, что в нижней ионосфере рассеянные сигналы образуют две области: одна на высотах 65–85 км – это область D , другая на высотах 95–140 км – область E . Эти области разделяет интервал высот приблизительно в 10 км (назовем его «провал»), где рассеянные сигналы являются весьма слабыми и нерегулярными. Кроме того, на высотах 72–75 км имеется заметное уменьшение амплитуды рассеянного сигнала. В D -области профили τ монотонно возрастают до высоты 75–80 км, а затем монотонно убывают. Уменьшение $\tau(h)$ в нижней части D -области обусловлено нарастающей плотностью атмосферы, а его уменьшение в верхней части D -области – ростом концентрации атомарного кислорода. Учет этих особенностей $\tau(h)$ позволяет определить высоту нижней границы области, обогащенной атомарным кислородом. Выяснилось, что экспериментальные высотные профили амплитуды и времени релаксации ИПН в области D хорошо объясняются на основе модели аэрономических процессов с одним отрицательным ионом кислорода O_2^- (результаты моделирования см. подробно в [57, 69]).

С большой долей вероятности можно считать установленным, что на низких высотах ($h < 65$ км) профили $A(h)$ и $\tau(h)$ чувствительны к изменению плотности атмосферы и концентрации молекулярного кислорода в состоянии $^1\Delta_g$, а на больших высотах ($h = 75–80$ км) – к концентрации атомарного кислорода. Это позволяет определять концентрацию кислорода в нижней ионосфере, что является новым применением метода. Так, например, в летних экспериментах 2000 г. получено, что на высоте 83 км относительная концентрация возбужденного молекулярного кислорода составила в разное время суток $(0,5–1,0) \cdot 10^{-6}$, а концентрация атомарного кислорода $(1–8) \cdot 10^{10} \text{ см}^{-3}$.

3.2. Восходно-заходные явления в области D . Хорошо известно, что D -область претерпевает сильные изменения в период сумерек, поэтому исследование ее в этот период представляет особый интерес. Впервые восходно-заходные наблюдения ИПН были проведены в 1980 г. [40]. Однако техника регистрации того времени не позволяла получать достаточно подробные высотные профили рассеянных сигналов, и тогда был сделан только качественный вывод о росте времени релаксации ИПН в период сумерек. В середине 90-х годов была осуществлена регистрация рассеянного сигнала в цифровом виде, что позволило выйти на качественно новый уровень исследования области D . Измерения характеристик сигнала, рассеянного ИПН, были проведены в периоды восхода и захода Солнца в августе 2000 г. и в июне 2001 г. на базе нагревного стенда СУРА, результаты эксперимента опубликованы в [57, 63]. Была обнаружена асимметрия высотно-временных зависимостей амплитуды и времени релаксации рассеянного сигнала, которая обусловлена особенностями D -области. Зарегистрировано уменьшение амплитуды рассеянного сигнала на заходе Солнца и ее возрастание на восходе. Кроме того, на высотах ниже 65 км рост амплитуды сигнала на восходе Солнца начинался с запаздыванием по отношению к высотам 70–75 км, образуя своего рода «ступеньку». Это запаздывание означало, что вначале свободные электроны появлялись на больших высотах, а затем проникали на более низкие высоты. Подобная «ступенька» была обнаружена в 60-х годах в записях поглощения радиоволн во время поглощения в полярной шапке (ППШ) на восходе Солнца. В то время, однако, было неясно, к какой высоте ее следует отнести. Теперь же измерения методом ИПН определенно показывают, что эту «ступеньку» нужно относить к высотам ниже 65 км, где основным агентом ионизации являются космические лучи. Вполне вероятно, что запаздывание в появлении сигналов на вы-

сотах ниже 65 км обусловлено запаздыванием роста концентрации возбужденного кислорода, играющего основную роль в процессах отлипания на этих высотах. В этом случае появление «ступеньки» может быть связано с проникновением на более низкие высоты части спектра солнечного излучения в диапазоне длин волн $\lambda = 220\text{--}280$ нм, вызывающего появление молекул кислорода в состоянии $^1\Delta_g$.

Сравнение восходных и заходных регистраций амплитуды рассеянного сигнала показывает также значительное увеличение на восходе уже знакомого нам «провала» в амплитуде рассеянного сигнала на высотах между D - и E -областями, то есть интервала высот, где рассеянный сигнал очень мал или отсутствует. Этот эффект является еще одним проявлением восходно-заходной асимметрии области D . Объяснить «провал» можно увеличением на этих высотах концентрации атомарного кислорода, что приводит к увеличению скорости отлипания электронов, в результате чего практически прекращается действие механизма образования ИПН в области D , обусловленного прилипанием электронов (вследствие значительной концентрации атомарного кислорода здесь практически не образуются отрицательные ионы), а механизм диффузионного перераспределения плазмы, характерный для области E , еще не работает [30]. В [57] приведены результаты модельных расчетов концентрации атомарного кислорода в интервале высот 70–80 км, где он существенно влияет на время релаксации ИПН, и профиля электронной концентрации $N(h)$ в D -области. Расчеты показывают, что концентрация атомарного кислорода возрастает в 2–3 раза на восходе, а нижняя граница появления атомарного кислорода снижается на 5–7 км. Заметим, что снижение нижней границы области атомарного кислорода на восходе может быть связано не только с локальными фотохимическими процессами, но и с вертикальным переносом. Интересно отметить, что в [76], где приведены результаты исследования ИПН на нагревном стенде NIPAS на Аляске, сообщается о наблюдениях значительных колебаний высотного интервала наблюдения ИПН в области D . Вполне вероятно, что эти колебания также обусловлены изменением концентрации атомарного кислорода.

3.3. Расслоения области D . Следующей, не менее интересной задачей, доступной решению методом ИПН, является исследование расслоений профиля электронной концентрации области D . По результатам наблюдений в 90-е годы нами было обнаружено расслоение E -области (см. раздел 2). Данные по расслоению области D получены при наблюдениях в послепо-

луденные часы в апреле 2004–2006 гг. Так, в высотном профиле амплитуды рассеянного сигнала обнаружен дополнительный минимум на высоте $h \approx 75$ км, который ранее не наблюдался. При этом высотный ход времени релаксации $\tau(h)$ имел вид, характерный для летнего сезона, когда в области D профиль амплитуды рассеянного сигнала имеет один максимум. Согласно выражению для амплитуды рассеянного сигнала, $A(h) \propto N(h)\beta(h) / \beta(h) + \gamma(h)$ наличие такого минимума $A(h)$ может быть обусловлено или минимумом электронной концентрации $N(h)$ на данной высоте, или немонотонностью высотных зависимостей коэффициентов прилипания и отлипания электронов $\beta(h)$ и $\gamma(h)$. Минимум $A(h)$ наблюдался во время трех весенних кампаний в 2004–2006 гг., что позволяет считать этот эффект не случайным, а обусловленным сезонными изменениями области D . Так как в измеренных профилях $\tau(h)$ какого-либо минимума или максимума на этих высотах не обнаружено, то, следовательно, минимум $A(h)$ должен быть обусловлен минимумом $N(h)$. Глубина этого минимума определяется падением электронной концентрации, по меньшей мере, в два раза. Таким образом, методом ИПН удалось установить, что, по крайней мере, в весенний период область D является двухслойной [63].

Отметим, что на двухслойную структуру области D указывал П.Е. Краснушкин на основе измерения полей СДВ еще в 1947 году [77]. Он считал, что на высотах 50–60 км существует слой C , который создается космическими лучами. Тем не менее, отмечая космический характер ионизации нижней части области D , большинство последующих исследований не выделяют явно слой C как отдельную область ионосферы. Вероятно, слой C – это слабый слой, недоступный наблюдению с помощью обычного ионозонда. Возможно, кроме того, что двухслойная структура существует только в определенное время года, например, весной и, возможно, осенью, и в определенное время суток [62, 68]. Проведение регулярных исследований методом ИПН позволило бы получить интересную информацию об особенностях расслоения области D .

4. Вертикальные движения плазмы

4.1. Методика и результаты измерения скорости вертикального движения плазмы. Вертикальные движения являются одной из составляющих общей циркуляции атмосферы. До настоящего времени этот тип движений в нижней ионосфере остается наименее изученным, так как область высот от 60 до 120 км мало доступна для экспериментальных исследований прямыми методами, и основными методами изучения динамических процессов на

этих высотах являются радиофизические методы измерений. Основными из них, по-видимому, являются метод вертикального зондирования в КВ диапазоне, локация следов метеоров и выбросов химических веществ с ракет, наблюдения за искусственными облаками, использование радаров некогерентного рассеяния, а в последние десятилетия – использование лидаров и MST-радаров (см. ссылки в [30]). Большинство методов, за исключением, быть может, последних, не позволяет получить сведения о вертикальной скорости V в большом высотном интервале. Кроме того, до появления лидаров и MST-радаров применяемые методы не могли обеспечить достаточного пространственно-временного разрешения, что затрудняло интерпретацию полученных данных (см., например, [9, 78]). Метод измерения скорости вертикального движения на основе ИПН позволяет получать надежные данные о вертикальных движениях на высотах нижней ионосферы, необходимые для анализа динамических процессов в целом. В методе ИПН скорость вертикального движения плазмы, совпадающая вплоть до высоты 120 км со скоростью движения нейтрального газа, определяется по изменению фазы рассеянного сигнала. При рассмотрении процесса создания ИПН в начале предполагалось, что неоднородности создаются в неподвижной ионосфере неподвижной стоячей радиоволны. Такие условия в эксперименте реализуются очень редко. В атмосфере всегда присутствуют вертикальные движения, обусловленные, например, прохождением акустико-гравитационных волн, и горизонтальный ветер. Отметим, что последний за время релаксации ИПН мало смещает их по отношению к горизонтальному масштабу периодической структуры, определяемому диаграммой направленности нагревного стенда, и фактически не сказывается на характеристиках рассеянного сигнала.

Вертикальные движения вызывают смещения структуры стоячих волн относительно среды, где формируются неоднородности. Так как в процессе релаксации ИПН увлекаются движением нейтрального газа, измерения доплеровского смещения частоты рассеянного сигнала могут быть использованы для измерения скоростей вертикальных движений. Однако непосредственно измерять доплеровскую частоту сигнала, рассеянного ИПН, невозможно, так как характерное время жизни неоднородностей меньше периода доплеровских колебаний. Преодолеть эту трудность позволяет измерение фазы Φ рассеянного сигнала. Тогда вертикальную скорость плазмы определим из выражения $V = (\lambda / 4\pi) \cdot d\Phi/dt$, где положительные значения скорости соответствуют движениям вниз. Если

записать уравнения для концентраций электронов и ионов [30] с учетом вертикального движения атмосферного газа, то анализ полученных решений показывает, что, во-первых, вертикальное движение уменьшает амплитуду неоднородностей на величину $1 / \sqrt{1 + (\tau_d / \tau_V)^2}$, где τ_d – диффузионное время, а $\tau_V = (K |V_B - V|)^{-1}$ – время, характеризующее скорость V_B движения стоячей волны по отношению к атмосферному газу, движущемуся со скоростью V . Во-вторых, в установившемся режиме неоднородности движутся со скоростью стоячей волны V_B , при этом положение неоднородностей отстает по фазе от положения стоячей волны; в-третьих, в процессе релаксации неоднородности движутся со скоростью атмосферного газа V .

