

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ
ЦЕНТРАЛЬНАЯ ВЫСОТНАЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ
ОБСЕРВАТОРИЯ

Ф. Я. Клинов

НИЖНИЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ
В УСЛОВИЯХ
ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ

455 097
260 597

Под редакцией
д-ра геогр. наук В. М. МИХЕЛЯ

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1978

Излагаются основные принципы и методические обоснования метеорологических измерений в нижнем слое атмосферы на 310-метровой мачте в Обнинске и 541-метровой башне в Москве. Рассматриваются особенности структуры нижнего слоя атмосферы до уровня 300—500 м. Типизируются профили метеорологических параметров, анализируются вопросы их трансформации и изменения структуры слоя. Рассматриваются мезомасштабные характеристики нижнего слоя атмосферы. Исследуются метеорологические поля в нижнем слое атмосферы при низкой облачности и туманах, а также гололедно-изморозевые отложения и поля некоторых метеорологических параметров в условиях гроз и метелей; характеристики сильных ветров и метеорологические условия слоя при значительных осадках.

Приводятся начальные алгоритмы машинного слежения за элементами погоды в нижнем слое атмосферы и вопросы дистанционного оповещения потребителей о состоянии метеорологических характеристик слоя.

Монография рассчитана на специалистов в области метеорологии, климатологии и физики атмосферы.

The monograph presents basic principles and methodological grounds of meteorological measurements in the lower atmosphere at 310-metre tower in Obninsk and 541-metre tower in Moscow. Peculiarities of the lower atmosphere structure up to 300—500 m level are considered. Profiles of meteorological parameters are sampled, problems of their transformation and alterations in layer structure are analysed. Mesoscale Characteristics of the lower atmosphere are considered. Meteorological fields of the lower atmosphere in conditions of low clouds and fogs are studied, as well as icing and rime sedimentation and fields of some meteorological parameters during storms and snow-storms. Some characteristics of strong winds and meteorological conditions of layers during prominent precipitation are also revealed.

Initial algorithms of machine control of some weather elements in the lower atmosphere are given, as well as questions of presenting distance information on the state meteorological characteristics of layer.

The monograph is meant for specialists in meteorology, climatology and cloud physics.

ОТ РЕДАКТОРА

Предлагаемая вниманию читателя монография Ф. Я. Клинова «Нижний слой атмосферы в условиях опасных явлений погоды» отличается рядом характерных творческих особенностей по оригинальности развиваемых методов исследований и по полученным научным и практическим результатам.

Основная научная задача, поставленная автором, заключалась в том, чтобы наиболее полно выявить и использовать те большие методические преимущества и возможности, которые дают правильно организованные метеорологические наблюдения в нижнем слое атмосферы на высотных башнях и мачтах.

Автору монографии принадлежит заслуга в разработке основных принципов, методических положений и в самой организации сложных современных систем метеорологических измерений на 310-метровой мачте в Обнинске и 541-метровой Останкинской телевизионной башне в Москве.

На этих высотных сооружениях автор организовал и выполнил исследования условий погоды в нижнем слое атмосферы при низких облаках и туманах, гололедно-изморозевых отложениях, в грозу, при метелях, сильных ветрах и значительных осадках. Он развил существенно важные исследования мезомасштабных процессов в слое, предпринял интересную попытку внедрения элементов кибернетики в систему метеорологических измерений в нижнем слое атмосферы.

Обобщенные автором материалы исследований представляют особый научный и практический интерес, и здесь творческая оригинальность автора проявилась наиболее ярко.

Ф. Я. Клинов создал и развил новые в отечественной метеорологии методы натуральных наблюдений с башен и мачт за развитием атмосферных явлений в нижнем слое атмосферы — низких облаков и туманов, гололедно-изморозевых отложений и др.

Рассмотрение в монографии указанных вопросов делает ее весьма актуальной, интересной и полезной.

Однако при изучении закономерностей пространственно-временных изменений метеорологических явлений и атмосферных процессов и при обобщении полученных данных метеорологических измерений на башнях (мачтах) возникает необходимость ответить на следующие научно-методические вопросы.

1. Каков радиус действия данных метеорологических измерений на одной башне (мачте)?

2. Какова репрезентативность этих измерений в условиях нахождения башни (мачты) в большом промышленном городе?

3. Какие методические, экономические и другие задачи необходимо решить при распространении метода измерений со специально построенных и оборудованных метеорологических башен (мачт) на телевизионные? (При этом, конечно, можно ставить вопрос о создании широкой сети пунктов с автоматическими метеорологическими наблюдениями не только на телебашнях (мачтах), но и на высотных зданиях.)

4. Каковы возможности и перспективы создания сети сравнительно небольших по высоте и недорогих специально изготовленных легких и быстро устанавливаемых метеорологических мачт?

Следует иметь в виду, что эти и другие научно-методические и практические задачи необходимо будет решить, как только встанет вопрос о путях дальнейшего развития метода метеорологических измерений на башнях и мачтах. Необходимо также определить связь этого метода с другими методами исследования атмосферы — аэрологическими, радиометрическим и др.

Несомненно, рассматриваемые в монографии Клинова методы метеорологических наблюдений и исследований на башнях (мачтах) являются весьма важными и современными. Они имеют большую научную и практическую перспективу. Это новое направление метеорологических исследований, начатое в СССР в 1957 г. в Обнинске, затем в 1964 г. в Москве (Останкино), развивается в настоящее время также в Ленинграде, Минске, Новосибирске, Мурманске и других городах.

Следует надеяться, что несмотря на возможные, как во всякой большой творческой работе, недостатки, читатель по достоинству оценит то новое, полезное и перспективное, что дает эта книга по исследованию нижнего слоя атмосферы.

Автор написал данную монографию, имея уже богатый научный и организационный опыт и большое число опубликованных работ, среди которых имеются и три монографии, посвященные указанным вопросам [73, 89, 104]. Предлагаемая новая монография Ф. Я. Клинова является дальнейшим творческим развитием его работ.

В. М. Михель

ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи с широким развитием радиотелевизионного вещания, энергетики, промышленно-гражданского строительства, городского хозяйства, авиатранспортных работ стало необходимым обстоятельное изучение метеорологических условий нижнего слоя атмосферы толщиной от нескольких сотен метров до 1—2 км. Кроме того, для обслуживания народнохозяйственных организаций информацией об опасных явлениях погоды, а также для уточнения краткосрочных прогнозов погоды необходимо детально изучить структурные особенности нижнего слоя атмосферы, динамику и механизм протекающих в нем атмосферных процессов.

Сильно развитые в нижнем слое атмосферы микро- и мезомасштабные процессы обуславливают в определенной мере перенос и перемешивание примесей, загрязняющих атмосферу. Знание этих процессов необходимо также для оценки условий погоды при взлете и посадке самолетов, при определении начальных условий запуска ракет, при изучении флуктуационных явлений распространения звуковых и электромагнитных волн, для развития теории конвекции, местных движений воздуха, изучения энергообмена в слое с целью выявления возможностей преобразования локального и регионального климата, например сельскохозяйственных полей, лесных полос, степи, лесного массива и др.

Данные о метеорологических условиях нижнего слоя атмосферы необходимы при городском планировании. Однако данные метеостанций, значительная часть которых расположена в предместьях городов и в пределах городских застроек, не являются репрезентативными для метеорологических условий всей городской зоны. При этом следует иметь в виду, что метеостанции городской зоны обеспечивают в основном промышленные, транспортные и энергетические предприятия.

Данные метеорологических наблюдений в нижнем слое атмосферы дают большие возможности для детализации синоптических процессов.

Для получения указанных сведений были организованы стационарные автоматизированные метеорологические измерения в нижнем слое атмосферы. Технической опорой таких измерений стали специализированные высотные метеорологические и

телевизионные башни и мачты в ряде крупных городов в СССР и за рубежом.

К наиболее современным системам стационарных автоматизированных дистанционных метеорологических измерений в нижнем слое атмосферы относятся системы измерений на мачте в Обнинске (310 м) и телевизионной башне в Москве (541 м).

По материалам метеорологических измерений и натурных наблюдений в нижнем слое атмосферы на башнях и мачтах в СССР и за рубежом к настоящему времени проведен ряд исследований распределения по высоте и изменения во времени температуры, влажности, скорости и направления ветра, сдвига векторов ветра в слое до уровня 300—500 м. Выполнены отдельные исследования структуры нижнего слоя атмосферы, трансформации и динамики атмосферных процессов в слое в условиях опасных явлений погоды — при низких облаках и туманах, в грозу, при сильных ветрах, метели, значительных осадках, при буре, ураганах и тайфунах. Проведены исследования гололедно-изморозевых отложений при холодных низких облаках и туманах, а также рассчитаны гололедные, ветровые и гололедно-ветровые нагрузки на высотные сооружения. Получены некоторые характеристики структуры и механизма мезомасштабных явлений в нижнем слое атмосферы.

На башнях и мачтах поставлены обширные исследования турбулентности нижнего слоя атмосферы, а также его метеорологических характеристик в связи с проблемой загрязнения воздуха промышленными и транспортными выбросами. Ведутся исследования метеорологического режима нижнего слоя атмосферы в приложении к вопросам микро- и мезоклимата города и ставятся специальные исследования озона в этом слое.

Разработаны основные принципы, схемы, алгоритмы и программы машинного слежения за состоянием нижнего слоя атмосферы.

Работы отечественных и зарубежных авторов по вопросам исследования характеристик нижнего слоя атмосферы достаточно полно представлены в прилагаемой библиографии.

Основные положения и методические принципы постановки и ведения наблюдений в нижнем слое атмосферы посредством автоматических дистанционных систем измерения, осуществленных под руководством автора на 310-метровой мачте в Обнинске (1957—1964 гг.) и на 541-метровой телевизионной башне в Москве (1964—1976 гг.), составляют фундаментальную задачу, уникальную в практике отечественной и зарубежной метеорологии.

В монографии в основном рассматриваются исследования метеорологических характеристик нижнего слоя атмосферы в условиях опасных явлений погоды — при низких облаках и туманах, гололедно-изморозевых отложениях, при грозах, сильных ветрах и значительных осадках, при метели и др. Характеристики эти определены по материалам исследований, выполненных на метеорологической мачте в Обнинске и телевизионной башне в Москве в ме-

тодической постановке, по идеям и в интерпретации автора. Особо рассмотрены существенные для метеорологических условий нижнего слоя атмосферы мезомасштабные процессы. Самостоятельный интерес представляют поставленные автором натурные наблюдения и эксперименты по оценке структурных особенностей, процессов роста и разрушения гололедно-изморозевых отложений, морфологических особенностей граничных полей низкой облачности, туманов и др.

Некоторым обобщением выполненных исследований являются излагаемые в работе основные положения машинного слежения за состоянием нижнего слоя атмосферы и оповещения потребителей о прослеживаемых характеристиках атмосферных процессов в этом слое.

Материалом для исследований и обобщений послужили практически непрерывные (с дискретностью 2 мин) записи измерений автоматизированными системами на мачте в Обнинске и башне в Москве основных метеорологических характеристик нижнего слоя атмосферы (температуры, влажности, скорости и направления ветра, нижней границы низкой облачности и др.) в условиях опасных явлений погоды. Используются также данные натурных наблюдений на мачте и башне. Материал, относящийся к наблюдениям за эволюцией низкой облачности и туманов, гололедно-изморозевыми отложениями и другими характеристиками, включает дневниковые записи наблюдений, таблицы количественных оценок, фотографии и микрофотографии гололедных структур, серии фотографий морфологических особенностей нижней и верхней границ низких облаков и туманов и др.

Монография состоит из 10 разделов: в первом разделе дается обоснование постановки метеорологических наблюдений на башнях и мачтах, определены задачи и рассмотрены некоторые вопросы методики этих наблюдений; во втором рассматриваются особенности распределения метеопараметров, состояния устойчивости воздуха в нижнем слое атмосферы, некоторые характеристики его вихревой структуры, трансформация структуры и процессы ее перестройки; в третьем описываются наблюдения мезомасштабной структуры слоя и обуславливающих ее мезонеоднородностей, рассматриваются мезомасштабные характеристики в связи с погодными условиями и деталями синоптических образований; в четвертом анализируются пространственно-временные изменения метеорологических параметров при низких облаках и туманах, в условиях смежных систем: низкие облака—туманы, рассмотрены возможные признаки ожидания низкой облачности и туманов; в пятом описываются виды гололедно-изморозевых отложений, рассматриваются пространственно-временные изменения отложений, их связь с метеорологическими характеристиками, особенности их роста и разрушения на деталях высотного сооружения; в шестом рассматриваются некоторые характеристики температурно-ветрового режима в условиях гроз, анализируется изменчивость температуры, скорости ветра и термическая структура

слоя перед грозой, при грозе и после нее; в седьмом анализируется температурно-ветровой режим в ряде наблюдавшихся случаев метелей и рассматриваются некоторые возможности уточнения ожидаемых условий метели; в восьмом приводятся данные наблюдений за сильными ветрами, рассматриваются основные параметры сильного ветра, их изменения в течение суток и по сезонам, температурный режим в связи с сильным ветром, возможности уточнения прогноза сильного ветра и др.; в девятом описываются метеорологические характеристики возмущенных условий значительных осадков и состояние нижнего слоя атмосферы при значительных осадках в связи с атмосферными явлениями и синоптическими образованиями; в десятом излагаются основные принципы распознавания атмосферных явлений, приводятся алгоритмы слежения за метеорологическими процессами, определяются некоторые требования к информации слежения, даются рекомендации по слежению и подаче информации слежения потребителю.

В заключении дается обобщенный перечень информации метеорологических наблюдений, запрашиваемой прогностическими органами, народнохозяйственными организациями и аэродромными службами, и обосновывается направленность выполненных исследований метеорологических условий опасных явлений погоды для обеспечения этих запросов.

Автор благодарит Г. Н. Ильичеву и Л. Я. Гаеву за большую помощь, оказанную при написании монографии.

1. СТАЦИОНАРНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

1.1. Постановка метеорологических наблюдений

Атмосферный слой, прилегающий к подстилающей поверхности земли и океана, строение которого определяется взаимодействием этой поверхности со свободной атмосферой, называется пограничным слоем атмосферы. В этом слое имеют место суточные и годовые колебания температуры и скорости ветра, заметно трансформируются воздушные массы, происходит эволюция низкой облачности и туманов, существенно проявляются мезомасштабные процессы, процессы переноса и перемешивания загрязняющих атмосферу примесей и др.

Толщина пограничного слоя может быть определена [127], если поток субстанций представить в виде $q(z) = q(0) + \delta(z)$. Приняв, что с удалением от подстилающей поверхности выполняются условия $q(z) \rightarrow 0$, $\delta(z) \rightarrow q(0)$, толщину пограничного слоя можно определить из выражения $q(z)/q(0) \ll 1$. Мера малости в этом условии определяется принятой погрешностью. Для разных субстанций (поток тепла, влаги, количества движения) эта мера различна, что позволяет различать подслои пограничного слоя атмосферы: термический, динамический, по влажности и др.

Верхняя граница пограничного слоя атмосферы изменяется в течение суток, от сезона к сезону, в связи с характером подстилающей поверхности и физическими процессами в атмосфере от нескольких сотен метров до 1,5—2,0 км.

Атмосферный слой до уровня h , в котром поток субстанций не зависит от высоты, т. е. где выполняются условия: $q(z)/q(0) = 1$, $\delta(h)/\delta(0) \ll 1$, называется приземным слоем атмосферы. Этот слой можно выделить как квазистационарный подслой пограничного слоя. Толщина приземного слоя определяется в несколько десятков метров.

В настоящее время технически доступен для систематических наблюдений нижний слой атмосферы высотой до нескольких сотен метров. В этом слое проводят метеорологические измерения посредством стационарных автоматических дистанционных систем, установленных на башнях и мачтах.

