

УДК 550.385

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ТРЕНДЫ В ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЕ И ИОНОСФЕРЕ (обзор)

© 2012 г. А. Д. Данилов

ФГБУ Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова Росгидромета, г. Москва
e-mail: adanilov99@mail.ru

Поступила в редакцию 10.11.2011 г.

Рассмотрены современные взгляды на долговременные изменения параметров (тренды) верхней атмосферы и ионосферы. Описана концепция охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы из-за увеличения в атмосфере количества парниковых газов.

1. ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие резко возрос интерес к проблеме долговременных трендов в средней и верхней атмосфере и ионосфере. В 2008 г. группой ученых во главе с Я. Ластовичкой [Laštovička et al., 2008] была сформулирована и обоснована концепция охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы, к которой мы подробнее вернемся ниже. Сейчас отметим только, что интерес к проблеме трендов в верхних слоях атмосферы вызван, на наш взгляд, двумя основными причинами. Во-первых, наличие изменений в различных параметрах этих слоев, вызванных, как показывают современные сложные модели, увеличением парниковых газов в атмосфере, является подтверждением того, что рост этих газов действительно происходит и влияет не только на нижние атмосферные слои (тропосфера), но и на всю толщу атмосферы в целом. Во-вторых, изучение трендов параметров верхней атмосферы и ионосферы как на основе имеющихся экспериментальных данных, так и на основе сложных современных моделей, позволяет оценить масштабы изменений таких важных в прикладном плане параметров, как плотность верхней атмосферы или электронная концентрация в ионосферных слоях. Очевидно, что, если изменения этих (и других) важных параметров будут продолжаться, рано или поздно эти изменения придется учитывать при решении прикладных вопросов движения низкоорбитальных спутников, входа в атмосферу спускаемых космических аппаратов, радиосвязи, радионавигации и др. И если пока, как будет показано в этой статье, изменения плотности и электронной концентрации в максимуме ионосферной области F относительно невелики, и речь об их учете в прикладных задачах пока не идет, то уменьшение электронной концентрации в верхней части этой области уже сейчас может влиять на точность определения местоположения с помощью радионавигационных систем, для ко-

торых знание количества электронов в столбе ионосферы на пути радиолуча требуется с очень высокой точностью.

Хотя история изучения рассматриваемой проблемы насчитывает всего два десятилетия, в ней уже было много неожиданностей, поворотов сюжета, ошибочных заключений и возвращений к первоначальному воззрению. По некоторым аспектам проблемы (например, по поиску трендов параметров максимума слоя $F2$ или трендов параметров температуры в мезосфере) литература уже столь обширна, что потребовалась бы специальная обзорная статья, чтобы охватить все соответствующие публикации. Это выходит за рамки данной статьи. Мы постараемся здесь дать картину современного взгляда на проблему, отметив лишь некоторые вопросы, связанные с первым периодом исследований в 90-х гг. прошлого века.

2. НЕМНОГО ИСТОРИИ

Началом “эры” изучения долговременных трендов верхней атмосферы и ионосферы принято считать появление работ [Roble and Dickinson, 1989; Rishbeth and Roble, 1992], которые на основании модельных расчетов предсказали изменения параметров термосферы и ионосферы за счет увеличения количества двуокси углерода в атмосфере, вызывающего в тропосфере хорошо теперь известный парниковый эффект.

Парниковые газы (и прежде всего — CO_2) в средней и верхней атмосфере участвуют в процессах охлаждения атмосферного газа (через возбуждение колебательных уровней молекулы CO_2 и последующее излучение инфракрасной эмиссии в пространство), а потому увеличение количества углекислого газа в атмосфере (напомним, что до высоты гомопаузы на ~120 км атмосфера перемешана, поэтому рост $[\text{CO}_2]$ происходит во всей толще атмосферы) приводит к ее охлаждению. На охлаждение атмосферы влияют и другие малые

составляющие атмосферы, например CH_4 или озон. Уменьшение концентрации последнего в 80–90 гг. прошлого века широко известно. Мы еще вернемся к этому вопросу ниже.

Концепция охлаждения и оседания (cooling and contraction) верхней атмосферы как она обсуждается сейчас в мировой научной литературе была сформулирована в статье [Laštovička et al., 2008]. Однако, за десять лет до этого концепция с точно таким же названием “Оседание и охлаждение верхней атмосферы” была предложена группой российских ученых под руководством акад. Г.С. Голицина. Был проведен даже специальный семинар под таким же названием [Охлаждение и оседание, 1998] с приглашением нескольких иностранных гостей. Однако выяснилось, что предложенная концепция базировалась на ошибочных данных. Данные по температурным трендам, полученным на основании наблюдения атмосферных эмиссий [Golitsyn et al., 1996; Семенов, 1996] были сильно (почти на порядок) завышены. Данные измерений температуры на метеорологических ракетах, (банк которых в ЦАО Росгидромета был весьма обширен) [Kokin and Lysenko, 1994; Кокин и др., 1990], как оказалось позже, нельзя было использовать выше 50 км из-за того, что в разные периоды вносились различные поправки в исходные данные для получения величин T . Интерпретация полученных в работе [Гивишвили и Лещенко, 1993] трендов критической частоты слоя E была ошибочной, хотя сами тренды имели правильный знак (рост foE). В результате – концепция не была принята научной общественностью, и вопрос о трендах параметров верхней атмосферы и ионосферы в 90-х гг. многими известными учеными воспринимался скептически. Однако отдельные группы исследователей продолжали поиски массивов экспериментальных данных, которые позволили бы выделить долговременные тренды тех или иных параметров.

Здесь стоит пояснить само понятие “тренд”, которое будет часто использоваться в этой статье. Под трендом понимают долговременные и направленные в одну сторону изменения того или другого параметра за период, превосходящий длину одного (а лучше – двух из-за существования 22-летних вариаций) 11-летнего солнечного цикла. Иногда период, на котором выражен тренд, короче 11-ти лет, но зависимость от солнечной активности из данных уже устранена (такие примеры будут приводиться ниже). В этом случае систематическое изменение также рассматривается как тренд.

Взгляды на тренды некоторых параметров, а также их природу существенно менялись в течение последних 20-ти лет. Наиболее ярким примером (которым мы и ограничимся) может служить история с трендами серебристых облаков. Из-

вестно, что для образования серебристых облаков необходима низкая температура на высоте ~ 82 км и достаточное количество паров воды. В работах [Gadsden, 1997, 1998] была проанализирована частота и южная граница появления серебристых облаков согласно визуальным наблюдениям с поверхности Земли. Было получено, что оба параметра существенно возросли за 31 год наблюдений. Это явилось в середине 90-х гг. серьезной поддержкой концепции охлаждения мезосферы и роста в ней количества паров воды.

Однако детальный анализ данных наземных наблюдений [Kirkwood and Stebel, 2003] не подтвердил эти выводы и привел к заключению, что надежных трендов этих параметров нет. Одновременно серии ракетных измерений температуры верхней мезосферы авроральной области [Lubken, 2000] не дали никаких заметных изменений высотного профиля T за два десятилетия. Таким образом, серебристые облака выпали из списка параметров, подтверждающих охлаждение средней атмосферы.

Уже в новом тысячелетии было обнаружено, что явление РМС (полярные мезосферные облака), наблюдаемое со спутников, и явление NLC (серебристые облака), наблюдаемое с Земли, представляют собой одно и то же явление. Но РМС согласно надежным спутниковым измерениям демонстрируют положительный тренд частоты и южной границы их наблюдения [DeLand et al., 2007]. Казалось бы, то же должно быть справедливо и для NLC. Однако и более поздний анализ наземных наблюдений серебристых облаков [Kirkwood et al., 2008] не дал статистически значимых трендов их интенсивности или частоты появления. Согласно сегодняшним воззрениям [Laštovička, 2009] тренды РМС и NLC очень малы и могут даже иметь противоположные знаки за счет того, что области наземных визуальных наблюдений NLC и спутниковых наблюдений РМС не полностью совпадают в пространстве.

В этой статье мы рассмотрим концепцию охлаждения и оседания верхней атмосферы как она была сформулирована в исходной статье [Laštovička et al., 2008], опишем результаты подхода к анализу трендов ионосферных параметров, развиваемого автором, и затем опишем результаты последних лет, подтверждающие правильность указанной концепции, а также остановимся на некоторых проблемах, все еще остающихся нерешенными.

3. КОНЦЕПЦИЯ ОХЛАЖДЕНИЯ И ОСЕДАНИЯ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ

Концепция охлаждения и оседания верхней атмосферы как она была сформулирована в рабо-

те [Laštovička et al., 2008], базировалась на следующих группах данных:

- уменьшение температуры средней атмосферы;
- изменения характеристик самой нижней части ионосферы – области *D*;
- увеличение критической частоты ионосферного слоя *E*, f_oE ;
- уменьшение высоты этого слоя, hmE ;
- увеличение критической частоты ионосферного слоя *F1*;
- уменьшение плотности термосферного газа на высотах полетов спутников.

Схематически эти данные представлены на рис. 1, взятом из работы [Laštovička et al., 2008].

Рассмотрим эти данные подробнее. Данные о температуре средней атмосферы получают на основании различных типов наблюдений. Это – прямые измерения на метеорологических ракетах, лидарные измерения, наблюдения атмосферных эмиссий (прежде всего – OH), дистанционные спутниковые измерения. Первый детальный анализ всей совокупности этих измерений был представлен Бейгом [Beig, 2002]. Он показал, что, хотя имеются противоречия и несоответствия между отдельными группами данных, удается построить общую картину уменьшения температуры средней атмосферы на разных высотах. В более поздней работе большой группы авторов [Beig et al., 2003] были уточнены результаты, полученные ранее [Beig, 2002], и подтверждено существование систематического охлаждения атмосферного газа на высотах средней атмосферы. По сегодняшним представлениям уменьшение (отрицательный тренд) температуры в нижней и средней мезосфере составляет 2–3 К за десятилетие. В верхней мезосфере неопределенность больше, и оценки тренда дают минус 5–10 К за десятилетие. Вблизи мезопаузы по сегодняшним данным тренд близок к нулю, хотя вопрос нельзя пока считать окончательно закрытым. Например, измерения температуры вращательных полос гидроксидов (высота слоя эмиссии ~87 км) [Offermann et al., 2004] дают разные тренды в разные месяцы года.

Модельные расчеты трендов температуры мезосферы, впервые представленные в работе [Roble and Dickinson, 1989], дают уменьшение T на 10–15 К для случая удвоения количества CO_2 в атмосфере. И хотя проводить количественное сравнение в таком случае трудно (увеличение количества двуоксида углерода на данный момент составляет по различным оценкам менее 30% по сравнению с доиндустриальным уровнем 1985 г.), ясно, что качественно модель подтверждает охлаждение средней атмосферы, наблюдаемое экспериментально.

Тренды в нижней части ионосферы (области *D*) были детально рассмотрены в работах [Laštovička,

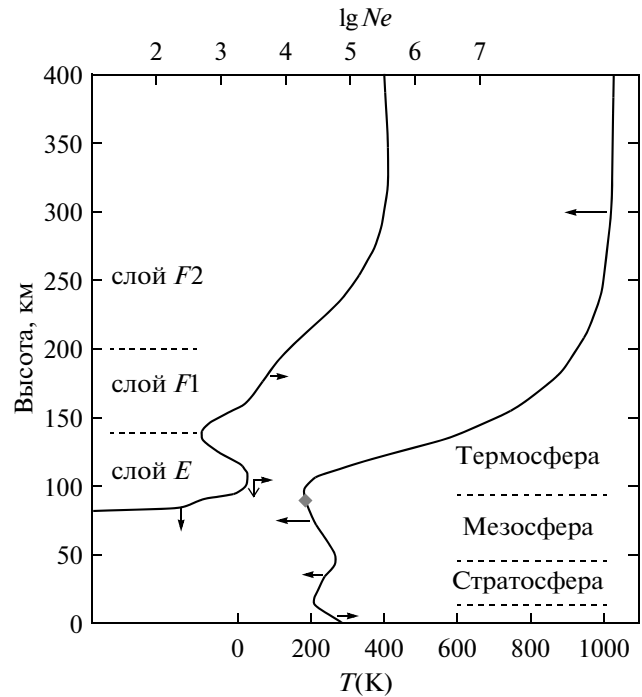


Рис. 1. Схема изменений в температуре и электронной концентрации согласно работе [Laštovička et al., 2008].

2001; Laštovička and Bremer, 2004]. Эти тренды выражаются в увеличении концентрации электронов на фиксированных высотах. Такое увеличение было получено и по наблюдениям отражения радиоволн на фиксированных частотах (первой была публикация [Taubenheim et al., 1990]), и при анализе наиболее надежных ракетных измерений Ne в области *D*. Такой анализ был выполнен автором [Danilov, 2000] на основании компиляции всех измерений методом распространения радиоволн на ракетах и австрийской группой авторов [Friedrich and Torkar, 2001] на основании анализа ракетных измерений только их группы тем же методом. Хотя амплитуды эффекта в этих публикациях были получены различными, качественно результаты совпали, указывая на рост электронной концентрации со временем на фиксированной высоте в интервале 70–85 км.

Причина наблюдаемого поведения области *D* со временем ясна в рамках рассматриваемой в данной работе концепции. Вертикальный профиль величины Ne в области *D* монотонно растет вверх. Сама величина электронной концентрации жестко привязана к плотности нейтральной атмосферы, поскольку определяется фотохимическими процессами с участием основных нейтральных компонент (N_2 и O_2). Таким образом, если происходит оседание атмосферы, вертикальный профиль Ne смещается вниз, и при этом очевидным образом на каждой фиксированной

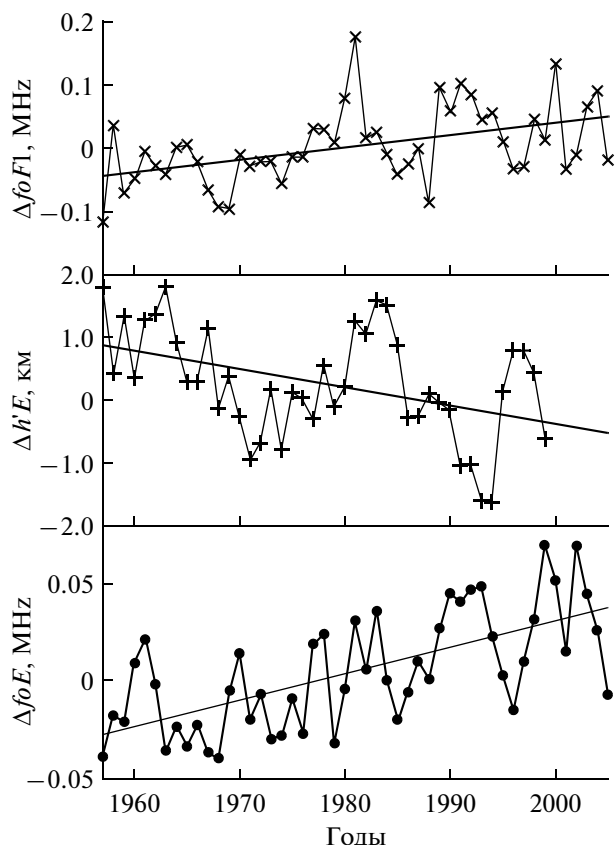


Рис. 2. Изменение со временем foE , $foF1$ и hmE согласно работе [Bremer, 2008].