Таким образом, увлечение ИПН движением нейтрального газа позволяет по доплеровскому смещению частоты рассеянного сигнала измерять скорость их движения и, следовательно, скорость вертикального движения атмосферного газа V . Точнее, в области E измеряется скорость движения плазмы с учетом возможного дрейфа под действием горизонтального ветра в магнитном поле Земли. На основе многолетних измерений методом ИПН были изучены сезонно-суточные вариации вертикальной скорости, получен сезонный ход среднесуточных и среднемесячных значений V на высотах 97–117 км. Выявлен сложный характер сезонно-суточных вариаций скорости: выше 90 км преобладали движения вверх (70% всех данных). Среднемесячные значения скорости составили порядка 1 м/с на высотах ниже 100 км, увеличиваясь до 5 м/с с ростом высоты. Подробные результаты исследования вертикальных движений читатель найдет в монографии [30].

Вариации вертикальной скорости с течением времени обусловлены рядом причин, одной из которых является постоянное существование в нижней ионосфере волновых процессов различной природы, в том числе внутренних гравитационных волн и приливов. Измерения V методом ИПН показывают, что «мгновенные» значения скорости на высотах выше 90 км могут составлять до десяти и более м/с, на меньших высотах – до единиц м/с. Отметим, что существующие модели циркуляции средней атмосферы дают на высотах 80–100 км средние значения скоростей вертикальных движений до нескольких см/с [79]. Сравнительно большие измеренные методом ИПН значения вертикальной скорости обусловлены волновыми движениями в атмосфере и влиянием горизонтального дрейфа. Во временной зависимости вертикальной скорости зарегистрированы волновые движения с периодом от 5–10 минут до 4–5 часов. Период волн по высоте составил 10–20 км.

Погрешности измерения скорости обусловлены, в основном, погрешностями измерения фазы. Аккуратный расчет, приведенный в [30], показал, что погрешность единичного измерения скорости не превышает 0,08 м/с.

4.2. Волновая активность. Методом ИПН можно изучать волновые процессы в ионосфере с периодами от десятков секунд до десятков часов. Нижняя граница этого временного интервала обусловлена периодичностью съема данных 15–20 секунд, а верхняя – продолжительностью наблюдений и видом распространяющихся волн. Результаты наблюдений показывают, что во временных вариациях времени релаксации ИПН, вертикальной скорости нейтрального газа, температуры и плотности атмосферы постоянно присутствуют колебательные движения различных периодов. Колебания с периодом более 5 минут можно интерпретировать как результат распространения ВГВ. Наиболее ярко волновые движения проявляются в высотно-временной зависимости скорости вертикального движения. По результатам измерений амплитуда волн, вносящих вклад в вариации вертикальной скорости, достигала 12–15 м/с. Спектры волн представляли собой степенные функции частоты с показателем порядка 1 и резким изломом вблизи частоты Брента–Вяйсяля (частоты собственных колебаний элемента воздуха в вертикальном направлении), что, в частности, позволяет эту частоту определить экспериментально [37].

Интересные результаты получены методом ИПН по измерению скоростей вертикальных движений в *D*-области ионосферы во время проведения промышленного взрыва в районе Токтогульской ГЭС (Киргизия) 11 июня 1989 г. (данные измерений были обработаны значительно позже [38]). В эти годы на территории Гиссарской астрофизической лаборатории Института астрофизики АН Таджикистана, расположенной в 550 км от места взрыва, находился нагревный стенд ГИССАР, на котором были проведены наблюдения реакции ионосферы на взрыв методом ИПН. Как обычно в таких экспериментах, проводилась регистрация амплитуды и фазы рассеянного сигнала, определялась скорость вертикального движения, проводился ее спектральный анализ. В результате были обнаружены вариации высотно-временных характеристик рассеянного сигнала в *D*-области (здесь – высоты 61–76 км), которые удалось связать с распространением возмущений от наземного взрыва. Через определенное время, необходимое для достижения возмущениями ионосферных высот над ГИССАРом, в 10–20 раз уменьшилась амплитуда рассеянного сигнала. Это было связано с прохождением через об-

ласть, занятую ИПН, акустико-гравитационных волн с вертикальными скоростями 30–50 м/с. На фоне интенсивных флуктуаций скорости вертикальных движений наблюдалось увеличение частоты колебаний в течение 1,5–2 часов после взрыва [38]. Известно, что мощные наземные взрывы сопровождаются развитием в ионосфере различных возмущений. Волны давления, возникающие при взрывах, достигают ионосферных высот с акустической скоростью, распространяясь далее как волновые возмущения электронной концентрации и других ионосферных параметров. Анализ реакции ионосферы на возмущения подобного рода позволяет судить о механизмах возникновения, распространения и разрушения волновых возмущений, одним из проявлений которых являются ВГВ. Информация о результатах, полученных при проведении первого научно-исследовательского взрыва по проекту «Масса», содержится в [80]. В этом эксперименте зарегистрировано изменение действующих высот отраженных сигналов при вертикальном зондировании, проявление дополнительных спектральных пиков в колебаниях доплеровской частоты, связанное со взрывом уменьшение плазменных частот в нижней части слоя *F2* на величину порядка 20%.

Для исследования влияния ВГВ на параметры нейтральной атмосферы был проведен совместный анализ результатов одновременных измерений температуры, плотности атмосферы и вертикальной компоненты скорости плазмы [59]. Измеренные амплитуды низкочастотных возмущений этих параметров (с периодами от 15 минут до 4 часов) сопоставлены с амплитудами возмущений, определяемыми из поляризационных соотношений ВГВ для простейшей модели изотермической невозмущенной атмосферы [75]. Показано, что рассчитанные на основе поляризационных соотношений для низкочастотных волн по измеренным значениям амплитуды вертикальной скорости относительные амплитуды возмущений температуры и плотности удовлетворительно соответствуют измеренным величинам этих параметров лишь для волн с периодами 15–30 минут. Для относительно больших периодов (больше 100 минут) ни одного случая приемлемого соответствия измеренных и рассчитанных величин получено не было. Среди причин такого расхождения может быть названо, во-первых, использование довольно грубой модели свободного распространения ВГВ в безграничной изотермической атмосфере. Во-вторых, выводы линейной теории ВГВ для возмущений, достигающих 25–50% от равновесных значений, требуют, видимо, серьезной коррекции, хотя в [81] утверждается, что амплитудные и фазовые поляризационные

соотношения ВГВ в этом случае вполне применимы и довольно точно описывают процесс распространения ВГВ. В-третьих, наблюдаемые в атмосфере волнообразные возмущения (в том числе, и проявление их в вариациях вертикальной скорости, температуры и плотности атмосферы) могут быть результатом суперпозиции ВГВ от разных источников или порождаться разными участками спектра одного и того же локализованного источника. Кроме того, возникновение низкочастотных волн может быть обусловлено нелинейным взаимодействием волн с разными параметрами [82]. И, наконец, весьма существенным может оказаться влияние постоянного во времени однородного горизонтального ветра. Аккуратный анализ этих факторов для результатов измерений с хорошим высотно-временным разрешением, выполненных в 2005–2006 гг., предполагается осуществить в рамках текущих проектов РФФИ.

5. Мониторинг нейтральной атмосферы

5.1. Определение температуры и плотности в диапазоне высот 90–120 км. В высотном интервале 90–120 км ИПН создаются благодаря диффузионному перераспределению «нагретой» плазмы, а их релаксация происходит в процессе амбиполярной диффузии. Время релаксации ИПН на этих высотах после прекращения воздействия мощного радиоизлучения зависит от волнового числа стоячей волны и коэффициента амбиполярной диффузии $D = \kappa(T_{e0} + T_{i0}) / M v_{im}$. Последний, в свою очередь, определяется электронной T_e и ионной T_i температурами и частотой соударений ионов с нейтральными частицами v_{im} , которая пропорциональна плотности атмосферы. В дневное время на высотах среднеширотной E -области в спокойных условиях обычно сохраняется тепловое равновесие между электронами, ионами и нейтральным газом. При этом $T_e = T_i = T$, где T – температура нейтральной компоненты как следствие высокой плотности нейтральных частиц, в столкновениях с которыми эффективно охлаждаются как ионы, так и электроны. При этих условиях температура и плотность среднеширотной атмосферы могут быть определены по высотной зависимости времени релаксации ИПН $\tau(h)$. В высоких широтах равенство температур не всегда справедливо, так как часто имеет место повышение T_e из-за высыпаний энергичных электронов.

Способ измерения температуры T и плотности ρ нейтральной атмосферы на основе метода резонансного рассеяния радиоволн на ИПН был предложен в 1993 г. (методика подробно изложена в [30]). Измеряя высотную зависимость $\tau(h)$, параметры нейтральной атмосферы определим из

$$\text{соотношений } T = MgH/k, \quad \rho(h) = \frac{8K^2 \kappa T \tau(h)}{\beta} \cdot \frac{M}{M_i},$$

в которых H – высота однородной атмосферы, определяемая по зависимости $\tau(h)$; k – постоянная Больцмана; M_i и M – средние массы ионов и молекул; $v_{im} = \frac{\beta p}{M}$ – частота ионно-молекулярных соударений, а коэффициент пропорциональности можно принять равным $\beta = 0,38 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3/\text{с}$ [83]; $K = 2\pi n(h)/\Lambda$ – волновое число стоячей волны, Λ – ее длина в вакууме, $n(h)$ – коэффициент преломления в зависимости от высоты. Из приведенных выше соотношений следует, что время релаксации ИПН $\tau(h)$ зависит не только от атмосферных параметров, но и (через коэффициент преломления) от электронной концентрации $N(h)$. В тех случаях, когда невозможно измерить реальный профиль электронной концентрации, изменение показателя преломления в регулярной E -области с высотой приходится учитывать, используя модельный профиль $N(h)$ (например, [70]), откорректированный по данным ионозонда. Отметим в этой связи, что незначительные отклонения модельного профиля $N(h)$ от реального не вносят большой ошибки в результат определения усредненных значений атмосферных параметров, в то время как расслоения регулярной E -области и спорадические слои могут привести к значительному отличию реального $N(h)$ профиля от модельного, что непосредственно скажется на результате измерения температуры.

Наиболее представительная серия измерений температуры и плотности атмосферы была проведена в 1990–1991 гг. Получено, что в дополуденные часы осеннего сезона 1990 г. на высоте ~ 104 км наблюдался температурный минимум $T \sim 140$ К с возрастанием температуры до $T \sim 230$ – 250 К ниже 100 км и до $T \sim 160$ К на высоте 108 км. При этом на высотах 95–110 км отмечена сильная изменчивость атмосферных параметров в индивидуальных измерениях, что подтверждается результатами измерений температуры другими методами [84, 85]. На этих высотах часто регистрируются временные вариации температуры с относительными значениями $\Delta T/T \sim 0,05$ – $0,25$, которые обычно превышают погрешность метода 3–5%. Им соответствуют относительные изменения плотности $\Delta \rho/\rho \sim 0,20$ – $0,30$. Характерной особенностью вариаций атмосферных параметров является их волнообразный характер с периодичностью от 5–10 минут до нескольких часов, обусловленный распространением в области наблюдения атмосферных волн.

Непосредственного влияния геомагнитной активности на вариации атмосферных пара-

метров не обнаружено. Подобные результаты получены на радаре некогерентного рассеяния EISCAT (Тромсе, Норвегия) [84], где констатировано, что зависимость атмосферных параметров в высотном интервале 90–120 км от солнечной и магнитной активности является слабой. Однако влияние магнитной активности на атмосферу на высотах *E*-области носит опосредованный характер и проявляется в усилении атмосферной волновой активности во время геомагнитных возмущений.

