

УДК 551.510.536

## ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПЛАЗМЫ В ДИНАМИКЕ МЕЗОСФЕРЫ И НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

© 2022 г. Н. В. Бахметьева<sup>1\*</sup>, И. Н. Жемяков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Научно-исследовательский радиофизический институт Нижегородского государственного университета им. Н.И. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия

\*E-mail: nv\_bakhm@nirfi.unn.ru

Поступила в редакцию 21.04.2022;  
после доработки 10.05.2022;  
принята в печать 20.05.2022

Вертикальные движения среды в мезосфере и нижней термосфере являются одними из ключевых факторов атмосферной динамики. В работе обсуждаются результаты исследования вертикальных движений как части динамики ионосферы на высотах 60–130 км на основе измерений параметров ее ионизированной и нейтральной компонент методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях плазмы, создаваемых при воздействии на ионосферу мощным высокочастотным радиоизлучением. Приведены результаты измерения скорости вертикального движения плазмы (далее – вертикальной скорости) в разных природных условиях. Получено, что ее средние значения в основном составляют несколько м/с. Продемонстрирована роль вертикального переноса в высотно-временных вариациях температуры и плотности нейтральной атмосферы в указанном интервале высот. Приведены параметры атмосферных волн, полученные на основе этих вариаций. Исследовано влияние вариаций вертикальной скорости на образование спорадического E-слоя ( $E_s$ ). Во многих случаях смена направления вертикальной скорости имела место на высоте образования слоя, а величина ее высотного градиента достаточна для образования среднеширотных  $E_s$ -слоев, наблюдавшихся в экспериментах на нагревном стенде СУРА (56.1°N, 46.1°E). Исследование атмосферной турбулентности ниже уровня турбопаузы показало, что скорости турбулентного движения на высотах мезосферы – нижней термосферы могут быть сопоставимы со скоростью регулярного вертикального движения среды.

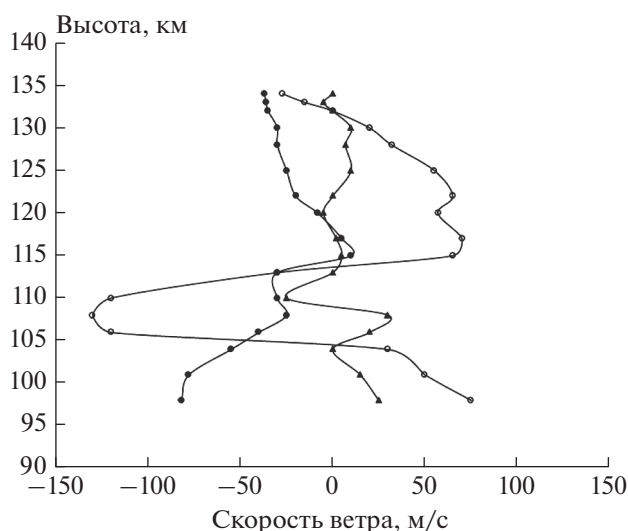
*Ключевые слова:* атмосфера Земли, ионосфера, искусственные периодические неоднородности, скорость, температура, акустико-гравитационные волны, спорадические слои.

DOI: 10.31857/S0207401X2210003X

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Вертикальные движения плазмы и нейтральной компоненты на высотах мезосферы и нижней термосферы все еще наименее изучены. Вертикальные движения (или вертикальный ветер) являются одной из составляющих общей циркуляции атмосферы. Этот тип движений имеет важное значение для динамики, электродинамики, физики плазмы и химии нижней ионосферы Земли. Вертикальная циркуляция нейтральных атомов и молекул в мезосфере и нижней термосфере играет важную роль в перераспределении тепла и импульса, влияет на состав атмосферы, а также на плазменные и электродинамические процессы [1, 2]. В этой области высот плазма является малой примесью и движется вместе с нейтральной компонентой [3], поэтому, измеряя скорость вертикального движения плазмы (далее – вертикальную скорость), тем самым измеряют вертикальную составляющую скорости нейтральной среды.

Существует ряд методов исследования вертикальной динамики в области высот от 60 до 130 км. Среди них измерения скорости методом вертикального зондирования в коротковолновом (КВ) диапазоне [4, 5], с помощью локации следов метеоров [6–8] и выбросов химических веществ с ракет и наблюдений за искусственными облаками [9–11], с помощью радаров некогерентного рассеяния [12, 13], с использованием лидаров и MST-радаров [14–17], а также регистрации на спутниках эмиссии возбужденного кислорода в зеленой линии [18] и некоторые другие. Большинство методов не позволяют получить сведения о вертикальной скорости в большом высотном интервале. Кроме того, до появления лидаров и MST-радаров методы измерения скорости не имели достаточного пространственно-временного разрешения. В итоге измерения скорости вертикального движения (или вертикального ветра) в этом диапазоне высот часто затруднены, а



**Рис. 1.** Высотные профили скорости  $V$  вертикального движения нейтральной компоненты вертикального ветра ( $\blacktriangle$ ,  $z$ -компонента), а также зонального (восток–запад,  $\bullet$ ,  $x$ -компонента) и меридионального (север–юг,  $\circ$ ,  $y$ -компонента) ветра в мезосфере и нижней термосфере по данным из работы [19].

имеющиеся данные ограничены во времени, по высоте и пространству в целом. В отличие от моделей общей циркуляции атмосферы, которые на высотах мезосферы и нижней термосферы дают величину вертикальной скорости в несколько десятков см/с, некоторые измерения разными методами показывают сравнительно большие значения, составляющие 20 м/с и более. Это касается преимущественно высоких широт, но иногда значительные вертикальные скорости наблюдаются в средних и низких широтах [19]. В качестве примера аномально больших значений вертикального ветра на рис. 1 по данным из работы [19] показаны высотные профили вертикальной скорости нейтральной компоненты, а также зонального (восток–запад) и меридионального (север–юг) ветра в мезосфере и нижней термосфере.

Развитие экспериментальной базы и цифровых методов регистрации и обработки сигналов, разработка других методов исследований позволили получить новые данные о динамике мезосферы и нижней термосферы в целом и о вертикальных движениях в частности. Например, в работах [20, 21] приведены одни из первых результатов измерения вертикальной скорости в 1990–1991 гг. методом, основанным на создании искусственных периодических неоднородностей (ИПН) ионосферной плазмы и локации их пробными радиоволнами. Теоретические предпосылки метода и разработанные на его основе способы определения различных параметров среды подробно описаны в

монографии [21]. Методом ИПН получен большой объем сведений о высотных профилях и временных вариациях температуры и плотности нейтральной компоненты в интервале высот 90–120 км, скорости регулярного вертикального движения среды в D- и E-областях, параметрах турбулентности на высотах ниже уровня турбопаузы. Разработанные на основе этого метода способы регистрации характеристик сигналов, рассеянных неоднородностями, позволили обнаружить волновые движения на высотах 60–130 км с периодами от 5–15 мин до нескольких часов, исследовать вариации уровня турбопаузы, определить турбулентные скорости среды, применить данные о вертикальных движениях к исследованию спорадических слоев ионизации – спорадических E-слоев (далее – E<sub>s</sub>-слоев) [22–33].

В работе приводятся основные результаты многолетних исследований вертикальных движений плазмы в мезосфере и нижней термосфере (60–130 км), обсуждается их вклад в динамику нейтральной атмосферы на примере высотно-временных вариаций температуры и плотности нейтральной компоненты, приводятся данные о скоростях турбулентных движений, рассматривается роль вертикального переноса в образовании спорадических слоев ионизации.

## 2. МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНОЙ ДИНАМИКИ

Метод исследования атмосферной динамики с помощью создания ИПН и методика определения характеристик нейтральной атмосферы подробно изложены в монографии [21] и в работах [25, 31–33]. Принцип создания неоднородностей основан на воздействии на ионосферу направленным в зенит излучением синфазно работающими передатчиками стенда СУРА мощной радиоволны на частоте ниже критической, т.е. радиоволны, отражающейся от ионосферы. При этом в поле стоячей волны, образующейся при отражении от ионосферы мощной радиоволны, формируются неоднородности температуры и концентрации электронов, образуя квазипериодическую плазменную структуру. По окончании воздействия излучением на ионосферу неоднородности разрушаются (релаксируют). Параметры среды определяются на стадии релаксации неоднородностей по измеренным характеристикам рассеянных ими сигналов при зондировании неоднородностей пробными радиоволнами, которые излучаются в импульсном режиме также передатчиками нагревного стенда. Отметим, что обратное рассеяние пробных радиоволн от квазипериодической структуры возникает при выполнении условия Брэгга–Вульфа, один из вариантов реализации которого в эксперименте предполагает использование для создания и зондирования неоднородно-

стей радиоволн одной и той же частоты и поляризации [21]. Результаты измерения вертикальной скорости среды, обсуждаемые в данной работе, получены при воздействии на ионосферу необыкновенной радиоволны.

На высотах Е-слоя процесс релаксации ИПН после прекращения воздействия на ионосферу происходит под действием амбиполярной диффузии, в D-области – вследствие температурной зависимости коэффициента отлипания электронов от отрицательных ионов молекулярного кислорода [21]. Прием рассеянных сигналов осуществляется антенной системой и приемниками установки частичных отражений, расположенной на расстоянии 1 км от нагревного стенда. Регистрируются квадратурные компоненты рассеянного сигнала, по которым стандартным образом определяются его амплитуда и фаза. На основе измерений амплитуды, времени релаксации и фазы рассеянного сигнала определяются важнейшие характеристики нейтральной составляющей атмосферы Земли в нижней ионосфере: скорость вертикального движения плазмы ( $V$ ), которая на указанных высотах совпадает со скоростью нейтральной компоненты [1, 3]; температура и плотность; скорость турбулентного движения до уровня турбопаузы и некоторые другие характеристики нижней ионосферы [21]. Высотнo-временные вариации этих параметров позволяют получить информацию о характеристиках распространяющихся атмосферных волн, влияющих на состояние нижней ионосферы. В измерениях, результаты которых приводятся, рассеянные сигналы регистрировались с шагом по высоте в 0.7 или 1.4 км. Воздействие на ионосферу обычно проводилось в течение 3 с с периодом в 15 с. Этого времени более чем достаточно для образования периодических неоднородностей температуры и концентрации электронов, после чего стенд СУРА переводился в режим импульсной диагностики, излучая с частотой повторения в 50 Гц пробные волны той же частоты и поляризации.