высоте величина электронной концентрации повышается.

Первыми обнаружили положительный тренд критической частоты слоя E Гивишвили и Лещенко [1993] по данным ст. Москва. Позднее анализ трендов foE проводился многими авторами. Наиболее полное исследование трендов как критической частоты, так и высоты слоя E было проведено Бремером [Bremer, 2001] на основании данных 71-й станции глобальной ионосферной сети. Изменение foE со временем согласно работе [Bremer, 2001] приведено на рис. 2. Видно, что наблюдается хорошо выраженный и статистически значимый тренд foE , равный 0.013 МГц в год. Аналогичный анализ был выполнен в работе [Bremer, 2001] также для высоты слоя E , hmE , и критической частоты слоя $F1$, $foF1$. Оказалось, что слой E опускается (отрицательный тренд равен -0.029 км/год), а критическая частота слоя $F1$ растет (положительный тренд равен 0.0019 МГц в год).

Причина уменьшения foE лежит в изменении ионного состава области E . Проанализировав все имеющиеся ракетные измерения ионного состава в области E , Данилов и Смирнова [1997] получили, что наблюдается систематическое уменьшение отношения двух основных положительных

ионов — $[NO^+]/[O_2^+]$. Поскольку первый из них имеет коэффициент диссоциативной рекомбинации почти вдвое больший, чем второй, уменьшение указанного отношения неизбежно будет вести к уменьшению эффективного коэффициента рекомбинации и, следовательно, к росту Ne [Данилов и Смирнова, 1997]. Этот вопрос был подробно исследован в работе [Mikhailov, 2006a], который показал, что наблюдается количественное согласие между трендами $[NO^+]/[O_2^+]$, полученными в работе [Данилов и Смирнова, 1997], и трендами foE . В настоящее время приведенное объяснение увеличения foE является общепринятым [Laštovička et al., 2008; Bremer, 2001].

Поскольку указанное отношение концентраций двух ионов прямо пропорционально концентрации нейтральных молекул окиси азота, $[NO]$, уменьшение этого отношения означает отрицательный тренд количества NO в области D . К такому же выводу пришел Бейг [Beig, 2000] на основании модельных расчетов.

Процессы, определяющие количество окиси азота в нижней термосфере известны. Молекулы NO образуются в результате ионной фотохимии на высотах 100–200 км и затем (поскольку время их фотохимической жизни больше, чем время жизни относительно динамических процессов) переносятся вниз на высоты области D , где они гибнут в результате фотохимических реакций. Следовательно, уменьшение $[NO]$ в области E является признаком усиления вертикального транспорта вниз (за счет среднемассового переноса и/или турбулентной диффузии). Но таким же образом ведет себя и атомный кислород. Он образуется в результате фотодиссоциации молекул O_2 и сносится вниз на высоты 90–100 км, где гибнет в реакциях рекомбинации трех тел. Значит, усиление переноса вниз должно усиливать “откачку” атомов кислорода из термосферы в верхнюю мезосферу и, таким образом, приводить к обеднению термосферы атомами O . Это обстоятельство позволило автору этих строк предположить [Danilov, 2005], что уменьшение критической частоты слоя $F2$ (подробнее см. ниже) может быть связано именно с уменьшением $[O]$ из-за описанного процесса. Этот механизм возможного объяснения отрицательных трендов $foF2$ и сейчас упоминается в числе возможных объяснений трендов слоя $F2$ (см. [Laštovička et al., 2008]).

Считается, что тренд высоты слоя E связан с общим оседанием нижней термосферы [Laštovička, 2009]. Что касается положительного тренда критической частоты $foF1$, то известно, что этот слой тесно связан с нейтральным составом атмосферы. Уменьшение температуры вследствие охлаждения должно по барометрическому закону приводить к росту отношения $[O]/[N_2]$, а величина электрон-

ной концентрации в условиях фотохимического равновесия прямо пропорциональна этому отношению.

Последний по порядку, но не по важности, экспериментальный факт в пользу концепции охлаждения и оседания верхней атмосферы состоит в следующем. Три группы исследователей изучали тренды плотности атмосферы по изменению торможения спутников [Keating et al., 2000; Markos et al., 2005; Emmert et al., 2004]. Результаты этих исследований приведены на рис. 3, взятом из статьи [Laštovička et al., 2008]. На этом же рисунке приведены результаты теоретического моделирования ожидаемого уменьшения плотности согласно различным моделям [Roble and Dickinson, 1989; Rishbeth and Roble, 1992; Akmaev et al., 2006].

Из рисунка 3 следует несколько выводов. Во-первых, видно, что все спутниковые данные указывают на уменьшение (отрицательный тренд) плотности термосферы примерно одного порядка величины (несколько процентов за десятилетие). Во-вторых, согласно данным [Emmert et al., 2004] наблюдается зависимость тренда плотности от солнечной активности. При средней и высокой активности ($F10.7 \sim 100\text{--}220$) тренды составляют минус 2–3% за десятилетие, опускаясь до минус 7% за десятилетие в минимуме солнечной активности ($F10.7 \sim 70$). В-третьих, все три модельные оценки близки на графике к экспериментальным результатам и, таким образом, качественно подтверждают концепцию уменьшения плотности верхней атмосферы. А это уменьшение неизбежно должно существовать, если справедлива концепция охлаждения и оседания верхней атмосферы. В-четвертых, согласие модельных и экспериментальных результатов на рис. 3 лишь качественное, поскольку модельные оценки сделаны для удвоения CO_2 по сравнению с базовым значением (существовавшим в атмосфере в 1985 г.), тогда как реальное возрастание пока еще составляет менее 30%. Таким образом, сопоставление спутниковых и модельных данных в данном случае показывает, что процесс идет быстрее, чем ожидается по модельным оценкам.

Таким образом, совокупность приведенных в данном параграфе экспериментальных данных, находящих свое объяснение в рамках предположения об охлаждении и оседании средней и верхней атмосферы, позволила Ластовичке и др. [Laštovička et al., 2008] сформулировать описываемую в данной работе концепцию. О том, какие новые данные появились в пользу этой концепции в последние 4 года, будет говориться в разделе 5. В следующем разделе мы рассмотрим проблему нахождения трендов параметров слоя $F2$ и подходов к этой проблеме, предложенных автором данной работы.

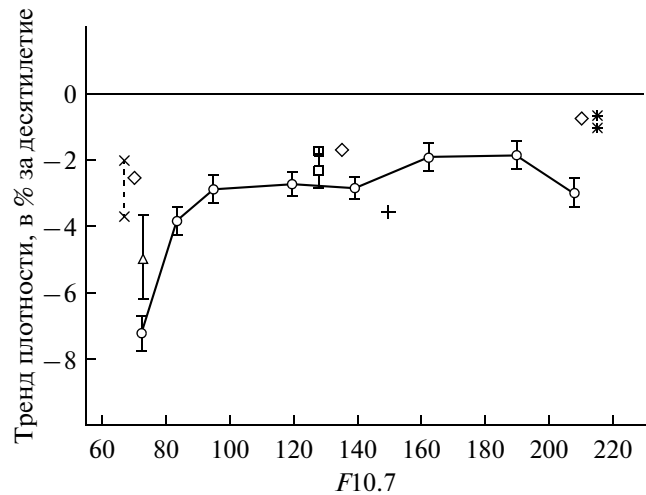


Рис. 3. Изменение плотности термосферы при различных уровнях солнечной активности согласно экспериментальным данным (треугольники — Keating et al. [2000], 360 км; кружки — Emmert et al. [2004], 530 км; квадраты — Markos et al. [2005], 390 км) и теоретическим моделям (косые кресты — Roble and Dickinson [1989], 400 км; звездочки — Rishbeth and Roble [1992], 400 км; прямые кресты — Akmaev et al. [2006], 200 км; ромбы — Qian et al. [2009], 400 км) из работы [Laštovička, 2009].

4. ТРЕНДЫ ПАРАМЕТРОВ СЛОЯ $F2$

На первый взгляд, очевидно, что изменения температуры и плотности термосферы, происходящие из-за общего охлаждения и оседания всей атмосферы в целом, не могут не отразиться на поведении двух важнейших ионосферных параметров — критической частоты $foF2$ и высоты максимума $hmF2$ слоя $F2$. Первые оценки в работах [Rishbeth and Roble, 1992; Rishbeth, 1990] привели к выводу, что при охлаждении и оседании термосферы практически не следует ожидать изменений $foF2$, поскольку слой $F2$ как бы “плавает” на уровне определенной плотности, и определяющие $NmF2$ аэрономические параметры остаются почти неизменными. Более существенными ожидалось по той же причине изменения величины $hmF2$.

Однако указанные выше оценки фактически учитывали только эффекты в $foF2$ и $hmF2$, вызванные охлаждением и оседанием атмосферы. На самом деле, при этом должна меняться вся картина циркуляции в верхней атмосфере. Область F весьма чувствительна к динамическим процессам (прежде всего — вертикальным дрейфам плазмы, вызываемым горизонтальными ветрами). Яркие примеры этого мы видим во время ионосферных бурь, когда появляются буревая циркуляция и вертикальные потоки (upwelling и downwelling), приводящие к сильным изменениям всего глобального распределения $foF2$ и $hmF2$ (см. например, [Danilov, 2001; Qian et al., 2009]).

Изменения системы горизонтальных ветров должны сильно влиять на параметры слоя $F2$ и могут приводить к гораздо большим изменениям (трендам), чем ожидается только за счет охлаждения и оседания атмосферы.

Расчеты по модели NCAR TIE-GSM [Qian et al., 2009] предсказывают уменьшение электронной концентрации в максимуме слоя $F2$ и верхней части области F на средних широтах северного полушария на $\sim 10\%$ в период минимума солнечной активности. В период максимальной солнечной активности это уменьшение должно быть меньше, и составлять всего несколько процентов. Напомним, что, как и в других теоретических моделях, расчеты делаются для случая удвоения количества CO_2 (предположительно -2100 г.).

Несколько групп авторов (см., например, [Beneze et al., 1998; Ulich and Turunen, 1997; Marin et al., 2001; Upadhyay and Mahajan, 1998]) пытались определить тренды параметров слоя $F2$ на основании данных вертикального зондирования на различных ионосферных станциях. Наиболее полное исследование было опубликовано в 1998 г. [Bremer, 1998] на основании анализа наблюдений на 31-ой ионосферной станции Европейского региона. Важным результатом этой работы было установление факта, что тренды как $foF2$, так и $hmF2$ противоположны по знаку для станций западнее и восточнее меридиана 30°E .

Поскольку высказывались предположения, что тренд параметров слоя $F2$ может быть вызван не изменениями в атмосфере, а вековыми колебаниями геомагнитной активности [Mikhailov, 2002; Mikhailov and de la Morena, 2003; Mikhailov, 2006b], автором был предложен метод определения “негеомагнитных” трендов, т.е. трендов, свободных от влияния изменения геомагнитной активности [Данилов, 2002; Danilov, 2002]. Результаты применения этого метода к данным 21-ой ионосферной станции [Danilov, 2003] дали отрицательный тренд $foF2$, равный -0.012 МГц в год со среднеквадратической ошибкой σ , равной 0.004 МГц в год. Применение этого же метода к анализу 17-ти ионосферных станций, для которых имелись данные по $hmF2$, позволило получить [Danilov, 2006] положительный относительный тренд высоты максимума слоя $F2$, равный 0.0011 в год, при $\sigma = 0.0005$. При средней высоте максимума слоя, равной 300 км, это соответствует росту $hmF2$ на 0.33 км в год.

Группой исследователей под руководством Ластовички [Laštovička et al., 2006], был проведен коллективный эксперимент по определению трендов $foF2$ разными методами на основании одного и того же массива исходных данных (ст. Юлиусру, 1977–1997 гг.). Результаты этого эксперимента дали в целом согласующиеся результаты (подробнее см. в работе [Laštovička et al., 2006]).

Был получен средний отрицательный тренд $foF2$, равный 0.1 МГц за десятилетие. Автор, участвовавший в эксперименте с указанным выше методом определения “негеомагнитного” тренда [Данилов, 2002; Danilov, 2002], получил тренд $foF2$, равный -0.08 МГц за десятилетие, что близко к средней величине, полученной в эксперименте.

Близкое значение отрицательного тренда $foF2$, было получено принципиально иным методом – методом искусственных нейронных сетей [Yue et al., 2006]. Проанализировав данные 14-ти станций Азиатско-Тихоокеанского региона, авторы указанной работы получили отрицательный тренд для 12-ти из них. Средняя величина тренда $foF2$ по этим 12-ти станциям оказалась равной -0.05 МГц за десятилетие, что не противоречит результатам [Laštovička et al., 2006].

В серии работ автора [Данилов, 2007; Danilov, 2008a, b; Данилов и Ванина-Дарт, 2008a, б; 2009] была развита концепция, согласно которой представляют большой интерес тренды отношения величин $foF2$ для различных моментов времени – днем (когда электронная концентрация в максимуме слоя $F2$ определяется в основном фотохимическими процессами, а вклад динамических процессов мал) и ночью (когда велико влияние на $foF2$ именно динамических процессов). В качестве таких моментов были выбраны $14:00$ LT и $02:00$ LT соответственно [Данилов, 2007; Danilov, 2008a]. В более поздних публикациях (см. ниже) был рассмотрен также момент $T(\text{зах} + 2 \text{ ч})$ – через два часа после захода Солнца.

В работах [Данилов, 2007; Danilov, 2008a] было проанализировано изменение со временем отношения $foF2(02)/foF2(14)$ в общей сложности по данным 43-х станций. Было показано, во-первых, что наблюдаются как положительные, так и отрицательные тренды этого отношения и, во-вторых, что и те, и другие начинают проявляться в данных вертикального зондирования около 1980 г., который условно был назван “граничной датой”. Пример изменения $foF2(02)/foF2(14)$ со временем для двух станций (положительный и отрицательный тренды) приведен на рис. 4. Видно, что, несмотря на разброс точек, и положительный, и отрицательный тренды после примерно 1980 г. хорошо выражены и статистически значимы. Величины R^2 здесь и на следующих рисунках представляют собой коэффициент определенности, который позволяет легко определить при приведенном на рисунке количестве точек статистическую значимость полученных трендов по критерию Фишера.