5.2. ИПН в период солнечного затмения. Начиная с 1999 г., новые эксперименты по атмосферному мониторингу проводились, в основном, в летние и весенние месяцы. В частности, были проведены измерения атмосферных параметров в период солнечного затмения 11 августа 1999 г. В июле–августе 2000 и 2001 гг. акцент в исследованиях был сделан на изучении заходно-восходной перестройки в нижней ионосфере и сопутствующих этому явлений. В последующие 2005 и 2006 гг. были получены данные о температуре и плотности в околополуденные часы в весенние месяцы вскоре после весеннего равноденствия.

Наблюдения ИПН в период затмения 11 августа 1999 г. и близкие дни можно назвать уникальными: никогда больше – ни до, ни после – не наблюдалось такой сложной неоднородной структуры рассеяния от ИПН. Возмущенность *E*-области проявилась в появлении интенсивных рассеянных сигналов от спорадических слоев сложной структуры и конфигурации, усилении их «облачности». На яркостных записях (в координатах высота–время–интенсивность сигнала) были хорошо видны значительные «расслоения» на высотах *E* и верхней части *D*-области. Наблюдалась заметная интерференция сигналов, рассеянных ИПН, спорадическими слоями и крупномасштабными ионосферными неоднородностями, что приводило к множеству разнообразных отражений, часто наблюдалась и естественная крупномасштабная турбулентность в мезосфере [60]. Выше максимума *E*-слоя иногда наблюдались изменения во времени амплитуд сигналов, обусловленные горизонтальным движением облаков ионизации. В вариациях температуры и плотности зарегистрированы часовые колебания с относительными амплитудами $\Delta T/T$ и $\Delta \rho/\rho \sim 17\text{--}25\%$. Естественно, нерегулярные явления в ионосфере затрудняют определение атмосферных параметров на высотах наиболее ярко выраженной «хаотичности». С другой стороны, во время солнечного затмения уменьшается поглощение мощной волны, что приводит к увеличению амплитуды рассеянного сигнала и повышает точность измерения параметров атмосферы.

Источником возмущений в ионосфере является и солнечный терминатор. Доказано (см. многочисленную литературу на эту тему, например [86]), что, наряду с другими известными источниками возмущений, солнечный терминатор вносит существенный вклад в динамические процессы в атмосфере. Прохождение его через пункт наблюдения вызывает квазипериодические возмущения электронной концентрации и нейтральной компоненты, генерацию электромагнитных полей в области *E*. Наблюдения методом ИПН подтвердили, что в периоды восхода и захода Солнца в нижней ионосфере происходит значительное усиление волновой активности и связанное с этим изменение важнейших ионосферных параметров, таких как температура и плотность атмосферы, электронная концентрация, скорость вертикального движения плазмы и др. Эти вариации с большой долей вероятности обусловлены возмущениями, вызываемыми прохождением через пункт наблюдения солнечного терминатора. Действительно, по результатам измерений в летние периоды относительные колебания температуры и плотности на высотах 90–120 км увеличивались в послезаходные часы в 3–3,5 раза.

5.3. Двухуровневая мезопауза. В весенних профилях температуры в дневное время в интервале высот 106–108 км зафиксирован минимум температуры ~ 100 К. Он может быть обусловлен общими вариациями атмосферных параметров, вызываемых распространением атмосферных волн и приливов, динамикой реального профиля электронной концентрации. Наконец, он может быть объяснен в рамках гипотезы двухуровневой мезопаузы. Гипотеза о двухуровневой температурной (тепловой) структуре мезопаузы состоит в следующем. В зимние месяцы с ноября по март мезопауза находится в интервале высот 100–103 км, а в летние месяцы она, как правило, располагается ниже – на высотах 85–88 км. В апреле и сентябре–октябре имеет место два минимума в высотном профиле температуры. Высота верхнего минимума соответствует «зимнему» уровню мезопаузы, а высота нижнего – «летнему». Такие данные получены, в частности, на основе 8-летнего измерения ночной температуры над Форт-ом Черчилль ($41^\circ N, 105^\circ W$) в лидарных наблюдениях [87]. Аналогичные результаты получены в летний период 2002 г. во время экспериментальной кампании MaCWAVE с помощью радиометра SABER (The Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry) [88] с борта спутника. SABER сканировал горизонт и наблюдал лимбовую эмиссию CO_2 в десяти широкополосных спектральных каналах в диапазо-

не от 1,27 до 17 мкм с высотным разрешением приблизительно 2 км. Так как орбита спутника проходила и над зимним, и над летним полушариями, авторы могли интерпретировать полученные вариации температуры как сезонные. Основная трудность в подтверждении данной гипотезы состоит в том, что атмосферная волновая активность может исказить температурный профиль. Это, в частности, составляет предмет наших дальнейших исследований.

5.4. Исследование атмосферной турбулентности. На высотах ниже ~ 100 км атмосфера состоит, в основном, из молекул азота и кислорода, но содержит также составляющие NO, O, O₃, относительная концентрация которых мало, но они в силу своей химической активности могут играть важную роль в процессах, определяющих концентрацию заряженных частиц. На указанных высотах концентрация малых составляющих в значительной мере зависит от их переноса за счет атмосферной турбулентности (турбулентной диффузии), а также циркуляционных и волновых движений в атмосфере.

Выше ~ 100 км турбулентное перемешивание сменяется диффузионным разделением газов, а высота, на которой это происходит, называется турбопаузой. На этой высоте сравниваются коэффициенты турбулентной и молекулярной диффузии. На самом деле высота турбопаузы варьируется в зависимости от сезона, времени суток и т.д. Исследования турбулентных движений проводятся различными методами [89], технические возможности которых определяют различия в масштабах исследуемых турбулентных явлений. Некоторые методы (ракетный, светящихся облаков) не позволяют проводить регулярные исследования, охватывающие значительный высотный интервал. На наш взгляд, использование ИПН позволяет разрешить эти проблемы. Кроме того, принципиальным достоинством метода является возможность одновременных исследований как быстрых, так и медленных вариаций скорости турбулентного движения V_t . Этот аспект исследования турбулентности является новым и практически не доступен другим методам.

Совершенно ясно, что мелкомасштабные движения, обусловленные турбулентностью, влияют на характеристики сигнала, рассеянного искусственными периодическими неоднородностями, так как нарушают их упорядоченную структуру. Турбулентные движения приводят к расфазировке сигналов от объема рассеяния, что естественным образом вызывает уменьшение амплитуды принимаемого сигнала

и уширение его углового спектра. Строгий расчет поля обратного рассеяния периодической структурой, искаженной под влиянием турбулентности, является достаточно сложной задачей. Поэтому была рассмотрена упрощенная одномерная модель учета влияния «замороженной» турбулентности на амплитуду и время релаксации обратного рассеянного сигнала. Предполагалось, что искажения структуры ИПН создаются только вертикальными турбулентными движениями (на случай трехмерного поля скоростей результат несложно обобщить). Подробный вывод выражения для амплитуды рассеянного сигнала для трех разных функций распределений вертикальной компоненты скорости турбулентного движения V_t (турбулентной скорости) приведен в [30]. В результате было получено простое решение, описывающее изменение во времени амплитуды рассеянного сигнала в турбулентном поле скоростей: $A(t) = A_0(1 + \tau_d/\tau_t) \exp[-(1/\tau_d + \sqrt{2}/\tau_t)t]$, где $\tau_d = (K^2 D)^{-1}$ – время релаксации, обусловленное амбиполярной диффузией, $\tau_t = (KV_t)^{-1}$ – время релаксации, обусловленное турбулентностью. Ясно, что турбулентность вызывает уменьшение времени релаксации по сравнению с диффузионным временем расплывания ИПН. Экспериментально измеряемое время релаксации рассеянного сигнала будет определяться как $\tau^{-1} = (\tau_d^{-1} + \sqrt{2}\tau_t^{-1})$, а среднеквадратичное значение турбулентной скорости – выражением $V_t = (k\tau_t)^{-1} = (\tau^{-1} - \tau_d^{-1})/\sqrt{2}K$. Так как τ_d и τ_t являются функциями высоты, можно проводить измерения на высотах выше и ниже турбопаузы, расположенной вблизи высоты $h_t \sim 100$ км. При этом выше турбопаузы $\tau_t \rightarrow \infty$ ($V_t \rightarrow 0$), измеренное время релаксации определяется диффузией и $\tau = \tau_d$. Определяя «диффузионную» зависимость $\tau_d(h)$ на высотах $h > h_t$, можно экстраполировать ее на более низкие высоты $h < h_t$ в первом приближении – по экспоненте при постоянной температуре T или по более точной и сложной зависимости с учетом зависимостей $T(h)$ и $K(h)$. Таким образом, можно определить $\tau_d(h)$ ниже высоты турбопаузы и, соответственно, величину турбулентной скорости V_t по приведенной выше формуле. Получая, в свою очередь, зависимость $V_t(h)$, определяем высоту турбопаузы из условия $V_t \rightarrow 0$. Используя далее известные соотношения [90], получим сведения о коэффициенте турбулентной диффузии D_t , скорости диссипации энергии ϵ_t . Предложенный оригинальный способ определения турбулентной скорости имеет один недостаток: использование процедуры экстраполяции зависимости $\tau_d(h)$ на низкие высоты может вносить дополнительную погрешность в результат. Ее можно избежать, если проводить измерения

времени релаксации ИПН на двух разнесенных частотах f_1 и f_2 (см. ниже).

Апробация метода измерения турбулентной скорости на основе ИПН была проведена в 1987 г. и показала, что он дает значения турбулентной скорости, не противоречащие результатам измерений другими методами [74, 90]. В 90-е годы проводились регулярные продолжительные наблюдения ИПН. Отметим, что использование временного разрешения 15 с (временного шага регистрации рассеянных сигналов) позволило исследовать быстрые вариации, а наблюдения в течение 6–8 часов – сравнительно долгопериодные изменения $V_t(t)$ на шести высотах от 97 до 117 км. Высота турбопаузы для осенних и зимних месяцев находилась в интервале высот 101–105 км, а наименьшие значения V_t наблюдались в околополуденные часы. Наблюдались быстрые вариации турбулентной скорости с характерным временем меньше 15 с и медленные колебания с периодом 30–60 минут. Зарегистрированы значительные вариации V_t в объеме рассеяния, что указывает на нестационарность турбулентного процесса в относительно малом объеме (несколько десятков км³). На основе одновременных измерений вертикальной скорости атмосферного газа и V_t был сделан вывод о «забросе» областей с развитой турбулентностью на большие высоты (например, с высоты 97 на высоту 105 км) крупномасштабными вертикальными движениями. Одновременно на базе измерений скорости вертикального движения плазмы исследовались характеристики волновых движений на этих высотах, что позволило связать результаты определения турбулентной скорости с волновой активностью. В последующие годы из-за практически полного прекращения финансирования научных исследований стало невозможным проводить долговременные измерения. Далее, когда появилась финансовая поддержка в рамках грантов РФФИ, удалось существенно улучшить приемно-регистрирующую аппаратуру, что позволило проводить измерения с шагом регистрации по высоте 0,7–1,4 км. Такие измерения проводились в течение нескольких лет, в основном, в весенние и летние месяцы. Накоплен довольно большой массив данных, который ждет обработки и анализа. Нехватка научных кадров не позволяет сделать это оперативно.