Регистрация рассеянных сигналов проводилась с временным разрешением 15 с. На каждой высоте рассчитывались амплитуда  $A$  и фаза  $\varphi$  рассеянного сигнала, временные зависимости которых затем аппроксимировались линейными функциями вида

$$A(t) = \ln A_0 - \frac{t}{\tau}, \quad \varphi(t) = \varphi_0 + \frac{4\pi V t}{\lambda}. \quad (1)$$

По спаданию амплитуды сигнала в  $e$  раз определяли время релаксации  $\tau$  сигнала, рассеянного неоднородностями, т.е. время релаксации ИПН:

$$\tau = \frac{1}{K^2 D} = \frac{M_i v_{im}}{k_B (T_{e0} + T_{i0}) K^2} = \frac{M_i v_{im}}{2k_B T K^2}. \quad (2)$$

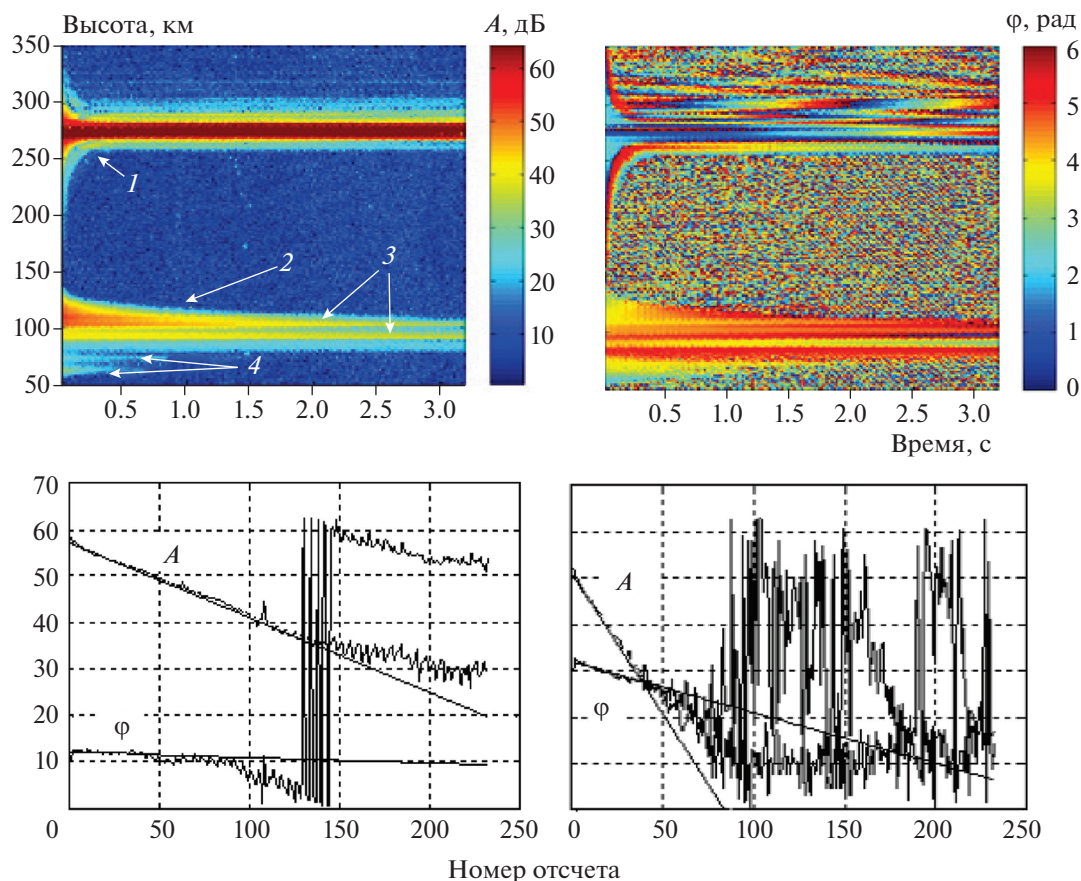
По изменению фазы  $\varphi$  во времени находили скорость вертикального движения плазмы –

$$V = \frac{\lambda}{4\pi} \frac{d\varphi}{dt} = \frac{c}{4\pi f n} \frac{d\varphi}{dt}. \quad (3)$$

В формулах (1)–(3) приняты следующие обозначения:  $k_B$  – постоянная Больцмана;  $K = 4\pi n/\lambda$ ;  $D$  – коэффициент амбиполярной диффузии, зависящий от электронной,  $T_{e0}$ , и ионной,  $T_{i0}$ , невозмущенных (фоновых) температур, частоты соударений ионов с молекулами  $v_{im}$  и массы ионов  $M_i$ ;  $c$  – скорость света в вакууме;  $f$  и  $\lambda$  – частота и длина мощной и пробной радиоволн;  $n$  – показатель преломления. Для среднеширотной ионосферы ниже 130 км можно принять, что температура нейтральной компоненты и температуры электронов и ионов равны и  $T_{e0} = T_{i0} = T$ . При таком определении вертикальной скорости ее отрицательные значения соответствуют движению вверх. Непосредственное измерение фазы рассеянного сигнала позволяет определять скорость вертикального движения с большой точностью. Подробно этот вопрос рассмотрен в работах [20, 21], где приведена оценка погрешности определения скорости, которая для необыкновенной компоненты пробной волны, используемой для создания ИПН и локации их пробными радиоволнами, в обычных ионосферных условиях не должна превышать 0.05 м/с. На верхней панели рис. 2 показан типичный пример регистрации в реальном времени высотнo-временных зависимостей амплитуды и фазы рассеянного сигнала в одном из сеансов, а на левой панели – пример линейной аппроксимации амплитуды  $A$  и фазы  $\varphi$  в зависимости от номера отсчета в регистрации рассеянного сигнала. Отметим, что для определения времени релаксации и вертикальной скорости выбирается количество отсчетов только на линейном участке аппроксимации фазы.

Подчеркнем еще раз, что в экспериментах, связанных с рассеянием пробных радиоволн на ИПН, определяется скорость вертикального движения плазмы. В работах [34, 35] показано, что в движущейся среде на высотах нижней ионосферы периодические неоднородности в процессе их релаксации увлекаются движением нейтрального газа за время меньше миллисекунды, поэтому измеряя фазу сигнала, рассеянного периодическими неоднородностями, можно определить скорость вертикального движения плазмы. Но, как отмечалось выше, на высотах 60–130 км плазма является пассивной примесью, вследствие чего она увлекается движением нейтрального газа и движется вместе с нейтральной средой [3].

Методом рассеяния пробных радиоволн на ИПН были исследованы заходно-восходные явления в нижней ионосфере [29], изучена реакция ионосферы на частные солнечные затмения [27,



**Рис. 2.** Примеры регистрации амплитуды  $A$  и фазы  $\varphi$  рассеянного сигнала во времени на стадии его релаксации (верхняя панель) и их линейные аппроксимации для определения времени релаксации по амплитуде сигнала и вертикальной скорости плазмы по его фазе в условных единицах (нижняя панель) на высотах 99.2 (слева) и 111.8 км (справа). Стрелками показаны сигналы, рассеянные периодическими неоднородностями в F-слое (1), E-слое (2),  $E_s$ -слое (3), и в D-области (4).

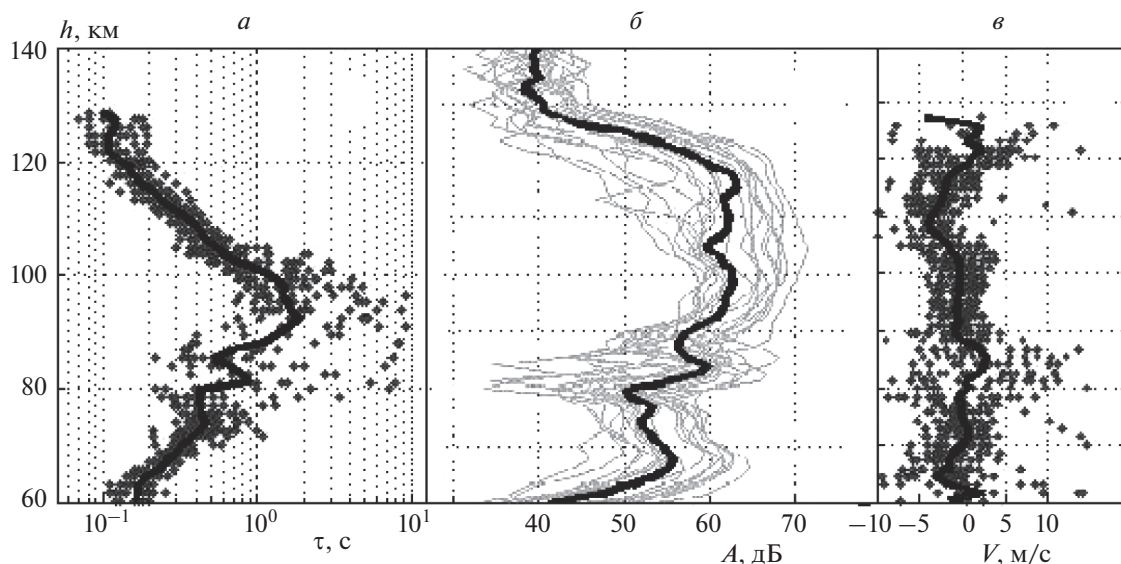
31], обнаружено влияние возмущений от наземного промышленного взрыва на D-область ионосферы [36], зарегистрировано влияние атмосферных волн и турбулентности на образование неоднородностей и характеристики ионосферы и нейтральной атмосферы [22, 23, 25], предложен способ определения типа преобладающих положительных ионов в  $E_s$ -слое [29, 30]. В следующих разделах приводятся результаты анализа высотно-временных вариаций вертикальной скорости, полученные методом создания ИПН в разные годы.

### 3. ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СКОРОСТИ ПО ВЫСОТЕ И ВО ВРЕМЕНИ. ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ВОЛН

В мезосфере и нижней термосфере метод ИПН позволяет с высокой точностью определять параметры среды в интервале высот 60–130 км, исследуя при этом как короткопериодные (несколько секунд), так и более долговременные вариации.

#### 3.1. Основные особенности вариаций скорости

Отметим, что амплитуда, время релаксации рассеянного сигнала и вертикальная скорость подвержены быстрым временным вариациям в течение последовательных измерений, т.е. каждые 15 с. Для того чтобы сгладить эти быстрые вариации, часто применяется усреднение по времени и высоте. На рис. 3 приведены характерные примеры высотных профилей времени релаксации  $\tau$  и амплитуды  $A$  сигнала, рассеянного неоднородностями, и профилей вертикальной скорости за 5-минутный интервал времени в сеансе 13:53–13:58 мск 30.09.2016, полученных путем обработки регистраций сигнала в соответствии с формулами (1) и (3). В данном примере диффузионному закону релаксации неоднородностей (2), который справедлив в E-слое ионосферы, отвечает интервал высот 100–120 км. При этом зависимость  $\tau(h)$  находится в хорошем согласии с диффузионной кривой.



**Рис. 3.** Высотные профили характеристик рассеянного сигнала, полученные 30.09.2016: *а* – времени релаксации  $\tau$ , *б* – амплитуды  $A$ , *в* – скорости вертикального движения плазмы  $V$  в сеансе 13:54–13:58. Кривые соответствуют усредненным в 5-минутном интервале времени значениям измеренных характеристик для каждой высоты. На высотах  $E_s$ -слоя имеет место переход скорости через нулевое значение.