Анализ трендов величины $foF2(02)/foF2(14)$ показал также, что знак тренда связан со знаком магнитного склонения D . В северном полушарии тренды отрицательны при восточном склонении (E) и положительны – при западном (W). В юж-

ном полушарии наблюдается обратная картина. Карта глобального распределения полученных трендов согласно одной из работ автора [Danilov, 2008a] показана на рис. 5. Указанный факт говорит о том (за деталями мы отсылаем читателя к указанным выше публикациям), что тренды отношения $foF2(02)/foF2(14)$ вызваны трендом зонального ветра в термосфере, а именно – усилением ветра на восток.

Указанные работы автора явились началом серии публикаций (см. [Данилов и Ванина-Дарт, 2008б, 2009; 2010а, б, в; Danilov, 2009, 2011]), в которых развивается идея о том, что тренды различных комбинаций параметров ионосферного слоя $F2$ могут служить индикатором трендов термосферной динамики. Дело в том, что данные о ветрах в термосфере (которые и вызывают дрейф слоя $F2$ и соответствующие изменения его параметров) весьма скудны. Ластовичка и др. [Laštovička et al., 2008; Laštovička, 2009] относят термосферные ветры к группе параметров, которые из-за отсутствия надежной информации не могут быть включены в число параметров, согласующихся с концепцией охлаждения и оседания верхней атмосферы. Экспериментальные данные по этому вопросу скудны и противоречивы (см., например, [Merzlyakov et al., 2009; Bremer et al., 1997; Jacobi, 2005]). В то же время, из самых общих соображений очевидно, что указанное выше охлаждение и оседание средней и верхней атмосферы не может не привести к существенному перераспределению факторов, генерирующих ветры в мезосфере и термосфере и, следовательно, к заметным изменениям самих ветров.

Обсуждение всей серии работ автора по анализу различных комбинаций параметров слоя $F2$ для выявления характеристик трендов атмосферной динамики выходит за рамки данного обзора. Мы отсылаем читателей к наиболее полному описанию этих результатов в работах [Данилов и Ванина-Дарт, 2010б; Danilov, 2010]. Отметим только, что для анализа использовались коэффициенты корреляции между ночными (02:00 LT) и дневными (14:00 LT) величинами $foF2$, $R(foF2)$, разброс величин $hmF2$ относительно зависимости от индекса солнечной активности $F10.7$, изменение отношения $foF2(зах + 2)/foF2(14)$.

Поскольку основным передаточным звеном в механизме влияния изменений ветрового режима на электронную концентрацию в слое $F2$ служит высота максимума слоя, $hmF2$, следует ожидать, что она должна реагировать на изменения ветрового режима термосферы. Выше уже указывалось, что автором [Danilov, 2008a, b; Данилов и Ванина-Дарт, 2008a] было получено, что после некоторой “граничной даты” (1980 г. плюс-минус 2–3 года) происходят систематические изменения параметров $foF2(ночь)/foF2(день)$ и $R(foF2)$ вплоть до

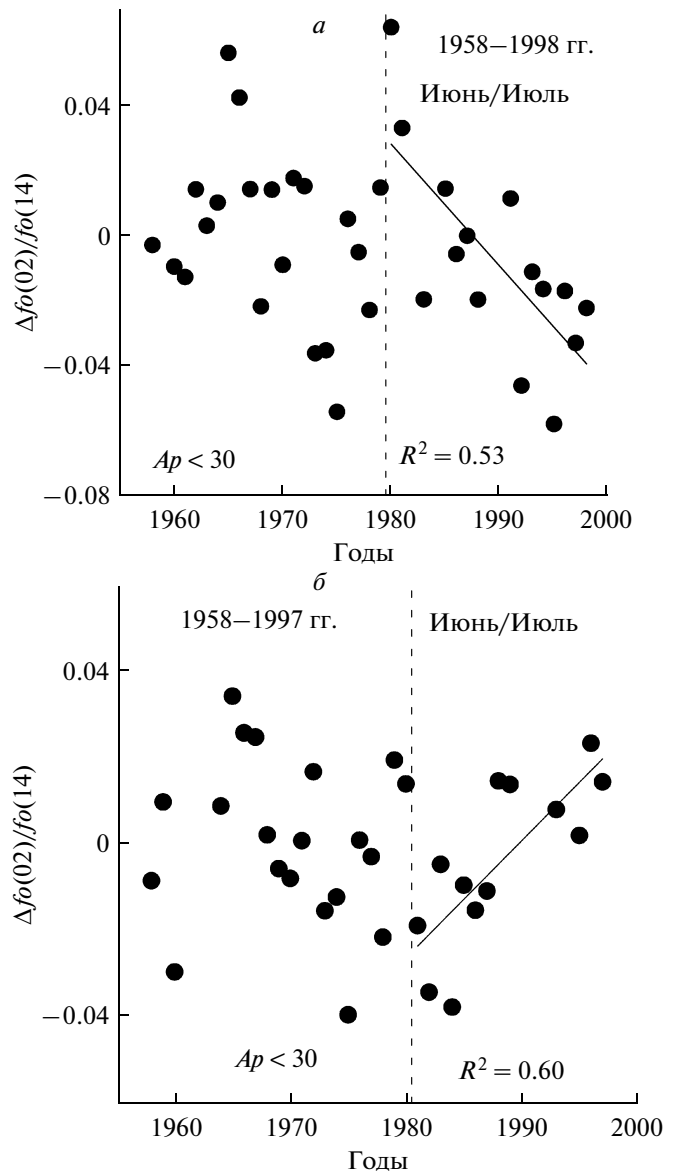


Рис. 4. Изменение отношения $foF2(02)/foF2(14)$ со временем для станций Ленинград (а) и Пуатье (б) согласно работе [Данилов и Ванина-Дарт, 2010б].

конца 90-х гг. (до конца имеющегося ряда данных). Если это так, то величина $hmF2$ должна по-разному вести себя в первые годы рассматриваемого в указанных работах массива данных (конец 50-х–начало 60-х гг. прошлого века) и в конце этого интервала (90-е гг.).

Была сделана попытка [Данилов и Ванина-Дарт, 2009; Danilov, 2009] проверить это утверждение. Было проанализировано изменение не самой величины $hmF2$ от 60-х к 90-м гг., а степени ее изменчивости в одинаковых условиях – среднеквадратическое отклонение σ , которое для наглядности было обозначено как $S(hmF2)$.

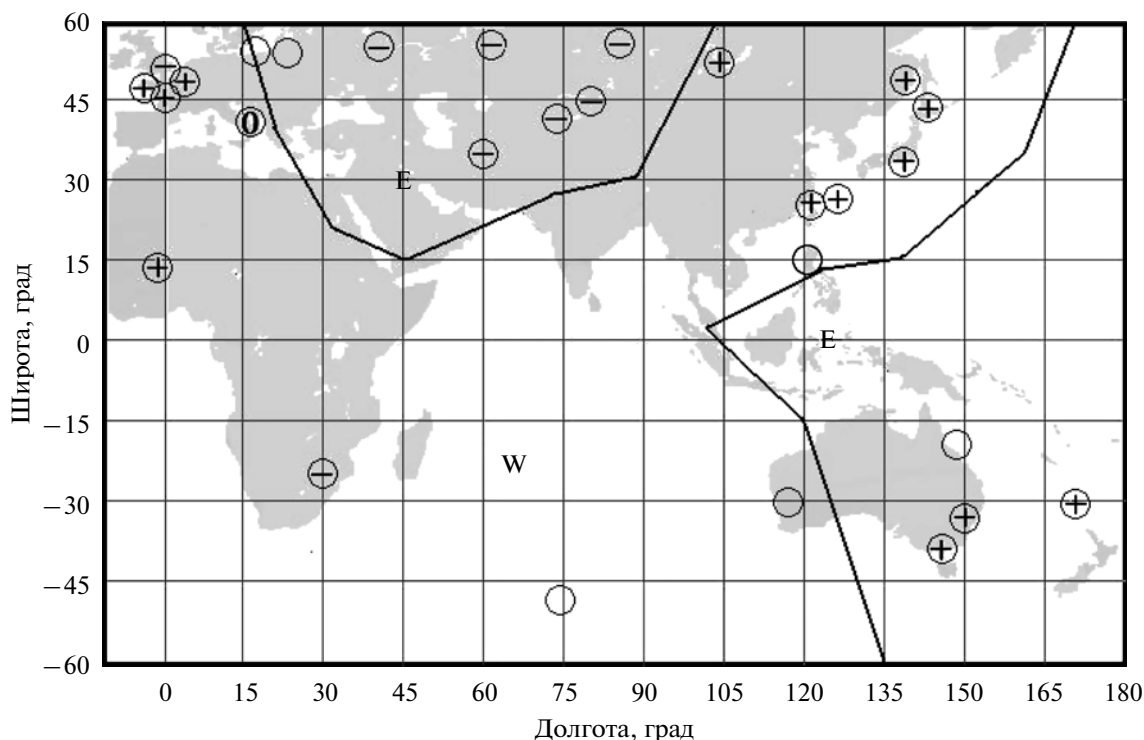


Рис. 5. Карта размещения станций с положительными и отрицательными трендами величины $foF2(02)/foF2(14)$ из работы [Danilov, 2008a].

Были использованы данные медианных измерений $hmF2$ на каждой рассматриваемой станции, приведенные в банках международных центров геофизических данных. Как известно, величина $hmF2$ зависит от уровня солнечной активности, поэтому просто искать $S(hmF2)$, скажем, для данного месяца и часа LT было бы бессмысленно. Мы получили бы большую величину $S(hmF2)$, отражающую сильное изменение $hmF2$ при изменении солнечной активности. Поэтому в работах [Данилов и Ванина-Дарт, 2009; Danilov, 2009] для выбранного массива данных строилась зависимость $hmF2$ от индекса солнечной активности $F10.7$. И рассматривалось среднее квадратичное (стандартное) отклонение величин $hmF2$ от этой зависимости σ , которое и принималось за искомую величину $S(hmF2)$. Если брать годы в разных участках всего анализируемого периода, то можно составить представление о том, меняется или нет величина $S(hmF2)$ со временем в течение последних десятилетий.

Пример такого рода анализа для ст. Москва и Ашхабад приведен на рис. 6 из работы [Данилов и Ванина-Дарт, 2009]. Весь период 1957–1999 гг. для которого имелись данные по $hmF2$, был разделен примерно пополам: 1957–1979 и 1980–1999 гг. Причина такого деления связана с тем, что, как уже указывалось выше, для параметров $foF2$ (ночь)/

$foF2$ (день) и $R(foF2)$ было найдено начало систематических изменений (трендов) около 1980 г.

На рисунке 6 точки и кресты представляют собой реальные значения медиан $hmF2$ для месяца марта и момента времени 02:00 LT для первого и второго из указанных выше периодов соответственно. Сплошная и штриховая линии представляют собой линейные аппроксимации зависимости $hmF2$ от $F10.7$ для точек и крестов соответственно. Собственно величина стандартного отклонения и рассчитывается программой для всех точек относительно сплошной линии и для всех крестов – относительно штриховой.

Даже без рассмотрения величин $S(hmF2)$, даваемых программой, при одном взгляде на рис. 6 видно, что характер разброса точек относительно аппроксимирующей линии резко отличается для 1957–1979 и 1980–1999 гг. В последнем случае этот разброс намного больше, чем в первом, для обоих рассмотренных на рисунке станций. Величины $S(hmF2)$ подтверждают количественно то, что видит глаз: разброс $hmF2$ для ст. Москва равен 11 и 18 км для более раннего и более позднего периодов соответственно.

Оказалось [Данилов и Ванина-Дарт, 2009; Danilov, 2009], что для всех исследованных среднеширотных станций найденная зависимость подтверждается: величина $S(hmF2)$ для периода по-

сле 1980 г. заметно больше, чем для периода до 1980 г.

Таким образом, полученные в работах [Данилов и Ванина-Дарт, 2009; Danilov, 2009] результаты указывают на то, что разброс величин $hmF2$, характеризуемый параметром $S(hmF2)$, существенно возрос за период с 1950-х по 1990-е гг. Этот результат очень важен для развиваемой автором концепции (см. выше) о том, что наблюдаемые тренды параметров $foF2(\text{ночь})/foF2(\text{день})$ и $R(foF2)$ вызваны изменениями в течение последних десятилетий системы термосферных ветров. При этом указанные изменения могут быть как односторонне направленными (например, систематическое усиление меридионального ветра к полюсу), так и имеющими колебательный характер (например, более частая смена направления зонального или меридионального ветра на противоположное). Подобные изменения параметров глобальной циркуляции могут происходить вследствие изменений температурного режима термосферы и средней атмосферы, происходящих из-за увеличения в атмосфере количества парниковых газов (см. [Laštovička et al., 2008; Laštovička, 2009]).

Следует подчеркнуть, что обнаруженное сильное увеличение разброса величин $hmF2$ к 90-м гг. может объяснить трудности, с которыми встретились исследователи при попытках выделить долговременные тренды $hmF2$ за период 50-х–90-х гг. (см, например, [Ulich and Turunen, 1997; Marin et al., 2001; Bremer, 1998]).

Здесь следует отметить, что предложенные автором методы получения информации о динамике термосферы на основании анализа данных об $foF2$ и $hmF2$ основаны на двух принципах. Первый – термосферный ветер определяет высоту максимума слоя $F2$, $hmF2$, поэтому долговременные тренды этой высоты являются индикатором изменения термосферных ветров. Второй – в разные моменты суток величина максимальной электронной концентрации в слое $F2$ (и, следовательно, величина $foF2$) в разной степени зависят от горизонтального ветра в термосфере. В дневных условиях электронная концентрация определяется, главным образом, фотохимическими процессами, а вклад динамических процессов мал. По мере ослабления ионизации солнечным излучением (вечер, ночь) роль динамических процессов резко возрастает, и они становятся определяющим фактором изменения Ne и $foF2$.