6. Искусственные периодические неоднородности и спорадический слой E

6.1. Динамика, структура и ионный состав спорадических слоев ионизации в E-области ионосферы. В 2000–2006 гг. достигнут заметный прогресс в развитии метода

ИПН в применении к исследованиям спорадических слоев ионизации. Спорадический слой $E(E_s)$ представляет собой тонкое неоднородное ионизированное образование с повышенным значением электронной концентрации относительно концентрации E-области. Первые характеристики E_s получены методом вертикального зондирования. В дальнейшем спорадические слои обнаруживались радарными некогерентного рассеяния, исследовались с помощью MU радаров и лидаров и аппаратуры, установленной на ИСЗ и геофизических ракетах. Протяженность E_s по горизонтали составляет от 20 до 200 км. Толщина слоя по вертикали может изменяться от 300 м до 3–5 км. На средних широтах спорадический слой E обычно наблюдается на высотах 90–120 км, его «время жизни» составляет от нескольких десятков минут до нескольких часов. Иногда наблюдаются так называемые промежуточные или спускающиеся слои E_s , которые возникают на высотах F-области, снижаясь затем до высот области E. Подробный анализ исследований E_s , проведенных в мире за последние 25 лет, содержится в обзорах [91, 92]. Непрозрачный E_s полностью отражает короткие радиоволны, при этом на ионограммах отсутствуют отражения от вышележащей области ионосферы. Слои, состоящие из отдельных плазменных «облаков» («пэтчей»), являются полупрозрачными, в этом случае на ионограммах одновременно регистрируются отражения от E_s и области F. Кроме того, спорадические слои «населены» более мелкими, по сравнению с пэтчами, неоднородностями различных масштабов. Рассеяние на метровых анизотропных неоднородностях дает такой эффект как квазипериодические эхо [93].

Принято считать, что главной причиной образования E_s на средних широтах является процесс перераспределения плазмы в геомагнитном поле под действием неоднородных по высоте ветровых движений нейтральных частиц. Этот механизм образования E_s был выдвинут в 60-х годах прошлого века [91, 92], а соответствующая теория получила название теории ветрового сдвига. Важным элементом этой теории является заключение о необходимости существования на высотах E_s долгоживущих положительных ионов. Этими ионами являются атомарные металлические ионы метеорного происхождения. В рамках теории ветрового сдвига стонка долгоживущих металлических ионов (и электронов) в узкие слои происходит в присутствии магнитного поля Земли под действием горизонтальных ветров, обладающих резкими градиентами величины скорости (сдвигами) по высоте. Сейчас уже хорошо известно, ионы каких металлов образуют E_s в средних широтах.

В результате спектрометрических измерений (например, [10, 11]) в спорадических слоях были обнаружены ионы Fe^+ , Mg^+ , Ca^+ , Al^+ , Na^+ , Si^+ и др., причем концентрации этих ионов внутри слоя значительно выше, чем вне его. В то же время внутри слоя E_s было обнаружено малое количество ионов O_2^+ и NO^+ , доминирующих в окружающем слой E_s пространстве.

В последние годы метод резонансного рассеяния на ИПН активно применяется для исследования неоднородной структуры ионосферы, в том числе, спорадических слоев ионизации [30, 36, 49, 50, 61, 64]. Был предложен способ определения молекулярной массы этих ионов по высотной зависимости времени релаксации ИПН [36, 61]. На высотах, где влияние атмосферной турбулентности можно не учитывать (что справедливо выше турбопаузы), релаксация неоднородностей в E -области обусловлена амбиполярной диффузией. В этом случае в отсутствие E_s высотная зависимость времени релаксации ИПН $\tau(h)$ является экспоненциальной, а изменение электронной концентрации в неоднородностях $\Delta N(h, t)$ описывается выражением [30] $\Delta N(h, t) = A_N \cos(Kh) \exp(-t/\tau)$,

$A_N = \left[1 - \frac{\eta(T_{e0} + T_{i0})\tau_d}{2T_{e0}\tau_r} \right] \cdot \frac{N_0 \Delta T_e}{(T_{e0} + T_{i0})(1 + \tau_d/\tau_r)}$, где A_N – амплитуда ИПН, ΔT_e – возмущение температуры в неоднородностях, T_{e0} и T_{i0} – невозмущенные электронная и ионные температуры, параметр η характеризует температурную зависимость эффективного коэффициента рекомбинации $\alpha(T) = \alpha_0 (T/T_0)^\eta$, а $\tau_d = \frac{1}{K^2 D} = \frac{M v_{im}}{\kappa(T_{e0} + T_{i0})K^2}$ и

$\tau_r = \frac{1}{2\alpha_0 N_0}$ характеризуют диффузионную и рекомбинационную составляющие времени релаксации ИПН. Общее время релаксации можно записать как $\tau^{-1} = \tau_d^{-1} + \tau_r^{-1}$. На частотах 4–6 МГц выполняется условие $\tau_r \gg \tau_d$ и время релаксации ИПН равно диффузионному времени τ_d . Очевидно, что амплитуда рассеянного сигнала пропорциональна изменению электронной концентрации в неоднородностях ΔN .

Влияние спорадической ионизации на рассеянный сигнал выражается в том, что наблюдается локальный рост его амплитуды $A(h)$, иногда на 30–40 дБ, на высотах E_s [36, 61]. Очевидно, что рост амплитуды сигнала обусловлен увеличением коэффициента отражения радиоволн от E_s . В свою очередь, рост коэффициента отражения обеспечивается как прямым увеличением амплитуды периодических неоднородностей A_N , пропорциональной электронной концентрации в слое, так и увеличением нагревного действия стоячей волны вследствие роста ее длины (из-за уменьшения показателя

преломления) и уменьшения потерь энергии электронов через теплопроводность. Рассеяние на естественных неоднородностях полупрозрачного E_s также вызывает увеличение амплитуды сигнала, однако фаза «естественной» составляющей отличается от фазы сигнала, рассеянного ИПН. Фазовые отличия позволяют отделить сигналы, рассеянные естественными неоднородностями, от сигналов, рассеянных ИПН. Время релаксации сигнала от ИПН в присутствии E_s тоже возрастает. Кроме того, на графике экспоненциальной зависимости $\tau(h)$ на высоте максимума E_s появляются локальные максимумы, в которых величина τ возрастает иногда в несколько раз. Появление подобных максимумов τ обусловлено двумя факторами. Одним из них является увеличение электронной концентрации в E_s по сравнению с фоновой концентрацией E -области, что приводит к уменьшению показателя преломления, увеличению длины волны в слое и, соответственно, увеличению времени диффузионного расплывания неоднородностей. Другим фактором является наличие на этих высотах долгоживущих металлических ионов, сгонка которых в узкие слои, согласно теории ветрового сдвига, приводит на средних широтах к образованию E_s [91, 92]. Диффузионное время релаксации ИПН τ_d пропорционально молекулярной массе преобладающих ионов (см. выражения для τ_d). Из него следует, что наибольшее влияние на вариации $\tau(h)$ должны оказывать более тяжелые ионы, то есть, например, ионы железа с атомной массой $M = 56$ (которая почти в два раза больше средней молекулярной массы преобладающих на высотах E -области атмосферных ионов $NO^+ - M = 30$ и $O_2^+ - M = 32$) или ионы кальция ($M = 40$).

Так как тяжелые ионы могут составлять до 80% от общего количества металлических ионов в E_s [99], можно ожидать заметного увеличения времени релаксации τ на высотах E_s . Если критические частоты E_s и E -области известны, то можно одновременно оценить влияние как показателя преломления n , так и молекулярной массы металлических ионов на величину времени релаксации рассеянного сигнала как $\frac{\tau_{E_s}}{\tau} = \left(\frac{n_E}{n_{E_s}} \right)^2 \left(\frac{M_m}{M_a} \right)$, где M_m и M_a – молекулярные массы металлических и атмосферных ионов [61]. Таким образом, определяя в эксперименте отношение времен релаксации τ_{E_s}/τ , можно оценить молекулярную массу M_m металлических ионов, содержащихся в спорадическом слое E . Так, например, по результатам измерений в июне 2001 г. для нее получены значения, равные 39 и 57, которые близки к массам ионов Ca^+ и Fe^+ .

В [49, 50] в рамках представлений о формировании среднеширотного спорадического слоя E из долгоживущих металлических ионов авторами был предложен и реализован метод расчета общей концентрации металлических и атмосферных ионов на высоте максимума слоя E_s . Метод основан на измерении скорости вертикального движения плазмы (методом ИПН) и использовании данных вертикального зондирования для определения частотных характеристик E_s . Было получено, что концентрации атмосферных (NO^+ и O_2^+) и металлических ионов зависят от высотного градиента вертикальной скорости dV/dh и N_s – электронной концентрации в максимуме слоя E_s . Оценки, сделанные для того же эксперимента, дали значения концентраций металлических ионов $N_m \sim 7,3 \cdot 10^3 - 10^4 \text{ см}^{-3}$ и атмосферных ионов $N_a \sim (5,3-8) \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ для спорадических слоев на высотах $\sim 100-113 \text{ км}$ [61]. Эти значения общей концентрации металлических и атмосферных ионов хорошо согласуются с результатами лидарных и ракетных измерений.

Таким образом, метод, основанный на использовании ИПН, позволяет определять тип относительно тяжелых метеорных ионов, участвующих в образовании E_s , и общую концентрацию всех сортов металлических и атмосферных ионов по высотной зависимости времени релаксации ИПН, величине градиента скорости вертикального движения ионосферной плазмы и частотным характеристикам E_s .

6.2. Искусственное возмущение ионосферы и спорадический слой E . В кругу задач по исследованию E_s одной из наименее изученных проблем по-прежнему остается проблема воздействия на него мощным высокочастотным радиоизлучением. В теоретическом плане влияние тепловых процессов на параметры E_s и его неоднородную структуру при воздействии на ионосферу достаточно подробно рассмотрено в работах Б.Н. Гершмана и Ю.А. Игнатъева [95–97]. В экспериментальном плане эти работы были начаты А.В. Гуревичем и И.С. Шлюгером [98], которые обнаружили увеличение частоты экранирования f_b и предельной частоты отражения f_o слоя при нагреве на частоте, близкой к гирочастоте электронов. В [99] сообщается, что при наклонном нагреве длительными (порядка 30–60 минут) циклами наблюдалось значительное уменьшение предельной частоты отражения от слоя f_o . При вертикальном нагреве E_s на частоте, находившейся в диапазоне его полупрозрачности $f_b < f < f_o$, наблюдалось усиление интенсивности отраженных от E_s пробных радиоволн и появление искусственных флуктуаций сигнала [100]. Новый подход к изучению данного вопроса применили авторы [104], ко-

торые провели оптические измерения на нагревном стенде в Аресибо (США) и обнаружили, что пространственная неоднородность наблюдавшегося при нагреве ионосферы искусственного зеленого свечения на длине волны 557,7 нм отражает горизонтальную структуру полупрозрачного E_s . В [101] сообщается об усилении авроральной активности как следствии воздействия на высокоширотную ионосферу мощным излучением нагревного стенда EISCAT (Тромсё, Норвегия).