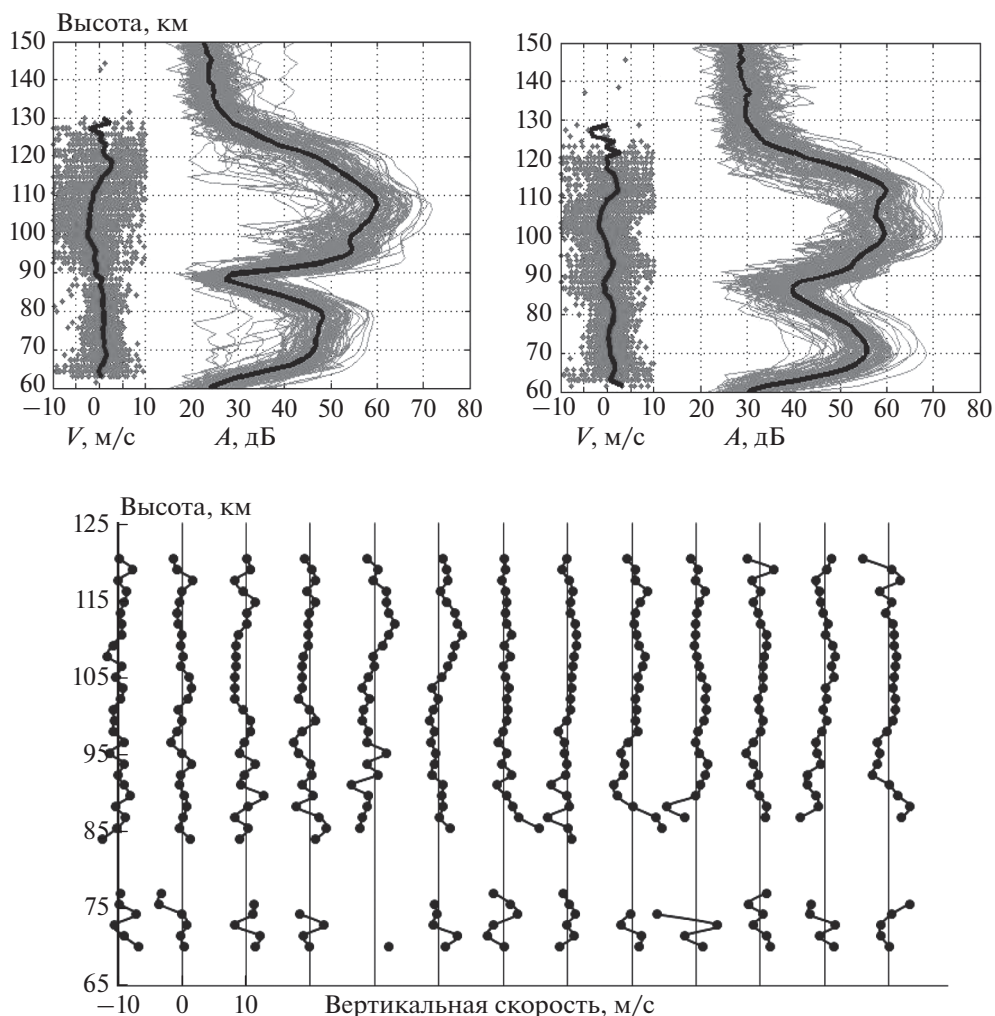
На высоте ниже 100 км атмосферная турбулентность разрушает неоднородности быстрее, чем амбиполярная диффузия, в результате чего время релаксации рассеянного сигнала в среднем уменьшается по сравнению с диффузионным временем, обнаруживая при этом значительных разброс мгновенных значений. На высоте 85 км локальный рост амплитуды и времени релаксации обеспечивается аномально низким  $E_s$ -слоем. В данном примере на высоте  $E_s$ -слоя имеет место переход скорости через нулевое значение. Как оказалось, в большинстве случаев смена направления скорости соответствует высоте максимума  $E_s$ -слоя, что означает образование последнего непосредственно над пунктом наблюдения в результате перераспределения заряженных частиц в магнитном поле Земли [37–39]. На высотах 60–85 км в D-области амплитуда и время релаксации изменяются с увеличением высоты в полном соответствии с температурной зависимостью коэффициента отлипания электронов [21]. В приведенном примере вертикальная скорость преимущественно изменялась в интервале значений от  $-10$  до  $+10$  м/с со средним значением за 5 мин от  $-5$  до  $+5$  м/с в зависимости от высоты с постоянной сменой направления.

На верхней панели рис. 4 приведены высотные профили вертикальной скорости (точки) и амплитуды сигнала (линии), рассеянного ИПН, полученные с интервалом в 15 с за два получасовых сеанса 10.08.2015. Жирными линиями показаны средние за каждый сеанс профили скорости. Этот рисунок демонстрирует значительную изменчи-

вость мгновенных значений амплитуды рассеянного сигнала и вертикальной скорости, что обусловлено чувствительностью применяемого метода к изменениям в ионосфере. Усредненные за получасовой интервал значения скорости составили менее 5 м/с. На нижней панели рис. 4 показаны высотные профили вертикальной скорости за период наблюдений с 13:00 до 14:00 28.09.2018, усредненные за каждые 5 мин. В этом часовом сеансе на высотах 70–125 км скорость изменялась от  $-10$  до  $+10$  м/с, каждая вертикаль соответствует ее нулевому значению. Также видна постоянная смена направления скорости с увеличением высоты, а также более быстрые и глубокие ее вариации в D-области. Отсутствие данных в интервале высот 76–85 км обусловлено ростом концентрации атомарного кислорода, препятствующего образованию ИПН в в этом высотном интервале [21]. Напомним, что отрицательные значения скорости соответствуют движению вверх.

### 3.2. Вариации вертикальной скорости во время природных явлений

Значительные вариации вертикальной скорости имеют место при заходно-восходной перестройке ионосферы и во время солнечных затмений. В июне 2000 г., августе 2001 г. и августе 2015 г. были проведены измерения методом ИПН с 19 ч вечера до 6 ч утра следующего дня с целью исследования ионосферы в заходно-восходный период. По измерениям в заходно-восходные часы 15 и 16 июня 2001 г. большинство значений скорости

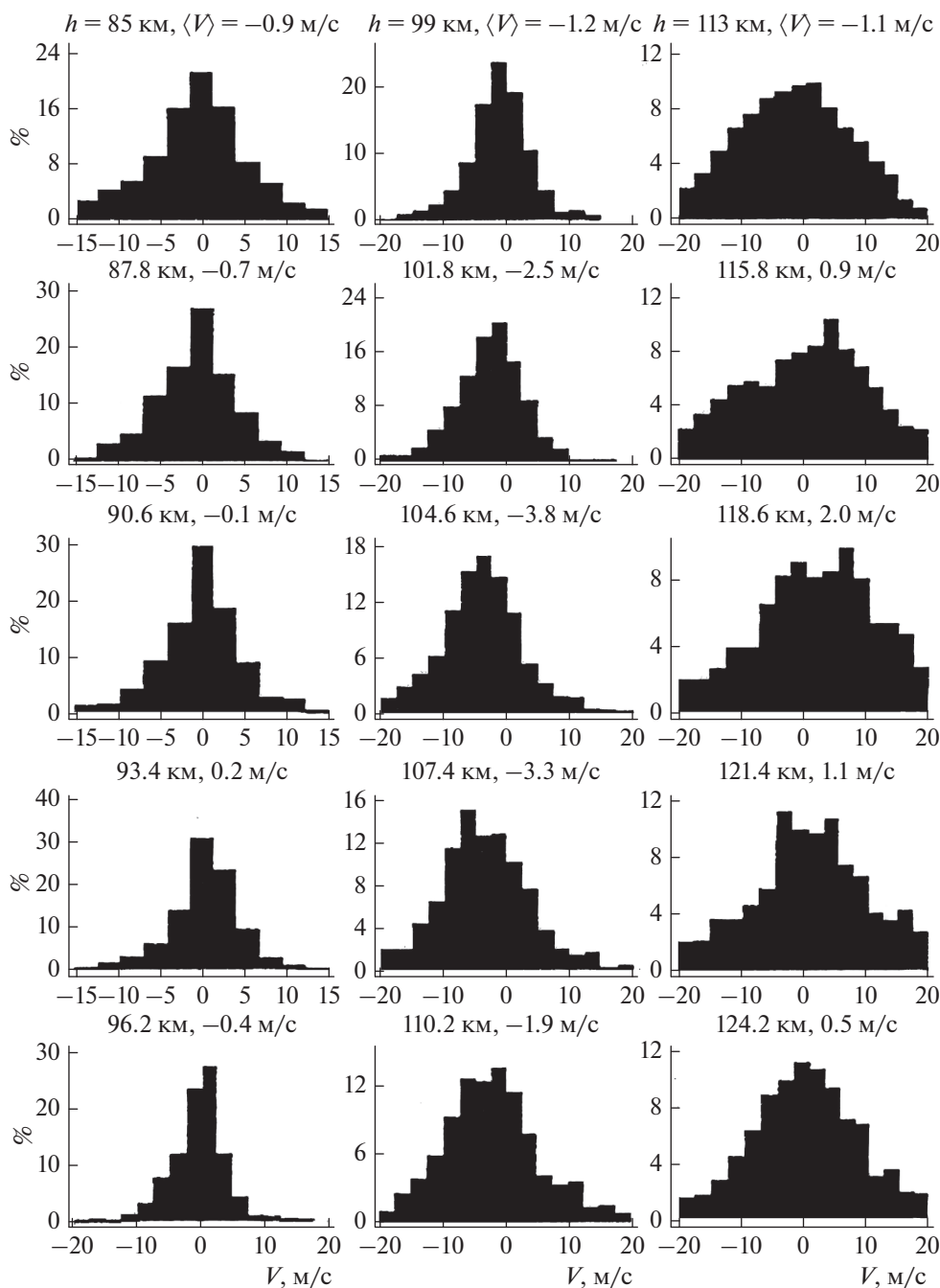


**Рис. 4.** Верхние панели — высотные профили вертикальной скорости (точки) и амплитуды сигнала (тонкие линии), рассеянного ИПН, полученные с интервалом в 15 с за два полчасовых сеанса 10.06.2015, жирными линиями показаны средние профили за это время; нижняя панель — высотные профили скорости вертикального движения плазмы за период наблюдений с 13:00 до 14:00 LT 28.09.2018, усредненные за каждые 5 мин.

находилось в интервале от  $-10$  до  $+10$  м/с со средними значениями на высотах E-слоя от  $-3.8$  до  $0.5$  м/с. По данным из работы [29] в D-области в предзаходные часы скорости были направлены из области ионизации как вверх, так и вниз. Вблизи высоты 90 км чаще наблюдались движения вниз с отрицательным градиентом по высоте, который должен был вызывать “сгонку” ионизации в так называемый “подслойный”  $E_s$ , т.е. слой, расположенный ниже высоты максимума регулярного E-слоя. Такой слой наблюдался на высотно-временных записях амплитуды рассеянного сигнала. Во время захода Солнца и в послезаходные часы наблюдался также спускающийся  $E_s$ -слой, на высотах которого скорости были направлены преимущественно внутрь области ионизации.

За изменением средних величины и направления скорости в E-слое для вечерних часов

15.06.2001 можно проследить по гистограммам распределения скорости  $V$ , построенным для высот  $85.0$ – $124.2$  км с интервалом в  $2.8$  км и представленным на рис. 5. На каждой гистограмме указаны высота  $h$ , для которой она построена, и среднее значение вертикальной скорости  $\langle V \rangle$  на этой высоте. Видно, что средние величина и направление скорости существенно изменялись с увеличением высоты. На высотах  $h \approx 92$  и  $114$  км имела место смена знака средней скорости, т.е. могло происходить образование  $E_s$ -слоя за счет механизма ветрового сдвига. На этих же высотах спорадические слои регистрировались на высотно-временной записи амплитуды рассеянного сигнала и на ионограмме вертикального ионозонда. Из рис. 5 видно, что с увеличением высоты возрастала доля сравнительно больших значений скорости, превышающих  $10$  м/с, а также диспер-



**Рис. 5.** Гистограммы распределения вертикальной скорости на разных высотах в вечерние и ночные часы 15.06.2001; для каждой гистограммы указаны высота и среднее значение скорости.