Данилов и Ванина-Дарт [2010a] предприняли попытку проанализировать изменение отношения $foF2$ не для двух фиксированных моментов местного времени, как это было сделано в предыдущих работах (см. выше), а для $LT = 14:00$ и одного из моментов после захода Солнца, $T(\text{зах})$. Первый момент соответствовал характерным дневным условиям. Второй момент, $(T(\text{зах}) + 2 \text{ ч})$

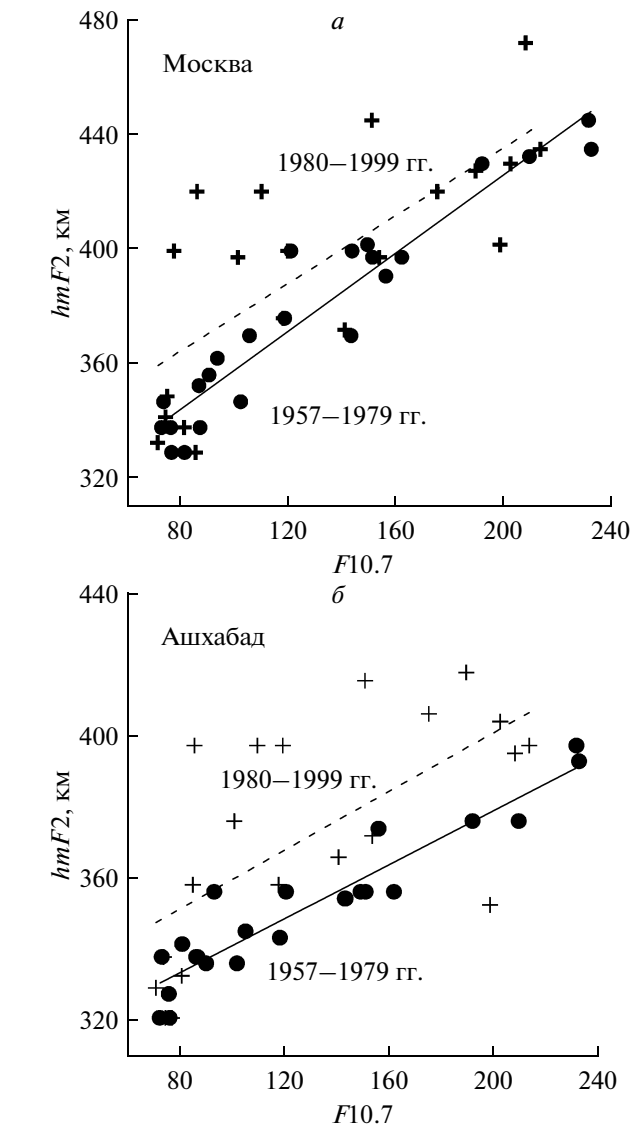


Рис. 6. Изменение со временем величины $hmF2$ для станций Москва (а) и Ашхабад (б) согласно работе [Данилов и Ванина-Дарт, 2010б]. Точки и сплошная прямая относятся к 1957–1979 гг., а кресты и штриховая прямая – к 1980–1999 гг.

был выбран из следующих соображений. Согласно Ришбету [Rishbeth, 1998] вклад в $foF2$ вертикального дрейфа, вызванного ветром, должен быть максимален именно в послезаходный период через один-два часа после захода Солнца. Были проверены пробные расчеты также для момента $(T(\text{зах}) + 1 \text{ ч})$ [Данилов и Ванина-Дарт, 2010a]. Они дали практически те же результаты, что и расчета для $(T(\text{зах}) + 2 \text{ ч})$.

Рассматривалось отношение величины $foF2(\text{зах} + 2)$ к величине $foF2(14)$. Как и в случае анализа величин $foF2(\text{ночь})/foF2(\text{день})$, для устранения эффектов солнечной активности строились зависимости величины $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$ от

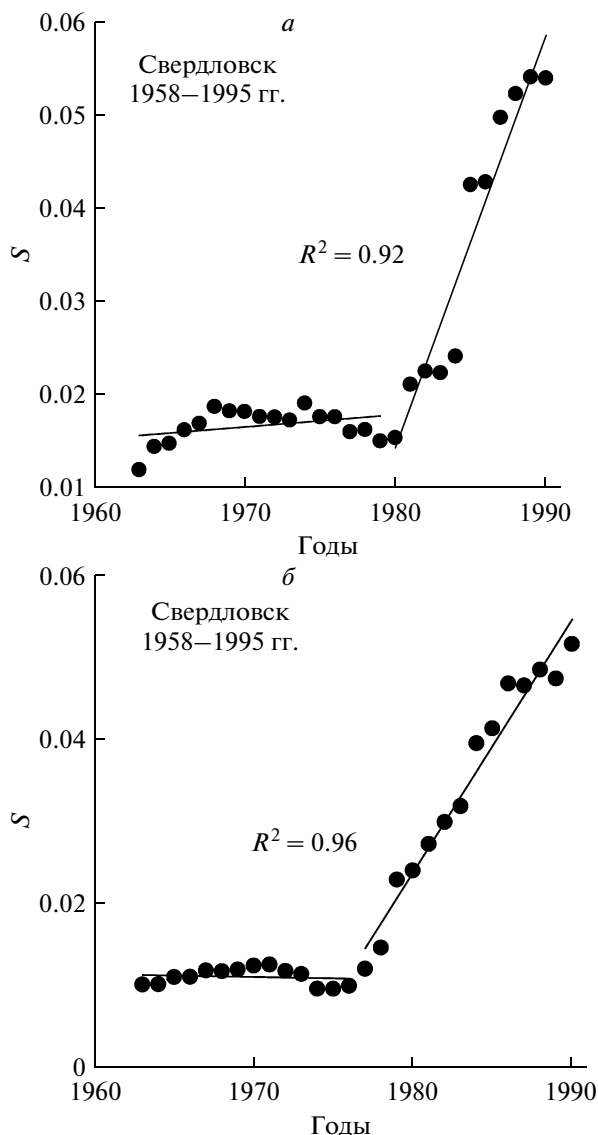


Рис. 7. Зависимость величины S от времени для ст. Свердловск в январе–феврале (а) и июне–июле (б) согласно работе [Данилов и Ванина-Дарт, 2010а].

индекса солнечной активности $F10.7$. Существенно, что при построении этих зависимостей брались данные по $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$ с начала наблюдений на данной станции (в большинстве случаев — 1958 г.), но только до 1979 г. Это делалось потому, что ранее автором было найдено (см. выше), что примерно после 1980 г. начинается систематическое изменение $foF2(\text{ночь})/foF2(\text{день})$ со временем (тренд), которое мы как раз и ищем в поведении величин $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$. Зависимость отношения $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$ от $F10.7$ оказалась очень четко выражена. Это, во-первых, является дополнительным аргументом правильности выбора моментов времени и, во-вторых, повышает надежность устранения эффекта зависимости от солнечной активности.

Вычислялось среднеквадратическое отклонение S величины $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$ от аппроксимации зависимости от $F10.7$, для скользящих 11-летних интервалов (1958–1968, 1959–1969 гг. и т.д.), причем полученные значения относились к середине интервала (1963, 1964 гг. и т.д.). Вычислялся коэффициент определенности R^2 (см. выше), который позволяет судить о том, насколько статистически значимы тренды стандартного отклонения величины $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$, полученные для периода после “граничной даты”.

Примеры изменения величины S со временем для двух сезонов на ст. Свердловск приведены на рис. 7 из работы [Данилов и Ванина-Дарт, 2010а]. Этот рисунок представляет собой пример картины, близкой к “идеальной”. На первом временном этапе (до “граничной даты”) величина S мала и практически постоянна (нет выраженного хода S со временем). Это естественно, поскольку именно для этого периода строилась “модель” — зависимость $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$ от $F10.7$. После “граничной даты” наблюдается хорошо выраженный рост S со временем (положительный тренд). Не для всех станций картина выглядит такой же идеальной, как на рис. 7, однако в среднем величины S для периода после 1980 г. заметно (и статистически значимо) выше, чем для периода до 1980 г. Таким образом, в работе [Данилов и Ванина-Дарт, 2010а] было получено, что наблюдается тренд стандартного отклонения S величины $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$: после “граничной даты” величина S растет со временем.

Рассмотрим выводы, следующие из приведенного факта. Он подтверждает, то обстоятельство, что около 1980 г. (плюс-минус 2–3 г.) происходит некое изменение в режиме ионосферы — после этой “граничной даты” наблюдаются тренды ее параметров. Это обстоятельство уже отмечалось выше при описании поведения отношения $foF2(\text{ночь})/foF2(\text{день})$ и стандартного отклонения высоты слоя $F2$, $hmF2$.

В силу выбора моментов, взятых для сравнения $foF2$, естественно считать, что разброс S отношения $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$ отражает поведение вертикального дрейфа, индуцированного горизонтальными ветрами в термосфере. Данилов и Ванина-Дарт [2010а] интерпретировали полученные результаты следующим образом. После граничной даты систематически изменяется ветровой режим в термосфере. Это изменение может, в принципе, происходить несколькими способами. Возможно систематическое увеличение скорости ветра. Возможно ее систематическое уменьшение. Возможно усиление изменчивости ветра — увеличение числа переходов от данного направления к противоположному. Во всех этих случаях величина S должна возрастать. Полученный результат подтверждает результаты, описан-

ные выше и основанные на анализе изменчивости высоты слоя $F2$. В большинстве случаев параметр $S(hmF2)$, представляющий собой меру этой изменчивости, увеличивался в 1.5–2 раза при переходе от 50–60-х гг. к 90-м.

Неизбежен вопрос о том, почему систематические изменения всех проанализированных параметров начинаются около 1980 г. Ответа на этот вопрос пока нет. Однако следует отметить, что в различных публикациях встречаются указания на изменения параметров ионосферы и термосферы, начиная с 70-х гг. Эммерт и др. [Emmert et al., 2001] обнаружили систематические изменения параметров термосферных ветров в течение предыдущих десятилетий на основе измерений прибором WINDII. Портнягин и др. [Portnyagin et al., 2006] нашли изменения в преобладающем ветре в 80-е гг. В работе [Mikhailov, 2006b] было найдено, что после примерно 1972 г. (в отличие от 40–60-х гг.) изменение со временем $hmF2$ нельзя описать долговременными вариациями геомагнитной активности. Михайлов [Mikhailov, 2006b] объяснил изменение в поведении со временем величины $hmF2$ ростом количества парниковых газов в атмосфере. В работе [Bremer, 2006] были обнаружены изменения трендов ионосферных слоев $F1$ и E около 1979 г. Стоит напомнить также, что заметное уменьшение количества стратосферного озона (включая весеннее понижение в Антарктике) началось в начале 80-х гг. Наконец, ниже будет приведено недавнее подтверждение изменения трендов около 1980 г. согласно данным некогерентного рассеяния.

В работе [Данилов и Ванина-Дарт, 2010б] был проведен анализ величин $hmF2$ для того же момента ($T(\text{зах}) + 2$ ч), который рассматривался выше. Анализ удалось провести лишь для ряда среднеширотных станций (высокоширотные и приэкваториальные станции не рассматривались). Данные по $hmF2$ значительно хуже представлены в международных банках данных (встречаются неправильный формат, пропуски целых периодов и т. д.), поэтому выбор станций, покрывающих непрерывными данными весь интересующий период с 1958 г. по вторую половину 90-х гг., невелик.

Анализ проводился тем же методом, что и для других параметров слоя $F2$, описанных выше. Строилась зависимость величины $hmF2(\text{зах} + 2)$ от $F10.7$ и анализировался временной ход сглаженной за 11-летние периоды величины $\Delta hmF2(\text{зах} + 2)$ для двух периодов года – январь–февраль и июнь–июль. Примеры полученных зависимостей от времени величины $\Delta hmF2(\text{зах} + 2)$ приведены на рис. 8. Как видно из этого рисунка, наблюдается, как и в случае других параметров слоя $F2$, рассмотренных выше, хорошо выраженный систематический ход со временем после “граничной даты”. Итог рассмотрения этого хода

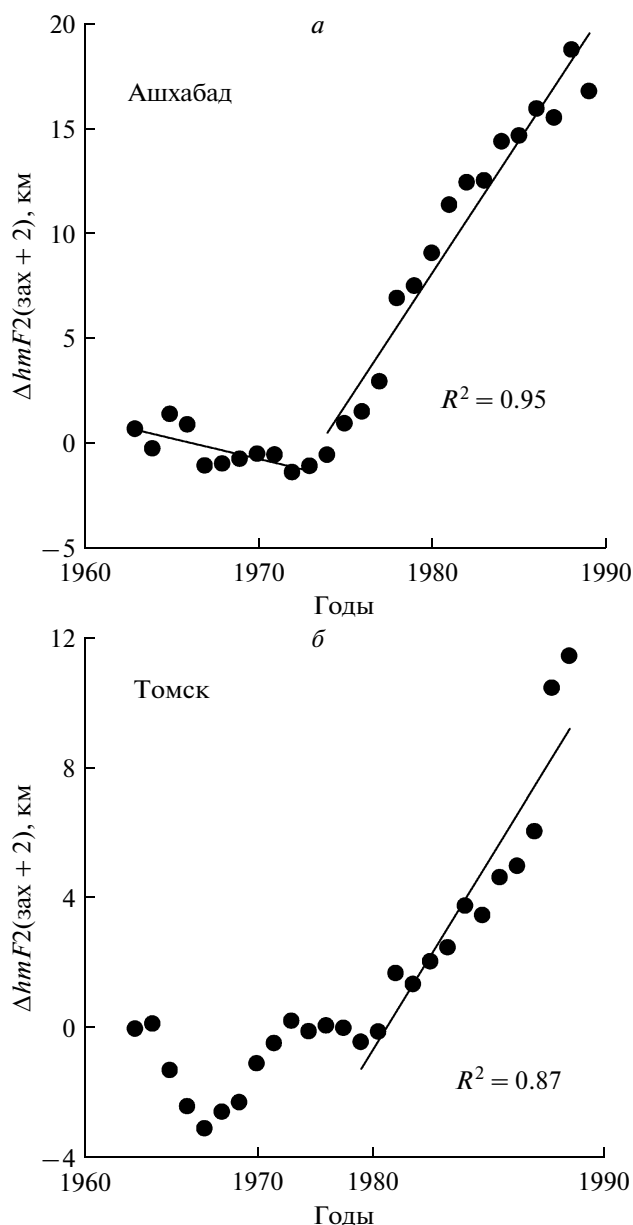


Рис. 8. Зависимость величины $hmF2(\text{зах} + 2)$ от солнечной активности для Ашхабада (а, июнь–июль) и Томска (б, январь–февраль) согласно работе [Данилов и Ванина-Дарт, 2010б].

(наклон аппроксимирующей линии k после 1980 г.) для всех проанализированных станций приведен в табл. 1.