Нами в рамках проекта № 04-05-64140 в августе 2004 г. был проведен эксперимент по исследованию E_s при воздействии на ионосферу мощным радиоизлучением стенда СУРА [63, 65]. Был применен способ комплексной диагностики ионосферы, основанный на комбинации оптического метода и метода ИПН [62]. Проводилась одновременная регистрация сигналов, рассеянных ИПН, и индуцированного высокочастотным нагревом оптического свечения на длинах волн 557,7 нм и 630,0 нм при дополнительном (по отношению к созданию ИПН) «подогреве» ионосферы на необыкновенной компоненте. Режим создания и регистрации рассеянного сигнала был обычным (см. раздел II). Наблюдались, как правило, два спорадических слоя E с максимумом сигнала на $\sim 90 \text{ км}$ и $\sim 100-105 \text{ км}$. Высота максимума верхнего слоя приходилась на высоту максимума E -области. В режиме воздействия на ионосферу относительно короткими циклами (1 минута – нагрев, 2 минуты – пауза) при нагреве слоя «на просвет» (частота нагрева превышала $f_o E_s$) получено, что характер воздействия нагрева на спорадический слой E зависел от высоты слоя [63]. Оказалось, что амплитуда сигнала от E_s на высоте $\sim 90 \text{ км}$ практически не менялась при нагреве, в то время как амплитуда сигнала от E_s на высоте $\sim 100 \text{ км}$ систематически уменьшалась при нагреве в среднем на 10 дБ. При дополнительном нагреве не выявлено заметного изменения времени релаксации рассеянного сигнала, которое, как и должно быть, при отражении от E_s увеличивалось. Возможно, уменьшение амплитуды сигнала от более высокого, «классического» E_s , связано просто с общим уменьшением амплитуды сигнала от ИПН при дополнительном нагреве (так же, как и для D -и E -областей). Амплитуды сигналов, рассеянных ИПН в E и D -областях, при нагреве уменьшались на 10 дБ и более, иногда до полного пропадания сигнала. Это связано, вероятно, с уменьшением амплитуды отраженной волны при рассеянии падающей волны на неоднородностях плазмы (непериодических), возникающих вблизи точки отражения мощной волны при дополнительном подогреве, в результате чего амплитуда ИПН умень-

шается, что, соответственно, приводит к уменьшению амплитуды рассеянного сигнала. Но в этом случае и сигнал от более низкого E_s также должен был уменьшаться. Если же имело место влияние нагрева на неоднородную структуру E_s , то характер влияния на нижний и верхний слой мог быть разным. Во-первых, масштабы неоднородностей в этих слоях могут различаться, а во-вторых, различным может быть ионный состав. Для более определенного решения этих вопросов в экспериментальном плане будут проводиться дальнейшие исследования.

В августе 2006 г. схема эксперимента по исследованию влияния нагрева на спорадические слои была модифицирована. Нагрев проводился радиоволнами как обыкновенной, так и необыкновенной поляризации, на приеме регистрировались обе магнитоионные компоненты. Экспресс-анализ результатов данного эксперимента показал эффект резонансного увеличения амплитуд сигналов от спорадического слоя E на 5–20 дБ, вызванный, вероятно, увеличением коэффициента отражения в результате синфазного сложения волн, рассеянных элементами неоднородной периодической структуры и модуляцией ею естественного профиля электронной концентрации.

Краткий обзор результатов работ по нагреву E_s показывает, что проблема воздействия мощного радиоизлучения на естественные спорадические образования является по-прежнему актуальной и требует дальнейшего экспериментального изучения.

7. Использование оптических методов, МУ радара для исследования неоднородной структуры ионосферы

К исследованиям спорадических плазменных образований методом ИПН вплотную примыкают исследования, в которых рассмотрен вопрос о роли нейтральной атмосферы и тепловых процессов в формировании неоднородной структуры ионосферы, включая и спорадические слои [104–108]. Эти работы содержат теоретические и экспериментальные исследования механизмов образования неоднородностей ионосферной плазмы, обусловленных перемещениями нейтрального газа, изучение структуры спорадических слоев ионизации на основе индуцированного свечения атмосферы при воздействии на ионосферу мощными КВ радиоволнами от наземного передатчика.

Зеленое и красное свечение ионосферы происходит, когда атомы кислорода переходят из возбужденных состояний $O(^1S)$ и $O(^1D)$ на более низкие уровни, испуская при этом фотоны с длинами волн $\lambda = 557,7$ нм и $\lambda = 630,0$ нм со-

ответственно. В естественной ионосфере при отсутствии аврорального высыпания частиц излучение на длине волны 557,7 нм возникает либо при химических реакциях в E -области на высоте 95 ± 2 км, либо из-за рекомбинации в F -области и тогда сопровождается излучением на длине волны 630,0 нм, идущее с высоты 250 ± 50 км. В последнем случае интенсивность зеленого свечения всегда слабее, чем красного, так как для своего возбуждения требует энергии 4,17 эВ, что существенно больше, чем энергия 1,96 эВ, необходимая для возбуждения состояния $O(^1D)$. В авроральной ионосфере возбуждение обоих видов свечений происходит из-за высыпания частиц вдоль силовых линий геомагнитного поля.

Искусственное свечение в линии 557,7 нм интенсивностью от 1 до 30 Рэлей, индуцированное излучением мощных радиоволн, раньше регистрировалось только вместе с более сильным свечением в линии 630,0 нм. Поэтому предполагалось, что искусственные свечения могут возбуждаться только в F -области [102]. Но в экспериментах в Аресибо в 1998 г. было зарегистрировано искусственное свечение в зеленой линии атомарного кислорода интенсивностью до 60 рэлей в условиях существования мощного полупрозрачного спорадического слоя E [104]. При этом красное свечение отсутствовало, то есть свечение в зеленой линии происходило из-за трансформации нагревной волны внутри спорадического E . Было показано [103], что при отражении электромагнитной волны от E_s происходит генерация стрикционной параметрической неустойчивости, в результате чего развивается ленгмюровская турбулентность, которая, затухая в результате взаимодействия волна-частица, ускоряет электроны до энергии, существенно большей, чем 4,17 эВ, необходимой для возбуждения состояния $O(^1S)$. В эксперименте зарегистрированное зеленое свечение из области E имело сложную неоднородную структуру и было обусловлено воздействием мощных радиоволн на спорадический слой E . При этом было показано, что облачный E_s модулировал мощную радиоволну, что привело к неоднородной структуре зеленого свечения. На основе этих наблюдений впервые был предложен метод определения горизонтальной структуры спорадических облаков ионизации полупрозрачного E_s по регистрации искусственного оптического излучения в линии 557,7 нм [104].

Позднее была разработана методика комплексной диагностики E -области, основанная на одновременном измерении параметров ионосферы методом ИПН и диагностике возмущенной области оптическим методом путем регист-

рации индуцированного высокочастотным нагревом оптического свечения на длинах волн 557,7 и 630,0 нм [62]. Такой эксперимент с участием ученых из Канады, США, Украины и России был проведен в августе 2004 г. при частичной поддержке РФФИ (проект № 04-05-64140). В результате впервые в мире было зарегистрировано возбуждение искусственного свечения молекул гидроксила на длине волны 629,79 нм, которое с большой долей вероятности было обусловлено фокусировкой радиоволн облаками ионизации в нижней части E -области (Kagan *et al.*, *Phys. Rev. Lett.*, 2005). Эти облака ионизации были зарегистрированы методом ИПН. Наблюдалось также неоднородное свечение в зеленой линии, индуцированное нагревом [63, 65].

Интересные результаты были получены при исследовании мелкомасштабной структуры E -области ионосферы с помощью MU радара в Шигараки, Япония, на частоте 46,5 МГц и в рамках специализированной кампании SEEK (Sporadic E Experiment over Kyushu) [105, 106]. При зондировании на указанной частоте были зарегистрированы обратно рассеянные сигналы (эхо) от неоднородностей с поперечным масштабом 3,2 м. Наиболее интересными были наблюдения квазипериодических (QP) эхо, которые появлялись после захода Солнца с высот 90–115 км. Квазипериодические эхо обнаруживали высокую корреляцию с появлением спорадического слоя E . На основе результатов этих экспериментов был предложен единый механизм образования спорадического слоя E и мелкомасштабной стратификации его сторон. Механизм основан на теории градиентно-дрейфовой неустойчивости, обусловленной тем же распределением атмосферных ветров, которое в геомагнитном поле приводит к сгонке плазмы в E -области с образованием спорадического слоя E . Показано, что то же самое распределение ветра, которое в магнитном поле вызывает сгонку плазмы в спорадический слой E , дает его последующую мелкомасштабную стратификацию [105–108].

8. Развитие метода ИПН: двухчастотный способ определения характеристик ионосферы и нейтральной атмосферы

8.1. Определение электронной концентрации на высотах E -области. Выше в разделе 2 обсуждались способ и результаты измерений высотного профиля электронной концентрации, при этом для создания и локации ИПН использовались радиоволны разных частот и поляризаций. Как отмечалось в монографии [30], высотный профиль электронной концентрации высоты в E -области ионосферы можно определять по измерению времени ре-

лаксации ИПН на двух частотах, при этом ИПН, создаваемые на этих частотах, имеют разные пространственные периоды. В этом случае воздействие на ионосферу и последующее зондирование области ИПН нужно производить радиоволнами одной и той же частоты и поляризации. Создание периодической структуры и ее зондирование будет происходить попеременно то на одной частоте f_1 , то на другой f_2 (например, нечетные циклы нагрева и зондирования на частоте f_1 , а четные циклы – на частоте f_2) [66]. Легко получить, что на одной и той же высоте отношение времен релаксации ИПН на частотах f_1 и f_2 имеет простой

$$\text{вид } \theta = \tau_1/\tau_2 = \frac{k_2^2}{k_1^2} = \frac{\lambda_1^2}{\lambda_2^2} = \frac{f_2^2}{f_1^2} \cdot \frac{n_2^2}{n_1^2}. \text{ Обычно ИПН}$$

создают, излучая мощную волну необыкновенной поляризации для того, чтобы исключить влияние искусственной ионосферной турбулентности. Записав в квазипродольном приближении выражение для коэффициента преломления не-

$$\text{обыкновенной волны } n_{1,2}^2 = 1 - \frac{f_0^2}{f_{1,2}(f_{1,2} - f_L)} \text{ и}$$

подставив в выражение для θ , получим выражение для отношения времен релаксации на двух час-

$$\text{тотах в виде } \theta = \frac{f_2}{f_1} \cdot \frac{(f_1 - f_L)}{(f_2 - f_L)} \cdot \frac{[f_2(f_2 - f_L) - f_0^2]}{[f_1(f_1 - f_L) - f_0^2]}, \text{ в}$$

котором f_0 – плазменная частота на данной высоте, а f_L – продольная гирочастота электронов. По отношению времен релаксации ИПН на двух частотах определяется плазменная частота и, соответственно, электронная концентрация на данной высоте. При этом относительная погрешность определения электронной концентрации не будет превышать 10%.

Пробный эксперимент на двух частотах был проведен в октябре 2006 г. Для создания и локации ИПН использовалось излучение станда СУРА на двух частотах 5,75 и 4,6 МГц. В течение более чем четырех часов наблюдались устойчивые сигналы, рассеянные ИПН. Проводимая в настоящее время обработка результатов этих измерений позволит определить профиль электронной концентрации, а также более точно температуру и плотность нейтральной атмосферы на высотах 90–115 км.

8.2. Параметры турбулентности.

Использование двухчастотного способа создания ИПН и регистрации рассеянного сигнала позволяет избежать процедуры экстраполяции для нахождения диффузионного времени релаксации $\tau_d = (K^2 D)^{-1}$, что обеспечивает возможность независимого определения таких атмосферных параметров как вертикальная компонента турбулентной скорости и коэффициент амбиполярной диффузии. Записав выра-

жения для времени релаксации τ и турбулентной скорости $V_t = (k\tau_i)^{-1} = \frac{(\tau^{-1} - \tau_d^{-1})}{\sqrt{2}K}$ на каждой из частот f_1 и f_2 и исключив из них диффузионное время τ_d , получим для коэффициента диффузии и турбулентной скорости независимые соотношения $D = \left(\frac{1}{K_1\tau_1} - \frac{1}{K_2\tau_2} \right) / (K_1 - K_2)$ и $V_t = \left(\frac{K_1}{K_2\tau_2} - \frac{K_2}{K_1\tau_1} \right) / (K_1 - K_2)$, где $K_{1,2} = \frac{4\pi}{\lambda_{1,2}}$, а τ_1 и τ_2 – времена релаксации ИПН на каждой из частот. В этом случае достаточно измерить время релаксации ИПН, создаваемых на двух частотах, чтобы определить коэффициент диффузии и турбулентную скорость.