Для изучения метеорологических условий нижнего слоя атмосферы используются методы аэростатного, самолетного и

радиолокационного зондирования, а также радиозондирования. Методы эти имеют ряд существенных недостатков. Аэростатное зондирование, например, сильно зависит от условий погоды. Его нельзя применять при скоростях ветра более 12 м/с, при грозах и метелях. Применение этого метода связано с трудностями обеспечения большим количеством водорода и многочисленным штатом. Кроме того, используемая аппаратура несовершенна и имеет сложную дистанционную регистрацию.

Самолетное зондирование стоит сравнительно дорого и небезопасно в нижнем слое атмосферы. При радиозондировании радиозонды пролетают нижний слой атмосферы с большой вертикальной скоростью, поэтому приемники из-за инерции не успевают фиксировать значения метеорологических параметров в этом слое. Радиолокационные методы в применении к нижнему слою атмосферы разработаны слабо.

Таким образом, рассмотренные методы не удовлетворяют условию стационарности и систематичности (непрерывности) измерений в различных погодных условиях, не синхронны при измерении по высотам. Резкие изменения метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы при использовании этих методов фиксируются с недостаточной точностью. Применяются эти методы лишь эпизодически, что нарушает постоянное слежение за метеорологическими процессами в слое.

В настоящее время для изучения метеорологических условий нижнего слоя атмосферы до высот 300—500 м и более широко применяются надежные в своей основе устойчивые стационарные автоматические метеорологические измерения на высотных сооружениях — радиотелевизионных и специальных метеорологических башнях и мачтах, оснащенных комплексом измерительной аппаратуры.

Еще очень мало мачт и башен, специально построенных для метеорологических наблюдений в нижнем слое атмосферы. Обусловлено это дороговизной их сооружения и эксплуатации. Такие башни построены в Обнинске (СССР), Брукхейвене (США), Роскильде (Дания), Испре (Италия). Однако наблюдения в нижнем слое атмосферы можно проводить на радиотелевизионных и других высотных сооружениях (например, Эйфелева башня во Франции, радионаводящие мачты в Англии, телевизионные башни и мачты в Японии, США и др.). Таких сооружений достаточно много: только в США имеется более 100 башен и мачт, высоты которых достигают 300 м, а в отдельных случаях 600 м [260]. Автоматические метеорологические измерения в нижнем слое атмосферы в Советском Союзе впервые освоены в 1957—1959 гг. на 310-метровой метеорологической мачте в Обнинске [62, 74, 80]. В 1964—1967 гг. аналогичные измерения освоены на 541-метровой телевизионной башне в Москве [86, 91] (рис. 1.1). В ряде городов Советского Союза (Минск, Мурманск, Иркутск, Куйбышев, Ростов-на-Дону и др.) в настоящее время производятся метеоро-

логические измерения на телевизионных башнях и мачтах в нижнем слое атмосферы до уровня 150—200 м.

Из практики обеспечения запросов народнохозяйственных организаций, прогностических центров и научно-исследовательских

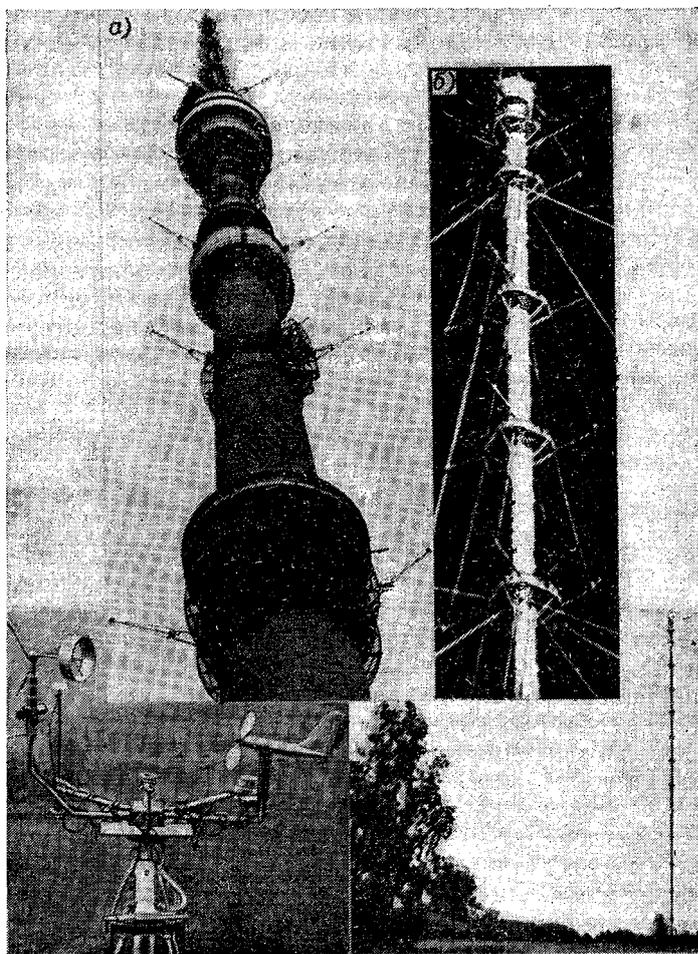


Рис. 1.1. Останкинская телевизионная башня в Москве и приборы на метеорологической башне (а); высотная мачта в Обнинске при ее обледенении и общий ее вид (б).

учреждений данными метеорологических наблюдений с помощью действующих автоматических комплексов, установленных на башнях и мачтах, вытекают следующие наиболее существенные задачи: 1) получение данных о распределении по высоте и об изменении во времени температуры, влажности, скорости, направления ветра и других метеорологических параметров при различных

атмосферных процессах и явлениях погоды с дискретностью, запрашиваемой потребителями; 2) оперативная передача данных наблюдений в народнохозяйственные организации, а также в прогностические центры для штормовых предупреждений об опасных явлениях погоды, информационного обеспечения авиации и уточнения краткосрочных прогнозов погоды; 3) накопление данных о распределении метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы для получения климатологических характеристик слоя и для научно-исследовательских работ.

Третья задача включает ряд исследований.

1. Метеорологические условия нижнего слоя атмосферы:

а) вертикальное распределение и изменение во времени метеорологических параметров; б) турбулентные характеристики — пульсации метеопараметров, определяемые ими потоки энергии, тепла, влаги, турбулентное трение, частотные спектры; в) радиационные характеристики слоя, лучистый перенос тепла в условиях «чистой» атмосферы и при туманах, низкой облачности; г) мезомасштабные процессы и мезонеоднородности в слое — мезоструи, инверсии, фронтальные зоны, шквалы, мезомасштабные ядра высокого и низкого давления и др.

2. Загрязнение нижнего слоя атмосферы: а) зоны распределения и механизм перемешивания и переноса примесей; б) зоны загрязнения по субстанциям, площади и концентрации; в) опасные метеорологические условия загрязнения атмосферы.

3. Опасные явления погоды: а) грозы, шквалы, ливни, метели, признаки их появления, усиления, ослабления и окончания; б) образование и эволюция туманов и низкой облачности; в) процессы образования и разрушения гололедно-изморозевых отложений.

4. Специальные исследования: а) горизонтальная и наклонная видимость в связи с комплексом метеорологических характеристик слоя и его загрязнением при тумане и низкой облачности; б) скопление дымов и дымовых пологов; в) распределение по высоте, изменение во времени и другие характеристики озона; г) выпадение осадков по видам, скорости оседания, размерам, спектру частиц по высоте.

В нижнем слое атмосферы необходимо также исследовать характер влияния городских застроек и промышленно-транспортных узлов на распределение метеорологических параметров при адвективной мгле в южных и юго-восточных предгорных районах; горно-долинную циркуляцию кататического воздушного потока; местные ветры в зоне больших городов; вертикальные структуры нижнего слоя атмосферы по распределению температуры, влажности и радиации при засухе и суховеях; образование мороси и процессы выпадения осадков в связи с селеопасными явлениями в предгорьях.

Перечисленные задачи специфичны для различных климатических (физико-географических), промышленно-транспортных и энергетических районов СССР. Для их решения необходимо иметь

в каждом таком районе пункт стационарных метеорологических измерений на башне (мачте) в нижнем слое атмосферы, включая наземные уровни. В совокупности по территории СССР эти пункты должны составить единую сеть высотных метеорологических пунктов с взаимным обменом информацией.

Стационарные метеорологические измерения целесообразно развивать как на широкой сети башен и мачт высотой до 150—200 м с упрощенной стандартной программой наблюдений для оперативного обслуживания народнохозяйственных организаций и набора климатологического материала наблюдений, так и на сравнительно узкой сети уникальных высотных башен и мачт высотой 300—500 м и выше, на которых в различных физико-географических районах страны могут проводиться более детальные особым образом организованные наблюдения для научных исследований и экспериментов с тематически целенаправленной измерительной системой.

Размещение метеорологических комплексов на башнях и мачтах по территории СССР может определяться: а) районированием по запросам народнохозяйственных организаций, прогностических центров и научно-исследовательских институтов; б) необходимостью обеспечения зональной репрезентативности измерений, зависящей от климатологических и физико-географических факторов.

Районирование по запросам народнохозяйственных организаций, прогностических центров и научно-исследовательских институтов связано с особенностями для местных условий проблемами. Например, в промышленно-транспортных и энергетических районах (Москва, Ленинград, Донбасс, Урал, Кузбасс) запросы включают данные о ветровых и гололедно-ветровых нагрузках на высотные сооружения, о частоте появления, длительности и морфологических особенностях нижней облачности и туманов, о загрязнении слоя атмосферы. В районах с усиленным ветровым режимом (Петропавловск-Камчатский, Анадырь и др.) необходимы в первую очередь данные о распределении ветра, в засушливых и суховейных районах (Ашхабад, Душанбе, Самарканд) — о распределении температуры и радиационных характеристик и т. д.

Территория в принятых границах по климатическим и физико-географическим факторам может быть однородной, если значения этих факторов на этой территории остаются в пределах одной градации (см. Климатический атлас СССР, т. 1, 1960; т. 2, 1962). Если на территории в принятых границах климатические и физико-географические факторы прослеживаются по нескольким градациям, то территория эта неоднородна и ее климатическая или физико-географическая «пестрота» может быть оценена по числу различных на ней градаций.

При ориентации на различие макро-, мезо- и микроклимата сеть метеоккомплексов на башнях и мачтах может быть более или менее частой. Для изучения разных метеорологических характеристик и атмосферных явлений эта сеть может быть более редкой, например, для учета атмосферного давления и более густой — для

учета осадков. За основу сети размещения метеокомплексов на башнях и мачтах может быть взята точность освещения территории по тому или иному параметру, соответствующая его точности в пункте измерений. Для исследования и оценки мезомасштабных процессов густота сети должна отвечать масштабу явления с мезопротяженностью 10—300 км.

Из указанных и возможных других условий рационального размещения сети метеокомплексов на башнях и мачтах СССР ниже рассматривается условие сохранения однородности климатических и физико-географических условий (факторов),¹ несомненно влияющих на строение пограничного слоя атмосферы.

Для упрощения задачи территория СССР разделена на зоны через 5° по широте и 10° по долготе. Радиус контролируемой метеокомплексом зоны составит 250—300 км. По рекомендациям Всемирной метеорологической организации метеостанции основной сети для обжитой территории должны быть размещены на расстоянии до 150 км, а для необжитой — не более 500 км. Для аэрологической сети это расстояние рекомендуется вдвое больше.

Однородность зоны может оцениваться коэффициентом $C_0 = \sum_{i=1}^n 1/N_i$, где n — число факторов, N_i — число градаций i -го фактора ($1 \leq i \leq n$). Неоднородность (или «пестрота») зоны выразится коэффициентом $C_k = \sum_{i=1}^n q_i/N_i$, где q_i — число градаций i -го фактора в пределах зоны.

При условии $C_k \approx C_0$ масштабы основных структурных элементов нижнего слоя атмосферы превосходят расстояние, на котором существенно нарушается однородность площади зоны по параметрам. Если пункты высотных метеорологических наблюдений (ВМН) на башнях и мачтах расположены приблизительно в центрах таких однородных зон, то эти пункты составят с определенной степенью точности взаимосвязанную сеть по территории их размещения.

Число взаимосвязанных пунктов ВМН по территории СССР определялось из условия $C_k = C_0$. Оценка коэффициентов C_k была выполнена по указанным выше зонам. На площадь, по которой $C_k = C_0$, планировался один пункт ВМН. На площадь, где $C_k \geq 2C_0$, — два пункта, на площадь, где $C_k \geq 3C_0$, — три пункта. По выполненным расчетам всего взаимосвязанных (коррелируемых) пунктов по территории СССР должно быть 106.

Помимо репрезентативности освещения территории СССР по состоянию нижней части пограничного слоя атмосферы, стационарные ВМН должны обеспечить более детальное изучение районов с резко выраженными климатическими особенностями (сильные ветры, интенсивное отложение изморози и гололеда, макси-

¹ Разработка принципа и определение рациональной сети пунктов выполнены совместно с Н. С. Шаповаловой.

мальная радиация и испаряемость, повышенное число пасмурных дней в году, значительные осадки, низкие отрицательные температуры, засуха и суховеи, адвективная мгла, горно-долинная циркуляция, повышенное загрязнение воздуха и др.). Для этих целей следует предусмотреть 10—15 дополнительных пунктов специальных ВМН, например, в Диксоне, Петрозаводске, Архангельске, Иркутске, Анадыре, Таллине, Ашхабаде и др.

Таким образом, сеть ВМН должна составлять 115—120 пунктов.

Предельно разреженная сеть пунктов ВМН представляется условием $C_k = 3C_0$, при котором один пункт приходится на площадь с утроенной климатической и физико-географической пестротой. Такая сеть по территории СССР составит 29 пунктов, не считая 10—15 пунктов специализированных наблюдений (см. выше). Пункты этой сети не взаимосвязаны, но показательны для обширных климатических и физико-географических зон — южной, северной, степной, лесной, горной, равнинной и др. Территорию пункта ВМН целесообразно принять вытянутой в широтном направлении, так как в этом случае климатические факторы (главным образом) менее изменчивы.

Задача развития сети высотных метеорологических наблюдений на башнях и мачтах СССР в объеме 115—120 пунктов с учетом опыта постановки этих наблюдений, организационно-технических, финансовых и штатных возможностей может быть решена в течение 20—25 лет. В ближайшие 10—15 лет было бы достаточным ограничиться созданием разреженной сети из 40—45 пунктов.

В организационно-технической схеме метеорологических наблюдений на башнях и мачтах предусматривается разграничение метеорологического комплекса по задачам, структуре и техническому обеспечению [91].

1.2. Метеорологические измерения на высотной мачте в Обнинске

На 300-метровой мачте в Обнинске в нижнем слое атмосферы производятся автоматические измерения всех основных метеопараметров.

Температура измеряется посредством термоградиентографа [76], принципиальная схема которого состоит из датчиков с термометрами сопротивления — рабочими плечами измерительных мостов, релейного переключающего устройства и многоточечного регистратора. Схема рассчитана на измерение на рабочих уровнях мачты температуры от -40 до $+5^\circ\text{C}$ и от -5 до $+40^\circ\text{C}$ и разности температур между этими уровнями в диапазоне $\pm 2,5^\circ\text{C}$.

Абсолютная влажность воздуха измеряется спектральным гигрометром [67]. Действие спектрального гигрометра основано на сравнении ослабления инфракрасной радиации в полосе поглощения паров воды в двухканальной автокомпенсационной схеме с различными базами.

Для систематических измерений была освоена схема дистанционной регистрации относительной влажности¹. В качестве датчика в этой схеме принят узел сетевого гигрографа с видоизмененной кинематикой и сельсинным преобразованием линейных перемещений приемника в электрический сигнал. В связи с тем, что угол поворота сельсина невелик (30°), сельсин работает практически как линейный вращающийся трансформатор и не вносит дополнительной погрешности.