Легко видеть, что использованный метод аналогичен методу, неоднократно использовавшемуся для поисков трендов $hmF2$ (см, например, [Bremer, 1998]). Отличие (но очень важное!) состоит лишь в том, что ранее брались величины $hmF2$ для фиксированных моментов LT, и данные усреднялись по суткам и месяцам года. В данном же случае рассматривается не формальный момент времени (о котором природа ничего не зна-

Таблица 1. Тренды k и коэффициент надежности R^2 величины $hmF2(\text{зах} + 2)$

Станция	январь/февраль		июнь/июль	
	k	R^2	k	R^2
Ашхабад	+0.8	0.70	+1.3	0.95
Боулдер	-1.0	0.56	-1.6	0.88
Вакканаи	-0.6	0.94	-1.1	0.92
Иркутск	+0.7	0.98	+0.6	0.87
Калининград	-0.7	0.85	-1.6	0.95
Кокобунжи	-0.7	0.88	-2.4	0.97
Москва	+2.3	0.89	+1.6	0.93
Свердловск	+1.3	0.97	+0.3	0.89
Слау	+0.5	0.84	+0.3	0.63
Ташкент	+0.3	0.66	-2.0	0.95
Томск	+0.9	0.87	+0.6	0.90
Хабаровск	+0.5	0.52	-0.4	0.49
Хобарт	+1.1	0.83	+1.8	0.90
Чанг-Ли	+0.4	0.55	-0.9	0.91
Юлиусру	-1.6	0.74	-0.5	0.89

Таблица 2. Тренды $hmF2$ в км/год

Станция	январь/февраль k	Danilov [2006]	Bremer [1998]
Ашхабад	+0.8	+0.64	+0.73
Боулдер	-1.0	+0.41	-
Калининград	-0.7	-	+0.16
Москва	+2.3	+0.57	+0.84
Свердловск	+1.3	+0.52	+0.44
Слау	+0.5	-	+0.29
Томск	+0.9	+0.24	+0.14
Хабаровск	+0.5	+0.35	-
Юлиусру	-1.6	-0.24	-0.19

ет), а момент, связанный с конкретным физически процессом — заходом Солнца. Кроме того, летние и зимние данные рассматривались отдельно. Как видно из рис. 8 и табл. 1, во всех случаях наблюдается хорошо выраженный и статистически значимый тренд $hmF2$ после “граничной даты”. Видно также, что наблюдаются как положительные (рост $hmF2(\text{зах} + 2)$), так и отрицательные (падение $hmF2(\text{зах} + 2)$) тренды.

Обсудим этот факт подробнее. Итак, получены тренды $hmF2$ разного знака для разных ионосферных станций. На первый взгляд, неизбежно предположение, что в разных географических областях изменения ветров могут происходить в противоположном направлении. Однако следует

помнить, что величина $hmF2(\text{зах} + 2)$ реагирует на изменение вертикального дрейфа плазмы в слое $F2$, индуцированного горизонтальными ветрами. Но изменения зонального и меридионального ветра могут происходить в результате изменений в термосферной циркуляции, вызванных охлаждением и оседанием верхней атмосферы (см. выше), по-разному. Влияние этих изменений на скорость вертикального дрейфа также различно и зависит от магнитного склонения D и наклона I в данной географической точке. Поэтому очевидно, что эффекты дрейфа разного знака в разных пунктах (на разных станциях) могут возникать при изменении как зонального, так и меридионального ветра в одну и ту же сторону на всех станциях. Иначе говоря, разные знаки трендов $hmF2(\text{зах} + 2)$ не требуют обязательного предположения о “пятнистом” характере трендов каждой компоненты горизонтального термосферного ветра. “Пятнистая” структура трендов $hmF2(\text{зах} + 2)$ может отражать различное соотношение вклада трендов меридионального и зонального ветра в точках с разными величинами D и I .

Тот факт, что тренды $hmF2(\text{зах} + 2)$ имеют разные знаки для разных станций и даже в разные сезоны, позволяет понять, почему при применявшихся ранее подходах [Ulich and Turunen, 1997; Marin et al., 2001; Bremer, 1998; Danilov, 2006] не удалось получить ясной и согласованной картины трендов $hmF2$.

Тем не менее, в работе [Данилов и Ванина-Дарт, 2010б] было проведено сравнение трендов $hmF2(\text{зах} + 2)$, полученных в указанной работе, с трендами $hmF2$, полученными ранее Бремером [Bremer, 1998] и автором [Danilov, 2006]. Такое сравнение представлено в табл. 2. Видно, что тренды, полученные в данной работе, систематически больше трендов, полученных при использовании фиксированных моментов LT. Это является еще одним аргументом в пользу того, что тренды $hmF2$ вызываются изменением динамических процессов, поэтому правильно искать их не для фиксированных моментов LT, а для моментов, связанных с естественным процессом — заходом Солнца.

Все описанные в этом параграфе результаты, касающиеся трендов параметров слоя $F2$, были получены на основании величин $foF2$ и $hmF2$, приведенных в формате iwg в различных международных банках данных и выпущенных в 2000 г. в виде CD диска. Для большинства исследованных станций эти данные кончались в конце 80-х—начале 90-х гг. Соответственно, полученные на основании их анализа тренды также кончались этим периодом.

Поскольку, однако, накопление парниковых газов в атмосфере идет непрерывно, представляет интерес вопрос о том, изменялся ли характер трен-

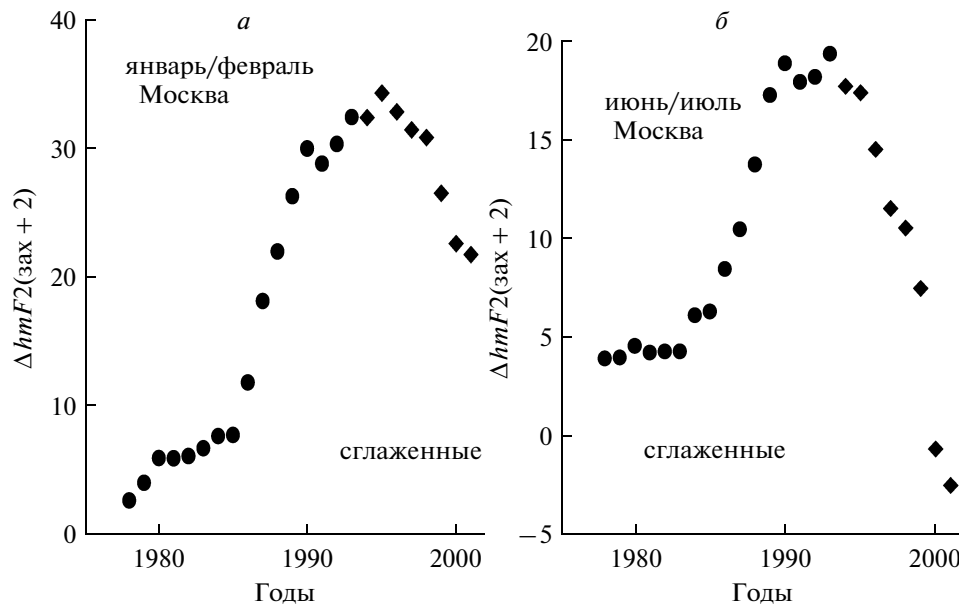


Рис. 9. Изменение со временем высота слоя $F2$ согласно данным ст. Москва.

дов в 90-е и 2000-е гг. В работах [Данилов, 2011а, б; Данилов и Константинова, 2012] было сделано несколько попыток ответить на этот вопрос, используя различные доступные банки ионосферных данных.

Мы не будем здесь подробно останавливаться на проблеме поиска данных вертикального зондирования для указанного периода, ограничившись замечаниями, которые уже сделаны выше. Отметим лишь, что наибольшие трудности встречаются при поиске данных по высоте слоя $hmF2$. Во-первых, сами величины $hmF2$ в указанных банках не приводятся. Приводится лишь величина коэффициента $M3000$, которую приходится пересчитывать в величины $hmF2$. Во-вторых, данные по $M3000$ приводятся гораздо менее регулярно, чем данные по $foF2$. Наличие значительных пропусков величин $M3000$ в данных в *iwg* формате делает невозможным работу программ, разработанных для выбора необходимых рядов непрерывных данных из *iwg* файлов, а, следовательно, и поиск трендов.

В работе [Данилов, 2011а] приведены результаты анализа поведения $foF2$ и $hmF2$ на 5-ти ионосферных станциях, для которых в файлах *iwg* формата все-таки удалось найти относительно непрерывные ряды данных по $foF2$ и $M3000$ для периода с 1958 (1957) по 2005–2007 гг. Анализ трендов $hmF2$ и $foF2$ проводился в указанной работе для момента $T(\text{зах} + 2)$ — через два часа после захода Солнца. Основная предпосылка такого подхода подробно рассматривалась выше.

В качестве примера на рис. 9, взятом из указанной работы, приведено полученное изменение $\Delta hmF2$ со временем для двух сезонов на ст. Москва. Каждая точка представляет собой результат скользящего сглаживания с окном в 11 лет. Поэтому, хотя формально точки на рисунке кончаются в 2001–2002 гг., реально использованные данные наблюдений “дотягиваются” до 2005–2007 гг.

Анализ поведения $hmF2$ после “граничной даты” для всех пяти станций показывает, что это поведение носит сложный характер. В ряде случаев кривые изменения $\Delta hmF2$ немонокотны, несмотря на примененное усреднение. Это является, видимо, результатом как неоднородности данных, так и сложного влияния на высоту слоя $F2$ изменений ветрового режима термосферы, о котором говорилось выше. В ряде случаев (Москва (оба сезона), Юлиусру (январь–февраль), Томск (январь–февраль)) имеет место хорошо выраженный максимум в 1990–1995 гг. В двух случаях (Юлиусру (июнь–июль) и Ташкент (июнь–июль)) наблюдается почти монотонное падение $hmF2$, начиная примерно с 1980 г. Общей особенностью всех рассмотренных 10-ти случаев является то, что происходит хорошо выраженное падение $hmF2$ от 1990–1995 гг. к началу 2000-х гг. Этот вывод, хотя и основанный на относительно небольшом статистическом материале, представляется важным, поскольку позволяет судить о тенденции изменения $hmF2$ в последние годы прошлого и начале нынешнего века.

Данилов и Ванина-Дарт [2010в] высказали предположение, что вариации двух параметров

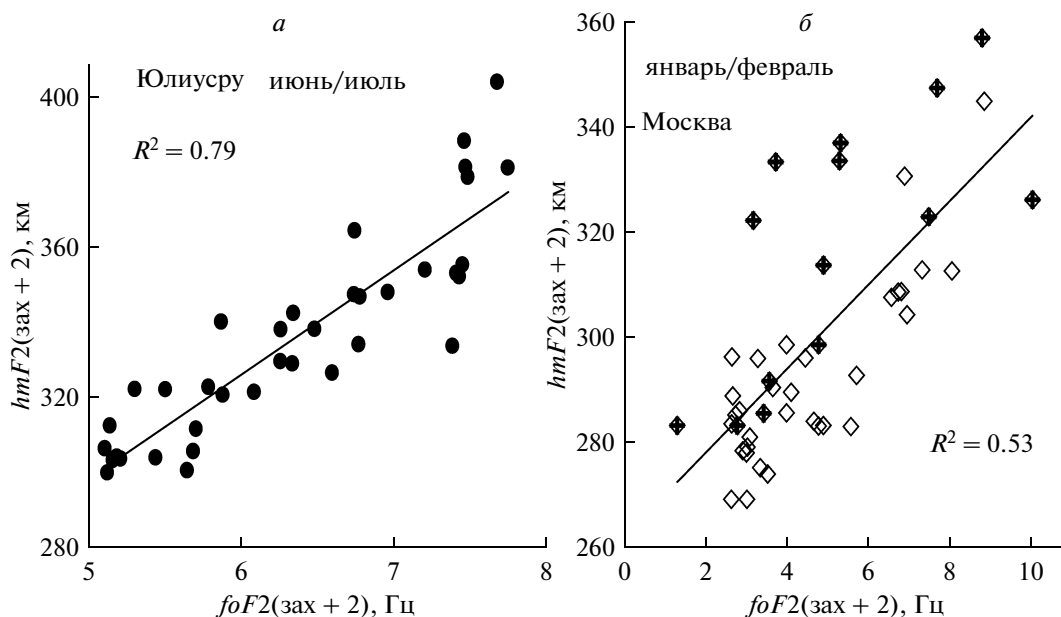


Рис. 10. Связь между $hmF2(\text{зах} + 2)$ и $foF2(\text{зах} + 2)$ для станций Юлиусру (июнь—июль) и Москва (январь—февраль) согласно работе [Данилов и Ванина, 2010в].

слоя $F2$, отношения критических частот $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$ и высоты $hmF2(\text{зах} + 2)$ должны коррелировать между собой. Отправной точкой этого предположения был тот факт, что величина $foF2(\text{зах} + 2)$ наиболее чувствительна к возможным изменениям горизонтальных ветров в термосфере (см. выше). Усиление (или ослабление) горизонтального ветра через индуцированный им вертикальный дрейф поднимает (или опускает) максимум слоя $F2$ в область более слабой (или более сильной) рекомбинации и тем самым влияет на величину $NmF2$, т.е. на $foF2$. Если это упоминавшееся выше утверждение Ришбета [Rishbeth, 1998] верно, то между полученными трендами величин $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$ и $hmF2(\text{зах} + 2)$ должна наблюдаться прямая зависимость. Такая корреляция была в работе [Данилов и Ванина-Дарт, 2010в] действительно, обнаружена.

Таблица 3. Коэффициенты надежности R^2 для связи между $foF2(\text{зах} + 2)$ и $hmF2(\text{зах} + 2)$

Станция	янв/фев	июнь/июль
Москва	0.51	0.58
Слау	0.32	0.82
Ташкент	0.52	0.58
Томск	0.78	0.66
Юлиусру	0.79	0.79

В работе [Данилов, 2011а] указанное утверждение Ришбета было проверено для каждой из 5-ти станций путем сравнения непосредственно величин $foF2(\text{зах} + 2)$ и $hmF2(\text{зах} + 2)$. Результаты такого сравнения для 2-х станций приведены на рис. 10, взятом из указанной работы. Как следует из этого рисунка, наблюдается хорошо выраженная линейная зависимость между $foF2(\text{зах} + 2)$ и $hmF2(\text{зах} + 2)$ с высоким коэффициентом определенности R^2 по критерию Фишера. О результатах сравнения для остальных станций и сезонов можно судить по величинам R^2 , приведенным в табл. 3.

Величины R^2 , приведенные в табл. 3, говорят о том, что связь между $foF2(\text{зах} + 2)$ и $hmF2(\text{зах} + 2)$ существует со статистической значимостью не ниже 95% для всех рассмотренных случаев. Это является экспериментальным подтверждением гипотезы Ришбета, основанной на физике области F , о том, что в послезаходный период величина $foF2$ определяется, главным образом, динамическими процессами через изменение высоты максимума слоя $F2$. Этот вывод важен сам по себе, поскольку анализ поведения $foF2(\text{зах} + 2)/foF2(14)$ и $hmF2(\text{зах} + 2)$, описанный выше, был основан именно на указанной гипотезе.