сия распределения. Этот результат является косвенным подтверждением распространения атмосферных волн и роста их вклада в вертикальную скорость, как отмечалось ранее в работах [20, 21].

Особенности активной заходно-восходной перестройки динамического режима ионосферы также отражены в изменении высотных профилей вертикальной скорости  $V(h)$ , которые иллюстрирует рис. 6. На нем представлено несколько

полученных подряд профилей  $V(h)$  16.08.2000 во время захода Солнца в Е-области. Видно, что высотные вариации скорости имеют явно волнообразный характер с периодом по высоте порядка 12–15 км. Аналогичные результаты получены и для восходных часов. Можно заключить, что скорость вертикального движения в период захода и восхода Солнца испытывает значительные высотно-временные вариации, связанные, как при-

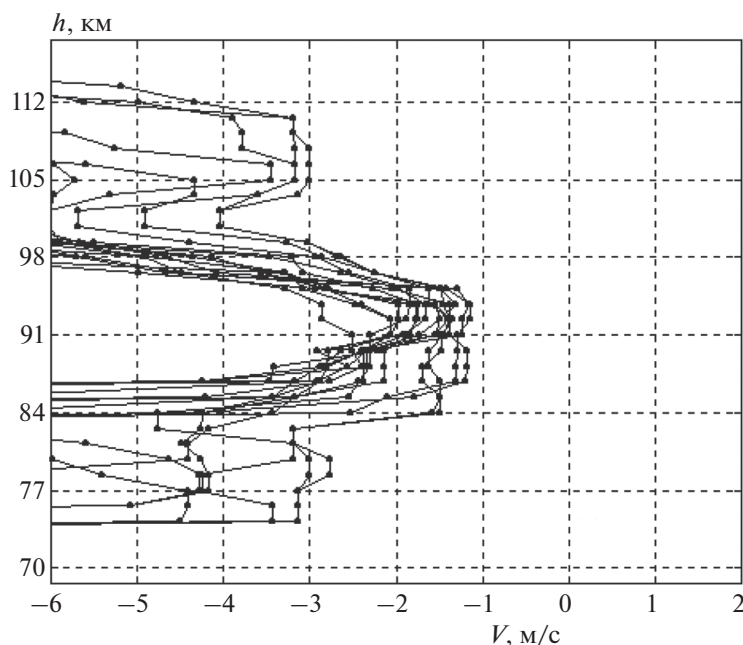


Рис. 6. Высотные профили вертикальной скорости  $V(h)$  в период захода Солнца 16.08.2000.

нято считать, с генерацией волн солнечным терминатором [40].

Подобная перестройка в нижней ионосфере происходит и во время частичных затмений Солнца [31], и при проникновении возмущений от наземного промышленного взрыва на ионосферные высоты [36]. При наблюдениях методом ИПН во время затмения 20.03.2015 с фазой 0.586 для местных условий характеристики рассеянного сигнала изменялись во времени подобно заходно-восходным вариациям. Это неудивительно, так как во время затмения ионосфера частично переходит к сумеречным условиям. На рис. 7 приведена зависимость мгновенных (неусредненных) значений вертикальной скорости от времени и высоты в день затмения при регистрации амплитуды и фазы каждые 15 с. Стрелками показаны время начала, максимальной фазы и окончания затмения. Видны глубокие квазипериодические вариации скорости в E-слое на высотах 90–130 км, аналогичные вызываемым колебаниям при прохождении терминатора в заходный и восходный периоды [40].

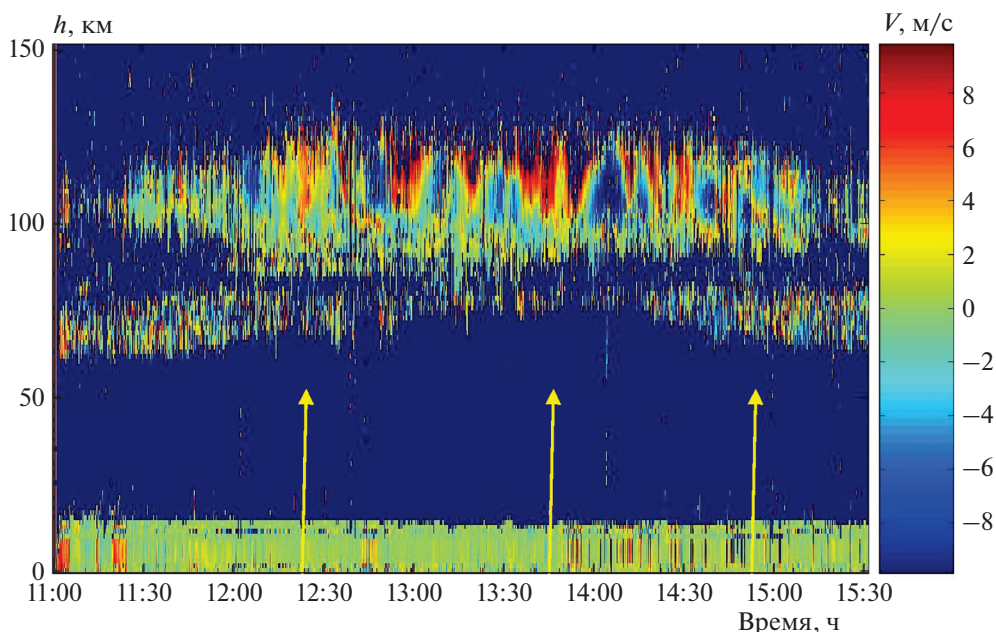
### 3.3. Возмущения вертикальной скорости в нижней ионосфере после наземного промышленного взрыва

Известно, что волны давления, возникающие при взрывах, достигают ионосферных высот с акустической скоростью, распространяясь далее как волновые возмущения электронной концентрации и других ионосферных и атмосферных параметров. В работе [36] приведены результаты на-

блюдений ионосферы во время промышленного взрыва по регистрациям амплитуды и фазы сигнала, рассеянного ИПН, на высотах D-области. При распространении возмущения от наземного взрыва в ионосферу амплитуда неоднородностей уменьшалась почти до уровня естественных помех, а вертикальные скорости обнаруживали квазипериодические изменения во времени с “мгновенных” (в данном случае – средних за минуту) значений от 4 до 12 м/с со среднеквадратичным отклонением порядка 4–8 м/с. Акустическое возмущение от наземного взрыва достигло высоты 60–70 км через 26 мин после него, распространяясь со скоростью порядка 300 м/с. Спектральный анализ флуктуаций скорости показал наличие в спектре ярко выраженных компонент с периодами колебаний 7, 10, 20, 25, 50 мин, а также сравнительно долгопериодных колебаний с периодами 1.5, 2.5 и 3.3 ч. Очевидно, проникновение возмущения от взрыва в виде акустико-гравитационных волн вызвало интенсивные вертикальные движения среды, что повлияло на структуру квазипериодических неоднородностей, уменьшив их амплитуду вследствие изменения фазовых соотношений волн, рассеянных разными неоднородностями [36].

Попутно отметим, что не так давно метод ИПН удалось реализовать и на зарубежных нагревных стендах [41–44]. В работах [41, 43] приведены данные о скоростях вертикальных движений в D- и E-областях высокоширотной ионосферы. В них не получено аномально больших значений скорости. Например, в работе [41] из наблюдений за состоянием ионосферы методом





**Рис. 7.** Зависимость вертикальной скорости от времени и высоты в день затмения Солнца 20.03.2015 при регистрации фазы каждые 15 с; стрелками показаны время начала, максимальной фазы и окончания затмения.

ИПН на высокоширотном стенде HAARP в апреле 2014 г. следует, что на высотах 85–125 км значения скорости не превышали 5 м/с, а на высотах 90–105 км скорость была близка к нулю. Отметим, что в [41] приведены сведения за сеанс измерений длительностью всего 30 с и погрешностью измерения скорости около 10 м/с на краях исследуемого высотного диапазона. В работах [42, 43] представлены результаты экспериментов на высокоширотном стенде EISCAT-heater, выполненных по разработанной в НИРФИ методике. В [43] сообщается об экспериментах 18.11.1993 и 15.09.1994, в которых основная масса измеренных скоростей не превышала по модулю 2–5 м/с.

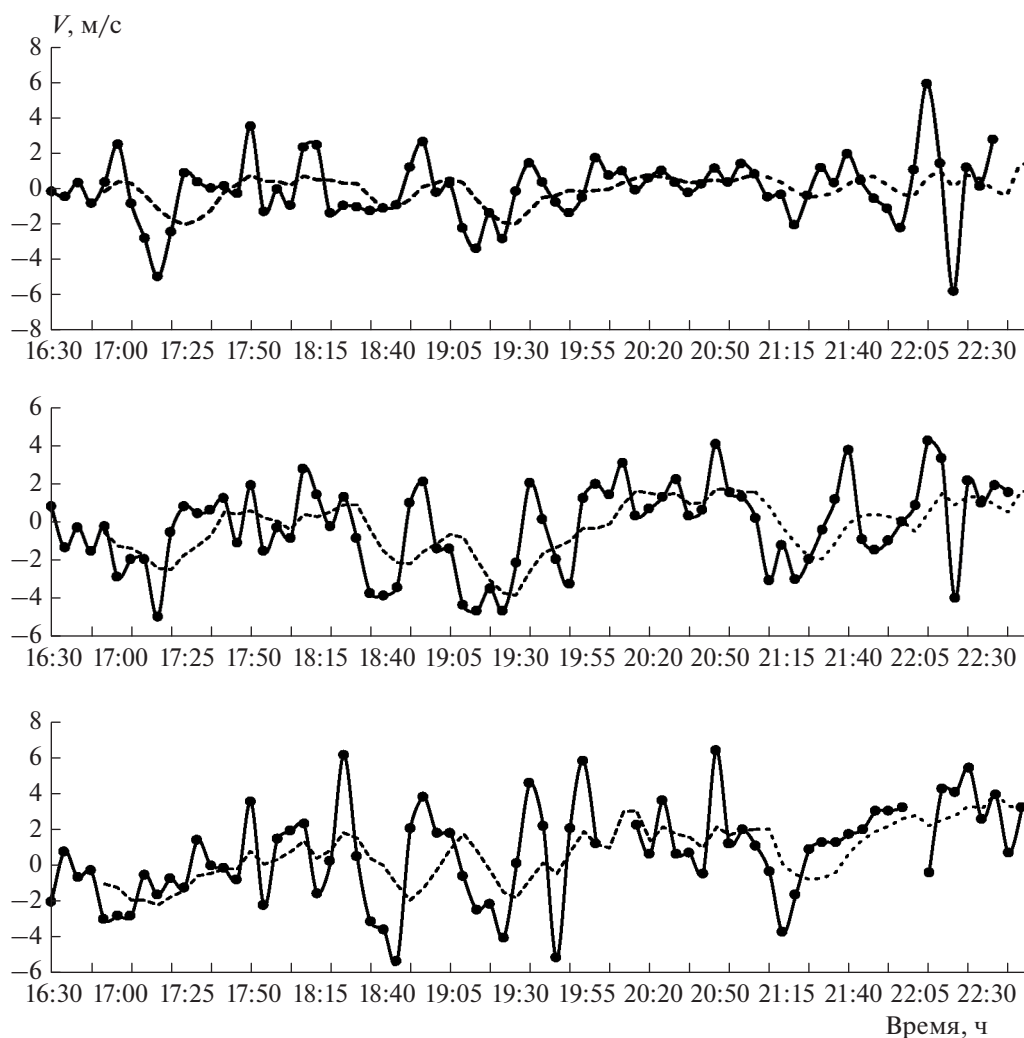
Близкие к нашим результаты измерения вертикальной скорости получены в работе [45] по данным метеорадара Сан-Жуан-ду-Карири, Бразилия (7.4°S; 36.5°W). На мезосферных высотах 82–96 км разнонаправленные вертикальные скорости составляли несколько м/с, иногда достигали 5 м/с и лишь на высоте 96 км приближались к величине в 10 м/с. Таким образом, и в высоких широтах, и в экваториальной области измерения вертикальной скорости методом ИПН не показывают аномально больших значений, подобных приведенным в работах [2, 19, 46].