Скорость ветра в 1959—1965 гг. измерялась посредством фотоэлектронного анемографа [68, 77]. Впоследствии для измерения скорости ветра была освоена схема от тахогенераторного датчика.¹

Погрешность измерения скорости ветра по схеме с тахогенераторным датчиком определяется выражением $(0,5 \pm 0,05u)$ м/с. Диапазоны измерений составляют от 1,5 м/с (порог трогания) до 40 м/с, время осреднения — от 2,5 с до 2 мин.

Направление ветра измеряется бирумбографом [78] в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Передача углового положения бифлюгарки на регистратор производится с помощью сельсинных систем, которые следят за изменением направления горизонтальной и вертикальной составляющих вектора скорости ветра.

Гололедно-изморозевые отложения регистрируются посредством гололедографа [90].

Регистрация гололедно-изморозевых отложений в схеме гололедографа,² установленного на телевизионной башне в Останкине (см. п. 1.3), осуществляется от горизонтально расположенного металлического стержня-приемника диаметром 15 мм и длиной 1 м, соединенного с упругим силоизмерительным элементом, на котором наклеены тензосопротивления, включенные в мостовую схему. Подвижная система датчика во избежание ее оледенения обогрывается от источника питания.

Регистрация сигнала производится на электронном автоматическом потенциометре ЭПП-09М-3.

Система актинометрических измерений разрабатывалась [4] как ряд самостоятельных измерительных устройств с регистрацией на многоканальных самописцах ЭПП-09 по схемам: а) соляриографа с включением незатененного обращенного вверх пиранометра у земли и на уровнях 73 и 217 м; б) пиранографа — затененного пиранометра у земли; в) альбедографа — обращенного книзу пиранометра у земли и на уровнях 73 и 217 м; г) актинографа — термоэлектрического актинометра у земли и на уровне 301 м; д) балансографа — термоэлектрического балансомера у земли (затененного) и на уровнях 73 и 217 м.

Уровни расположения приемников выбраны исходя из технических возможностей. На уровне земли актинометр, пиранометр, альбедометр и балансомер установлены на стандартных актинометрических стойках. На уровнях 73 и 217 м пиранометр, альбе-

¹ Разработана под руководством В. Д. Андреева.

² Разработан в ЦКБ ГМП.

дометр и балансомер были скомпонованы в актинометрических подвесках, укрепленных на специальной каретке. Каретка эта выдвигалась вдоль леерных канатов на каждом уровне на расстояние 30—35 м от мачты в открытое место с выносом приемников на юг. Ведение измерений по наветренной стороне в таком отдалении от башни практически исключает ее влияние на приемники радиации.

В качестве регистраторов приняты одноканальный и многоканальный потенциометры ЭПП-09-М-1.

Для измерения горизонтальной и наклонной видимости и высоты нижней границы низкой облачности использованы серийные приборы: соответственно оптический регистратор дальности видимости и фотолокационный измеритель высоты облаков ИВО.

Метеорологические параметры, измеряемые на мачте в Обнинске, диапазоны их измерений и погрешности приведены в табл. 1.1.

Таблица 1.1

Параметр	Диапазон измерений	Погрешность
Температура	-40, +40°C	+0,2°C
Разность температуры	±2,5°C	±0,02°C
Влажность	0,8—20,0 мбар	5—10%
Скорость ветра	1,5—40 м/с	±(0,5+0,05 <i>u</i>) м/с
Направление ветра:		
горизонтальная составляющая	0—360°	±5°
вертикальная составляющая	±50°	±2,5°
Солнечная радиация	—	±(10—15)%
Давление воздуха	—	±0,5 мбар
Дальность видимости	≤3000 м	±10%
	>3000 м	±20%
Нижняя граница облаков	25—2000 м	±(5÷10)%
Гололедно-изморозевые отложения	0,03—10 кг/пог. м	±(30+0,05 <i>P</i>) г/пог. м
Атмосферные осадки	—	±0,1 мм

1.3. Метеорологические измерения на телевизионной башне в Москве

Метеорологический комплекс на 541-метровой телевизионной башне в Москве включает блок датчиков и приемных устройств на башне и наземной площадке, аппаратуру регистрации, управления и контроля в регистраторной.

В схеме метеорологического комплекса на телевизионной башне в Москве (Останкино) [5, 91, 150, 162] измерение температуры основано на принципе изменения электрического сопротивления чувствительного элемента — платиновой проволоки — в зависимости от температуры окружающего воздуха. Аспирируемый

чувствительный элемент включен в качестве плеча в мостовую схему электронного самописца.

Влажность воздуха определяется по температуре точки росы. Чувствительный элемент датчика — термометр сопротивления, пропитанный раствором соли хлористого лития. Выходной параметр — величина сопротивления чувствительного элемента, измеренная мостовым методом.

Скорость ветра измеряется электромеханическим датчиком по скорости вращения винта, пропорциональной скорости ветра. Вращение винта преобразуется в последовательность импульсов соответствующей частоты. Горизонтальная составляющая направления ветра, измеряемая посредством флюгарки анеморумбометра, преобразуется в фазовый сдвиг двух импульсных последовательностей, сигналы от которых на выходе выдаются в двоичном коде.

Для дискретных измерений атмосферного давления используется ртутный датчик давления с фотоэлектрической следящей системой. Изменение атмосферного давления преобразуется в соотношение плеч измерительного потенциометра и измеряется мостовым методом.

В основе метода измерения горизонтальной и наклонной видимости лежит закон ослабления света атмосферой. Используется компенсационный нулевой метод измерения, основанный на сравнении интенсивности двух пучков света, один из которых проходит через атмосферу, а второй замыкается на фотоэлемент внутри прибора. Выходной параметр — величина тока в линии, пропорциональная прозрачности атмосферы.

Измерение высоты нижней границы низких облаков основано на принципе определения времени прохождения световым импульсом расстояния от датчика световых импульсов до нижней границы облаков и обратно до приемника световых импульсов. В приборе происходит преобразование параметра высоты облаков в постоянное напряжение.

Гололедно-изморозевые отложения измеряются по весу отложения на приемном элементе прибора с дистанционной регистрацией результатов измерений на потенциометре (см. п. 1.2).

Действие датчиков солнечной радиации основано на превращении поглощенной солнечной радиации зачерненным приемником с термоэлектрической батареей в электрическую энергию. Возникшая в датчике ЭДС измеряется компенсационным методом посредством электронного потенциометра.

Диапазоны и погрешности измерения основных параметров в системе метеорологических измерений на телевизионной башне в Останкине те же, что и на метеорологической мачте в Обнинске (см. табл. 1.1).

1.4. Вопросы методики метеорологических наблюдений на башнях и мачтах

Вопросы методики наблюдений на башнях и мачтах включают: оценку приборной и методической погрешности измерений; опре-

деление репрезентативности измерений, связанной с локальными особенностями размещения пункта наблюдений; оценку погрешности измерений, вызванной конструкцией или особенностями сооружения (башни, мачты), действующих на нем технических систем, например радиотелевизионных устройств, а также особенностями обледенения сооружения и датчиков. К этим же вопросам относятся методические разработки натуральных наблюдений с рабочих площадок башен (мачт) за эволюцией низких облаков и туманов, образованием и разрушением гололедно-изморозевых отложений в условиях низких облаков и туманов, за дымовым пологом над городом и др.

Приборные и методические погрешности измерений на башнях и мачтах рассмотрены в ряде работ [49, 50, 63, 76, 78, 163] и являются предметом особых исследований. Оценка репрезентативности измерений в связи с локальными особенностями размещения пункта наблюдения выполнена в работах [62, 63]. Влияние конструкций сооружения на показания датчиков рассмотрено в работах [17, 31, 49, 194, 198].

Погрешности метеорологических измерений от качания сооружения, атмосферных возмущений около него, от обледенения сооружения и датчиков по определениям на мачте в Обнинске и телебашне в Москве представляются в некоторой мере следующими оценками.

Смещение башни (мачты), если считать ее колебания совершающимися по синусоидальному закону, может быть представлено в виде $x = A \sin \omega t$, где A — максимальное смещение башни (мачты), ω — круговая частота. Максимальные скорости смещения точки ствола $(dx/dt)_{\max} = A\omega = 2\pi Af$ высотной метеорологической мачты в Обнинске (опытные данные) и телевизионной башни в Москве (расчетные данные) приведены в табл. 1.2.

Таблица 1.2

Ствол	z м	A мм	f Гц	dx/dt м/с
Мачты	310	4	0,25	0,006
Башни	385	50	0,10	0,003
	500	200	0,08	0,100

Приведенные значения смещений находятся в пределах принятой погрешности измерения скорости ветра, которая равна $(0,5 \pm 0,05)$ м/с.

На рис. 1.2 представлены обледеневшие в низких облаках на высотной метеорологической мачте в Обнинске датчики метеорологических параметров. При подобных обледенениях возможны существенные погрешности измерений соответствующих параметров.

Профили скорости ветра, измеренные обледеневшими датчиками, были уподоблены профилям струйного распределения скорости

ветра (см. п. 2.1). Погрешности измерения скорости ветра достигали значений, соизмеримых со значениями скорости ветра. Погрешности измерения температуры были менее существенны и часто оказывались в пределах точности ее измерения.

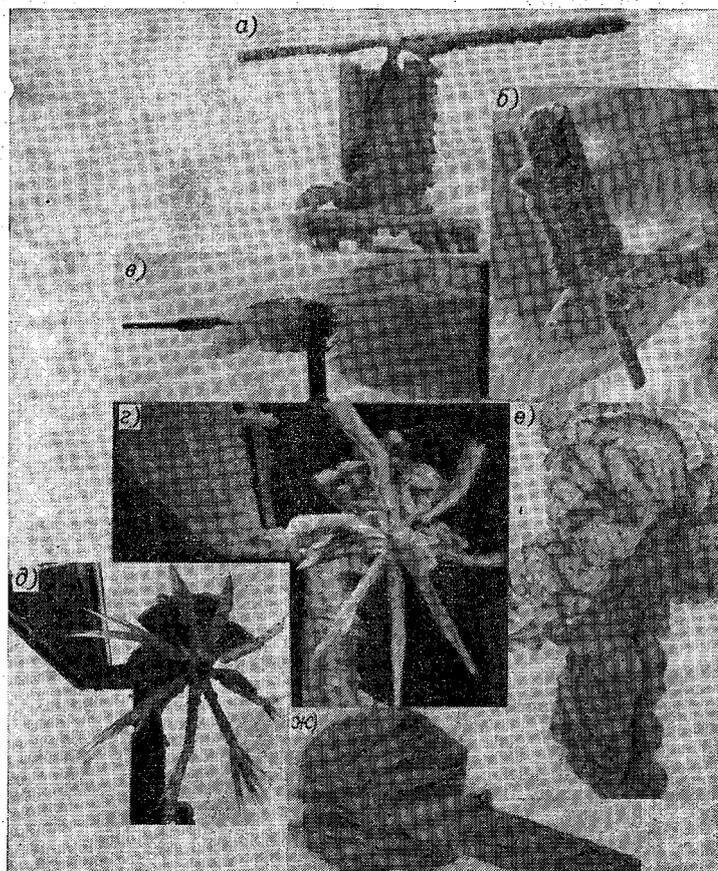


Рис. 1.2. Датчики гололедно-изморозевых отложений (а, б), ветра (в, г, д) и температуры (е, ж).

Качественное представление возможных возмущений воздушного потока у сооружения дают фотографии обтекания дымовой струей телевизионной башни в Москве (рис. 1.3). Эти фотографии иллюстрируют «поведение» дымовой струи у башни.

Одновременные измерения скорости потока вдоль дымовой струи показывают, что на расстоянии 10 м и более от ствола башни (место установки датчиков) скорость потока репрезентативна, на меньшем расстоянии может быть нерепрезентативной. При натекании потока воздуха на башню (по наветренной сто-

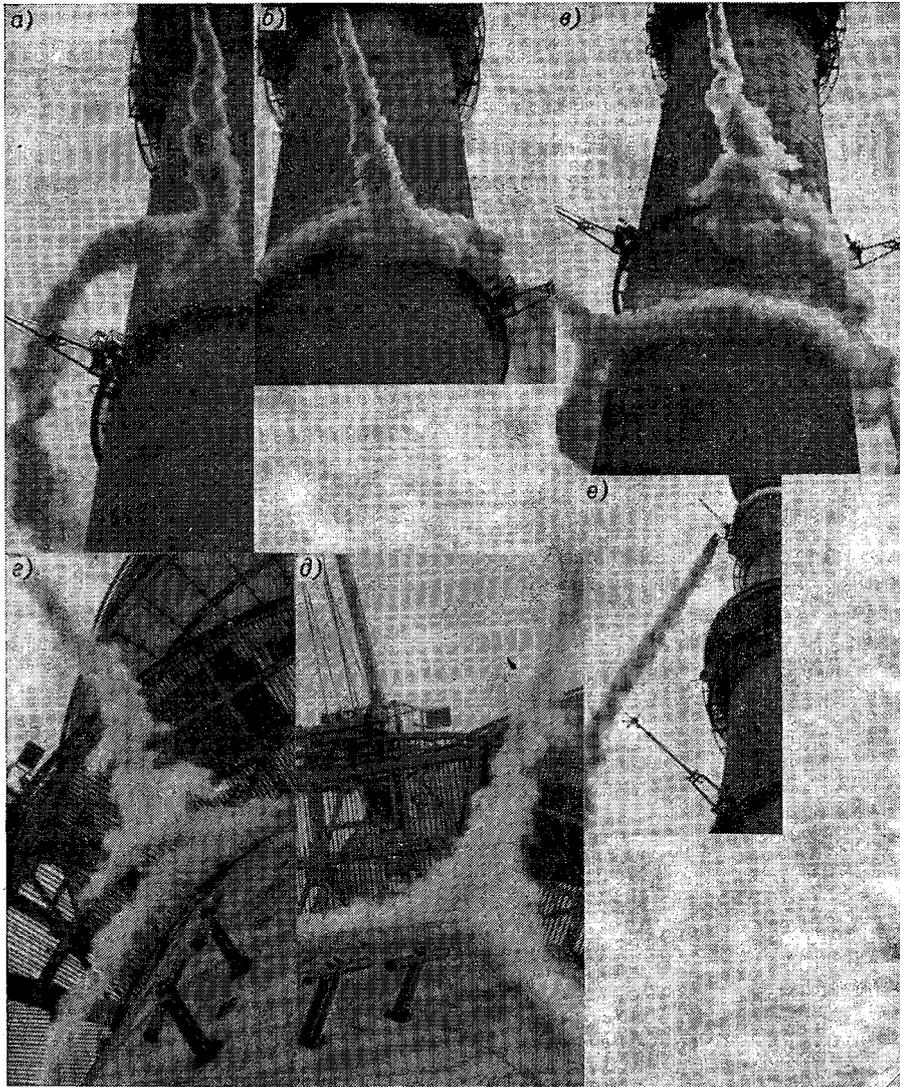


Рис. 1.3. Обтекание дымовой струей телевизионной башни в Москве.

a, в — аэродинамическая подушка у телебашни; *б* — прилипание дымовой струи к башне; *г, д* — расслоение и возрастание дисперсии дымовой струи; *е* — отклонение дымовой струи от башни.

роне) направление потока может отклониться от ненарушенного башней (репрезентативного) на расстоянии более 10 м от башни на $15-30^\circ$.