Однако детальный анализ рис. 10 приводит к еще одному важному заключению. Линейная связь между $foF2(\text{зах} + 2)$ и $hmF2(\text{зах} + 2)$ лучше выражена в основной период рассматриваемого интервала (1958–1990 гг.) и ухудшается после примерно 1990 г. Для иллюстрации этого явления на правой панели рис. 10 (Москва, январь—февраль) крестами помечены точки, соответствующие

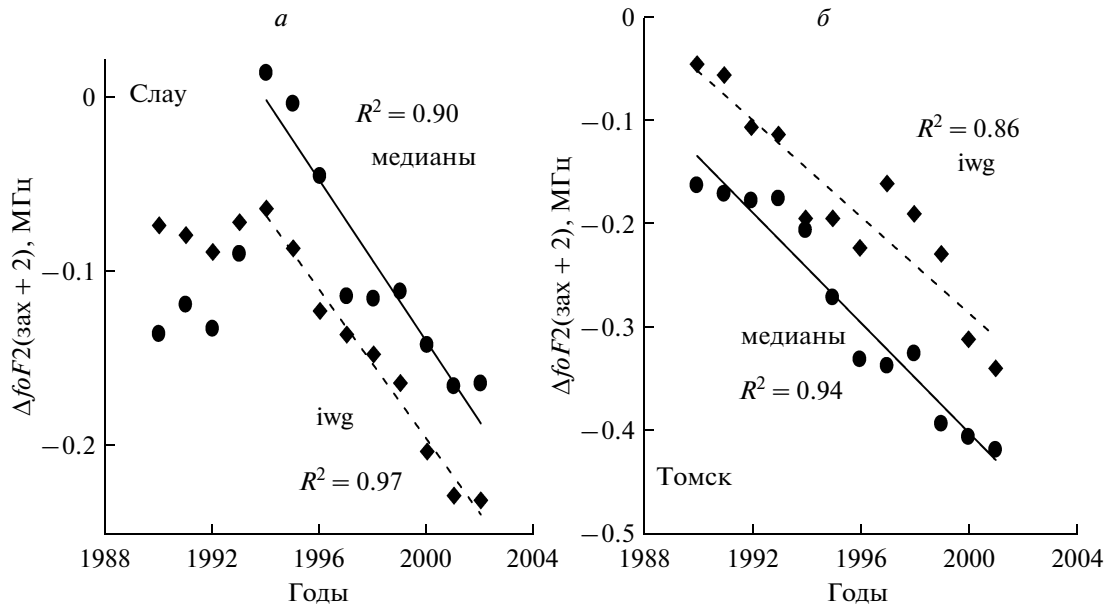


Рис. 11. Изменение со временем величины $foF2(\text{зах} + 2)$ для станций Слау и Томск по медианным данным и по данным в iwg формате согласно работе [Данилов, 2011б].

щие периоду после 1990 г. Легко видеть, что именно эти точки приводят на рисунке к относительно низкой величине $R^2 = 0.53$. Без них эта величина была бы равна 0.68. Разницу в поведении точек с крестами и без крестов на правой панели рис. 10 можно количественно выразить еще более наглядно. Среднеквадратичное отклонение σ точек от приведенной на рисунке зависимости после 1990 г. составляет 18 км, а до 1990 г. — 9.8 км. Аналогичный эффект наблюдается и для других станций и сезонов. Например, для Ташкента соответствующие величины σ составляют 16 и 5.3 км для июня—июля и 19 и 10.5 км для января—февраля.

Полученный в работе [Данилов, 2011а] результат говорит, видимо, о том, что связь между $foF2(\text{зах} + 2)$ и $hmF2(\text{зах} + 2)$ начинает нарушаться около 1990 г. До этого времени, как показывают результаты, представленные на рис. 10 и полученные ранее [Данилов и Ванина-Дарт, 2010в], эта связь была достаточно хорошо выражена и отражала тот факт, что величина $foF2(\text{зах} + 2)$ действительно определяется динамическими процессами, влияющими на нее через высоту $hmF2(\text{зах} + 2)$. Нарушение (или пока что — ухудшение) корреляционной связи может означать, что наряду с изменениями динамического режима термосферы из-за охлаждения и оседания последней происходят и какие-то изменения в фотохимических условиях формирования слоя $F2$. В работе [Данилов, 2011а] высказано предположение, что эти изменения связаны с уменьшением температуры (охлаждение термосферы), которое приводит к

увеличению эффективного коэффициента рекомбинации.

Для анализа поведения $foF2(\text{зах} + 2)$ на грани тысячелетия в работе [Данилов, 2011б] был использован банк данных месячных медиан этой величины. Удалось найти данные по месячным медианам $foF2$ для 11-ти станций северного полушария. Пять из них представляют собой те станции, для которых были данные в iwg формате и которые использовались в работе [Данилов, 2011а].

В работе [Данилов, 2011б] подчеркивается, что использование медианных данных обедняет результаты из-за невозможности вводить ограничения на уровень магнитной активности анализируемых дней и таким образом избежать влияния дней с высоким уровнем геомагнитной (а, следовательно, и ионосферной) возмущенности. Однако, по крайней мере, на качественном уровне, результаты анализа трендов по медианным данным оказались близки к результатам анализа трендов по данным в iwg формате.

На рисунке 11, взятом из работы [Данилов, 2011б], приведены изменения $foF2(\text{зах} + 2)$ по данным в iwg формате и по медианным данным для станций Слау и Томск. Видно, что оба массива данных дают с высокой статистической значимостью (высокие величины R^2) падение $foF2$ после примерно 1990 г., причем даже абсолютные величины тренда (т.е. наклона аппроксимирующих линий) в обоих случаях близки. Падение $foF2$ (отрицательный тренд после 1990 г.) получено в работе [Данилов, 2011б] для 10-ти станций из 11-ти.

Только в одном случае (ст. Пойнт Аргуэлло) $foF2$ растет со временем. Указанное уменьшение $foF2(\text{зах} + 2)$ со временем было получено в работе [Данилов, 2011б] только для летнего периода. Для зимних месяцев (январь–февраль) получить выраженного хода $foF2(\text{зах} + 2)$ со временем не удалось. Автор интерпретировал этот факт как подтверждение высказанной выше концепции, что на падение $foF2(\text{зах} + 2)$ влияет уменьшение температуры (охлаждение термосферы), которое должно сильнее сказываться на коэффициенте рекомбинации летом, чем зимой (подробнее см. в работе [Данилов, 2011б]).

Если падение $foF2(\text{зах} + 2)$ вызвано уменьшением температуры, то такой же ход должен наблюдаться и для дневных значений $foF2$. В работе [Данилов, 2011б], действительно, был получен статистически значимый отрицательный тренд $foF2(14)$ для 8-ми станций из 11-ти. В трех случаях тренд был либо положителен, либо отсутствовал вовсе.

Выше мы уже говорили о том, что ухудшение корреляции между $foF2(\text{зах} + 2)$ и $hmF2(\text{зах} + 2)$ после 1990 г. может свидетельствовать о том, что не только изменения в динамическом режиме термосферы могут влиять на долговременные тренды критической частоты слоя $F2$ после захода Солнца. В работах автора, описанных выше, наблюдаемые долговременные вариации параметров слоя $F2$ в период от “границной даты” до середины 90-х гг. находили свое объяснение в рамках предположения о том, что изменение вертикального дрейфа плазмы из-за изменения термосферной циркуляции является основной причиной этих вариаций. Не возникало необходимости вводить предположения об изменении аэрономических характеристик слоя $F2$. Однако, указанное выше нарушение корреляции между $foF2(\text{зах} + 2)$ и $hmF2(\text{зах} + 2)$ дает серьезные основания полагать, что такие изменения происходят в более поздней части рассмотренного периода (в конце 90-х–начале 2000-х гг.).

Полученное в работе [Данилов, 2011б] наличие летом отрицательных трендов величин $foF2(14)$ и $foF2(\text{зах} + 2)$ в рассматриваемый период после 1990 г. говорит в пользу того, что уменьшение по крайней мере одного из аэрономических параметров (температуры) в процессе “оседания и охлаждения” верхней атмосферы начинает влиять на ионизационно-рекомбинационный баланс в слое $F2$ и приводит к отрицательным трендам критической частоты слоя.

Хотя разброс абсолютных величин уменьшения $foF2$ получен в работе [Данилов, 2011б] достаточно большим, средняя величина соответствует тренду ~ 0.022 МГц в год, а максимальные значения – тренду ~ 0.04 – 0.06 МГц в год. Легко видеть, что отрицательные тренды критической частоты

слоя $F2$, полученные для периода 90-х – 2000-х гг., заметно больше, чем те же тренды, полученные в коллективном эксперименте [Laštovička et al., 2006] (см. выше) для периода 1976–1996 гг. Это согласуется с концепцией охлаждения и оседания верхней атмосферы.

5. НЕДАВНИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

После опубликования уже неоднократно упоминавшейся выше концепции охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы [Laštovička et al., 2008] в последние годы были получены результаты, подтверждающие эту концепцию. Часть этих результатов касается работ автора по трендам параметров слоя $F2$ и была рассмотрена в предыдущем разделе.

Наиболее важные результаты были получены на основании анализа многолетних данных измерений на установках некогерентного рассеяния (НР). Включение данных НР в общий массив данных по трендам в ионосфере и термосфере является очень важным шагом, поскольку метод НР считается наиболее надежным источником информации о температурах, составе, дрейфах и электронной концентрации на термосферных высотах.

В работе [Zhang et al., 2005] были впервые получены указания на отрицательные тренды ионной температуры во всей верхней области F на основании наблюдений на установке НР в Миллстоун Хилл, хотя разброс данных был велик. Несколько позже Холт и Жанг [Holt and Zhang, 2008] на основании наблюдений на той же установке получили для 30-летнего периода 1978–2007 гг. скорость охлаждения на высоте 375 км в 4.2% за десятилетие, причем статистическая значимость тренда была велика. Дональдсон и др. [Donaldson et al., 2010] анализировали наблюдения на установке НР в Сан-Сантин за период 1966–1987 гг. и получили еще более сильную скорость охлаждения термосферы.

Наиболее полные (из известных автору) результаты, касающиеся трендов ионосферы и термосферы по данным НР, были представлены в недавней работе [Zhang and Holt, 2011]. Одним из наиболее интересных результатов этой работы является констатация факта, что тренд в ионной температуре T_i начал проявляться примерно с 1980 г. Если брать весь интервал наблюдений с 1968 г. по 2006 г., величина тренда T_i оказывается существенно ниже (минус 3–4 К в год), чем если брать интервал с 1980 г. (минус 4–5 К в год). Очевидно, что этот результат перекликается с результатами, полученными автором и описанными в предыдущем параграфе, о том, что многие тренды комбинаций параметров ионосферного слоя $F2$ начинаются около “границной даты” – 1980 г. В

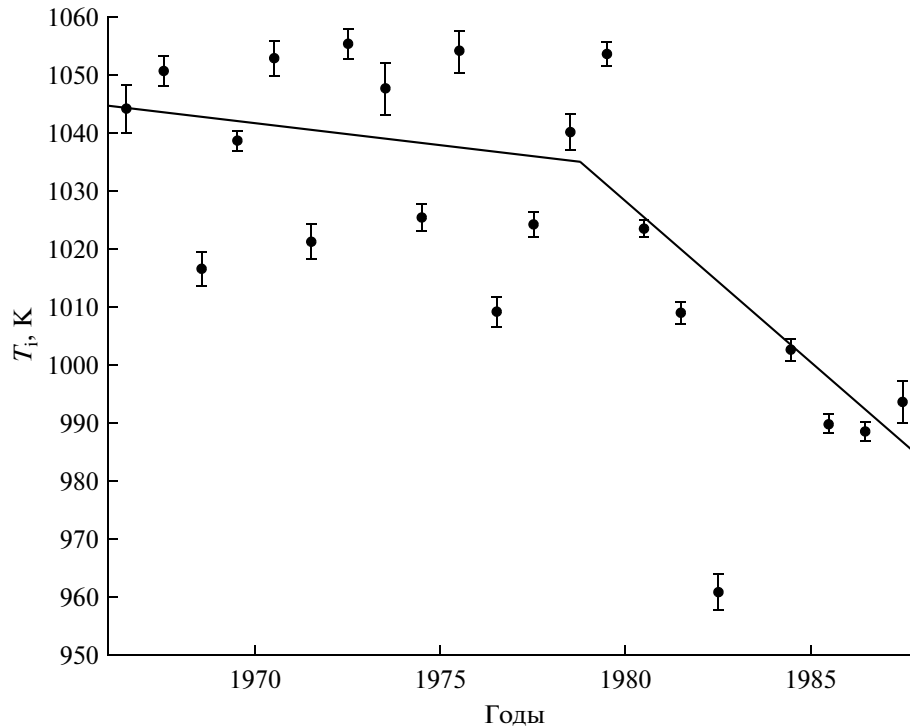


Рис. 12. Изменение со временем температуры ионов по измерениям методом HP согласно работе Donaldson et al., 2010].

работе [Zhang and Holt, 2011] также подчеркивается, что три группы данных (включая и измерения [Donaldson et al., 2010]) дают начало изменений в слое $F2$ около 1980 г. На рисунке 12, взятом из этой работы, приведено изменение T_i со временем. Рисунок удивительно напоминает приведенные выше рисунки автора, на которых изменение параметров слоя $F2$ начинается около 1980 г.

Тренды T_i для периода 1980–2006 гг. согласно работе [Zhang and Holt, 2011] приведены на рис. 13. Как видно из этого рисунка, скорость охлаждения растет с высотой и в верхней части области F достигает минус 6–8 К в год.

Еще один важный момент, отмеченный в работе [Zhang and Holt, 2011], состоит в том, что в конце рассматриваемого интервала экспериментальных данных (2003–2006 гг.) величины T_i ниже средней аппроксимирующей кривой, что может говорить об усилении отрицательного тренда T_i со временем. Это может иметь ту же природу, что и описанные выше результаты автора, касающиеся изменения характера трендов ионосферных параметров в начале 2000-х гг.

Тренды электронной концентрации N_e , полученные в работе [Zhang and Holt, 2011], показали, что наибольшее уменьшение электронной концентрации происходит в интервале 300–450 км, тогда как на высотах 250–300 км, где чаще всего

располагается максимум слоя $F2$, отрицательный тренд N_e значительно меньше.