8.3. Перспективы исследования ионосферы и нейтральной атмосферы с использованием ИПН. Дальнейшие перспективы применения рассмотренного метода исследования ионосферы во многом обусловлены возможностью проводить одновременные измерения большого числа ионосферных параметров и относительно простой реализацией метода. Метод позволяет проводить комплексные измерения электронной концентрации, вертикальной скорости, плотности и температуры нейтральной атмосферы и турбулентных характеристик среды, позволяет изучать ее неоднородную структуру ионосферы, спорадические слои ионизации и волновые процессы.

Применение ИПН позволяет проводить систематические исследования плазмы в нижней ионосфере. Метод определения параметров плазмы на основе ИПН имеет хорошее временное разрешение, чем выгодно отличается, например, от метода некогерентного рассеяния. По информативности он может конкурировать с ракетными исследованиями, не требуя, в то же время, больших материальных затрат и не оказывая негативного влияния на окружающую среду. Все способы диагностики ионосферной плазмы с помощью ИПН легко объединить в одну комплексную методику, которая позволит проводить мониторинг окружающей среды в значительном высотном интервале – от области D до области F .

Следует подчеркнуть, что используемый для создания ИПН стенд СУРА является одним из четырех в мире и единственным в России действующим нагревным комплексом. Этим объясняется тот факт, что экспериментальные исследования, связанные с созданием ИПН, проводятся в нашей стране только на базе стенда СУРА (ФГНУ НИРФИ).

Проблема исследований ионосферы методом ИПН вызывает интерес и у зарубежных ученых. Рассеяние на ИПН было зарегистрирова-

но на нагревных стендах в Аресибо [109]; HIPAS [110]; EISCAT [111, 112]. Установки для ионосферного мониторинга методом ИПН можно относительно просто создать на базе любого нагревного стенда. В перспективе развитое международное сотрудничество позволило бы обеспечить все нагревные стенды методикой комплексной диагностики ионосферы на основе резонансного рассеяния радиоволн на ИПН и проводить скоординированные исследования в различных широтных и долготных зонах, так как данный метод представляет собой уникальный и существенно более дешевый по сравнению с радаром некогерентного рассеяния инструмент для исследования динамики, структуры и концентрации ионосферной плазмы. Исследования в области диагностики спорадического слоя E предполагается проводить в кооперации с коллегами Университета Западного Онтарио (Лондон Онтарио, Канада) под руководством д.ф.-м.н. Л.М. Каган. Скоординированные эксперименты, связанные с исследованием ИПН, планируются в перспективе на высокоширотном нагревном стенде EISCAT под руководством Майкла Ритвельда (Michael Rietveld) [113]. В настоящее время изучение неоднородных образований, спорадического слоя E и связанных с ним явлений в околоземном пространстве признано одной из важнейших составляющих национальных программ по проблеме «Космическая погода» в России, Европе, США и Японии.

IV. Проблематика исследований ионосферы, финансируемых РФФИ

В разделе III представлены результаты исследований, выполненных при поддержке РФФИ в рамках исследования ионосферы и нейтральной атмосферы Земли методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы. Проблематика финансируемых проектов, отвечающих перечню актуальных задач, несомненно, гораздо шире. Можно отметить, что поддержку находят практически все аспекты исследований атмосферы, мезосферы, нижней термосферы, верхней ионосферы. С помощью наземного оптического комплекса исследуются волновые процессы в области мезопаузы (00-05-6513, 01-05-64361); изучается эволюция газового состава верхней атмосферы (03-04-64221); исследуются динамика, термический режим, волновые процессы и турбулентность мезосферы и нижней термосферы (01-05-63238, 01-05-64107, 01-05-64460, 01-05-65251, 04-05-65108); долговременные тренды и структура волновых и турбулентных полей

средней атмосферы (99-05064345, 00-05-65187, 01-05-65044, 02-05-64157, 03-05-64642, 04-05-65069); изучаются реакция областей *D* и *F* ионосферы на вариации динамических параметров средней атмосферы (01-05-64460), долготные эффекты (04-05-64908), климатические изменения в ионосфере (01-05-64154) и термосферно-ионосферные возмущения (03-05-64050), сезонно-суточные вариации различных характеристик атмосферы и ионосферы (00-05-64976, 01-05-65315, 02-05-64157). Исследуются крупномасштабные возмущения и глобальная динамика методом радиотомографии (04-05-64671), проводятся лидарные измерения атмосферного поля ветра из космоса (00-056-64-033), коротковолновое радиозондирование мезосферы (03-05-65169), используются дистанционные акустические (01-02-65112) и радиоакустические методы (04-02-16612). Проводится моделирование различных процессов в атмосфере: общей циркуляции средней атмосферы (00-05-65080, 00-05-64912), распространения акустико-гравитационных волн (00-05-65051), эффектов геомагнитных бурь и солнечной активности (00-05-65132, 02-05-64141) и т.д.

Отдельно необходимо отметить исследования ионосферы активными методами, выполняемые при финансовой поддержке РФФИ. Изучается воздействие на авроральную ионосферу КВ излучением нагревного стенда EISCAT в Тромсе (00-05-64819), воздействие на среднеширотную ионосферу излучением стенда СУРА (НИРФИ), в экспериментальном и теоретическом плане исследуются разные аспекты процессов возбуждения, развития и переноса искусственной ионосферной турбулентности верхней ионосферы и искусственного свечения ионосферы (96-02-18499, 98-05-64509, 99-02-17525, 99-02-18008, 99-02-16642, 00-02-17433, 01-05-65025, 02-05-64383, 02-02-17475, 03-05-64636, 03-02-17303, 03-02-16309, 06-02-16075).

Необходимо отметить исследования, связанные с изучением последствий антропогенных возмущений верхней атмосферы, вызываемых ракетами, мощными взрывами (00-04-72026, 01-05-65274, 03-05-64636).

Исследования влияния нагрева на нижние слои ионосферы – области *D* и *E* – проводились методом резонансного рассеяния в рамках грантов 93-05-9661, 95-05-15086, 97-05-64392, 00-05-64695, 99-05-64464, 02-05-65281, 05-05-64111, 05-05-64304, результаты этих исследований отражены в настоящем обзоре.

V. Соответствие проектов РФФИ актуальным проблемам исследования ионосферы Земли

Проблематика проектов РФФИ по рассмотренному в обзоре направлению исследований соответствует фундаментальным направлениям мировой науки в области физики ионосферы и нейтральной атмосферы, использования контролируемого воздействия на ионосферу Земли мощным КВ радиоизлучением для исследования происходящих в ней процессов и явлений. Уровень полученных результатов теоретических и экспериментальных исследований по данному направлению исследований соответствует мировому, а по ряду позиций, например, комплексной диагностике ионосферы и нейтральной атмосферы, исследованию спорадических образований методом ИПН имеет мировой приоритет.

Результаты исследований в указанных областях публикуются в ведущих рецензируемых отечественных и зарубежных изданиях, регулярно докладываются на российских и международных конференциях. Исследования ионосферы по направлениям, поддерживаемым РФФИ, являются составной частью большинства международных программ.

Литература

1. Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука, 1988. 528 с.
2. Митяков Н.А., Грач С.М., Митяков С.Н. Итоги науки и техники. Серия «Геомагнетизм и высокие слои атмосферы» Т. 9. Возмущение ионосферы мощными радиоволнами. М.: ВИНТИ, 1989. 138 с.
3. Гершман Б.Н., Ерухимов Л.М., Яшин Ю.Я. Волновые явления в космической плазме. М.: Наука, 1984. 392 с.
4. Филипп Н.Д., Блаунштейн Н.Ш., Ерухимов Л.М., Иванов В.А., Урядов В.П. Современные методы исследования динамических процессов в ионосфере. Кишинев: Штиинца, 1991. 288 с.
5. Belrose J.S., Burke M.J. Study of the lower ionosphere using partial reflections, 1. Experimental technique and methods of analysis // J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69. N 13. P. 2799–2818.
6. Рапопорт З.Ц. Исследования области *D* ионосферы методом частичных отражений // В сб. Итоги науки и техники. Сер. «Геомагнетизм и высокие слои атмосферы» М.: ВИНТИ, 1972. Т. 1. С. 172–189.

7. *Беликович В.В., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е.* Исследование ионосферы методом частичных отражений // Геомагнетизм и аэрономия. 2004. Т. 44. № 2. С. 189–194. РФФИ № 01-05-64504, № 01-5-64504.
8. *Bauer P.* Theory of waves incoherently scattered // Phil. Trans. Roy. Soc. London. F/1975. Vol. 280. P. 167–191.
9. *Кащеев Б.Л., Лысенко И.А.* Исследования динамики нижней термосферы радиометеорным методом по программам МАП и ГЛОБМЕТ // Ионосферные исследования. 1989. № 47. С. 44.
10. *Narcisi R.S., Bailey A.D., Wlodyka L.E., Philbrick C.R.* Ion composition measurements in the lower ionosphere during the November 1966 and March 1970 solar eclipse // JASTP. 1972. Vol. 34. P. 647–658.
11. *Kopp E.* On the abundance of metal ions in the lower ionosphere // JRL. 1997. Vol. 102. P. 9967–9974
12. *Куницын В.Е., Терещенко Е.Д.* Томография ионосферы. М.: Наука, 1991.
13. *Старков Г.В.* Планетарная динамика аврорального свечения // Физика околоземного космического пространства. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН. 2000. Т. 1. 706 с.
14. *Semenov A.I., Shefov N.N.* Empirical model of the variations of atomic oxygen emissions 557.7 nm // Proc. SPIE / Ed. V.N. Ivchenko. 1997. Vol. 3237. P. 113–122.
15. *Fucao S., Tsuda T., Sato T., Kato S., Wacasugi K., Makibira T.* The MU radar with an active phased array system, 2, Inhouse equipment // Radio Sci. 1985. Vol. 20. P. 1169.
16. *Аммосов П.П., Гаврильева Г.А.* Инфракрасный цифровой спектрограф для измерения вращательной температуры гидроксила // Приборы и техника эксперимента. 2000. № 6. С. 792–797.
17. *Marshall J.M., Peterson A.M., Barnes A.A.* Combined radar sounding system // Appl. Opt. 1972. Vol. 11. P. 108–118.
18. *Rapoport V.O., Fedoseev Yu.G., Belova N.I., Sazonov Yu.A., Zinichev V.A.* Operating decameter RASS near Nizhny Novgorod and perspectives for far radio-acoustic sounding using Sura HF-radar // J. Atmos. Terr. Phys. 1996. Vol. 58. No 8/9. P. 1033–1037.
19. *Гинзбург В.Л., Гуревич А.В.* Нелинейные явления в плазме, находящейся в переменном электромагнитном поле // УФН. 1960. Т. 70. С. 201–393.
20. *Цытович В.Н.* Нелинейные эффекты в плазме. М.: Наука, 1967.
21. *Гуревич А.В., Шварцбург А.Б.* Нелинейная теория распространения радиоволн в ионосфере. М.: Наука, 1973. 272 с.
22. *Васьков В.В., Гуревич А.В.* Нелинейная резонансная неустойчивость в поле обыкновенной электромагнитной волны // ЖЭТФ. 1975. Т. 69. С. 176.
23. *Genkin L.G., Erukhimov L.M.* The ionosphere as a laboratory for studying space plasma phenomena // Phys. Reports. 1990. Vol. 186. P. 97.
24. *Bailey V.A.* On some effects caused in the ionosphere by electric waves // Phil. Mag. 1937. Vol. 23. P. 929.
25. *Sciacchitano A.* Phenomena of the interaction of radio waves; the Luxemburg effect // Scientia, 1956. Vol. 91. P. 206.
26. *Ютло У., Коэн Р.* Изменение ионосферы под действием мощных радиоволн // УФН. 1973. Т. 109. Вып. 2. С. 371–373.
27. *Feijer J.A.* Ionospheric modification and parametric instabilities // Rev. Geophys. Space Phys. 1979. No 1. P. 135–153.
28. *Гуревич А.В., Шварцбург А.Б.* Нелинейная теория распространения радиоволн в ионосфере. М.: Наука, 1973.
29. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Гетманцев Г.Г., Игнатьев Ю.А., Комраков Г.П.* О рассеянии радиоволн от искусственно возмущенной F-области ионосферы // Письма в ЖЭТФ. 1975. Т. 22. Вып. 10. С. 497–499.
30. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачева А.В., Бахметьева Н.В.* Исследование ионосферы с помощью искусственных периодических неоднородностей. Нижний Новгород. ИПФ РАН. 1999. 155 с. РФФИ № 99-05-78032.
31. *Виленский И.М.* Об одном нелинейном эффекте при распространении радиоволн в ионосфере // ДАН СССР. 1970. Т. 191. № 5. С. 1041–1043.
32. *Виленский И.М., Плоткин В.В.* Об отражении мощных радиоволн от нижней ионосферы // Изв. вузов. Радиофизика. 1973. Т. 16. № 6. С. 886–891.
33. *Seliga T.N.* Phenomena associated with very high power high frequency F-region modification below the critical frequency // J. Atmos. Terr. Phys. 1972. Vol. 34. No 10. P. 1827–1841.