Профили основных метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы, построенные по данным измерений в слое через 25 м (высотная метеорологическая мачта в Обнинске), являются вполне репрезентативными (в пределах погрешности измерения) для стратификации слоя. Измерение метеорологических параметров на больших расстояниях (телевизионная башня в Москве) может внести некоторую погрешность в определение, например, вертикальных градиентов, уровня инверсии, экстремума скорости ветра и других характеристик. Отклонения профилей метеопараметров, построенных по данным измерений на башне, от репрезентативных (эталонных) профилей, построенных по данным измерений на мачте, явные. Но профили, построенные по данным башни, сохраняют качественную картину характерных особенностей средней структуры слоя — наличие температурной инверсии, струйное распределение скорости ветра, отклонение с высотой вектора скорости ветра влево и т. д. Количественные оценки Δf_0 — разности параметров, определенных на одних и тех же уровнях мачты и башни, следующие: $\Delta \theta = 0,3 \div 0,8^\circ\text{C}$; $\Delta u = 0,5 \div 1,2$ м/с; $\Delta \varphi = 5 \div 15^\circ$; $\Delta h = 10 \div 20$ м. Разности эти не искажают заметно структуру нижнего слоя атмосферы.

Наблюдения за скоплением дыма в нижнем слое атмосферы ведутся с уровней 503 и 305 м телевизионной башни. Они включают типизацию дымовых пологов¹, детализацию их структуры, определение уровня, направления сноса и характера трансформации и др. Условия и признаки возникновения (исчезновения) и развития скоплений дыма определяются посредством согласованного анализа этих явлений и метеорологических измерений на телевизионной башне.

С верхних площадок башни (мачты) визуально определяются тип дымового полога и детали его структуры, которые фотографируются по секторам кругового обзора. Из этих фотографий составляются панорамные снимки. По наблюдениям и фотографиям заполняется карта задымления нижнего слоя атмосферы.

Особо разрабатываются методические вопросы натуральных наблюдений за задерживающими свойствами температурной инверсии, визуальных и инструментальных наблюдений с фотометрической оценкой эволюции низких облаков и туманов (см. раздел 4) и гололедно-изморозевых явлений (см. раздел 5) и др.

При определении задерживающих свойств слоев инверсий температуры оценивается интенсивность инверсии по величине вертикального градиента температуры. Например, при наблюдении 11 XII 1969 г. вертикальный градиент температуры в слое инверсии $\gamma_\theta^\circ\text{C}/100$ м уменьшался в последовательности 2,1 (11 ч 20 мин),

¹ Дымовой полог — наблюдающееся пространственное распределение дымовых выбросов главным образом в слое температурной инверсии над городом.

1,8 (11 ч 40 мин), 1, 2 (12 ч 00 мин). Прорыв инверсии дымовой струей наблюдался при $\gamma_{\phi} = 1,2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Надежным методом исследования эволюции низких облаков и туманов являются устойчивые наблюдения за этими процессами на фоне высотных башен и мачт с рабочих площадок [89] и с использованием фотокиносъемки [104].

Наблюдения с подстилающей поверхности за низкими облаками и в тумане малоэффективны, так как ведутся на фоне слабоконтрастирующего неба, особенно при облаках среднего и верхнего ярусов, и в отсутствии объектов для привязки. Наблюдения на фоне высотных башен (мачт) за нижней границей низких облаков и верхней границей туманов и с рабочих площадок башен (мачт) над верхней границей низких облаков и туманов и их граничными полями¹ «сверху вниз» значительно эффективнее. В этих наблюдениях контуры башен (мачт) и их детали, дороги, здания, трубы, участки леса, речные излучины и др. служат выразительными объектами по виду и масштабу.

Уровни нижней границы низких облаков, верхней границы туманов или верхний и нижний уровни облачных элементов визуально отсчитываются по отметкам затуманивания башни (мачты). На фотограмме (см. разд. 4) в соответствующее время отмечаются отсчитанные уровни. При соединении этих отметок получается контур границы нижней облачности (тумана) или контуры их облачных элементов. Для выделения плотной и разреженной массы низких облаков (туманов), облачных элементов у их границы оконтуривание производится соответственно сплошной и пунктирной линиями.

По изложенному принципу выполнены фото- и кинограммы с оконтуренными по ним нижней границей низкой облачности и ее облачными элементами. Преимущество фото- и кинограммы перед визуально очерченным контуром заключается в большей документальной достоверности и определенности зафиксированных контуров и в возможности получать строение нижней границы и форму ее облачных элементов с меньшей дискретностью, т. е. с большей их детализацией. В последнем существенно применение киносъемки перемещающейся низкой облачности на фоне высотного сооружения — башни (мачты).

Наблюдения с рабочих площадок высотных башен и мачт за верхним граничным полем низких облаков и туманов позволяют непрерывно в течение длительного времени в последовательности их возникновения, развития и исчезновения проследить

¹ Верхняя и нижняя границы низкой облачности и верхняя граница тумана рассматриваются как видимые визуально и посредством оптических приборов линии разграничения этих дисперсных систем (низкие облака и туманы) и незамутненного атмосферного воздуха, в котором они располагаются. Граничное поле низкой облачности и тумана рассматривается как видимая визуально и посредством оптических приборов поверхность разграничивающая эти дисперсные системы (низкие облака, туманы) и незамутненный атмосферный воздух, в котором они располагаются.

изменение (трансформацию) структуры граничного поля низких облаков (туманов) и их элементов. При этом прослеживаются изменения «рельефа» граничного поля. В этих изменениях можно различить признаки возникновения или разрушения низких облаков (туманов). В первом случае это определяется по ухудшению видимости, возникновению облачных хлопьев и отдельных облачных образований, а также по слиянию их в обширные облачные массивы. Во втором случае прослеживается последовательность стадий возникновения в «рельефе» граничного поля низких облаков (туманов), продольных углублений (рвов), проталин и разрывов, раздельных кучевых масс и их рассеяние.

Отсчет уровня нижней границы низких облаков по видимому ее разграничению на фоне высотной башни (мачты) может выполняться с достаточно высокой точностью (до 1—2 м). По отношению к уровням этой границы в нижнем слое атмосферы (например, на высоте 100—200 м) погрешность составляет 0,5—2%. Отсчет этот может рассматриваться как эталонный для оценки по нему погрешности измерения уровня нижней границы низкой облачности другими методами. В работе [89] приведен пример (наблюдение 9 III 1966 г. в Обнинске) синхронных отсчетов уровня нижней границы низкой облачности по отметке на мачте и инструментальному замеру. Разность этих оценок в слое 120—220 м достигала 50 м, что в относительной мере составляло 20—40%. В другом примере наблюдений 15 июля 1970 г. на телевизионной башне в Москве эта разность достигала 95% от уровня нижней границы низкой облачности (350—500 м).

При отсчете уровня нижней границы низкой облачности учитывается возможная погрешность на параллакс $\delta h = lh/L - l$, где l — расстояние по горизонтали отметки низкой облачности до башни (мачты), L — расстояние по горизонтали от места наблюдения (фотоотсчета) до башни (мачты).

Контуры нижней границы низкой облачности и отдельных облачных образований могут изменяться с изменением их конфигурации. «Замороженность» контура нижней границы низкой облачности и отдельных ее образований на фотокинограмме может рассматриваться в пределах промежутка времени, в течение которого этот контур не изменяется. Промежуток этот связан, надо полагать, с метеорологическими условиями нижнего слоя атмосферы — температурой и влажностью воздуха, скоростью перемещения облачных масс в слое и др.

При сплошной массе низкой облачности изменчивость этой границы представляется сглаженной ровной линией. Сравнительно сглажена эта линия также при наличии отдельных малых облачных образований у нижней границы низкой облачности. При наличии крупных облачных образований у нижней границы низких облаков конфигурация этой линии существенно нарушается.

Количественное представление о морфологических особенностях нижней границы низкой облачности выражается такими характеристиками, как h_n — нижний уровень нижней границы низкой

облачности; A_{h_n} — разность (амплитуда) смежных высот экстремального уровня нижней границы низкой облачности; T_{h_n} — период колебания нижней границы низкой облачности, ψ_{h_n} — изменение в единицу времени (изменчивость) уровня нижней границы низкой облачности; l_r и l_b — горизонтальный и вертикальный размеры облачных элементов нижней границы низкой облачности; l_0 — толщина разреженной облачной массы у границы ее основной (плотной) массы.

При фотографировании или киносъемке низкой облачности и тумана на фоне башни или мачты определяются очертания их границ, структурные особенности облачных образований у нижней или верхней границы низких облаков (туманов), средняя толщина этих образований по вертикали $l_b = h_b - h_n$ и их размер по горизонтали $l_r = vt$ (v — скорость горизонтального смещения облачного образования) при условии, что облачное образование в принятом промежутке времени не изменяется. Последнее наблюдалось в течение 2—3 мин. Скорость горизонтального смещения облачного образования принимается с некоторым приближением равной скорости ветра на уровне его смещения. Время определяется в промежутке между границами оцениваемого облачного образования.

С высотных уровней башни (мачты) над верхней границей низких облаков и туманов наблюдается и фотографируется процесс образования и разрушения этих дисперсных систем. В работе [104] приведен пример наблюдавшегося интенсивного образования кучевых форм низкой облачности на уровне 250—300 м.

Выводы

Стационарные автоматические метеорологические измерения в нижнем слое атмосферы на высотных башнях и мачтах наиболее надежны в любых погодных условиях. Эти измерения можно производить систематически, синхронно по всем высотам слоя. Они обеспечивают непосредственное слежение за метеорологическими процессами в слое. Данные измерений и натурные наблюдения на башнях и мачтах позволяют изучать структуру слоя, состояние его устойчивости в любых погодных условиях, мезомасштабные процессы в нижнем слое атмосферы, эволюцию низких облаков и туманов, гололедно-изморозевые отложения, скопления дыма и др.

Совокупность пунктов наблюдений на башнях и мачтах по территории СССР составит взаимосвязанную информационным обменом сеть. Размещение пунктов этой сети определяется районированием запросов народнохозяйственных организаций, прогнозистических центров, научно-исследовательских институтов и необходимостью обеспечения зональной репрезентативности измерений, определяемой климатическими и физико-географическими факторами. Этим условиям на территории СССР с достаточной полнотой отвечает сеть в объеме 115—120 пунктов.

Диапазоны и погрешности измерений метеорологических параметров в системах измерения на мачте в Обнинске и башне в Москве отвечают принятым в практике метеорологических измерений с применением автоматических станций. В этих системах погрешности измерения температуры обледенелыми датчиками находятся в пределах точности измерения этого параметра, а погрешности измерения скорости и направления ветра достигают значений, соизмеримых со значениями этих параметров. Значения температуры и скорости ветра, полученные при измерениях на телебашне в Останкине, репрезентативны на расстоянии более 10 м от башни. Направление потока отклоняется от ненарушенного на этом расстоянии на $15-30^\circ$.

Отклонения значений температуры, скорости и направления ветра в точках перегиба их профилей, построенных по высоте через 25 м (мачта в Обнинске) и через несколько большее расстояние (башня в Москве), равны соответственно $0,3-0,8^\circ\text{C}$; $0,5-1,2$ м/с; $5-15^\circ$; $10-20$ м (для уровня точек перегиба), что не искажает заметно структуру нижнего слоя атмосферы.

2. ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СТРУКТУРЫ НИЖНЕГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

2.1. Распределение (профили) метеорологических параметров

Распределение метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы характеризует структуру слоя — однородную при монотонном изменении температуры, влажности, скорости и направления ветра с высотой и неоднородную с инверсионными включениями и мезоструйными образованиями¹.

С целью разграничения структурных особенностей нижнего слоя атмосферы с некоторой условностью монотонное распределение метеорологических параметров в слое рассматривается как нормальное распределение N_T , а неоднородное с инверсионными включениями — как аномальное A_n [85, 99].

В табл. 2.1 приведено число профилей с нормальным и аномальным распределением параметров в слое, полученное из общей выборки профилей температуры, скорости и направления ветра в климатические сроки в Обнинске за 1963—1966 гг.

Аномальное распределение температуры, скорости и направления ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы отмечалось довольно часто. Например, число профилей с инверсионным распределением температуры составляло 34% по отношению ко всему числу профилей, соответствующих профилей скорости ветра 25% и распределения направления ветра 49%.

В работе [85] показано, что большое число случаев аномального распределения метеорологических параметров в слое подтверждается и при отклонении вектора ветра на верхнем уровне слоя относительно нижнего уровня. Эти отклонения на нижних уровнях слоя были в пределах от -40 до $+80^\circ$. Наиболее часто по всем уровням слоя повторялись отклонения от -20 до $+30^\circ$ со смещением максимума отклонений с высотой вправо.

Особенности распределения температуры, скорости и направления ветра, близкие рассмотренным, отмечались и в нижнем

¹ Мезоструйное образование (или мезоструя) в нижнем слое атмосферы характеризуется увеличением с высотой скорости ветра в слое до некоторого уровня, выше которого она уменьшается. Распределение скорости ветра в слое над уровнем экстремума мезоструи можно рассматривать как ветровую (динамическую) инверсию или инверсию скорости ветра.

Таблица 2.1

Профиль	N	n _{Ng}	n _{Ap}			
			Const	Ap		
				приземная	приподнятая	в слое до 300 м
θ(z)	587	259	33	159	72	64

Профиль	N	n _{Ng}	n _{Ap}			
			Const	Ng—Ap		
				max, min	2 max, m'n	max
u(z)	471	332	27	15	10	87

Профиль	N	n _{Ng}	n _{Ap}			
			Const	Ap		
				во-всем слое	приподнятый	в слое до 25 м
φ(z)	515	261	22	19	127	86

500-метровом слое атмосферы по измерениям на телевизионной башне в Останкине (рис. 2.1). Статистика этих особенностей по числу профилей температуры, скорости и направления ветра, измеренных в климатологические сроки с декабря 1970 по ноябрь 1971 г., приведена в табл. 2.2.

Из приведенных данных исключены сложные (многослойные) распределения параметров. Например, многослойная инверсия отмечалась в 20 случаях из выборки 2270 профилей температуры, т. е. менее чем в 1% всей выборки. Сложное (многослойное) распределение скорости ветра отмечалось в 6 случаях из 2226, т. е. менее чем в 0,3% всех рассмотренных профилей и т. д.

Из анализа распределений метеопараметров по сезонам года [99] следует, что аномальные профили температуры имеют значительную повторяемость во все сезоны, однако их повторяемость несколько больше в летне-осенний период (60%) по сравнению с зимне-весенним (40%).

Мезоструйные распределения скорости ветра во все сезоны года составляли относительно всего числа рассмотренных профилей около 20%. Среди мезоструйных профилей преобладали профили с одним максимумом (65—80%), значительно реже (5—10%)

Таблица 2.2

Профиль	N	№Nr	"Ап				Ап	по всему слою		
			Const		Const - Ап					
			приземная	приподнятая	нижняя часть слоя - верхняя часть слоя	верхняя часть слоя - нижняя часть слоя				
§ (z)	2481	1063	119	399	20	15	40	137	630	58

Профиль	N	№Nr	"Ап				Nr - Ап	2 max, min		
			Const		Const - Nr					
			приземная	приподнятая	верхняя часть слоя - нижняя часть слоя	нижняя часть слоя - верхняя часть слоя			max - min	
и (z)	2424	1000	288	610	69	345	51	45	17	19

Профиль	N	№Nr	"Ап				Nr - const	Const - Nr		
			Const		Ап					
			приземная	приподнятая	нижняя часть	верхняя часть			нижняя и верхняя части	
φ (z)	2368	813	296	85	244	336	290	65	227	12

наблюдались профили с одним минимумом и одним максимумом (верхняя часть слоя) и минимумом (нижняя часть слоя), в единичных случаях отмечались другие типы профилей.