Известно, что N_e и T_e в области F связаны обратно пропорциональной зависимостью. Поэтому при отрицательных трендах электронной концентрации в области F следует ожидать положительных трендов T_e . Такие тренды действительно наблюдаются, как это следует из рис. 14, взятого из той же работы [Zhang and Holt, 2011].

Таким образом, данные некогерентного рассеяния дали новые независимые подтверждения концепции охлаждения и оседания верхней атмосферы.

Эммерт и др. [Emmert et al., 2008] проанализировали торможение более чем 5000 космических объектов и получили тренды, которые качественно подтверждают результаты их предыдущего анализа [Emmert et al., 2004], но дают более сильный ход трендов плотности с солнечной активностью. На высоте 550 км тренд меняется от -1% при $F10.7 = 160$ до -7% при $F10.7 = 70$ [Emmert et al., 2008].

Произошел существенный прогресс и в моделировании ожидаемых эффектов в средней и верхней атмосфере за счет увеличения количества парниковых газов. Наиболее полную картину этого прогресса можно найти в недавней работе [Qian et al., 2011]. Используя термосферно-ионосферно-электродинамическую модель Нацио-

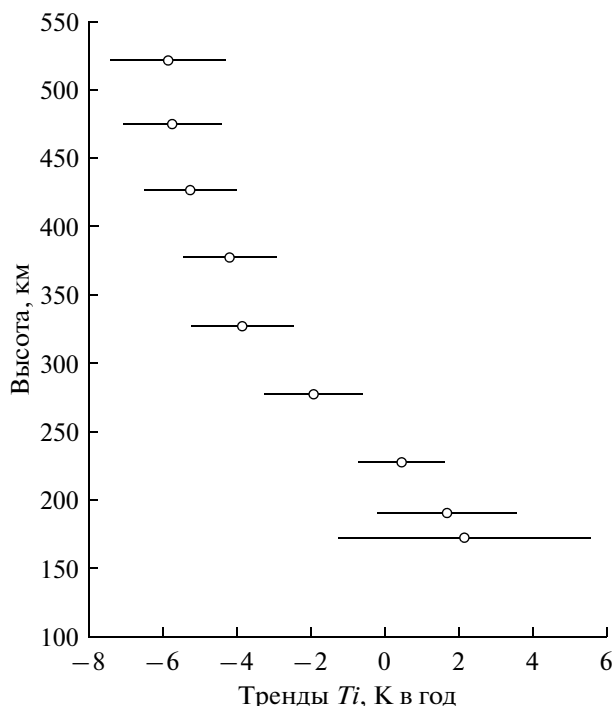


Рис. 13. Высотный профиль отрицательного тренда ионной температуры T_i согласно работе [Zhang and Holt, 2011].

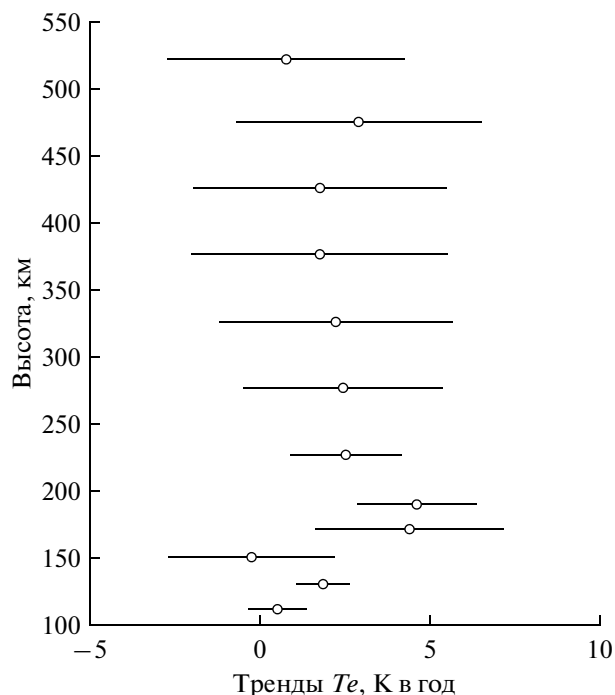


Рис. 14. Высотный профиль положительного тренда электронной температуры T_e согласно работе [Zhang and Holt, 2011].

нального Центра Атмосферных Исследований (TIE-GCM NCAR), авторы работы [Qian et al., 2011] получили ожидаемые изменения температуры в мезосфере и термосфере при удвоении количества CO_2 в атмосферном газе. Высотные профили ожидаемого изменения температуры при максимальной и минимальной солнечной активности приведены на рис. 15, взятом из публикации [Qian et al., 2011]. Легко видеть, что, во-первых, амплитуда охлаждения термосферы сильно зависит от солнечной активности, причем эффект в минимуме активности сильнее, чем в максимуме. Во-вторых, выше 200 км ожидается уменьшение нейтральной температуры в минимуме активности на 50 К.

Зависимость ожидаемого охлаждения термосферы от солнечной активности связана с тем, что в современных моделях учитывается вклад в охлаждение газа не только CO_2 , но и NO . Количество двуокиси углерода слабо зависит от солнечной активности, тогда как количество окиси азота при высокой активности примерно в три раза выше, чем при низкой. В результате, вклад CO_2 в скорость охлаждения атмосферного газа в период высокой активности много ниже, чем в период низкой.

С помощью той же модели TIE-GCM NCAR были выполнены расчеты ожидаемых при удвоении CO_2 изменений параметров максимума слоя

$F2$ [Qian et al., 2011]. Глобальные карты изменения $hmF2$ и $NmF2$ показывают, что тренды $hmF2$ сильно зависят от широты, долготы и местного времени. В большинстве своем они отрицательны. Поскольку согласно Ришбету [Rishbeth, 1998] слой $F2$ “плавает” на уровне постоянного давления, преобладающие отрицательные тренды отражают оседание атмосферы из-за охлаждения. На средних широтах в дневное время (12:00 LT) тренды $hmF2$ составляют согласно расчетам в работе [Qian et al., 2011] 10–20 км. В ночное время они несколько меньше.

Таким образом, получаемые в последние годы данные как анализа измерений, так все более совершенных теоретических исследований, подтверждают концепцию охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы [Laštovička et al., 2008]. Качественно картина выглядит вполне согласованно. Но вызывает серьезное недоумение расхождение в некоторых случаях модельных прогнозов и реально наблюдаемых изменений, которые оказываются сильнее предсказанных. Например, модельные расчеты [Qian et al., 2011] дают значительно более слабое уменьшение плотности термосферы, чем недавние данные [Emmert et al., 2008]. Модельные оценки дают охлаждение термосферы на ~50 К при удвоении CO_2 , тогда как данные некогерентного рассеяния [Holt

and Zhang, 2008] дали уменьшение ионной температуры на 47 K за десятилетие.

6. ПРОБЛЕМЫ

Есть несколько областей исследований трендов верхней атмосферы, где картина долговременных изменений параметров пока еще не ясна. Подробный анализ этих исследований выходит за рамки данной статьи, и мы отсылаем читателя к обзорам [Laštovička et al., 2008; Laštovička, 2009].

Отметим лишь, что очень сложна проблема долговременных изменений термосферной динамики. Есть указания на то, что и зональная, и меридиональная компонента преобладающего ветра в метеорной зоне меняют знак тренда около 1990 г. [Laštovička et al., 2008; Jacobi et al., 2001, 2005]. Есть и другие указания на изменения характера трендов в средней атмосфере. Ластовичка и Крижан [Laštovička and Krizan, 2006] первыми высказали предположение, что, возможно, в это время происходит изменение трендов динамики во всей среднеширотной средней атмосфере северного полушария. Подобное заключение очень важно для анализа трендов параметров ионосферного слоя $F2$, описанных в разделе 4. Если указанные существенные изменения трендов динамического режима распространяются в термосферу (где практически нет измерений ветров), то становится понятна картина поведения величин $hmF2$ и $foF2$ в послезаходный период, когда влияние динамических процессов на параметры слоя $F2$ особенно сильно (см. выше).

За прошедшее десятилетие несколько раз менялись взгляды на тренды количества паров воды в средней атмосфере. Результаты различных серий экспериментов давали и очень высокие положительные, и нулевые тренды этого количества. Тренды паров воды должны быть тесно связаны с трендами частоты появления и яркости серебристых облаков, которые, как описано выше, сами представляют собой проблему. В настоящее время вопрос о трендах паров воды открыт [Laštovička et al., 2008; Laštovička, 2009].

Последней по порядку, но не по важности, мы упомянем проблему влияния на наблюдаемые тренды атмосферных и ионосферных параметров вековых изменений геомагнитной активности. Концепция так называемого геомагнитного контроля области F была предложена Михайловым [Mikhailov, 2002]. Позднее она была распространена и на тренды foE [Mikhailov and de la Morena, 2003; Mikhailov, 2006a] и $foF1$ [Mikhailov, 2008]. Однако геомагнитный контроль доминировал над трендами $hmF2$ только до 1972 г., а позже эти тренды были связаны с антропогенными эффектами [Mikhailov, 2006b]. В области E геомагнитный контроль прекратил доминировать еще раньше —

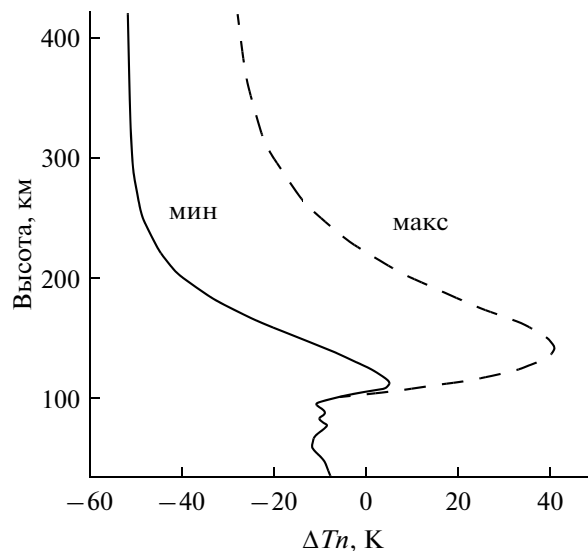


Рис. 15. Высотный профиль ожидаемого уменьшения нейтральной температуры T_n согласно модельным расчетам [Qian et al., 2011].

около 1970 г. [Mikhailov and de la Morena, 2003]. Ластовичка [Laštovička, 2005] пришел к выводу, что в течение XX столетия влияние на тренды эффектов, обусловленных парниковыми газами, росло, а эффектов, обусловленных вековыми вариациями солнечной и геомагнитной активности, — падало. В работе [Bremer et al., 2009] показано, что геомагнитный контроль доминировал в прошлом, но отсутствует в настоящее время. По мнению Ластовички [Laštovička, 2009] в XXI веке тренды параметров верхней атмосферы и ионосферы не подвержены влиянию вековых вариаций магнитной активности.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, загрязнение тропосферы парниковыми газами (прежде всего — двуокисью углерода) приводит к значительным изменениям не только в самой тропосфере, но и в вышележащих слоях: стратосфере, мезосфере и термосфере. Эти изменения не могут не затронуть ионосферу, различные слои которой располагаются в мезосфере и термосфере. Концепция охлаждения и оседания средней и верхней атмосферы, сформулированная в 2008 г., за последние годы получила ряд убедительных подтверждений, основанных как на экспериментальных данных, так и на современных трехмерных моделях.

Особенно следует подчеркнуть полученные в последние 2–3 года результаты анализа данных некогерентного рассеяния (НР) — наиболее надежного метода ионосферных измерений. Они подтверждают и факт охлаждения термосферы, и наличие эффектов ионосферных параметров

(уменьшение электронной концентрации и увеличение электронной температуры), которые должны сопровождать охлаждение и оседание верхней атмосферы. Весьма важным является и подтверждение данными НР того факта (полученного независимо на основании данных наземного вертикального зондирования ионосферы), что существенные изменения параметров ионосферного слоя $F2$ начинаются около 1980 г.

Высказывавшиеся в начале прошлого десятилетия предположения, что наблюдаемые тренды ионосферных параметров являются отражением вековых вариаций геомагнитной активности, могут быть справедливы, видимо, лишь для данных до 1980–1990 гг. Наблюдаемые в этом столетии тренды как нейтральных, так и ионизованных компонент вызваны трендами количества парниковых газов и соответствующим охлаждением и оседанием средней и верхней атмосферы.