34. Белов И.Ф., Бычков В.В., Гетманцев Г.Г., Митяков Н.А., Пащикова Г.Р. Экспериментальный комплекс «Сура» для исследования искусственных возмущений ионосферы. Препринт № 167. Горький: НИРФИ, 1983. 25 с.

35. *Belikovich V.V., Benediktov E.A., Tolmacheva A.V., Bakhmet'eva N.V.* Ionospheric Research by Means of Artificial Periodic Irregularities. Katlenburg–Lindau, Germany. 2002. Copernicus GmbH. ISBN 3-936586-03-9. 160 pp.

36. *Беликович В.В., Бахметьева Н.В., Бубукина В.Н., Караитин А.Н., Толмачева А.В.* Исследование нижней ионосферы с помощью искусственных периодических неоднородностей // Изв. вузов. Радиофизика. 1998. Т. 41. № 9. С. 1077–1085. РФФИ № 96-05-65130, № 97-05-64392.

37. *Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Бубукина В.Н., Игнатьев Ю.А.* Исследование волновых движений в нижней ионосфере методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях // Изв. вузов. Радиофизика. 1997. Т. 40. № 3. С. 308–321. РФФИ № 96-05-65130.

38. *Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Бубукина В.Н., Гончаров Н.П., Игнатьев Ю.А., Рубцов Л.Н.* Вертикальные движения в нижней ионосфере во время промышленного взрыва // Геомагнетизм и аэронавигация. 1996. Т. 36. № 6. С. 43–50.

39. *Бенедиктов Е.А., Беликович В.В., Толмачева А.В.* Некоторые результаты измерений температуры и плотности атмосферы с помощью искусственных периодических неоднородностей ионосферной плазмы // Изв. вузов. Радиофизика. 1998. Т. 41. № 3. С. 348–357. РФФИ № 96-05-65130, № 97-05-64392.

40. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А.* Искусственные периодические неоднородности в нижней части области *D* на заходе и восходе Солнца // Геомагнетизм и аэронавигация. 1986. Т. 26. № 5. С. 837–839.

41. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А.* О кратковременных вариациях параметров плазмы в нижней части *D*-области ионосферы // Геомагнетизм и аэронавигация. 1986. Т. 26. № 4. С. 680–682.

42. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А.* Исследование нижней части *D*-области ионосферы с помощью искусственных периодических неоднородностей // Изв. вузов. Радиофизика. 1986. Т. 29. № 11. С. 1283–1296.

43. *Беликович В.В., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Терещенко В.Д., Оглоблина О.Ф., Терещенко В.А.* Исследование *D*-области ионосферы методом частичных отражений на средних широтах и в авральной зоне // Изв. вузов. Радиофизика. 2003. Т. 46. № 3. С. 181–191. РФФИ № 04-05-64140, № 05-05-64111, № 05-05-64304.

44. *Беликович В.В., Караитин А.Н., Комраков Г.П., Шлюгаев Ю.В.* Одновременное радиозондирование среднеширотной мезосферы в СВ- и КВ-диапазонах // Геомагнетизм и аэронавигация. 2003. Т. 43. № 1. С. 1–6. РФФИ № 99-05-64464.

45. *Беликович В.В., Беликович В.В.* Обработка сигналов в методе частичных отражений // Геомагнетизм и аэронавигация. 2001. Т. 41. № 5. С. 667–671. РФФИ № 99-05-64483, № 01-05-64504, № 02-02-17456.

46. *Бенедиктов Е.А., Вяхирев В.Д., Толмачева А.В.* Результаты измерений электронной концентрации в *E*-области ионосферы в период 1990–1992 гг. // Геомагнетизм и аэронавигация. 1997. Т. 37. № 5. С. 79–87. РФФИ № 96-05-65130, № 97-05-64392.

47. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Бубукина В.Н., Вяхирев В.Д.* Искусственные периодические неоднородности и модель области *D* // Изв. вузов. Радиофизика. 1999. Т. 42. № 5. С. 431–437. РФФИ № 96-05-65130, № 97-05-64397.

48. *Бенедиктов Е.А., Беликович В.В., Бахметьева Н.В., Толмачева А.В.* Исследование динамических явлений в *E*-области ионосферы по измерениям электронной концентрации в осенне-зимние периоды 1990–1992 гг. // Геомагнетизм и аэронавигация. 1997. Т. 37. № 5. С. 88–98. РФФИ № 95-05-15086, № 96-05-65130.

49. *Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Игнатьев Ю.А., Понятов А.А.* Определение эффективного коэффициента рекомбинации и концентрации метеорных ионов в среднеширотном спорадическом слое *E* // Геомагнетизм и аэронавигация. 1996. Т. 36. № 6. С. 36–42. РФФИ № 95-05-15086.

50. *Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Игнатьев Ю.А., Понятов А.А.* Вертикальные движения в нижней ионосфере и спорадический слой *E* // Изв. вузов. Радиофизика. 1999. Т. 37. № 1. С. 26–35. РФФИ № 95-05-15086.

51. *Bakhmet'eva N.V., Belikovich V.V., Benediktov E.A., Vyakhirev V.D., Goncharov N.P., Tolmacheva A.V., Korotina G.S.* Studies of the ionosphere and neutral atmosphere using artificial periodic inhomogeneities in the ionospheric plasma // Radio Sci., 1998. Vol. 33. No 3. P. 583–595. РФФИ № 95-05-15086, 96-05-65130.

52. *Belikovich V.V., Benediktov E.A., Tolmacheva A.V.* Measurements of electron density profiles in the ionosphere using artificial periodic inhomogeneities // AGU Geophysical Monograph 87, The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A Review of Experiment and Theory (Ed. Killeen) American Geophysical Union, Washington. 1995. P. 251–254.

53. *Belikovich V.V., Benediktov E.A., Goncharov N.P., Tolmacheva A.V.* Diagnostics of the ionosphere and neutral atmosphere at E-region heights using artificial periodic inhomogeneities // J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 1997. Vol. 59. No 18. P. 2447–2460. РФФИ № 93-05-9661.

54. *Bakhmet'eva N.V., Belikovich V.V., Benediktov E.A., Vyakhirev V.D., Goncharov N.P., Tolmacheva A.V., Korotina G.S.* Studies of the ionosphere and neutral atmosphere using artificial periodic inhomogeneities in the ionospheric plasma // Radio Sci., 1998. Vol. 33. No 3. P. 583–595.

55. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Вяхирев В.Д., Гребнев Ю.Н., Толмачева А.В.* Измерения профилей электронной концентрации в D и E-областях ионосферы методами частичных отражений и резонансного рассеяния радиоволн // Геомагнетизм и аэронавигация. 1993. Т. 33. № 1. С. 149–150.

56. *Belikovich V.V., Benediktov E.A., Tolmacheva A.V.* Measurements of electron density profiles in the ionosphere using artificial periodic inhomogeneities // AGU Geophysical Monograph 87, The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A Review of Experiment and Theory (Ed. Killeen). American Geophysical Union, Washington. 1995. P. 251–254.

57. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А.* Исследование сумеречной D-области ионосферы с помощью искусственных периодических неоднородностей // Изв. вузов. Радиофизика. 2002. Т. 45. № 6. С. 502–508. РФФИ № 99-05-64464.

58. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачева А.В.* Измерение параметров верхней атмосферы в умеренных широтах с помощью искусственных периодических неоднородностей ионосферной плазмы // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 1. С. 102–108. РФФИ № 99-05-64464, № 00-05-64695.

59. *Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Григорьев Г.И., Толмачева А.В.* Влияние акустико-гравитационных волн на вариации параметров нижней ионосферы по наблюдениям с помощью искусственных периодических неоднородностей // Изв. вузов. Радиофизика. 2002. Т. 45. № 3. С. 233–242. РФФИ № 00-05-64695.

60. *Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачева А.В.* Исследование неоднородной структуры нижней ионосферы с помощью рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях // Изв. вузов. Радиофизика. 2001. Т. 44. № 12. С. 1003–1014. РФФИ № 00-05-64695.

61. *Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Каган Л.М., Понятов А.А.* Заходно-восходные характеристики спорадических слоев ионизации в нижней ионосфере, наблюдаемые методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы // Изв. вузов. Радиофизика. 2005. Т. 48. № 1. С. 16–32. РФФИ № 01-05-65025, №02-05-65281.

62. *Kagan L.M., Bakhmet'eva N.V., Belikovich V.V., Tolmacheva A.V., Kelly M.C.* Structure and dynamics of sporadic layers of ionisation in the ionospheric E region // Radio Science. 2002. Vol. 37. No 6. Doi:10.1029/2001RS002534. P. 1106–1117. РФФИ № 99-02-16479, № 00-05-64695, № 01-05-65025.

63. *Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Каган Л.М., Понятов А.А., Толмачева А.В., Келли М.К., Николлс М.Дж.* Новые результаты исследования нижней ионосферы методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях // Изв. вузов. Радиофизика. 2005. Т. 48. № 9. С. 757–771. РФФИ № 04-05-64140, № 02-05-65281.

64. *Kagan L.M., Nicolls M.J., Kelly M.C., Carlson H.C., Belikovich V.V., Bakhmet'eva N.V., Komrakov G.P., Trondsen T.S., Donovan E.* Observation of Radiowave-Induced Red Hydroxyl Emission at Low Altitude in the Ionosphere // Phys. Rev Lett. 2005. Vol. 94. No 9. P. 095004(1–4). РФФИ № 04-05-64140, № 02-05-65281.