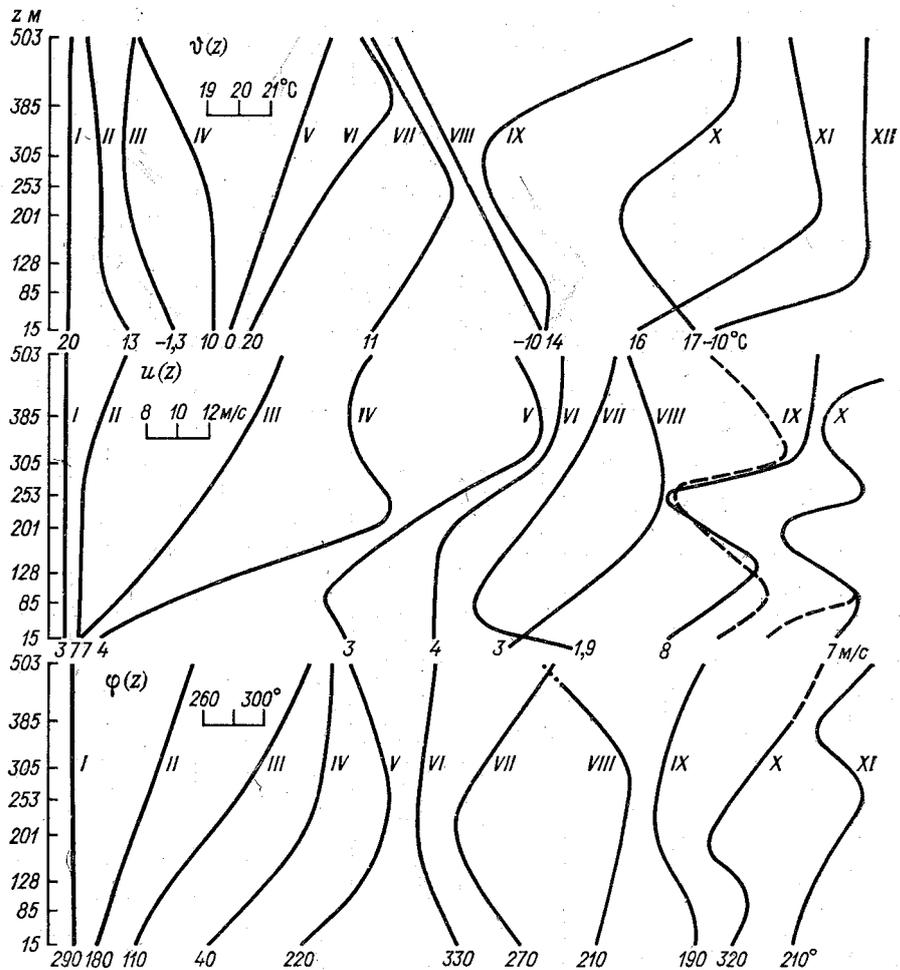


Рис. 2.1. Профили температуры $\theta(z)$, скорости $u(z)$ и направления $\varphi(z)$ ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы, построенные по данным наблюдений за 1971—1973 гг. Москва.

На рис. 2.2 представлены наблюдавшиеся мезоструйные распределения скорости ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы и экстремальные скорости ветра мезоструй.

Аномальное отклонение вектора ветра с высотой чаще наблюдалось зимой и весной (60—70%), реже — летом и осенью (35—45%).

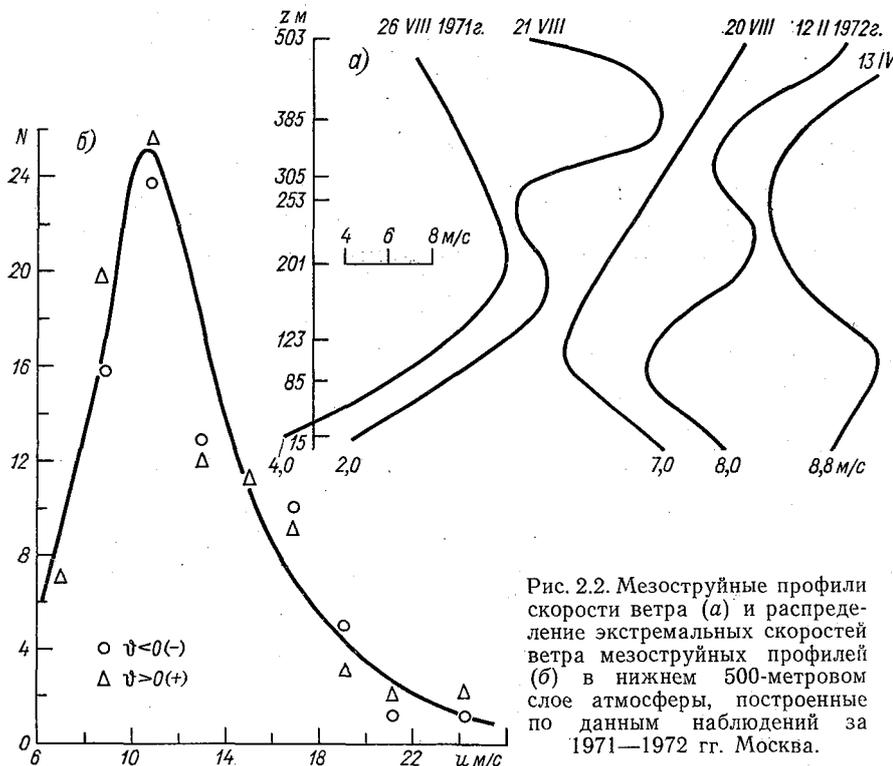


Рис. 2.2. Мезоструйные профили скорости ветра (а) и распределение экстремальных скоростей ветра мезоструйных профилей (б) в нижнем 500-метровом слое атмосферы, построенные по данным наблюдений за 1971—1972 гг. Москва.

2.2. Трансформация профилей метеорологических параметров

Для профилей метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы при $z_0 < z_i < \dots < z_m$ выполняются условия:

а) нормальной стратификации

— для распределения температуры $\vartheta_{z_0} > \vartheta_{z_i} > \dots > \vartheta_{z_m}$;

— для распределения скорости ветра $u_{z_0} < u_{z_i} < \dots < u_{z_m}$;

— для изменения направления ветра $\varphi_{z_0} < \varphi_{z_i} < \dots < \varphi_{z_m}$.

Для изменения направления ветра знаки $<$ и $>$ означают отклонение вектора ветра соответственно влево и вправо;

б) аномальной стратификации

— для распределения температуры

$\vartheta_{z_0} < \vartheta_{z_i} > \vartheta_{z_k, l, m}$; $\vartheta_{z_0} > \vartheta_{z_i} < \vartheta_{z_k} > \vartheta_{z_l, m}$; $\vartheta_{z_0} > \vartheta_{z_i} < \vartheta_{z_k, l, m}$;

— для распределения скорости ветра в слое

$u_{z_0} > u_{z_i} < u_{z_k, l, m}$; $u_{z_0} < u_{z_i} > u_{z_k} < u_{z_l, m}$; $u_{z_0} < u_{z_i} > u_{z_k, l, m}$;

— для изменения направления ветра

$\varphi_{z_0} > \varphi_{z_i} < \varphi_{z_k, l, m}$; $\varphi_{z_0} > \varphi_{z_i} < \varphi_{z_k} > \varphi_{z_l, m}$; $\varphi_{z_0} < \varphi_{z_i} > \varphi_{z_k, l, m}$.

Трансформация профилей метеорологических параметров характеризует изменение структуры слоя и может быть определена по изменчивости (изменению в единицу времени) вертикальных градиентов соответствующих параметров: $(\gamma_{f_{t_1}} - \gamma_{f_{t_2}})/(t_1 - t_2) = \psi_{\gamma_f}$; $f \sim \theta, u, \varphi, \dots$; $(t_1 - t_2)$ — промежуток трансформации.

Стабильность (неизменность) структуры слоя выражается условием $|\psi_{\gamma_f}| \leq (4\delta f)$, где $(4\delta f)$ — нормированная (дано в скобках) на 100-метровое превышение и единицу времени (час) учетверенная погрешность измерения параметра. Условие нестабильной структуры слоя представляется в виде $|\psi_{\gamma_f}| > (4\delta f)$. При этом усиление структуры слоя выражается условием $|\gamma_{f_{t_1}}| - |\gamma_{f_{t_2}}| < 0$, а ослабление — условием $|\gamma_{f_{t_1}}| - |\gamma_{f_{t_2}}| > 0$.

Консервативность структуры слоя — промежуток ее стабильного состояния — определяется выражением $T_{\text{к}} = (4\delta f)/|\psi_{\gamma_f}|$.

Профили метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы изменяются в зависимости от времени суток и атмосферных процессов. Консервативность структуры слоя по определенному параметру или их совокупности может иметь разные значения в разное время суток, в разные сезоны года, при разных погодных условиях. Например, консервативность составляет несколько минут при грозе и несколько часов при метели [93].

Момент нарушения установившейся (стабильной) структуры слоя, с которого может ожидаться перестройка структуры слоя с нормальной на аномальную или наоборот, является пороговым. Этот пороговый момент определяется, например, по смене значения ψ_{γ_f} при Ng-структуре с нулевого (0) или отрицательного (<0) на положительное (>0), а при Ap-структуре — с нулевого или положительного на отрицательное. С порогового момента при сближении временных функций метеорологических параметров $f(t)$ верхнего и нижнего уровней слоя $\psi_{\gamma_f} > 0$ для Ng, $\psi_{\gamma_f} < 0$ для Ap происходит ослабление структуры слоя (нормальной или аномальной) и следует ожидать ее изменение соответственно на аномальную или нормальную. При этом возможно изменение обусловленных или «поддерживаемых» этой структурой атмосферных условий в слое. Например, при возникновении и усилении адвективной инверсии возможно появление, понижение и увеличение мощности подынверсионной облачности.

В момент перестройки структуры слоя с нормальной на аномальную и наоборот выполняются условия $f_{\text{н}}(t) = f_{\text{в}}(t)$ и $\gamma_f = 0$ (в — верхний, н — нижний уровни рассматриваемого слоя). Промежуток ожидаемой перестройки Δt выводится, например, из равенства $\gamma_{f_{\text{кон}}} = \gamma_{f_{\text{нач}}} \pm |\psi_{\gamma_f}| \Delta t$ (кон. — конечное, нач. — начальное значение параметров) и представляется выражением $\Delta t = \gamma_{f_{\text{нач}}}/|\psi_{\gamma_f}|$.

При условиях

$$\text{а) } \psi_{f_{в, н}} > 0, \quad \psi_{f_{в}} > \psi_{f_{н}};$$

$$\text{б) } \psi_{f_{в, н}} < 0, \quad \psi_{f_{в}} < \psi_{f_{н}};$$

$$\text{в) } \psi_{f_{в}} > 0, \quad \psi_{f_{н}} < 0$$

ожидается обращение нормального распределения температуры на аномальное и аномального распределения скорости ветра на нормальное.

При условиях

$$\text{а) } \psi_{f_{в, н}} > 0, \quad \psi_{f_{н}} > \psi_{f_{в}};$$

$$\text{б) } \psi_{f_{в, н}} < 0, \quad \psi_{f_{в}} > \psi_{f_{н}};$$

$$\text{в) } \psi_{f_{н}} > 0, \quad \psi_{f_{в}} < 0$$

ожидается обращение аномального распределения температуры на нормальное и нормального распределения скорости ветра на аномальное.

Если $\psi_{f_{в, н}} \neq \text{const}$, то промежуток Δt уточняется.

2.3. Исследование вихревой структуры атмосферного воздуха

В вихревой структуре нижнего слоя атмосферы различают горизонтальную $\alpha(t)$ и вертикальную $\beta(t)$ составляющие направления вектора ветра (рис. 2.3).

Вертикальная составляющая скорости ветра определяется из выражения $w = u \operatorname{tg} \beta$, где u — горизонтальная составляющая ветра. При наблюдении 8 VII 1963 г. просматривается согласованное во времени изменение кривых $\alpha(t)$ и $\beta(t)$, увеличение по амплитуде и периоду кривой $\alpha(t)$ и затухание кривой $\beta(t)$ к основанию слоя у подстилающей поверхности. Результирующие векторы ветра на рис. 2.3 нанесены во фронтальной диметрической проекции, в которой оси x и z взаимно перпендикулярны и имеют коэффициент искажения $K = 1$, а ось y с коэффициентом искажения $K = 0,5$ составляет соответственно с осями x и z углы 135° .

По изменениям кривых $\alpha(t)$ в слое можно различить [81] запаздывание начала поворота верхней части слоя относительно нижней (A), опережение ее (Γ , $Д$) и одновременный поворот по всему слою (B , B , E , $Ж$), т. е. можно говорить о повороте слоя снизу, сверху и об одновременном повороте всего слоя. Отставание (или запаздывание) начала и окончания поворота нижней части по отношению к верхней для слоя толщиной 200—300 м составляют одну-полторы минуты.

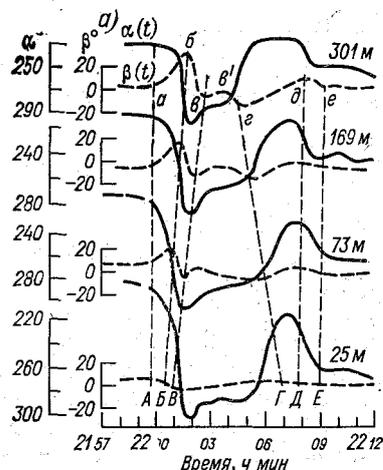
В табл. 2.3 приведены некоторые характеристики изменения направления ветра в слое.

Величина $\Delta\varphi_t$ с высотой может убывать ($A - B$, $B - B$) или оставаться неизменной ($\Gamma - Д$, $E - Ж$). Случаи увеличения ее с высотой не наблюдались. Величина T убывает с высотой ($A - B$, $B - B$; $\Gamma - Д$, $E - Ж$). Скорость вращения вектора ветра с высотой

Таблица 2.3

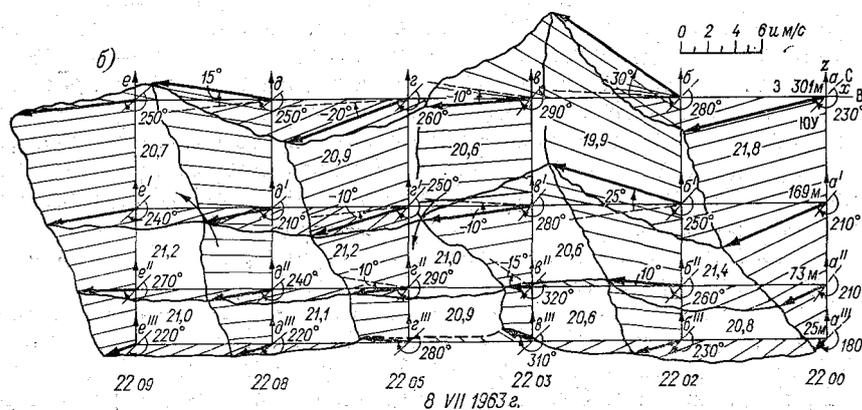
z м	А-Б			Б-В			Г-Д			Е-Ж				
	$\Delta\varphi_t$ рад	T с	$\psi_\varphi \cdot 10^5$ с ⁻¹	$\Delta\varphi_t$ рад	T с	$\psi_\varphi \cdot 10^5$ с ⁻¹	$\Delta\varphi_t$ рад	T с	$\psi_\varphi \cdot 10^5$ с ⁻¹	$\Delta\varphi_t$ рад	T с	$\psi_\varphi \cdot 10^5$ с ⁻¹		
73	1,84	170	109	0,40	110	362	0,94	120	785	0,56	90	634		
169	1,64	130	126	0,47	90	524	1,04	110	948	0,56	90	624		
265	1,40	95	148	0,42	65	647	1,03	110	945	0,56	75	747		
301	1,29	8)	162	0,35	55	640	1,03	95	1030	0,52	60	868		
$\psi_{\varphi_{73}}/\psi_{\varphi_{300}}$			0,67			0,55			0,75			0,78		

Примечание. В таблице обозначено: $\Delta\varphi_t$ — угол поворота вектора между смежными характерными точками кривой А, Б, В, ...; T, ψ_φ — время и скорость этого поворота.