Хотя качественно картина существенно прояснилась за последние 3–5 лет, остаются еще нерешенные проблемы. Наиболее серьезная из них состоит в том, что реально наблюдаемые изменения (тренды) ионосферных и термосферных параметров больше, чем дают самые совершенные на сегодня модели. Эти модели дают примерно такое изменение, как реально наблюдается сегодня, но для случая удвоения количества CO_2 , а реальное увеличение количества двуокиси углерода пока еще в несколько раз меньше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гвишвили Г.В., Лещенко Л.Н. Долговременные тренды свойств ионосферы и термосферы средних широт // ДАН. Т. 333. № 1. Р. 86–89. 1993.
- Данилов А.Д. Метод определения трендов в области $F2$, не зависящих от геомагнитной активности // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 42. № 3. С. 350–359. 2002.
- Данилов А.Д. Временные и пространственные вариации отношения ночных и дневных величин критических частот слоя $F2$ // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 47. № 6. С. 751–760. 2007.
- Данилов А.Д. Вариации $foF2$ и $hmF2$ в конце 90-х и начале 2000-х годов // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 51. № 3. С. 325–332. 2011а.
- Данилов А.Д. Вариации $foF2$ в конце 90-х и начале 2000-х годов по медианным данным // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 51. № 6. С. 769–777. 2011б.
- Данилов А.Д., Ванина-Дарт Л.Б. Пространственные и временные вариации отношения $foF2$ (ночь)/ $foF2$ (день): уточнение ряда эффектов // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 48. № 2. С. 228–240. 2008а.
- Данилов А.Д., Ванина-Дарт Л.Б. Критические частоты $foF2$ как индикатор трендов термосферной динамики // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 48. № 6. С. 810–822. 2008б.
- Данилов А.Д., Ванина-Дарт Л.Б. Разброс величин $hmF2$ как индикатор трендов термосферной динамики // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 49. № 1. С. 58–62. 2009.
- Данилов А.Д., Ванина-Дарт Л.Б. Сравнение величин $foF2$ в дневное время и после захода Солнца // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 50. № 1. С. 61–66. 2010а.
- Данилов А.Д., Ванина-Дарт Л.Б. Параметры ионосферного слоя $F2$ как источник информации о трендах динамики термосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 50. № 2. С. 195–208. 2010б.
- Данилов А.Д., Ванина-Дарт Л.Б. Поведение $foF2$ и $hmF2$ после захода Солнца // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 50. № 6. С. 825–832. 2010в.
- Данилов А.Д., Константинова А.В. Вариации $foF2$ в конце 90-х и начале 2000-х годов по данным банка Spidr // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 52. № 3. С. 372–377. 2012.
- Данилов А.Д., Смирнова Н.В. Долговременные тренды ионного состава области E // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 37. № 4. С. 43–49. 1997.
- Кокин Г.А., Лысенко Е.В., Розенфельд С.Х. Изменения температуры страто- и мезосферы в период 1964–1988 гг. по данным ракетного зондирования // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. Т. 26. № 7. С. 702–710. 1990.
- Охлаждение и оседание средней и верхней атмосферы. Междунар. рабочее совещ., Москва, 6–10 июля 1998 г., ГЦ РАН, 44 с. 1998.
- Семенов А.И. Температурный режим нижней термосферы по эмиссионным измерениям в течение последних трех десятилетий // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 36. № 5. С. 60–65. 1996.
- Akmaev R.A., Fomichev V.I., Zhu X. Impact of middle-atmospheric composition changes on greenhouse cooling in the upper atmosphere // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 68. № 17. P. 1879–1889. 2006.
- Beig G. The relative importance of solar activity and anthropogenic influences on the ion composition, temperature, and associated neutrals of the middle atmosphere // J. Geophys. Res. V. 105. № D15. P. 19841–19856. 2000.
- Beig G. Overview of the mesospheric temperature trend and factors of uncertainty // Phys. Chem. Earth. V. 27. № 6–8. P. 509–519. 2002.
- Beig G., Keckhut P., Lowe R.P., et al. Review of mesospheric temperature trends // Revs. Geophys. V. 41. № 4. P. 1015–1058. 2003.
- Bencze P., Sole G., Alberca L.F., Poor A. Long-term changes of $hmF2$ possible latitudinal and regional variations // Proc. 2nd COST 251 Workshop “Algorithms and Models for COST 251 Final Product”, 30–31 March, 1998, Side Turkey, Rutherford Appleton Lab., UK. P. 107–113. 1998.
- Bremer J. Trends in the ionospheric E and F regions over Europe // Ann. Geophysicae. V. 16. № 8. P. 986–996. 1998.
- Bremer J. Trends in the thermosphere derived from global ionosonde observations // Adv. Space Res. V. 28. № 7. P. 997–1006. 2001.
- Bremer J. Long-term trends in the ionospheric E and $F1$ region / Proc. 4th IAGA/ICMA/CAWSES Workshop “Long Term Changes and Trends in the Atmosphere”, Sodankyla, Finland, 2006.

- Bremer J. Long-term trends in the ionospheric *E* and *F1* regions // *Ann. Geophysicae*. V. 26. № 5. P. 1189–1197. 2008.
- Bremer J., Schminder R., Greisiger K.M., Hoffmann P., Kurschner D., Singer W. Solar cycle dependence and long-term trends in the wind field of the mesosphere/lower thermosphere // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 59. № 5. P. 497–509. 1997.
- Bremer J., Laštovička J., Mikhailov A.V., et al. Climate of the upper atmosphere // *Ann. Geophysicae*. V. 52. № 3–4. P. 273–299. 2009.
- Danilov A.D. New ideas in the D-region modeling // *Adv. Space Res.* V. 25. № 1. P. 5–14. 2000.
- Danilov A.D. F2-region response to geomagnetic disturbances // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 63. № 5. P. 441–449. 2001.
- Danilov A.D. The method of determination of the long-term trends in the *F2*-region independent of geomagnetic activity // *Ann. Geophysicae*. V. 20. № 4. P. 511–521. 2002.
- Danilov A.D. Long-term trends of *foF2* independent of geomagnetic activity // *Ann. Geophysicae*. V. 21. № 5. P. 1167–1176. 2003.
- Danilov A.D. Long-term trends in *F2*-layer parameters and their relation to other trends // *Adv. Space Res.* V. 35. № 8. P. 1405–1410. 2005.
- Danilov A.D. Progress in studies of the trends in the ionosphere *F* region // *Phys. Chem. Earth*. V. 31. № 1–3. P. 34–40. 2006.
- Danilov A.D. Time and spatial variations in the ratio of nighttime and daytime critical frequencies of the *F2* layer // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 70. № 8–9. P. 1201–1212. 2008a.
- Danilov A.D. Long-term trends in the relation between daytime and nighttime values of *foF2* // *Ann. Geophysicae*. V. 26. № 5. P. 1199–1206. 2008b.
- Danilov A.D. Scatter of *hmF2* values as an indicator of trends in thermospheric dynamics // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 71. № 14–15. P. 1586–1591. 2009.
- Danilov A.D. Parameters of the ionospheric *F2* layer as a source of information on trends in thermospheric dynamics / *Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere – IAGA Special Sopron Book Series*. Ed. M.A. Abdu, D. Pancheva and A. Bhattacharyya. Dordrecht – Heidelberg – London – New York: Springer. V. 2. Part 4. P. 407–416. 2011.
- DeLand M.T., Shettle E.P., Thomas G.E., Olivero J.J. Latitude-dependent long-term variations in polar mesospheric clouds from SBUV version 3 PMC data // *J. Geophys. Res.* V. 112. № D10315. 2007.
- Donaldson J.K., Wellman T.J., Oliver W.L. Long-term change in thermospheric temperature above Saint Santin // *J. Geophys. Res.* V. 115. № A11305. 2010.
- Emmert J.T., Fejer B.G., Fesen C.D., Shepherd G.G., Solheim B. H. Climatology of middle- and low-latitude daytime *F*-region disturbance neutral winds measured by Wind Imaging Interferometer (WINDII) // *J. Geophys. Res.* V. 106. № A11. P. 24701–24712. 2001.
- Emmert J.T., Picone J.M., Lean J.L., Knowles S.H. Global change in the thermosphere: Compelling evidence of a secular decrease in density // *J. Geophys. Res.* V. 109. № A02301. 2004.
- Emmert J.T., Picone J.M., Meier R.R. Thermospheric global average density trends, 1967–2007, derived from orbits of 5000 near-Earth objects // *Geophys. Res. Lett.* V. 35. № L05101. 2008.
- Friedrich M., Torkar K.M. Long-term trends and other residual features of the lower ionosphere / *Proc. 15th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research*, 28–31 May 2001, Biarritz, France. Ed. Barbara Warmbein. ESA SP-471. Noordwijk: ESA Publications Division. ISBN 92-9092-725-9. P. 357–362. 2001.
- Gadsden M. The secular changes in noctilucent cloud occurrence: Study of a 31-year sequence to clarify the causes // *Adv. Space Res.* V. 20. № 11. P. 2097–2100. 1997.
- Gadsden M. The North-West Europe data on noctilucent clouds: a survey // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 60. № 12. P. 1163–1174. 1998.
- Golitsyn G.S., Semenov A.I., Shefov N.N., Fishkova L.M., Lysenko E.V., Perov S.P. Long-term temperature trends in the middle and upper atmosphere // *Geophys. Res. Lett.* V. 23. № 14. P. 1741–1744. 1996.
- Holt J.M., Zhang S.-R. Long-term temperature trends in the ionosphere above Millstone Hill // *Geophys. Res. Lett.* V. 35. № L05813. 2008.
- Jacobi Ch., Lange M., Kurschner D., Manson A.H., Meek C.E. A long-term comparison of Saskatoon MF radar and Collm LF D1 mesosphere-lower thermosphere wind measurements // *Phys. Chem. Earth*. V. 26. № 6. P. 419–424. 2001.
- Jacobi Ch., Portnyagin Yu.I., Merzlyakov E.G., Solovjova T.V., Makarov N.A., Kurschner D. A long-term comparison of mesopause region wind measurements over Eastern and Central Europe // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 67. № 3. P. 227–240. 2005.
- Keating G.M., Tolson R.H., Bradford M.S. Evidence of long term global decline in the Earth's thermospheric densities apparently related to anthropogenic effects // *Geophys. Res. Lett.* V. 27. № 10. P. 1523–1526. 2000.
- Kirkwood S., Stebel K. Influence of planetary waves on noctilucent cloud occurrence over NW Europe // *J. Geophys. Res.* V. 108. № D8 8440. 2003.
- Kirkwood S., Dalin P., Rechou A. Noctilucent clouds observed from the UK and Denmark – trends and variations over 43 years // *Ann. Geophysicae*. V. 26. № 5. P. 1243–1254. 2008.
- Kokin G.A., Lysenko E.V. On temperature trends of the atmosphere from rocket and radiosonde data // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 56. № 9. P. 1035–1040. 1994.
- Laštovička J. Long-Term trends in the lower ionosphere // *Adv. Space Res.* V. 28. № 7. P. 1007–1016. 2001.
- Laštovička J. On the role of solar and geomagnetic activity in long-term trends in the atmosphere–ionosphere system // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 67. № 1–2. P. 83–92. 2005.
- Laštovička J. Global pattern of trends in the upper atmosphere and ionosphere: Recent progress // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 71. № 14–15. P. 1514–1528. 2009.
- Laštovička J., Bremer J. An overview of long-term trends in the lower ionosphere below 120 km // *Surv. Geophys.* V. 25. № 1. P. 69–99. 2004.

- *Laštovička J., Krizan P.* Trends in laminae in ozone profiles in relation to trends in some other middle atmospheric parameters // *Phys. Chem. Earth*. V. 31. № 1–3. P. 46–53. 2006.
- *Laštovička J., Mikhailov A.V., Ulich T., et al.* Long-term trends in *foF2*: A comparison of various methods // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 68. № 17. P. 1854–1870. 2006.
- *Laštovička J., Akmaev R. A., Beig G., et al.* Emerging pattern of global change in the upper atmosphere and ionosphere // *Ann. Geophysicae*. V. 26. № 5. P. 1255–1268. 2008.
- *Lubken F.J.* Nearly zero temperature trend in the polar summer mesosphere // *Geophys. Res. Lett.* V. 27. № 21. P. 3603–3606. 2000.
- *Marcos F.A., Wise J.O., Kendra M.J., Grossbard N.J., Bowman B.R.* Detection of a long-term decrease in thermospheric neutral density // *Geophys. Res. Lett.* V. 32. № L04103. 2005.
- *Marin D., Mikhailov A.V., de la Morena B.A., Herraiz M.* Long-term *hmF2* trends in the Eurasian longitudinal sector from the ground-based ionosonde observations // *Ann. Geophysicae*. V. 19. № 7. P. 761–772. 2001.
- *Merzlyakov E.G., Jacobi Ch., Portnyagin Yu.I., Solovjova T.V.* Structural changes in trend parameters of the MLT winds based on wind measurements at Obninsk (55°N, 37°E) and Collm (52°N, 15°E) // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 71. № 14–15. P. 1547–1557. 2009.
- *Mikhailov A.V.* The geomagnetic control concept of the *F2*-layer parameter long-term trends // *Phys. Chem. Earth*. V. 27. № 6–8. P. 595–606. 2002.
- *Mikhailov A.V.* Trends in the ionospheric *E*-region // *Phys. Chem. Earth*. V. 31. № 1–3. P. 22–33. 2006a.
- *Mikhailov A.V.* Ionospheric long-term trends: can the geomagnetic control and the greenhouse hypotheses be reconciled? // *Ann. Geophysicae*. V. 24. № 10. P. 2533–2541. 2006b.
- *Mikhailov A.V.* Ionospheric *F1* layer long-term trends and the geomagnetic control concept // *Ann. Geophysicae*. V. 26. № 12. P. 3793–3803. 2008.
- *Mikhailov A.V., de la Morena B.A.* Long-term trends of *foE* and geomagnetic activity variations // *Ann. Geophysicae*. V. 21. № 3. P. 751–760. 2003.
- *Offermann D., Donner M., Knieling P., Naujokat B.* Middle atmosphere temperature changes and the duration of summer // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 66. № 6–9. P. 437–450. 2004.
- *Portnyagin Yu.I., Merzlyakov E.G., Solovjova T.V., Jacobi Ch., Kurschner D., Manson A., Meek C.* Long-term trends and year-to-year variability of mid-latitude mesosphere/lower thermosphere winds // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 68. № 17. P. 1890–1901. 2006.
- *Qian L., Burns A.G., Solomon S.C., Roble R.G.* The effect of carbon dioxide cooling on trends in the *F2*-layer ionosphere // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 71. № 14–15. P. 1592–1601. 2009.
- *Qian L., Laštovička J., Roble R.G., Solomon S.C.* Progress in observations and simulations of global change in the upper atmosphere // *J. Geophys. Res.* V. 116. № A00H03. 2011.
- *Rishbeth H.* A greenhouse effect in the ionosphere? // *Planet. Space Sci.* V. 38. № 7. P. 945–948. 1990.
- *Rishbeth H.* How the thermospheric circulation affects the ionospheric *F2* layer // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 60. № 14. P. 1385–1402. 1998.
- *Rishbeth H., Roble R.G.* Cooling of the upper atmosphere by enhanced greenhouse gases – modelling of thermospheric and ionospheric effects // *Planet. Space Sci.* V. 40. № 7. P. 1011–1026. 1992.
- *Roble R.G., Dickinson R.E.* How will changes in carbon dioxide and methane modify the mean structure of the mesosphere and thermosphere? // *Geophys. Res. Lett.* V. 16. № 12. P. 1441–1444. 1989.
- *Taubenheim J., von Cossart G., Entzian G.* Evidence of CO₂-induced progressive cooling of the middle atmosphere derived from radio observations // *Adv. Space Res.* V. 10. № 10. P. 171–174. 1990.
- *Ulich T., Turunen E.* Evidence for long-term cooling of the upper atmosphere in ionosonde data // *Geophys. Res. Lett.* V. 24. № 9. P. 1103–1106. 1997.
- *Upadhyay H.O., Mahajan K.K.* Atmospheric greenhouse effect and ionospheric trends // *Geophys. Res. Lett.* V. 25. № 17. P. 3375–3378. 1998.
- *Yue X., Wan W., Liu L., Ning B., Zhao B.* Applying artificial neural network to derive long-term *foF2* trends in the Asia/Pacific sector from ionosonde observations // *J. Geophys. Res.* V. 111. № A10303. 2006.
- *Zhang S., Holt J. M., van Eyken T., McCready M., Amory-Mazaudier C., Fukao S., Sulzer M.* Ionospheric climatology and model from long-term databases of worldwide incoherent scatter radars / Paper SA52A-03, Spring AGU Meeting, New Orleans, 2005.
- *Zhang S.-R., Holt J.M., Kurdzo J.* Millstone Hill ISR observations of upper atmospheric long-term changes: Height dependency // *J. Geophys. Res.* V. 116. № A00H05. 2011.