### 3.4. Влияние атмосферных волн

Результаты длительных исследований ионосферы методом ИПН показали, что в высотнo-временных вариациях вертикальной скорости постоянно присутствуют волнообразные движе-

ния различных периодов [23–25, 29]. В данном разделе приведем конкретные примеры. На рис. 8 показана зависимость от времени усредненных за каждые 5 мин значений вертикальной скорости плазмы для высот 100.8, 105 и 112 км за 12.08.2015. Средние значения скорости находились в интервале от –6 до +6 м/с. Видны волнообразные вариации скорости с постоянной сменой направления и периодом от 5 мин до 1 ч, что свидетельствует об интенсивной динамике исследуемой области высот. Штриховыми кривыми показаны сглаженные по 25-минутному интервалу времени значения скорости.

В ином виде высотнo-временные вариации вертикальной скорости, усредненные по 5-минутным интервалам времени, представлены на рис. 9 за 13.08.2015 (утренние часы), 12.08.2015 (вечерние часы) и 25.10.2018 (послеполуденные часы); величина скорости дана в виде яркостной шкалы. Белые пятна означают отсутствие данных, как правило, вследствие нестабильности фазы рассеянного сигнала, в результате чего вертикальная скорость не могла быть определена. Во всех случаях скорость изменялась в интервале значений от –8 до +8 м/с. Для утренних часов 13.08.2015 отмечены глубокие и быстрые вариации скорости. Для вечерних часов 12.08.2015 были характерны преимущественно положительные (движение вниз) значения скорости в D-области со сменой направления вблизи высоты 90 км. В послеполуденные часы 25.10.2018 практически отсутствовали неоднородности ниже высоты 75 км. Хорошо видна периодическая смена на-



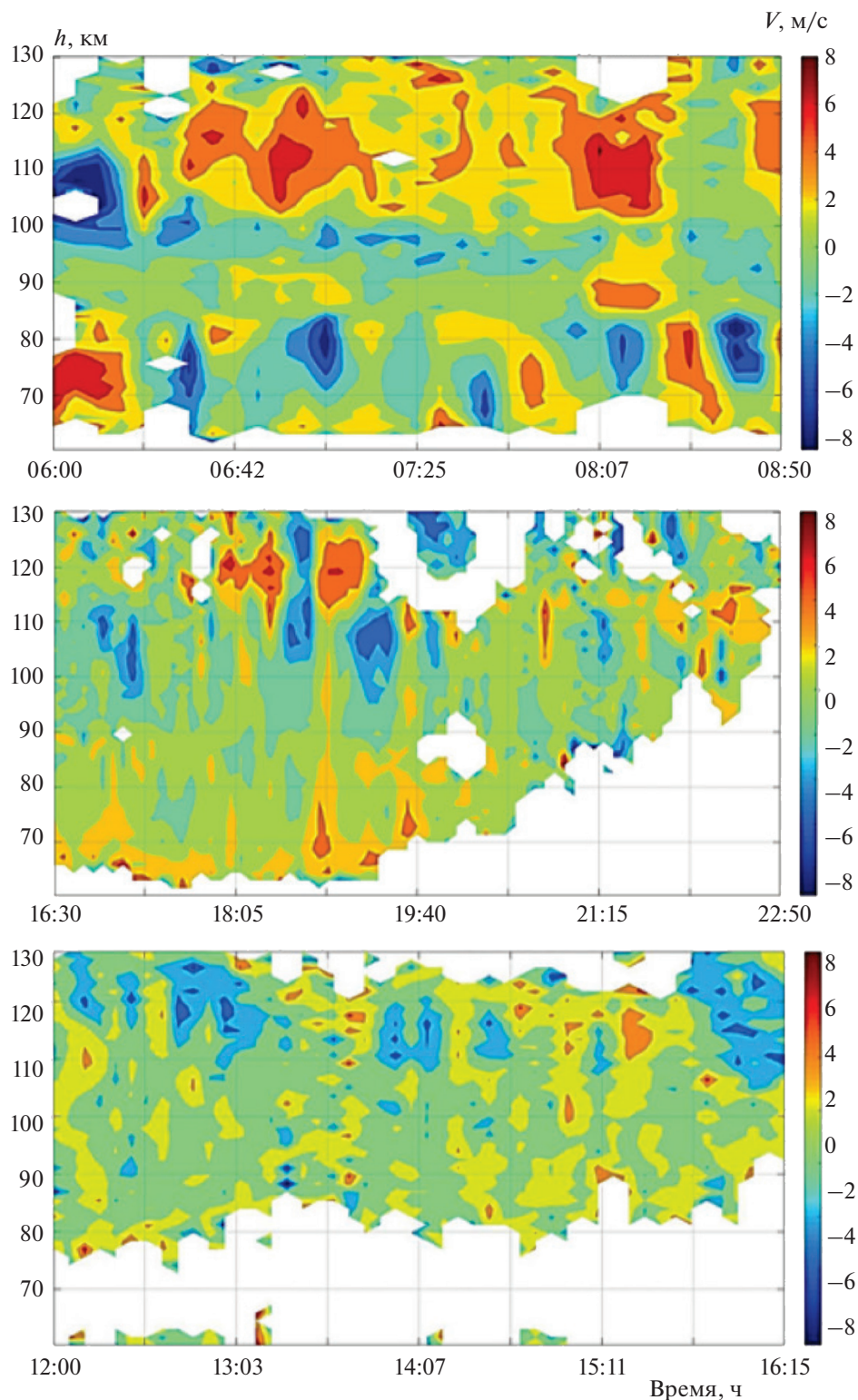
**Рис. 8.** Зависимость усредненных в 5-минутном интервале времени значений вертикальной скорости плазмы (и нейтральной компоненты) от времени для высот 100.8 (верхняя панель), 105 (средняя панель) и 112 км (нижняя панель) 12.08.2015.

правления и величины вертикальной скорости с волновыми вариациями периодов 15–20, 40–45, 60, 120, 150 и 180 мин. Эти периоды характерны для внутренних гравитационных волн, распространяющихся в атмосфере Земли [47–56].

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. Модели циркуляции средней атмосферы дают на высотах 80–100 км значения вертикальной скорости до нескольких см/с [7, 57–59]. Большие по сравнению с модельными значения вертикальной скорости, измеренные методом ИПН, отражают существенную роль атмосферных волн в динамике мезосферы и нижней термосферы (нижней ионосферы). Спектральный анализ вре-

менных зависимостей вертикальной скорости показал, что в них проявляются волновые движения с периодом от 5–10 мин до 4–5 ч.

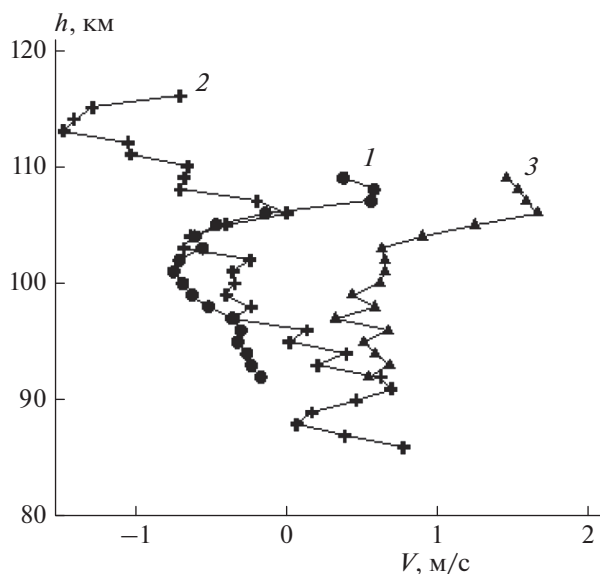
Еще в 70-е годы прошлого века на основе анализа картины горизонтальных ветров в работе [39] был сделан вывод о том, что в 40% случаев ветровая структура нижней ионосферы определяется атмосферными волнами. В работах [20, 21, 23, 25, 28, 32] на основе анализа определения параметров мезосферы и нижней термосферы сделан вывод о том, что из всех определяемых характеристик вертикальная скорость наиболее чувствительна к влиянию волновых движений. По результатам измерений вертикальной скорости методом ИПН можно заключить, что в целом мгновенные значения  $V$  на высотах мезосферы и нижней термосферы могут составлять единицы и десятки м/с; при этом значительный вклад в ве-



**Рис. 9.** Высотно-временные вариации вертикальной скорости с шагом по высоте 1.4 км, усредненные по 5-минутным интервалам времени, за 13.08.2015 (верхняя панель), 12.08.2015 (средняя панель) и 25.10.2018 (нижняя панель). Видны периодическая смена направления и величины вертикальной скорости.

личину скорости вносят атмосферные волны. Усреднение мгновенных значений скорости дает величину 5–8 м/с в зависимости от ионосферных

условий. Вклад волновых движений в вертикальную скорость можно оценить по нашим измерениям. Приближенную оценку дает вычитание из



**Рис. 10.** Высотные профили вертикальной скорости  $V(h)$  для осени 1991 г., измеренные методом создания ИПН [21]: 1 – сентябрь, 2 – октябрь, 3 – ноябрь.

временного ряда скорости ее сглаженной по разумному периоду функции. Такая процедура, примененная в работах [20, 21] к минутным вариациям скорости, показала, что вклад волновых движений увеличивался от 0.4–1.8 м/с на высоте 97 км до 1–12 м/с на высоте 117 км. В целом можно полагать, что вклад атмосферных волн в колебания вертикальной скорости растет с увеличением высоты.

### 3.5. Сезонно-суточные вариации скорости

До 2020 г. измерения скорости, как правило, проводились в зимние, осенние и весенние месяцы в течение 15–20 дней каждый месяц. В последующие годы удавалось организовать преимущественно летние и осенние эксперименты, связанные с созданием ИПН на стенде СУРА, в течение нескольких дней в месяц. В результате полной картины сезонно-суточных вариаций вертикальной скорости пока не сложилось. В работах [20, 21] приведены результаты измерений вертикальной скорости в течение 6–7 ч ежедневно в интервале высот 89–114 км за период с сентября 1990 г. по май 1991 г. преимущественно в дневные часы. Отмечается, что в этот период на указанных высотах скорости были направлены вверх, а их максимальные абсолютные среднемесячные значения наблюдались в ноябре 1990 г. и январе 1991 г. и составили 4.6 и 2.6 м/с соответственно. В другие месяцы средние значения скорости не превышали 1.5 м/с. Наибольший разброс средних за месяц значений скорости пришелся на ноябрь 1990 г. и январь 1991 г. В первом случае среднее значение вертикальной скорости изменялось от +1.3 м/с на

высоте 89 до –2.6 км на высоте 114 км, во втором случае – от +1.0 до –4.6 м/с на тех же высотах (напомним, что отрицательные значения означают движение вверх). По этим данным в сезонном ходе скорости не получено больших положительных значений. Естественно, “мгновенные” значения скорости, полученные каждые 15 с или усредненные в одноминутном интервале времени, были иногда существенно больше и достигали в отдельные дни 10–15 м/с, а иногда и 20 м/с.