возрастает, т. е. имеет место как бы проскальзывание одной части слоя по отношению к другой. Полностью одновременный («жесткий») поворот воздушной массы с одинаковой скоростью вращения на всех уровнях слоя не наблюдался. Отношение скорости вращения вектора ветра на верхнем и нижнем уровнях слоя зависит от степени устойчивости атмосферы: чем менее ус-

Рис. 2.3. Синхронные изменения горизонтальной $\alpha(t)$ и вертикальной $\beta(t)$ составляющих направления ветра (а) и фронтальная диметрическая проекция векторов ветра (б) в нижнем слое атмосферы. Обнинск.



тойчива атмосфера и, следовательно, слои между уровнями более перемешаны, тем отношение это ближе к единице — весь 300-метровый слой становится более «жестким».

На верхнем уровне слоя после прохождения мезонеоднородности A, B, \dots, D установилось начальное направление ветра. На нижнем уровне вектор ветра оказался как бы недовернутым относительно его начального положения вследствие, надо полагать, потери части энергии на трение о подстилающую поверхность.

При рассмотрении кривых $\beta(t)$ можно встретить примеры как одновременного начала вертикального поворота вектора скорости ветра во всем слое (a, d, e), так и нижнего (b, e) и верхнего (z) опережения.

Значения вертикальной составляющей скорости ветра w , м/с в экстремальных точках a, b, \dots, e кривой $\beta(t)$ и скорости вращения вектора ветра в проекции на горизонтальную $\psi_\phi(\alpha) \cdot 10^5 \text{ с}^{-1}$ и вертикальную $\psi_\phi(\beta) \cdot 10^5 \text{ с}^{-1}$ плоскости между экстремальными точками a, b, \dots, e приведены в табл. 2.4.

В слое 73—301 м величина $\psi_\phi(\alpha)$ с высотой убывала, а величина $\psi_\phi(\beta)$ возрастала, т. е. внизу возникали и преобладали горизонтальные вихревые движения вокруг вертикальной оси, а вверху — вертикальные вихревые движения вокруг горизонтальной оси.

Путь L_z и механизм переноса частиц воздуха вертикальной составляющей скорости ветра w сложнее, чем это представляется из

выражения $L_z = \int w dt$. Во-первых, вертикальная составляющая скорости ветра меняется по высоте в слое и, во-вторых, изменчивым по высоте в слое является промежуток времени «действия» вертикальной составляющей скорости ветра. Следовательно, в механизме вертикального переноса воздуха различается перенос в подслоях: $l_1 = w_1 \Delta t_1$; $l_2 = w_2 \Delta t_2$; $l_3 = w_3 \Delta t_3$; \dots ; $l_n = w_n \Delta t_n$.

В совокупности $L_z = \sum_{i=1}^n l_i$ представляет собой возмущенный вертикальным движением слой, который явно простирается за уровень 300 м. Последнее очевидно, например, из приведенной выше таблицы. В возмущении A, B, \dots, E (a, b, \dots, e) прослеживается увеличение с высотой потери вертикальной скорости ветра $\Delta_T w$ между крайними экстремумами B и D (b и d) от 0 (уровень 25 м) до 2,6 м/с (уровень 301 м).

Поверхности линий токов в пространстве (по вертикали) и во времени (по горизонтали), проведенные на рис. 2.3 через результирующие векторы ветра в точках a, b, z, d, e , на уровне 301 м и соответственно на уровнях 169, 73 и 25 м составляют элементы структуры атмосферного воздуха, описываемые кривыми $\alpha(t)$ и $\beta(t)$. Это воздушные потоки.

К особенностям этих потоков в рассматриваемой структуре можно отнести:

а) нормальное правое отклонение с высотой горизонтальной составляющей вектора скорости ветра в слое 25—300 м ($\Delta d_z = 50^\circ$)

Таблица 2.4

Параметр	z м				$\psi_B/\psi_H(\alpha)$	$\psi_B/\psi_H(\beta)$
	301	169	73	25		
$w(\alpha)$	0	0	0	0	—	—
$\psi_\varphi(\alpha) \cdot 10^5$	730	880	1300	—	0,6	—
$\psi_\varphi(\beta) \cdot 10^5$	500	300	230	0	—	2,2
$\psi(\beta)/\psi(\alpha)$	0,7	0,3	0,2	0	—	—
$w(\sigma)$	5,9	4,7	1,0	0	—	—
$\psi_\varphi(\alpha) \cdot 10^5$	780	870	1500	—	0,5	—
$\psi_\varphi(\beta) \cdot 10^5$	170	100	100	0	—	1,7
$\psi(\beta)/\psi(\alpha)$	0,2	0,2	0,1	0	—	—
$w(\theta)$	-1,3	-1,6	-1,5	0	—	—
$\psi_\varphi(\alpha) \cdot 10^5$	440	490	1300	—	0,3	—
$\psi_\varphi(\beta) \cdot 10^5$	580	200	130	0	—	4,5
$\psi(\beta)/\psi(\alpha)$	1,3	0,4	0,1	0	—	—
$w(\zeta)$	-3,0	-3,9	-3,2	0	—	—
$\psi_\varphi(\alpha) \cdot 10^5$	230	510	580	—	0,4	—
$\psi_\varphi(\beta) \cdot 10^5$	230	300	120	0	—	1,9
$\psi(\beta)/\psi(\alpha)$	1,0	0,6	0,2	0	—	—
$w(\delta)$	3,3	3,5	0	0	—	—
$\psi_\varphi(\alpha) \cdot 10^5$	290	700	700	—	0,4	—
$\psi_\varphi(\beta) \cdot 10^5$	440	230	110	0	—	4,0
$\psi(\beta)/\psi(\alpha)$	1,6	0,3	0,2	0	—	—
$w(\epsilon)$	0	0	0	0	—	—

перед зоной возмущения и в начале этой зоны (оси $a-a'''$, $b-b'''$); нарушение этого нормального отклонения в слое 25—300 м и в его частях в поле возмущения (оси $v-v'''$, $z-z'''$, $\delta-\delta'''$) с отклонением вектора ветра на верхнем уровне слоя (301 м) от вектора ветра нижнего уровня (25 м); восстановление нормального правого отклонения горизонтальной составляющей вектора скорости ветра в слое 25—300 м ($\Delta\alpha_z = 50^\circ$) за зоной возмущения с вертикальными токами (ось $e-e'''$);

б) различие пространственно-временных объемов с дивергенцией и конвергенцией воздушных потоков. Показательными могут быть, например, объемы дивергенции по сечению b, b', v', v и конвергенции по сечению v', v'', z'', z' , объем конвергенции по сечению $z', z'', \delta'', \delta'$ и объем дивергенции по сечению δ, δ', e', e . Чередование этих объемов воздуха представляется пульсацией потоков в них.

В данных наблюдений 1 VII 1964 г. (22—23 ч) по кривым $\alpha(t)$ и $\beta(t)$ можно различить состояния (промежутки): установившееся *I* (22 ч 00 мин—22 ч 12 мин), переходное *II* (22 ч 12 мин—22 ч 19 мин), установившееся *III* (22 ч 19 мин—22 ч 42 мин), переходное *IV* (22 ч 42 мин—22 ч 49 мин) и установившееся *V* (22 ч 49 мин—23 ч 00 мин) (рис. 2.4).

Абсолютные и относительные значения вертикальных составляющих скорости ветра и энергии пульсации в состояниях *I*, *III* и *V* приведены в табл. 2.5.

Таблица 2.5

Состояние	z м	\bar{w}/u	\bar{w} м/с	w_m м/с	\bar{w}'^2	$w_m'^2$
<i>I</i>	301	0,15	−0,6	−2,8	0,20	4,9
	169	0,04	−0,2	−2,0	0,14	2,3
	25	0,04	−0,1	−0,2	0,0	0,02
<i>III</i>	301	0,20	−2,0	−3,6	0,5	2,8
	169	0,14	−1,0	−3,3	0,2	2,1
	25	0,09	0,05	1,0	0,0	0,2
<i>V</i>	301	0,18	−1,3	−2,7	0,1	1,7
	169	0,11	−0,8	−1,2	0,1	0,2
	25	0,08	0,5	0,5	0,0	0,0

Из табл. 2.5 следует, что при состояниях *I*, *III* и *V* в средней и верхней частях слоя (169 и 301 м) отмечался нисходящий поток $w < 0$. В нижней части слоя (25 м) при состоянии *I* нисходящий поток был слабо выражен, а при состояниях *III* и *V* отмечался восходящий поток $w > 0$.

Среднее значение вертикальной составляющей скорости ветра (\bar{w}) достигало в нисходящем потоке 2,0 м/с, т. е. 20% горизонтальной составляющей (\bar{u}). В восходящем потоке вертикальная составляющая достигала величины 0,5 м/с (5—10% горизонтальной составляющей). Максимальное значение вертикальной составляющей скорости ветра в восходящем и нисходящем потоках достигало 3,6 м/с, т. е. 70% горизонтальной составляющей. Увеличение абсолютного значения вертикальной составляющей скорости ветра с высотой в нижнем 300-метровом слое по средней и максимальной величинам отмечалось с кратностью $w_B/w_H \approx 5 \div 15$.

Среднее и максимальное значения вертикальной составляющей скорости ветра в последовательности *I*, *III*, *V* по всем уровням слоя изменялись от минимума (*I*) к максимуму (*III*) и вновь к минимуму (*V*), составляя единый процесс, охватывавший весь слой точно так же, как это происходило в 11—12 ч 11 мая 1964 г.

В распределении энергии пульсации вертикальной составляющей скорости ветра по высоте в слое в последовательности *I*, *III*, *V* наблюдались следующие особенности: а) энергия пульсации

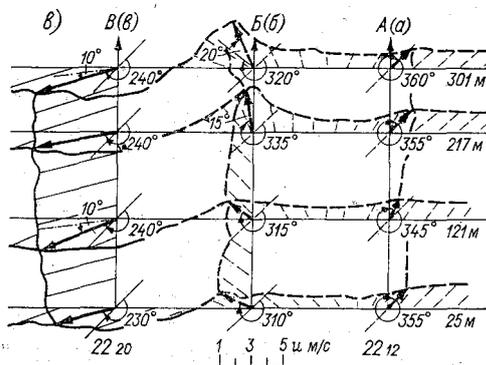
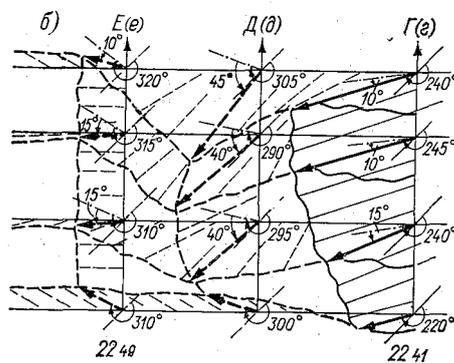
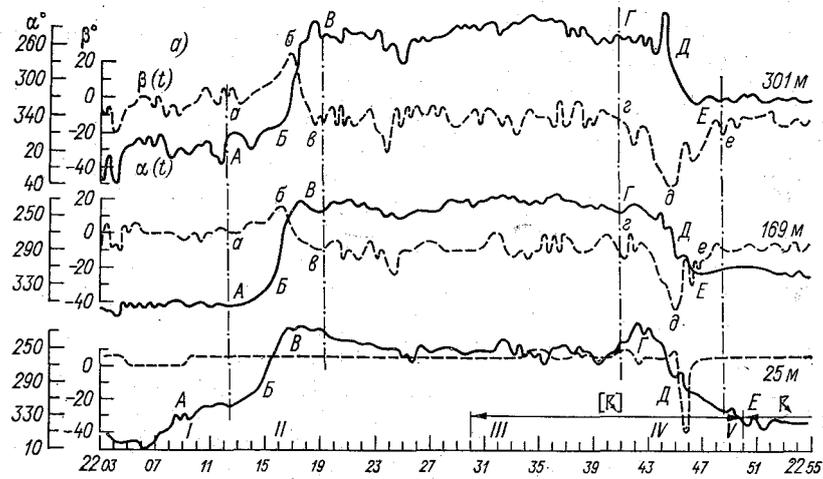


Рис. 2.4. Синхронные изменения горизонтальной $\alpha(t)$ и вертикальной $\beta(t)$ составляющих направления ветра (а) и фронтальные диметрические проекции векторов ветра в промежутках IV (б) и II (в). 1 VII 1964 г. Обнинск.

вертикальной составляющей скорости ветра по ее средней и максимальной величине значительно возрастала с высотой, т. е. имело место усиление перемешивания (неустойчивости) с высотой в слое; это перемешивание в слое обуславливалось возмущающими процессами у его верхних уровней, б) среднее значение энергии пульсации вертикальной составляющей скорости ветра изменялось в слое, возрастая от *I* к *III* и вновь убывая к *V*. Максимальная энергия пульсации вертикальной составляющей скорости ветра по всему слою заметно убывала в последовательности *I, III, V*.

Для промежутка *II* характерно согласование левого (против часовой стрелки) вращения вектора ветра в проекции на горизонтальную плоскость с последовательным отклонением вверх (*a — б*) и вниз (*б — в*) вектора ветра в проекции на вертикальную плоскость. Для промежутка *IV* характерно согласование правого (по часовой стрелке) вращения вектора ветра в проекции на горизонтальную плоскость с последовательным отклонением вниз (*г — д*) и вверх (*д — е*) вектора ветра в проекции на вертикальную плоскость.

Структурно это представлено на рис. 2.3 и 2.4, где через результирующие векторов ветра в точках *a, a', a'', a'''*; *б, б', б'', б'''*; *в, в', в'', в'''* и др. проведены поверхности их размещения.

Количественные оценки абсолютных и относительных значений вертикальных составляющих скорости ветра, скорости вращения вектора ветра в проекции на горизонтальную и вертикальную плоскости и их соотношения в промежутках *II* и *IV* представлены в табл. 2.6.

Из этих оценок следует, что в вихревых возмущениях *a — б — в* и *г — д — е* вертикальная составляющая скорости ветра изменялась в пределах 0,3—8,0 м/с и возрастала в основном с высотой. На уровне 25 м и ниже ω и $\psi_{\phi}(\beta)$ равны нулю. Относительное значение вертикальной составляющей отмечалось в пределах 0,25—1,00. Скорости вращения вектора ветра в проекции на горизонтальную и вертикальную плоскости с высотой также возрастали. Наибольшие значения вертикальных составляющих скорости ветра (кривые *a — б — в* и *г — д — е*) отмечались на верхних уровнях 300-метрового слоя и уменьшались к его основанию. Горизонтальная составляющая, хотя и увеличивалась с высотой, возникала, по видимому, внизу слоя, так как поворот вектора ветра в проекции на горизонтальную плоскость наблюдался с нижним опережением. Неоднородности *a — б — в* и *г — д — е* образовались совместным возбуждением горизонтального движения воздуха снизу слоя и вертикального сверху.