65. *Kagan L.M., Nicolls M.J., Kelley M.C., Frolov V.L., Belikovich V.V., Bakhmet'eva N.V., Komrakov G.P., Nedzvetski D.I., Uryadov V.P., Yampolski Yu.M., Koloskov A.V., Zalizovski A.V., Galushko V.L., Kasbeev S.B., Blagoveshenskaya N.F., Kornienko V.A., Borisova T.D., Gurevich A.V., Vertogradov G.G., Vertogradov V.G., Trondsen T.S., Donovan E.* Optical and RF diagnostics of the ionosphere over the Sura facility. Review of Results, J. Radiophysics and Radio Astronomy. 2006. Vol. 3. P. 221–242. РФФИ № 04-05-64140, 05-02-16493.

66. *Беликович В.В., Бахметьева Н.В., Калинина Е.Е., Толмачева А.В.* Новый способ определения электронной концентрации в E-области ионосферы по временам релаксации искусственных периодических неоднородностей // Изв. вузов. Радиофизика. 2006. Т. 49. № 9. С. 744–750. РФФИ № 04-05-64140, № 05-05-64111, № 05-05-64304.

67. *Tolmacheva A.V., Belikovich V.V.* Measurements of the temperature and density of the upper atmosphere using artificial periodic irregularities during the summer seasons of 1999–2002 // IJGA. 2004. Vol. 5. G11008, doi:10.1029/2004G1000061.

68. *Бенедиктов Е.А., Беликович В.В., Бахметьева Н.В., Толмачева А.В.* Искусственные периодические неоднородности ионосферной плазмы – перспективное направление в исследовании ионосферы // Изв. вузов. Радиофизика. 2002. Т. 45. № 5. С. 375–391. РФФИ № 99-05-64464, № 00-05-64695, № 01-5-64504.
69. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Трунов Д.В.* Высотные профили амплитуды и времени релаксации ИПН в области D // Геомагнетизм и аэронавигация. 2000. Т. 40. № 6. С. 55–60. РФФИ № 97-05-64397, 99-05-64464.
70. Ионосфера Земли. Модель глобального распределения концентрации, температуры и эффективной частоты соударений. ГОСТ 25645.146-89.
71. *Альперт Я.Л.* Распространение радиоволн и ионосфера. М.: Наука, 1973. 563 с.
72. *Шарадзе З.С.* Явления в ионосфере средних широт, связанные с атмосферными волнами. Диссертация на соискание ученой степени доктора ф.-м. наук. Тбилиси, 1990. 475 с.
73. *Гершман Б.Н., Григорьев Г.И.* Перемещающиеся ионосферные возмущения и их связь с ионосферными волнами // Ионосферные исследования. 1978. № 25. С. 5–15.
74. *Данилов А.Д., Власов М.Н.* Фотохимия ионизованных и возбужденных частиц в нижней ионосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 190 с.
75. *Хайнс К.О.* Атмосферные гравитационные волны: В кн. Термосферная циркуляция / Под ред. У. Уэбба. М.: Мир, 1975. С. 85.
76. *Djuth F.T., Groves K.M., Elder J.H., Shinn E.R., Quinn J.M., Villasenor J., Wong A.Y.* Measurements of artificial periodic inhomogeneities at HIPAS observatory // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. No A11. P. 24023-24035.
77. *Краснушкин П.Е.* Метод нормальных волн в применении к проблеме дальних радиосвязей. М.: МГУ, 1947.
78. Измерение ветра на высотах 90–100 км наземными методами / Под ред. Ю.И. Портнягина, К. Шпренгера. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 343 с.
79. CIRA-86. COSPAR International Reference Atmosphere. Akademik-Verlag, Berlin. GDR. 1986.
80. *Дробжев В.И., Краснов В.М., Салихов Н.М.* Ионосферные возмущения, вызываемые мощными взрывами // Изв. вузов. Физика. 1978. Т. 12. № 2. С. 381.
81. *Zhang S.D., Yi F., Wang J.F.* The nonlinear effects on the characteristics of gravity wave packets: dispersion and polarization relation // Ann. Geophysicae. 2000. Vol. 18. No 10. P. 1316–1324.
82. *Stenflo L., Stepanyants Yu. A.* Acoustic gravity modons in the atmosphere // Ann. Geophysicae. 1995. Vol. 13. P. 973–975.
83. *Banks P.M., Kockarts G.* Aeronomy. Hart A. Academic. 1972. Vol. 39. P. 73.
84. *Kirkwood S.* Seasonal and tidal variations of neutral temperatures and densities in the high latitude lower thermosphere measured by EISCAT // J. Atmos. Terr. Phys. 1986. Vol. 9. No 9. P. 817.
85. *Jenkins D.B., Wareing D.P., Thomas, Vaughan G.* Upper stratospheric and mesospheric temperatures derived from lidar observations at Aberystwyth // J. Atmosph. Terr. Phys. 1987. Vol. 9. P. 287–298.
86. *Сомских В.М.* Солнечный терминатор и динамика атмосферы. Алма-Ата: Наука, 1983. 192 с.
87. *She C.Y., Songsbeng Chen, Zhilin Hu, Sherman J., Vance J.D., Vince Vasoli, White M.A., Jirong Yu, Krueger D.A.* Eight-year climatology of nocturnal temperature and sodium density in the mesopause region (80 to 105 km) over Fort Collins, CO (41° N, 105° W), Geophys. Res. Letters. 2000. Vol. 27(20). P. 3289–3292.
88. *Mertens C.J., Schmidlin F.J., Goldberg R.A. et al.* SABER observations of mesospheric temperatures and comparisons with falling sphere measurements taking during 2002 summer MaCWAVE campaign. Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. L03105, doi:10.1029/2003GL018605.
89. *Калгин Ю.А., Данилов А.Д.* Определение параметров вихревой диффузии в мезосфере и нижней термосфере // Геомагнетизм и аэронавигация. 1993. Т. 33. № 6. С. 119–125.
90. *Hocking W.K.* Dynamical coupling processes between the middle atmosphere and lower ionosphere // J. Atmos. Terr. Phys. 1996. Vol. 58. No 6. P. 735–752.
91. *Whitehead J.D.* Recent work on mid-latitude and equatorial sporadic-E // JATP. 1989. Vol. 51. No 5. P. 401–424.
92. *Mathews J.D.* Sporadic E: current views and recent progress // JASTP. 1988. Vol. 60. No 4. P. 413–435.
93. *Yamamoto M., Itsuki T., Kishimoto T., Tsunoda R.T., Pfaff R.F., Fukao S.* Comparison of E-region electric fields observed with a sounding rocket and a Doppler radar in the SEEK campaign, Geophys. Res. Lett. 1998. Vol. 25. P. 1773–1776.

94. *Huuskonen A., Nygren T., Jalonen L. et al.* Ion composition in sporadic E layers measured by the EISCAT UHF radar, *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 14603.
95. *Гериман Б.Н., Игнатьев Ю.А.* Теория образования спорадического слоя *E* и возникающих в нем неоднородностей // *Ионосферные исследования.* 1997. № 50. С. 7–28.
96. *Игнатьев Ю.А.* Влияние на спорадический слой *E* нагрева ионосферы мощным радиоизлучением // *Изв. вузов. Радиофизика.* 1975. Т. 18. № 9. С. 1365–1369. РФФИ № 95-05-30567.
97. *Игнатьев Ю.А.* О воздействии искусственного нагрева ионосферы на неоднородную структуру области *E* // *Изв. вузов. Радиофизика.* 1978. Т. 21. № 3. С. 352–356.
98. *Гуревич А.В., Шлюгер И.С.* Исследование нелинейных явлений при распространении мощного импульса в нижних слоях ионосферы // *Изв. вузов. Радиофизика.* 1975. Т. 18. № 9. С. 1237–1260.
99. *Козлов С.И., Крохмальников Е.Б., Новожилов В.И. и др.* Поведение спорадического слоя *E* в электромагнитном поле сильной радиоволны // *Геоматизм и аэронавигация.* 1977. Т. 17. № 3. С. 433–436, № 4. С. 639–644.
100. *Фролов В.Л., Казан Л.М., Комраков Г.П. и др.* Результаты воздействия мощным коротковолновым радиоизлучением на спорадический слой *E* ионосферы // *Изв. вузов. Радиофизика.* 2002. Т. 45. № 12. С. 999–1010. РФФИ № 01-05-65025.
101. *Blagovesenskaya N.F., Kornienko V.A., Borisova T.D., Thide B. et al.* Ionospheric HF pump wave triggerig of local auroral activation // *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106. P. 29071–29090. РФФИ № 04-05-64160.
102. *Bernhardt P.A., Tepley C.A., Duncan L.M.* Airglow enhancements associated with plasma cavities formed during ionospheric heating experiments // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. A94. P. 9071.
103. *Newman D.L., Goldman M.V., Djuth F.T., Bernhardt P.A.* Langmuir turbulence associated with ionospheric modification: Challenges associated with recent observations during a sporadic E-event // *Phys. Space Plasmas.* 1998. No 15. P. 259.
104. *Kagan L.M., Kelley M.C., Garcia F., Bernhardt P.A., Djuth F.T., Sulzer M.P., Tepley C.A.* The Structure of Electromagnetic Wave-Induced 557.7 nm Emission Associated With a Sporadic-E Event over Arecibo // *Phys. Rev. Lett.* 2000. Vol. 85. No 1. P. 218–222. РФФИ № 98-05-64509.
105. *Kagan L.M., Kelley M.C.* A wind-driven gradient drift mechanism for mid-latitude E-region ionospheric irregularities, *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25. P. 4141–4144. РФФИ № 98-05-64509.
106. *Kagan L.M., Kelley M.C.* A thermal mechanism for generation of type 2 small-scale irregularities in the ionospheric E region // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. P. 5303–5391. РФФИ № 01-05-65025.
107. *Kagan L.M., Ogawa T., Yamamoto M., Fukao S.* A role of neutral motions in formation of midlatitude *E*-region field-aligned irregularities // *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27. P. 939–942.
108. *Kagan L.M.* Effects of neutral gas motions on midlatitude irregular structure // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2002. Vol. 64. P. 1479–1486. РФФИ № 01-05-65025.
109. *Fejer I.A., Djuth F.T., Gonzales C.A.* Bragg backscatter from plasma inhomogeneities due to a powerful ionospherically reflected radio waves // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. No A10. P. 9145–9147.
110. *Djuth F.T., Groves K.M., Elder J.H., Shinn E.R., Quinn J.M., Villasenor J., Wong A.Y.* Measurements of artificial periodic inhomogeneities at HIPAS observatory // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. No A11. P. 24023–24035.
111. *Rietveld M.T., Turunen E., Matveinen H., Goncharov N.P., Pollari P.* Artificial periodic irregularities in the auroral ionosphere // *Ann. Geophys.* 1996. No 14. P. 1437–1453.
112. *Rietveld M.T., Goncharov N.P.* Artificial periodic irregularities from the Tromso heating facility // *Adv. Space Res.* 1998. Vol. 21. No 5. P. 693–696.
113. *Belikov V.V., Bakhmetieva N.V., Rietveld M.T., Tolmacheva A.V.* New results of ionospheric and atmospheric researches by the API technique // the 36th COSPAR Scientific Assembly, July 16–23, 2006. Beijing, China. Abstracts on CD, C.5.2–00015–06, Abstract Number-A-01599. РФФИ № 02-05-65281, РФФИ № 04-05-64140.