На рис. 10 приведены заимствованные из работы [21] высотные профили вертикальной скорости для трех осенних месяцев 1991 г.: сентябрь – кривая 1, октябрь – кривая 2, ноябрь – кривая 3. Каждая точка на графике соответствует среднемесячному значению. Профили дают представление о среднем характере изменении величины и направления скорости с увеличением высоты. Если в сентябре до высоты 105 км средняя скорость была направлена вверх, то в ноябре наблюдались нисходящие движения, а в октябре на высоте 95 км имел место переход от нисходящих движений к восходящим с ростом модуля средней скорости. В целом в этот период среднемесячные значения скорости не превышали 2 м/с.

В работе [2] на основе анализа относительно небольшого количества измерений вертикальной скорости разными методами сделан вывод о том, что события, происходящие со скоростью, превышающей 10 м/с, являются обычным явлением в мезосфере и нижней термосфере. Измерения скорости методом ИПН показывают, что “мгновенные” значения скорости действительно могут быть большими, но процент их обычно невелик, за исключением заходно-восходного периода (см. рис. 5), а их средние значения, как правило, не превышают нескольких м/с.

## 4. ВАРИАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ НЕЙТРАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ

Вертикальные движения играют важную роль в переносе тепла, показателем которого является изменение температуры нейтральной компоненты с увеличением высоты. Методом ИПН температура определяется в области высот, где справедлив диффузионный механизм релаксации неоднородностей и время их разрушения после окончания воздействия на ионосферу обратно пропорционально коэффициенту амбиполярной диффузии, т.е. температуре (см. формулу (2)). Методика определения температуры по высотной зависимости времени релаксации ИПН подробно изложена в работах [21, 32, 59, 60]. В нижней средней ионосфере вплоть до 120–130 км выполняется условие теплового равновесия, когда температуры заряженных частиц равны температуре нейтральной компоненты, а частота соударений ионов с молекулами пропорциональна плотности

атмосферы. При этом используется связь температуры с высотой однородной атмосферы, которая, в свою очередь, определяется по высотной зависимости времени релаксации рассеянного сигнала.

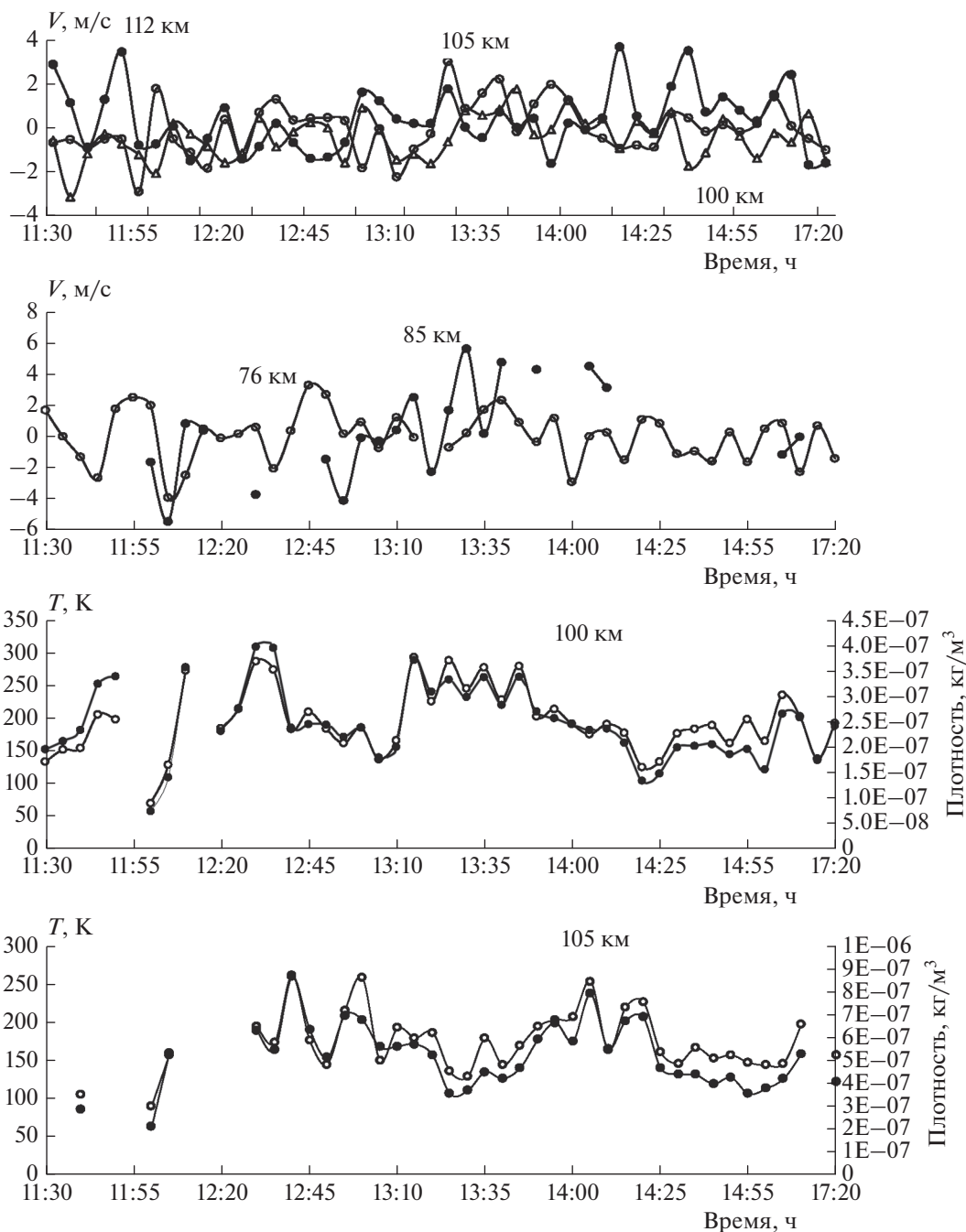
Из предположения о том, что в пределах объема рассеяния среда локально изотропна, а плотность атмосферы уменьшается с ростом высоты по экспоненциальному закону, следует, что высотная зависимость времени релаксации рассеянного сигнала также описывается экспонентой, а его величина уменьшается в  $e$  раз на масштабе, определяемом высотой однородной атмосферы  $H = k_B T / Mg$ , где  $M$  – средняя масса молекул газа,  $g$  – ускорение свободного падения. Важной особенностью способа определения температуры является необходимость отсутствия турбулентности и спорадических слоев ионизации. Первый фактор приводит к отклонению высотной зависимости времени релаксации от диффузионного закона, что вызывает рост погрешности определения температуры, второй – к росту времени релаксации вследствие роста массы преобладающих ионов в  $E_s$ -слое [29, 37–39, 61]. При этом нижняя граница интервала высот, в котором реализуется возможность определения температуры методом ИПН, ограничивается снизу уровнем турбопаузы, а сверху – нарушением условия теплового равновесия. В разных природных условиях высотный интервал определения температуры варьируется в пределах 85–130 км. Большой объем исследования высотно-временных вариаций параметров нейтральной атмосферы проанализирован в работах [21, 24, 25, 32, 60, 61].

На рис. 11 приведены характерные зависимости вертикальной скорости (две верхние панели) в  $E$ -слое и  $D$ -области, температуры и плотности нейтральной компоненты (две нижние панели) от времени в дневные часы на высотах 100 и 105 км, полученные 28.09.2018. Измерения в эти дни проводились в спокойной ионосферной и геомагнитной обстановке. Пределы изменений температуры от 100 до 250 К являются типичными для этих высот. Вариации скорости, температуры и плотности демонстрируют развитую волновую динамику нижней термосферы. Хорошо видны ярко выраженные волноподобные изменения параметров с периодом от 15 мин до 2 ч и более, наблюдается сложная картина временных вариаций температуры с размахом колебаний от ~10–15 К до ~100 К. Средние за весь период наблюдений значения температуры ~170 К мало различаются на обеих высотах. Однако видны и значительные различия в характере временных изменений температуры и плотности на высотах 100 и 105 км. Так, на высоте 105 км после 13 ч имели место 10-минутные колебания с размахом до 40 К на фоне более долгопериодных волн с периодом ~80 мин. В то же время на высоте 100 км ми-

нимальный размах колебаний температуры, составляющий ~20 К с 15-минутным периодом. Наблюдаются также волновые движения с размахом колебаний температуры ~100 К с периодом ~25–30 мин и колебаний с размахом ~150 К с периодом около 1.5 ч. Периоды волн, вносящих вклад в вариации атмосферных параметров, соответствуют внутренним гравитационным волнам [17–24].

Результаты определения температуры методом создания ИПН показали, что высотные профили температуры на высотах мезосферы и нижней термосферы отличаются большим разнообразием формы [25, 60, 62, 63]. На рис. 12 приведены примеры усредненных в 5-минутном интервале времени высотных профилей температуры и вертикальной скорости 06.10.2014, изменяющихся “в фазе”, т.е. когда во всем высотном интервале одновременно растут температура и модуль скорости (левая панель на рис. 12). При этом максимальные значения температуры достигаются приблизительно на тех же высотах, что и значения модуля скорости, и “в противофазе”, когда практически во всем интервале высот локальный максимум температуры приходится на высоты с локальными минимумами модуля скорости 25.10.2018 (правая панель на рис. 12). Высотный масштаб вариаций температуры и скорости составил 5–20 км. Аналогичный высотный ход температуры и вертикальной скорости многократно наблюдался в разных экспериментах.

Довольно часто заметная корреляция между высотными профилями температуры и скорости отсутствовала, что может быть обусловлено следующими обстоятельствами. Первый фактор – это изменение со временем уровня турбопаузы, что приводит к росту вклада турбулентных движений в определяемую величину температуры, увеличивая погрешность. Отметим, что это не имеет отношения к вертикальной скорости, так как фаза рассеянного сигнала при наличии сильно развитой турбулентности становится хаотичной и вертикальная скорость в этом случае не может быть определена. Другим фактором влияния могут быть конвективные потоки как сверху, так и снизу, которые могут накладываться на волновые вариации скорости и искажать их. В результате высотные зависимости температуры и скорости могут значительно отличаться друг от друга при отсутствии временной и высотной корреляции между ними. В работе [62] сделан вывод о том, что корреляция вариаций вертикальной скорости и температуры нейтральной компоненты наблюдалась в периоды развития неустойчивостей среды. Вопрос о взаимосвязи вариаций температуры и вертикальной скорости еще предстоит выяснить.