Для оценки наибольших из возможных величин вертикальной составляющей скорости ветра в нижнем слое атмосферы рассмотрен материал согласованных измерений $\alpha(t)$ и $\beta(t)$ с конца весны до начала осени 1963—1965 гг. Длительность реализаций зарегистрированного материала составляет 2700 ч. В этой протяженности суммарная длительность согласованных изменений $\alpha(t)$ и $\beta(t)$ была

Таблица 2.6

z м	ω/из	ω м/с	ψφ(α)·10 ⁵	ψφ(β)·10 ⁵	ψφ(α)/ψφ(β)	ω/из	ω м/с	ψφ(α)·10 ⁵	ψφ(β)·10 ⁵	ψφ(α)/ψφ(β)	ω/из	ω м/с
	Промежуток II						Промежуток IV					
z м	a			б			в			е		
	Левый поворот (отклонение вверх)			Левый поворот (отклонение вниз)			Левый поворот (отклонение вниз)			Правый поворот (отклонение вверх)		
301	0,0	0,0	7,0	2,1	0,30	0,36	1,8	20	3,1	0,15	0,16	-0,9
217	0,06	-0,3	3,5	2,1	0,60	0,26	1,3	14	2,6	0,26	0,0	0,0
121	0,06	-0,3	7,0	0,8	0,10	0,00	0,0	15	1,9	0,12	0,30	-1,5
49	0,0	0,0	1,6	0,3	0,19	0,09	0,4	0	0,1	0,10	0,0	0,0
z м	z			δ			e					
	Правый поворот (отклонение вниз)			Правый поворот (отклонение вниз)			Правый поворот (отклонение вверх)					
301	0,16	-1,4	12	4,1	0,34	1,0	-0,8	2,8	3,2	1,1	0,16	-1,2
217	0,16	-1,3	7,5	3,9	0,52	0,80	-6,2	6,2	2,4	0,4	0,25	-1,8
121	0,26	-1,6	4,0	2,5	0,62	0,80	-5,4	1,5	2,5	1,6	0,13	-0,9
49	0,0	0,0	6,4	2,2	0,34	0,27	-1,5	2,1	0,4	0,2	0,0	0,0

$\sum_{i=1}^n t_i = 26$ ч (t_i — временной размер i -го промежутка согласованных изменений). Эта суммарная длительность была незначительной (около 1%), но число описываемых неоднородностей N отмечалось довольно большое ($N = 216$). Изменения эти просматривались на отдельных уровнях слоя и в 20% случаев (44) по всему слою.

Для рассматриваемых вихревых возмущений характерно: а) убывание вертикальной составляющей скорости ветра на верхних уровнях слоя от ± 6 до ± 1 м/с, а на нижних уровнях до нуля; б) преобладание нисходящих переносов масс воздуха по сравнению с восходящими переносами. Например, из 44 случаев неоднородностей, прослеживавшихся по всему слою, отмечено 32 случая с нисходящими переносами масс воздуха и 12 случаев с восходящими переносами.

Распределения отмечавшихся случаев изменений $\omega(t)$ по уровням слоя в зависимости от временного масштаба этого изменения T приведены в табл. 2.7.

Таким образом, число случаев наблюдавшихся вихревых возмущений на нижних уровнях составляло 7, а на верхних достигало 146. Пространственный размер L этих возмущений при допущении их «замороженности» при $u = 5$ м/с составлял 1500—3000 м ($L = Tu$).

Таблица 2.7

z м	T мин			
	5	10	15	20
301	63	58	24	1
169	37	40	5	1
25	6	1	—	—

Выводы

Нарушение нормального распределения температуры, влажности, скорости и направления ветра в нижнем слое атмосферы прослеживалось в 35% и более от общего числа проанализированных профилей (примерно по 2500 для каждого параметра).

Профили метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы, характеризующие структуру слоя по соответствующему параметру, изменяются в зависимости от времени суток и от атмосферных процессов — образования и разрушения низких облаков и туманов, прохождения фронтальных зон, наличия гроз и метелей и др. При этом различаются стабильное состояние при постоянстве во времени вертикального градиента параметра и ослабление структуры слоя с уменьшением вертикального градиента параметра с возможной последующей перестройкой структуры слоя со сменой знака вертикального градиента параметра.

Промежуток времени стабильного состояния структуры слоя характеризует ее консервативность по соответствующему параметру. Консервативность структуры слоя по определенному параметру или их совокупности разная в разное время суток, в разные сезоны года, при разных погодных условиях. Например, для

распределения температуры консервативность изменяется от нескольких минут при грозе до нескольких часов при метели.

В вихревой структуре нижнего слоя атмосферы различают горизонтальную и вертикальную составляющие модуля вектора ветра. Среднее значение вертикальной составляющей модуля вектора ветра составляет 5—20%, а максимальное — 70% горизонтальной составляющей.

Число случаев вихревых возмущений на верхнем (301 м) и нижнем (25 м) уровнях рассматриваемого слоя атмосферы составляло соответственно 146 и 7. Их горизонтальные размеры достигали 1500—3000 м.

3. МЕЗОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НИЖНЕГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

3.1. Мезомасштабные неоднородности и их особенности

Поля метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы характеризуются сильно развитыми мезомасштабными процессами. Проявляются эти процессы в характере образования, перемещения, взаимодействия и разрушения мезомасштабных неоднородностей воздуха, которые по своим термическим, динамическим, вихревым и другим свойствам прослеживаются в виде инверсий температуры, мезоструй, адвективных потоков тепла и холода, конвективных струй, возмущений воздушных масс в условиях гроз, ливней, шквалов, метелей и других опасных явлений погоды. Эти неоднородности выражаются изменением метеорологических параметров периодами от нескольких минут до 3 ч, что соответствует частотам 10^{-2} — 10^{-5} Гц или размерам от нескольких до 300—500 км.

Мезонеоднородности могут хорошо прослеживаться на мезомасштабных синоптических картах, составленных по данным наблюдений на специальной более частой сети станций [210]. Некоторые виды мезонеоднородностей и, в частности, мезомасштабные зоны облачности различаются на спутниковых фотографиях.

Возникновение мезонеоднородностей связано как с явлениями внутримассового характера — развитием конвекции, особенно ячеистого типа, образованием вихревых возмущений от неровностей подстилающей поверхности и др., — так и с фронтогенезом, прохождением фронтальных разделов, барическими образованиями, мезофронтами, в зоне которых могут наблюдаться десятки различных мезомасштабных структур [81].

В очагах мезомасштабных возмущений образуются большие барические градиенты, под влиянием которых могут возникать мезобарические области повышенного и пониженного давления, линии шквалов [212] и т. д. В зонах больших контрастов температур и сдвигов ветра возникают мезовихревые возмущения [100]. С ними, как и с другими видами мезомасштабных неоднородностей, может быть связано резкое изменение локальных условий погоды. Мезомасштабные неоднородности могут оказывать в определенной мере влияние на приземный циклогенез, который связан с мезобарическим полем, фронтальными зонами и др.

Выявление и прослеживание структурных преобразований, механизма и характера перемещения мезонеоднородностей в атмосфере имеет определенное значение для обеспечения режима взлета и посадки самолетов, выяснения возможных аномалий ветровых нагрузок на сооружения, выяснения и регулирования механизма рассеяния загрязняющих примесей в слое, а также при детализации синоптических процессов и уточнении краткосрочных локальных прогнозов погоды.

Мезонеоднородности различаются по отдельным или совокупным мезомасштабным изменениям метеорологических параметров в промежутке времени T . Например, мезомасштабное изменение температуры в этом промежутке при постоянстве или несогласованном изменении других параметров выражает собой температурную (θ) неоднородность. Ветровая или динамическая (u) неоднородность может быть определена по изменению скорости ветра в мезомасштабном промежутке T при постоянстве или несогласованном изменении в этом промежутке других параметров. Температурно-ветровая (θ, u) неоднородность определяется по синхронному изменению температуры и скорости ветра в мезомасштабном промежутке T при постоянстве или несогласованном изменении в этом промежутке других параметров. По аналогии могут рассматриваться и другие мезонеоднородности.

Мезонеоднородности могут быть вихревыми при согласованном изменении направления ветра в мезомасштабных промежутках и невихревыми при постоянном направлении ветра в этом промежутке.

Мезомасштабные неоднородности, выраженные мезомасштабными изменениями параметров f , могут быть оценены по промежутку T_f их мезомасштабных изменений, по разности смежных экстремальных значений этих изменений (амплитуд) $A_f = (f_{\max} - f_{\min})_{\text{extr}}$, по изменчивости (изменению в единицу времени) параметров $\pm \psi_f = \pm (f_{z_1} - f_{z_2}) / (t_2 - t_1)$, по изменению их по всему промежутку $\Delta T f = \xi_f = f_{\text{extr}1} - f_{\text{extr}2}$, а также по вырождаемости (ослаблению) мезомасштабных изменений этих параметров A_f, ξ_f к нижнему $\partial(A_f, \xi_f) / \partial z > 0$ или к верхнему $\partial(A_f, \psi_f) / \partial z < 0$ уровням слоя. Эти характеристики определяют мезомасштабный процесс (его длительность (T_f), «глубину» (A_f), интенсивность (ψ_f) и следствие (ξ_f)), результирующий перенос субстанций, смену направления переноса субстанций внутри промежутка и по всему промежутку мезомасштабных неоднородностей.

Представление об ослаблении мезонеоднородностей к основанию или верхнему уровню слоя в определенной мере объясняет возможную причину их образования. Например, ветровая и температурная мезонеоднородности, ослабевающие к верхнему уровню слоя, обусловлены характером подстилающей поверхности: первая — шероховатостью (леса, горы и др.), а вторая — тепловыми потоками от поверхности. Сложнее выявить причины образования мезонеоднородностей, ослабевающих к основанию слоя. Очаги,

обуславливающие их, видимо, действуют над верхней границей рассматриваемого слоя и связаны с синоптическими процессами.

Мезонеоднородность некоторых метеопараметров можно проследить на рис. 3.1.

Изменение температуры на верхних уровнях слоя 19—20 X 1966 г. было обусловлено адвекцией тепла. Большое изменение направления ветра на нижних уровнях слоя свидетельствует о том,

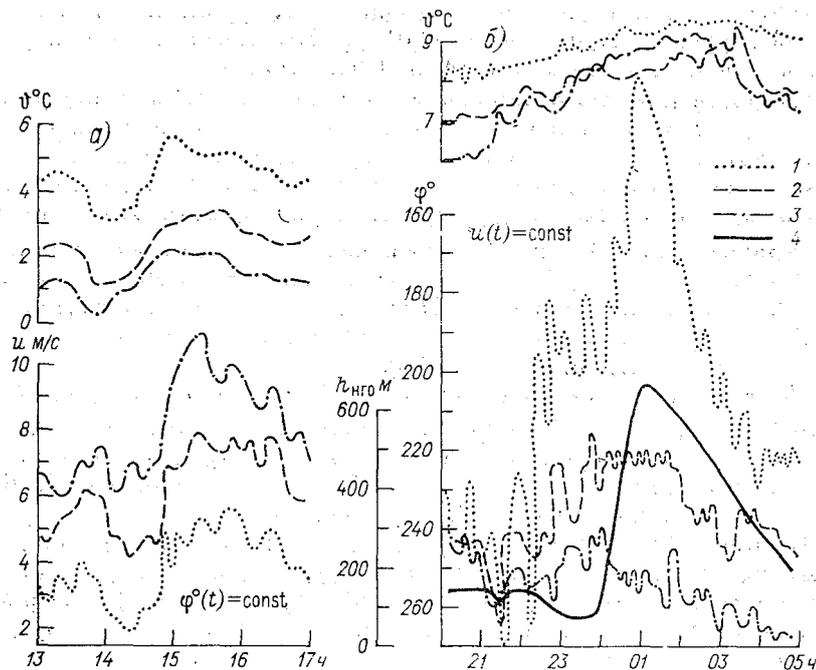


Рис. 3.1. Изменения метеопараметров в нижнем слое атмосферы в промежуток температурно-ветровой мезомасштабной неоднородности 5 V 1965 г. (а) и 19—20 X 1966 г. (б). Обнинск.

1) 25 м, 2) 170 м, 3) 300 м, 4) изменение $h_{\text{нго}}$.

что вихревые процессы внутри мезонеоднородности возникали у основания слоя и затухали к верхним его уровням. Последнее, надо полагать, связано с адвективной инверсией в слое 170—300 м, которая оказывала стабилизирующее влияние на вертикальные переносы в слое. Большое изменение температуры на нижних уровнях температурно-ветровой мезонеоднородности 5 V 1965 г. указывает на тепловое влияние подстилающей поверхности. Большое изменение скорости ветра на верхних уровнях мезонеоднородности свидетельствует о верхнем происхождении динамического фактора, обуславливающего это изменение скорости ветра. Действия термического и динамического факторов прослеживаются в сдвиге во времени $\Delta\tau = 25 \div 30$ мин.

На примерах мезонеоднородностей разных типов была выполнена оценка их показательных характеристик (табл. 3.1).

Отсюда очевидна малая изменчивость температур у ϑ , φ -неоднородностей, $(10 \div 12) \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}/\text{с}$, большая у ϑ, u -неоднородностей, $(45 \div 67) \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}/\text{с}$; и еще большая у ϑ, u, φ -неоднородностей, $(97 \div 115) \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}/\text{с}$. В промежутках этих неоднородностей имел место приток тепла в слой (ϑ, φ и ϑ, u -неоднородности; $\Delta_T \vartheta \approx 1,0 \div 1,1 \text{ }^\circ\text{C}$) и вынос из слоя (ϑ, u, φ -неоднородности во фронтальной зоне холодного фронта, $\Delta_T \vartheta = -1,1 \div 7,0 \text{ }^\circ\text{C}$). Отмечался также перенос в слое количества движения ($\Delta_T u = 0,2 \div 4,5 \text{ м/с}$).

Скорость вихревого движения воздуха достигала у внутримасовых неоднородностей $(0,3 \div 3,4) \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, а во фронтальных зонах $(0,3 \div 2,3) \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, т. е. была на порядок больше. Скорость вихревого движения воздуха в верхней части неоднородностей была меньшей, чем в нижней: $\psi_{\varphi_{\text{в}}}/\psi_{\varphi_{\text{н}}} < 1$. При $du/dz > 0$ это означает, что кривизна линий тока вращающейся воздушной массы с высотой уменьшается ($R_{\text{в}}/R_{\text{н}} > 1$), т. е. вихревой эффект мезонеоднородностей с высотой ослабевает. Полученные оценки показательных характеристик мезонеоднородностей подтверждаются данными ряда других исследований [84, 205].

Повторяемость мезонеоднородностей во времени суток t , по промежутку времени T и пространственному размеру $L = \bar{u}T$ при ослаблении неоднородности в слое снизу $\partial A_f/\partial z > 0$ или сверху $\partial A_f/\partial z < 0$ очевидна из данных наблюдений в Обнинске (1961—1969 гг.) и Москве (1970—1971 гг.) (табл. 3.2).

В этой таблице мезонеоднородности делятся (обозначены круглыми скобками) на температурные (ϑ), ветровые (u), температурно-ветровые (ϑ, u), температурно-вихревые (ϑ, φ), ветровые с вихревой составляющей (u, φ) и др. Типизация мезонеоднородностей проведена без учета изменения давления и влажности воздуха. Мезонеоднородности сгруппированы по составляющим (обозначены квадратными скобками): температурной [ϑ] \sim (ϑ); (ϑ, u), (ϑ, φ); (ϑ, u, φ); ветровой [u] \sim (u); (ϑ, u), (u, φ); (ϑ, u, φ); вихревой [φ] \sim (φ); (ϑ, φ); (u, φ); (ϑ, u, φ) и т. д.

Группирование по составляющим может быть разным. Например, мезонеоднородности (ϑ, u), (ϑ, u, φ) могут быть отнесены к группам с температурной [ϑ] и с ветровой [u] составляющими.