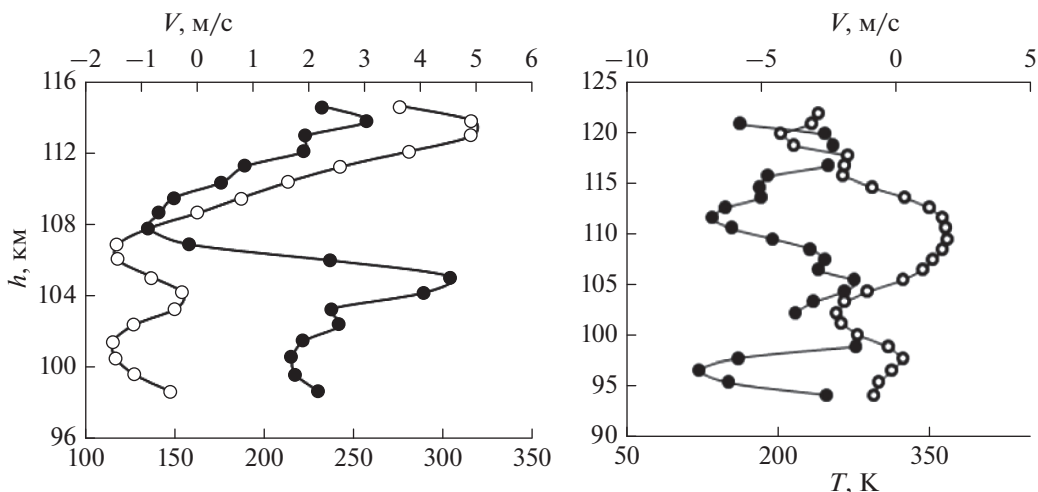


**Рис. 11.** Характерные зависимости вертикальной скорости от времени в E-слое (верхняя панель) и D-области (вторая сверху панель), температуры (○) и плотности (●) нейтральной компоненты от времени в дневные часы на высотах 100 и 105 км (две нижние панели) за 28.09.2018.

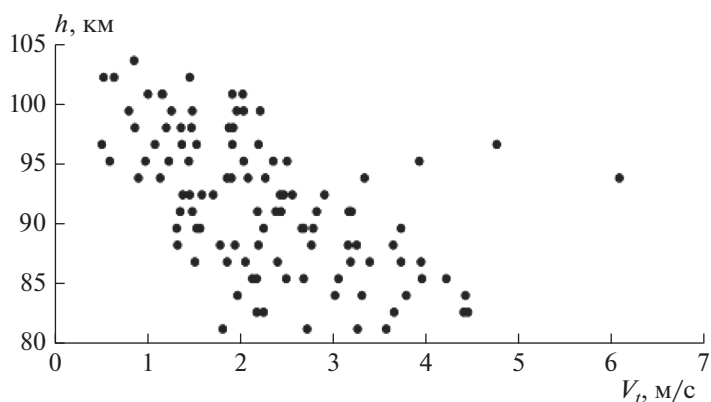
## 5. ВКЛАД ХАОТИЧЕСКИХ ДИЖЕНИЙ В ДИНАМИКУ МЕЗОСФЕРЫ И НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ

Важной составляющей атмосферной динамики являются хаотические движения нейтральной компоненты, обусловленные атмосферной турбулентностью. Метод ИПН позволяет определять турбулентную скорость вплоть до уровня турбо-

паузы, вблизи которого турбулентное перемешивание газовых составляющих атмосферы сменяется их диффузионным разделением. На этой высоте турбулентная скорость  $V_t$  приближается к нулю. Последняя определяется по уменьшению времени релаксации рассеянного сигнала относительно времени диффузионного расплывания неоднородностей [21, 22, 33]. Как и характеристи-



**Рис. 12.** Примеры усредненных в 5-минутном интервале времени высотных профилей температуры (○) и вертикальной скорости (●) в сеансах 15:12 мск (левая панель) и 11:30 мск (правая панель) 25.10.2018.



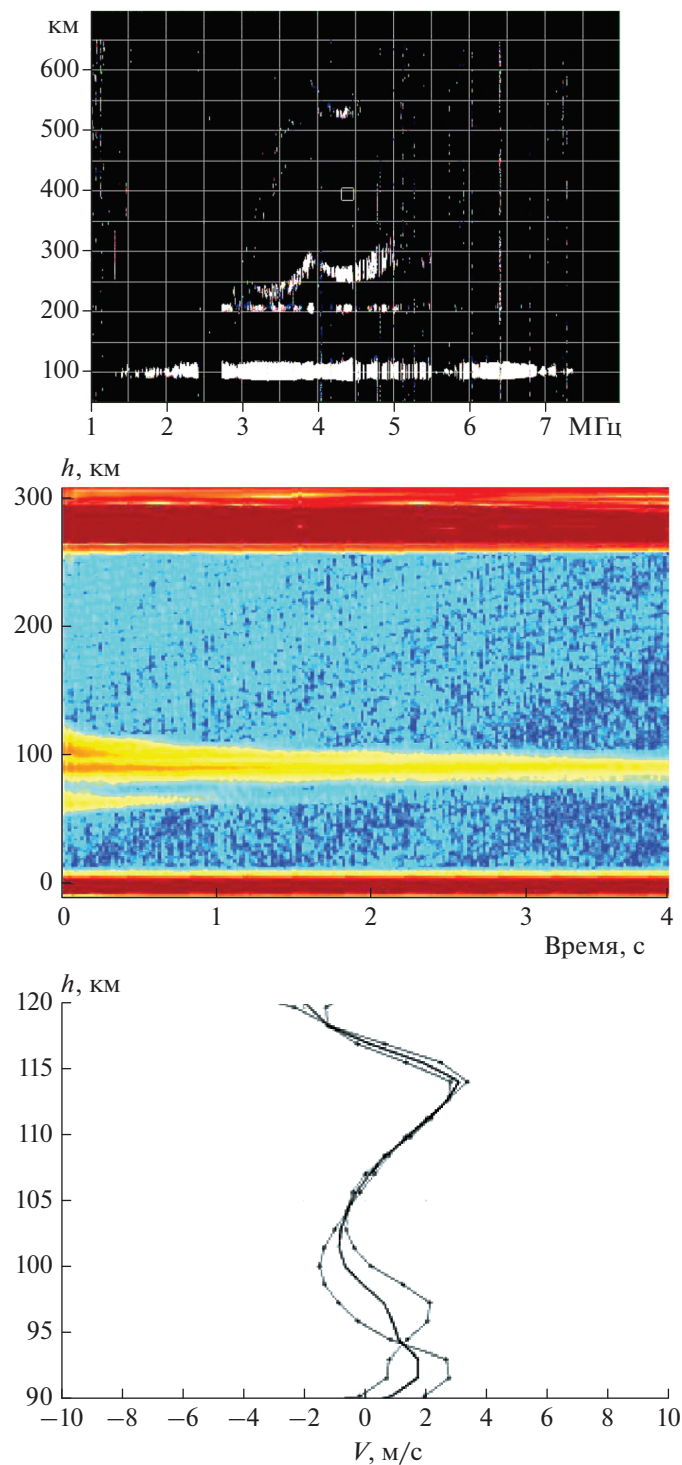
**Рис. 13.** Высотная зависимость скорости турбулентного движения  $V_t$  28.09.2018 г.; точки соответствуют регистрации сигнала каждые 5 мин.

ки рассеянного сигнала, турбулентная скорость подвержена быстрым флуктуациям с характерным временем, составляющим 15 с. На рис. 13 приведен пример зависимости скорости турбулентного движения  $V_t$  от высоты для часового сеанса с 17 до 18 ч 28.09.2017; точки соответствуют усредненным за каждые 5 мин значениям скорости. Видно, что в данном примере уровень турбопаузы варьировался от 95 до 105 км, а турбулентная скорость преимущественно изменялась от 0.5 до 4 м/с. В нескольких случаях  $V_t$  достигла значений в 5–6 м/с.

Эксперименты, проведенные в разные годы, показали, что в целом минутные значения  $V_t$  изменялись в разных условиях от близких к нулю значений до 5 м/с [21, 22, 33, 63]. В возмущенные

периоды с ярко выраженной волновой активностью и сильно развитой турбулентностью турбулентная скорость возрастала до 7 м/с. Средние скорости турбулентных движений за сеанс продолжительностью 6–7 ч на высотах ниже турбопаузы составляли обычно  $V_t \approx 1–2$  м/с, уменьшаясь до близких к нулю значений при приближении к уровню турбопаузы. В вариациях турбулентной скорости также наблюдаются быстрые флуктуации и волнообразные изменения во времени, поэтому при ее определении обычно используются усредненные значения времени релаксации с интервалом усреднения от 5 до 15 мин для исключения возможных короткопериодных вариаций.

Из анализа полученного нами большого объема данных о величинах скоростей вертикальных и



**Рис. 14.** Пример регистрации  $E_s$ -слоя на ионограмме (верхняя панель), на высотной зависимости амплитуды рассеянного сигнала (средняя панель) и высотный профиль вертикальной скорости со сменой направления на высоте 100 км (нижняя панель).

турбулентных движений следует, что турбулентные (вихревые) скорости могут достигать нескольких м/с, они возрастают в периоды атмосферных возмущений и часто сопоставимы по порядку величины с регулярными вертикальными скоростями [25, 33].

## 6. ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС И СПОРАДИЧЕСКИЕ СЛОИ ИОНИЗАЦИИ

Важную роль вертикальные движения играют в перераспределении плазмы и образовании спорадических слоев ионизации с повышенным от-



носителем фонового значения уровнем концентрации электронов. Так как  $E_s$ -слой содержит атомарные положительные ионы металлов, в том числе тяжелые ионы железа, магния, кальция, то средняя масса ионов на высотах  $E_s$ -слоя возрастает, что приводит к увеличению времени релаксации и росту амплитуды рассеянного сигнала вследствие роста коэффициента отражения пробных радиоволн от слоя. Этот факт неоднократно отмечался в экспериментах по диагностике ионосферы методом создания ИПН, что позволило разработать способ определения массы, т.е. типа преобладающих ионов в  $E_s$ -слое [61].

На рис. 14 приведен пример одного из сеансов наблюдений, когда спорадический  $E_s$ -слой был зарегистрирован на ионограмме вертикального зондирования (верхняя панель) и на высотной зависимости амплитуды рассеянного сигнала (средняя панель). Профиль вертикальной скорости со сменой направления на высоте 100 км приведен на нижней панели рис. 12. Рисунок 14 демонстрирует разнонаправленное движение плазмы относительно высоты, где наблюдался  $E_s$ -слой, т.е. переход от движения среды вверх к движению вниз. В тех случаях, когда скорость при переходе через нулевое значение меняет знак таким образом, что с ростом высоты восходящие движения сменяются нисходящими, создаются условия для перераспределения положительных металлических ионов и, соответственно, электронов в неоднородном поле скорости и образования  $E_s$ -слоя [37–39]. По результатам наших наблюдений эта высота (переход скорости через нулевое значение) соответствует, как правило, высоте максимума  $E_s$ -слоя, что означает его образование непосредственно над пунктом наблюдения. Как раз такой случай приведен на рис. 14, когда существование  $E_s$ -слоя подтверждается данными ионозонда и хорошо видно на записях амплитуды рассеянного сигнала. В целом по результатам измерений вертикальной скорости в разные годы ее высотный градиент (сдвиг) вертикальной скорости на высотах 80–120 км изменялся от  $(1 \div 8) \cdot 10^{-5}$  до  $5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ . Достаточно интенсивные внутренние гравитационные волны с вертикальной компонентой скорости в несколько м/с могут создать необходимый для образования  $E_s$ -слоя сдвиг вертикальной скорости движения плазмы по высоте. Согласно изложенному в работе [39], такой сдвиг скорости способен обеспечить образование  $E_s$ -слоя путем перераспределения металлических ионов под действием вертикальных движений в магнитном поле Земли.

## 7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе суммированы результаты многолетних исследований вертикальных движений в мезо-

сфере и нижней термосфере на высотах 60–130 км методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях плазмы, создаваемых при воздействии на ионосферу мощным высокочастотным радиоизлучением. Приведены результаты измерения скорости вертикального движения плазмы в разных природных условиях. Основными особенностями динамики вертикальной скорости являются: быстрые временные вариации – изменение величины и направления скорости в течение 15 с, т.е. за время одного измерения: величина скорости может достигать 10 м/с и более, имеет место изменение величины и направления скорости с увеличением высоты, отмечаются волнообразные временные вариации. При этом средние значения вертикальной скорости за длительные интервалы в основном составляют несколько м/с. Большие по сравнению с моделями атмосферной циркуляции значения скорости свидетельствуют о значительном влиянии атмосферных волн.

Изменения вертикальной скорости с увеличением высоты и во времени часто имеют волнообразный характер и происходят с периодичностью, характерной для внутренних гравитационных волн. Наиболее выраженными являются периоды 5–15, 30, 45 и 60 мин. При длительных многочасовых измерениях наблюдались вариации скорости с периодом до 4–5 ч с характерным вертикальным масштабом вариаций, составляющим 5–15 км.

Изучалось влияние вертикального переноса на высотно-временные вариации температуры и плотности нейтральной атмосферы в указанном интервале высот. Отмечается, что зависимости температуры и скорости от высоты могут значительно отличаться друг от друга при отсутствии временной и высотной корреляции между ними. Наблюдаются выраженные волновые вариации температуры и плотности с периодами, характерными для атмосферных волн.

Исследовано влияние вариаций вертикальной скорости на образование  $E_s$ -слоя. Во многих случаях смена направления вертикальной скорости имела место на высоте образования слоя, а величина ее высотного градиента была достаточна для образования среднеширотных  $E_s$ -слоев, наблюдавшихся в экспериментах на нагревном стенде СУРА. Определенный по результатам измерений высотный градиент вертикальной скорости величиной порядка  $10^{-4} \text{ с}^{-1}$  является достаточным для сгонки металлических ионов в спорадический слой, образующийся на высоте, где скорость меняет знак.

Исследование атмосферной турбулентности ниже уровня турбопаузы показало, что скорости турбулентного движения на высотах мезосферы – нижней термосферы могут быть сопоставимы со скоростью регулярного вертикального движения

среды. В целом исследования методом ИПН показывают, что вертикальные регулярные и хаотичные движения среды вносят значительный вклад в вариации параметров мезосферы и нижней термосферы

Работа выполнена при поддержке Российским научным фондом по проекту № 20-17-00050. Стенд СУРА поддерживался в рабочем состоянии в рамках выполнения проекта № 0729-2020-0057 по базовой части госзадания Минобрнауки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брюнелли Б.Е., Намгалдзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука, 1988.
2. Larsen M.F., Meriwether J.W. // J. Geophys. Res.: Space Phys. 2012. V. 117. № A09. P. A09319.
3. Гершман Б.Н. Динамика ионосферной плазмы. М.: Наука, 1974.
4. Hoffman P., Singer W., Keuer D. et al. // Z. Meteorol. 1990. V. 40. № 6. P. 405.
5. Manson A.H., Meek C.E. // Handbook MAP. 1989. V. 27. P. 339.
6. Кащеев Б.Л., Лысенко И.А. // Ионосферные исследования. 1989. № 47. С. 44.
7. Измерение ветра на высотах 90–100 км наземными методами / Под ред. Портнягина Ю.И., Шпренгера К. Л.: Гидрометеоздат, 1978.
8. Egito F., Andrioli V.F., Batista P.P. // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2016. V. 149. № 11. P. 108.
9. Widdel H.-U. // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 1987. V. 49. № 7–8. P. 723.
10. Lehmacher G.A., Scott T.D., Larsen M.F. et al. // Ann. Geophys. 2011. V. 29. № 12. P. 2327.
11. Larsen M. F. // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № A8. P. 1215.
12. Smith R.W. // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 1998. V. 60. № 14. P. 1425.
13. Oyama S., Watkins B.J., Nozawa S. et al. // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. № 4. P. A04302.
14. Canin M.L., Hauchecorne A. // J. Geophys. Res.: Oceans. 1981. V. 86. № 10. P. 9715.
15. Woodman R.F., Guillen A. // J. Atmos. Sci. 1974. V. 31. № 2. P. 493.
16. Kudeki E., Surucu F., Woodman R.F. // Radio Sci. 1990. V. 25. № 4. P. 595.
17. Каримов К.А., Гайнутдинова Р.Д. Возмущения в нижней ионосфере и их связь с динамическими характеристиками нейтральной атмосферы. Фрунзе: Илим, 1986.
18. Fauliot V., Thuillier G., Vial F. // Ann. Geophys. 1997. V. 15. № 9. P. 1221.
19. MacLeod M.A. // Aeronomy: Record Third Aeronomy Conf. Aeron. Rep. V. 32. Aeron. Lab., Univ. of Ill., Urbana-Champaign, 1968. P. 142.
20. Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А. и др. // Геомагнетизм и аэрномия. 1996. Т. 36. № 5. С. 120.
21. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачёва А.В., Бахметьева Н.В. Исследование ионосферы с помощью искусственных периодических неоднородностей. Н. Новгород: Изд-во ИПФ РАН, 1999.
22. Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Коротина Г.С. // Геомагнетизм и аэрномия. 1996. Т. 36. № 5. С. 180.
23. Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Егеров М.Н., Толмачева А.В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2010. Т. 53. № 2. С. 77.
24. Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Григорьев Г.И., Толмачева А.В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2002. Т. 45. № 3. С. 233.
25. Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Tolmacheva A.V., Zhetysaykov I.N. // Atmosphere. 2019. V.10. № 8. P. 450.
26. Толмачева А.В., Григорьев Г.И. // Хим. физика. 2021. Т. 40. № 5. С. 91.
27. Бахметьева Н.В., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Комраков Г.П. // Геомагнетизм и аэрномия. 2017. Т. 57. № 1. С. 64.
28. Беликович В.В., Бахметьева Н.В., Калинина Е.Е., Толмачева А.В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2006. Т. 49. № 9. С. 744.
29. Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Каган Л.М., Понятов А.А. // Изв. вузов. Радиофизика. 2005. Т. 48. № 1. С. 16.
30. Бахметьева Н.В., Беликович В.В. // Изв. вузов. Радиофизика. 2008. Т. 51. № 11. С. 956.
31. Бахметьева Н.В., Бубукина В.Н., Вяхирев В.Д. и др. // Изв. вузов. Радиофизика. 2016. Т. 59. № 10. С. 873
32. Бахметьева Н.В., Вяхирев В.Д., Григорьев Г.И. и др. // Геомагнетизм и аэрномия. 2020. Т. 60. № 1. С. 99.
33. Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И., Виноградов Г.Р. и др. // Геомагнетизм и аэрномия. 2021. Т. 61. № 6. С. 777.
34. Беликович В.В., Мареев Е.А. // Изв. вузов. Радиофизика. 1987. Т. 30. № 7. С. 852.
35. Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Мареев Е.А., Терина Г.И. // Изв. вузов. Радиофизика. 1983. Т. 26. № 5. С. 625.
36. Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Бенедиктов Е.А. и др. // Геомагнетизм и аэрномия. 1996. Т. 36. № 6. С. 43.
37. Whitehead J.D. // J. Atmos. Terr. Phys. 1989. V. 51. № 5. P. 401.
38. Mathews J.D. // J. Atmos.-Sol. Terr. Phys. 1998. V. 60. № 4. P. 413.
39. Гершман Б.Н., Игнатьев Ю.А., Каменецкая Г.Х. Механизмы образования ионосферного спорадического слоя E на различных широтах. М.: Наука, 1976.
40. Сомсиков В.М. Солнечный терминатор и динамика атмосферы. Алма-Ата: Наука, 1983.
41. Hysell D.L., McCarrick M.J., Fallen C.T., Vierinen J. // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42. № 5. P. 1297.
42. Rietveld M.T., Goncharov N.P. // Adv. Space Res. 1998. V. 21. № 5. P. 693.
43. Rietveld M.T., Turunen E., Matveinen H. et al. // Ann. Geophys. 1996. V. 14. № 2. P. 1437.
44. Bakhmetieva N.V., Grach S.M., Sergeev E.N. et al. // Radio Sci. 2016. V. 51. № 7. P. 999.

45. *Egito F., Andrioli V.F., Batista P.P.* // J. Atmos.-Sol. Terr. Phys. 2016. V. 149. № 11. P. 108.
46. *Bhattacharya Y., Gerrard A.J.* // J. Geophys. Res. Atmos. 2010. V. 115. № 23. P. D00N07.
47. *Hines C.O.* // Nature. 1972. V. 239. № 5367. P. 73.
48. *Fritts D.C., Alexander M.J.* // Rev. Geophys. 2003. V. 41. № 1. 1003.
49. *Карпов И.В., Борчевкина О.П., Васильев П.А.* // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 4. С. 63.
50. *Григорьев Г.И.* // Изв. вузов. Радиофизика. 1999. Т. 42. № 1. С. 3.
51. *Дьяков Ю.А., Курдяева Ю.А., Борчевкина О.П. и др.* // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 4. С. 56.
52. *Борчевкина О.П., Коренькова Н.А., Лещенко В.С. и др.* // Хим. физика. 2020. Т. 39. № 10. С. 80.
53. *Голубков Г.В., Адамсон С.О., Борчевкина О.П. и др.* // Хим. физика. 2022. Т. 41. № 5. С. 53.
54. *Жеребцов Г.А., Перевалова Н.П., Шпынев Б.Г. и др.* Волновые процессы в атмосфере Земли и их влияние на ионосферу. М.: ГЕОС, 2020.
55. *Qihou I Zhou.* // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. № 12. P. 1803.
56. *Eswaraiah S., Venkat Ratnam M., Krishna Murthy B.V., Vijaya Bhaskara Rao S.* // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. № D22. P. D22117.
57. *Мингалева И.В., Мингалева В.С.* // Математ. моделирование. 2005. Т. 17. № 5. С. 24.
58. *Кривоуцкий А.А., Черепанова Л.А., Вьюшкова Т.Ю., Репнев А.И.* // Геомагнетизм и аэрономия 2015. Т. 55. № 4. С. 483.
59. *Tolmacheva A.V., Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Kalinina E.E.* // Adv. Space Res. 2015. V. 56. P. 1185.
60. *Бахметьева Н.В., Бубукина В.Н., Вяхирев В.Д. и др.* // Хим. физика. 2017. Т. 36. № 12. С. 44.
61. *Бахметьева Н.В.* Способ определения атомной массы металлических ионов в спорадическом слое E (E<sub>s</sub>): Патент РФ 2749169 // Б.И. 2018 № 19.
62. *Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И., Толмачёва А.В.* // Изв. вузов. Радиофизика. 2010. Т. 53. № 11. С. 695.
63. *Tolmacheva A.V., Bakhmetieva N.V., Grigoriev G.I., Egerev M.N.* // Adv. Space Res. 2019. V. 64. № 10. P. 1968.