В числе рассмотренных $n = 100$ случаев мезонеоднородностей заметно преобладали (82 случая) неоднородности, происхождение которых связано с динамическим импульсом $F \sim du/dt$. В меньшей мере отмечались неоднородности с температурной (57 случаев) и вихревой (65 случаев) составляющими соответственно с температурным и вихревым эффектами. Мезомасштабные неоднородности с термическим эффектом и без него отмечались в равной мере, с эффектом вихревым — в заметно большем числе случаев, чем без него. Наибольшее число мезонеоднородностей отмечалось в дневное (46 случаев) и в послеполуденное (30 случаев) время, составляя в общей сложности 76 случаев из 100 рассмотренных. В ос-

Таблица 3.1

z м	10 ⁻⁵ ·ψ _φ °C/c		10 ⁻⁵ ·φ _u с ⁻¹		ΔT и м/с	10 ⁻⁵ ·φ _φ с ⁻¹		ψ _{φ_B} / ^{1/2} φ _H	R _B /R _H	
	+	-	+	-		+	-			
300	10	12	—	—	—	—	—	—	—	
125	0	0,2	—	—	—	3,0	3,0	0,15	6,6	
φ, φ-неоднородности 28—29 VII 1965 г. и 19—20 X 1966 г.										
300	47	45	140	95	3,4	—	—	—	—	
125	67	47	90	80	1,8	—	—	—	—	
φ, u-неоднородности 5 V 1965 г.										
300	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
125	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
u, φ-неоднородности 5—6 II 1964 г.										
300	—	—	42	33—77	0—8	3—14	3—14	0,35	3, —3	
125	—	—	30	25—67	0—1	10—34	10—34	—	—	
φ, u, φ-неоднородности 3 VI 1964 г. и 23 III 1965 г. (фронтальная зона)										
300	97	6—115	10—115	10—195	0,2	35—73	3—23	—	—	
125	22	3—71	55	30—80	0,2	65—119	5—5,5	0,5	2, —4	
φ, u, φ-неоднородности 3 VIII 1965 г. (фронтальная зона и гроза)										
300	—	12—278	82—273	39—153	—	13—154	13—154	0,5—0,7	2—3	
125	—	10—238	59—198	47—128	3—4,5	17—233	17—233	—	—	

Таблица 3.2

Тип, группа МЭЭ	Число случаев	t ч				T ч				L км					∂Af/∂z				
		05-11	13-17	18-23	24-05	> 0,5	0,5-1,0	1,0-2,0	2,0-4,0	4,0-6,0	> 10	10-20	20-50	50-100	100-150	150-200	<	>	∞
(ф)	4	2	—	1	1	—	2	—	—	—	1	2	1	—	—	—	1	3	—
(u)	18	5	8	3	2	—	9	6	—	—	3	8	7	—	—	—	12	2	4
(ф, u)	13	—	8	4	1	—	5	6	—	—	—	6	5	—	—	—	7	4	2
(ф)	9	—	2	5	2	—	—	2	—	—	1	4	2	—	—	—	3	3	3
(ф, ф)	5	—	3	2	—	—	—	2	—	1	—	2	1	—	—	—	1	2	2
(u, ф)	16	—	8	6	2	—	9	2	1	—	1	5	3	1	1	—	9	3	4
(ф, u, ф)	35	3	17	9	6	1	10	8	6	1	—	15	8	3	2	—	16	10	9
Итого	100	10	46	30	14	6	25	25	7	3	3	39	27	4	3	49	27	24	24
[ф]	57	2	28	16	8	3	15	16	6	2	1	24	14	3	2	25	19	13	13
[ф]	82	2	41	22	11	1	19	32	6	1	1	34	23	4	3	44	29	9	9
[ф]	65	1	30	22	10	6	18	18	6	3	2	24	14	4	3	29	18	18	18

новном (85—90 случаев) рассмотренные мезонеоднородности отмечались длительностью от 0,5 до 4 ч и имели размеры 10—100 км с преобладанием длительности и размеров соответственно 1—2 ч и 20—50 км. Сказанное относится как к мезонеоднородностям, так и к их группировкам. Из всей анализируемой выборки мезонеоднородностей 49% ослабевали к основанию слоя, а 27% — к верхним уровням слоя и 24% сохраняли ненарушенным эффект по всему слою.

Повторяемости рассмотренных мезонеоднородностей при разных погодных условиях и в разные сезоны приведены в табл. 3.3.

Таблица 3.3

n	Облачность 10/10		Туман	Ясно	Гроза			Ветер	Низкая облачность					Без неоднородностей	Сезон			
	осадки	без осадков			фронтальная	внутримассовая	отдаленная		повышение	понижение	повышение, затем понижение	понижение, затем повышение	устойчивое положение		зима	весна	лето	осень
100	31	31	3	6	10	4	12	3	15	18	7	9	3	48	16	21	45	18

Из табл. 3.3 следует, что из всех прослеженных мезонеоднородностей ($n = 100$) 52 случая (почти половина) наблюдалось при низкой облачности и 26 случаев — при грозах. Показательно явное преобладание мезонеоднородностей в летний период (45 случаев), когда наиболее развит фронтогенез.

При прохождении протяженных (от десятков до сотен километров) мезомасштабных вихревых образований через пункт наблюдения прослеживались локальные погодные условия, которые отличались от погодных условий вне этих неоднородностей [100]. После прохождения мезомасштабных вихревых образований в большинстве случаев (в 19 из 20) восстанавливались прежние погодные условия. Это свидетельствует о том, что мезомасштабные вихревые образования представляют собой квазизамкнутые вихревые системы, механизм которых может обуславливать локальное формирование погоды, весьма существенно отличающееся от погодных условий, определяемых макромасштабной синоптической обстановкой.

Отмечались случаи, когда при мезомасштабных вихревых образованиях наблюдалась низкая облачность, а после их прохождения в пункте наблюдения было ясное небо или когда при этих образованиях наблюдалось ясное небо или облачность среднего и верхнего ярусов, а вне этих образований — плотная низкая облачность. В первом случае преобладали, вероятно, восходящие потоки воздуха в пределах пограничного слоя атмосферы, обусловившие увеличение низкой облачности и понижение ее нижней границы, а во

втором — нисходящие движения воздуха, обусловившие размывание низкой облачности и повышение ее нижней границы. Облачность среднего и верхнего ярусов при этом сохранялась, что свидетельствовало о мезомасштабном характере рассматриваемых процессов, действие которых ограничивалось толщиной пограничного слоя атмосферы.

3.2. Типизация мезомасштабных процессов

Мезомасштабные процессы в нижнем слое атмосферы могут быть типизированы по характеру мезомасштабных изменений метеорологических параметров ϕ , u , φ и e [111].

Обозначим последовательное уменьшение и увеличение температуры, скорости ветра и влажности, правого (по часовой стрелке) и левого (против часовой стрелки) поворота вектора ветра буквой А; последовательное увеличение и уменьшение температуры, скорости ветра, влажности, левого и правого поворота вектора ветра буквой Б; уменьшение температуры скорости ветра, влажности, левый поворот вектора ветра во всем мезомасштабном промежутке буквой В, увеличение температуры, влажности, скорости ветра и правый поворот вектора ветра во всем этом промежутке буквой Г; а постоянство указанных параметров в этом промежутке буквой Д.

Изменения параметров вида А и Б — явно выраженные мезомасштабные изменения метеорологических параметров, которые характеризуют либо их установившееся распределение в мезомасштабном промежутке, либо атмосферные процессы внутри этого промежутка, например адвекцию тепла (холода), приток (вынос) количества движения, мезомасштабный вихревой процесс циклонического или антициклонического типа и т. д. Изменения параметров вида В и Г выражены неявно, а изменения вида Д совсем не выражены. Эти изменения могут быть связаны с атмосферными процессами в мезомасштабном промежутке, если они ограничены этим промежутком, и не связаны, если они не ограничены мезомасштабным промежутком.

Совмещенное выражение, включающее обозначения параметров (ϕ , u , φ , e) и характер их мезомасштабных изменений (А, Б, В, Г, Д), определяет анализируемый мезомасштабный процесс. Например, выражение $\phi Б — u А — \varphi Г — e Д$ определяет согласованный рост и последующее понижение температуры при уменьшении скорости ветра с последующим ее увеличением, правом повороте вектора ветра и постоянстве влажности в промежутке невихревой мезомасштабной неоднородности. Выражение $\phi Д — u А — \varphi А — e Б$ определяет постоянство в промежутке вихревой мезомасштабной неоднородности температуры при уменьшении скорости ветра с последующим ее увеличением, правом повороте вектора ветра с последующим его левым вращением и увеличением влажности воздуха с последующим ее уменьшением.

Таблица 3.4

Согласование параметров	Число случаев	Тип неоднородности	Параметр	Характер изменений	Характер изменений				
					А	Б	В	Г	Д
ϑ, и, φ	145	Вихр.	ϑ	—	43/0,30	17/0,11	32/0,23	22/0,15	31/0,21
					61/0,42	78/0,54	5/0,04	1/0,01	—
					116/0,80	29/0,20	—	—	—
					8/0,05	18/0,11	49/0,31	43/0,27	42/0,26
					82/0,51	77/0,48	1/0,01	—	—
—	—	61/0,38	42/0,26	57/0,36					
ϑ ~ и, φ	139	Вихр.	и	А	14/0,10	5/0,04	13/0,09	16/0,11	13/0,09
					28/0,19	11/0,07	19/0,13	4/0,03	16/0,11
					3/0,02	8/0,05	22/0,14	29/0,18	20/0,12
					5/0,03	9/0,05	27/0,17	14/0,09	20/0,14
ϑ ~ φ, и	145	Вихр.	φ	А	38/0,27	13/0,09	26/0,18	14/0,10	25/0,17
					5/0,03	4/0,03	6/0,04	8/0,05	6/0,04
ϑ, и ~ φ	145	Вихр.	φ	А	47/0,32	65/0,45	3/0,02	1/0,01	0/0
					14/0,10	13/0,09	2/0,01	0/0	0/0

51 Примечание. В табл. 3.4 и 3.5 в числителе — число случаев, в знаменателе — повторяемость.

Возможные согласования мезомасштабных изменений метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы из анализа выборок вихревых и невихревых типов мезонеоднородностей представлены в табл. 3.4. В таблице сгруппированы независимо анализируемые изменения температуры, скорости и направления ветра (ϑ, u, φ), взаимосвязанные изменения температуры и скорости ветра независимо от изменения направления ветра ($\vartheta \sim u, \varphi$), взаимосвязанные изменения температуры и направления ветра независимо от изменения скорости ветра ($\vartheta \sim \varphi, u$), взаимосвязанные изменения скорости и направления ветра независимо от изменения температуры ($\vartheta, u \sim \varphi$).

В табл. 3.5 представлены взаимосвязанные изменения температуры, скорости и направления ветра ($\vartheta \sim u \sim \varphi$) для 145 случаев вихревых мезонеоднородностей.

Т а б л и ц а 3.5

Согласование параметров	Параметр	Характер изменений	ϑ			
			А		Б	
			φ			
			А	Б	А	Б
$\vartheta \sim u \sim \varphi$	u	А	11/0,08	2/0,01	4/0,03	2/0,01
		Б	26-0,18	3/0,02	8/0,05	2/0,01

Согласование параметров	Параметр	Характер изменений	ϑ					
			В		Г		Д	
			φ					
			А	Б	А	Б	А	Б
$\vartheta \sim u \sim \varphi$	u	А	12/0,03	1/0,01	11/0,08	5/0,003	9/0,06	4/0,03
		Б	14/0,10	2/0,01	2/0,01	15/0,10	15/0,01	1/0,01

Данные табл. 3.4 и 3.5 включают случаи, для которых вид мезомасштабного изменения данного параметра был одинаков по всем уровням нижнего слоя атмосферы.

Явно выраженное изменение направления ветра в выборке вихревых мезомасштабных неоднородностей отмечалось в преобладающей (0,80) последовательности правого и левого (φ А) вращения вектора ветра и значительно реже (0,20) в обратной последовательности (φ Б). В выборке невихревых неоднородностей неявно выраженные изменения направления ветра отмечались чаще (0,64), чем невыраженные (0,36). Явно выраженные мезомасштабные из-

менения скорости ветра (динамические процессы) в выборке вихревых неоднородностей отмечались чаще, чем явно выраженные мезомасштабные изменения температуры (термические процессы) — соответственно 0,96 и 0,41. Эта особенность наиболее выражена в выборке невихревых неоднородностей — соответственно 0,99 и 0,16. Явно выраженные мезомасштабные изменения температуры в выборке вихревых неоднородностей прослеживались чаще, чем в выборке невихревых неоднородностей, — соответственно 0,41 и 0,16. Аналогичное вытекает из данных взаимосвязанных изменений температуры и скорости ветра независимо от изменения направления ветра. Это указывает на возможное влияние мезомасштабных вихревых процессов на формирование термических процессов соответствующих масштабов. Явно выраженные согласованные мезомасштабные изменения температуры и скорости ветра в выборке вихревых неоднородностей отмечались со значительно большей повторяемостью, чем в выборке невихревых неоднородностей, — соответственно 0,40 и 0,15, что свидетельствует о возможном влиянии вихревых процессов в промежутках мезомасштабных неоднородностей на формирование термодинамических процессов. Взаимосвязь явно выраженных мезомасштабных изменений скорости и направления ветра отмечалась значительно чаще, чем температуры и направления ветра, — соответственно 0,96 и 0,42.

У явно выраженных вихревых мезомасштабных неоднородностей $\Phi \sim \varphi$, u преобладали согласования термических и вихревых процессов вида $\Phi A - \varphi A$ (0,27), реже вида $\Phi B - \varphi A$ (0,09), $\Phi A - \varphi B$ и $\Phi B - \varphi B$ (0,03). Сравнительно часто повторялись термические процессы неявно выраженные: $\Phi (B, \Gamma) - \varphi A$ (0,28) и $\Phi (B, \Gamma) - \varphi B$ (0,09) или не выраженные совсем: $\Phi D - \varphi A$ (0,17); $\Phi D - \varphi B$ (0,04). Согласование динамических и вихревых процессов преобладало в виде $uA - \varphi A$ (0,32); $uB - \varphi A$ (0,45) и реже отмечалось в виде $uA - \varphi B$ и $uB - \varphi B$ (0,10). Неявно выраженные и невыраженные согласования фактически не отмечались.

В выборке вихревых неоднородностей $\Phi \sim u \sim \varphi$ преобладали явно выраженные термодинамические вихревые процессы в виде $\Phi A - uB - \varphi A$ (0,18), реже отмечались в виде $\Phi A - uB - \varphi A$ и $\Phi B - uB - \varphi A$ (0,05 и 0,08). Остальные согласования отмечались в единичных случаях. В промежутках согласованных явно выраженных мезомасштабных изменений скорости и направления ветра неявно выраженные изменения температуры прослеживались в процессах $\Phi (B, \Gamma) - u (A, B) - \varphi (A, B)$ (0,28), а невыраженные в процессах $\Phi D - uB - \varphi (A, B)$ (0,20).

3.3. Пространственно-временная мезомасштабная структура

При определенных синоптических образованиях возможное различие локальных погодных условий местного и адвективного происхождения в пунктах А и Б, отстоящих друг от друга на расстоянии L , может быть представлено разностью значений метеорологических параметров $f \sim \vartheta, e, u$, синхронно измеренных в нижнем

слое атмосферы на этих пунктах: $\Delta_L f(t) = \xi_f(t) = (f_A - f_B)(t_n)$; $n = 1, 2, 3, \dots$

Величины ξ_f , приведенные к 100-километровому расстоянию, выражают горизонтальные градиенты метеорологических параметров — температуры, влажности, скорости ветра и, по аналогии, направления ветра. Градиенты эти в зависимости от их значения и направления от пункта А к пункту Б или наоборот определяют степень и характер неоднородности метеорологического поля по пространству А — Б. Если величина $\xi_f > 0$, то неоднородность этого поля может рассматриваться как положительная, а при $\xi_f < 0$, наоборот, как отрицательная. Изменение в единицу времени (изменчивость) этой величины характеризует степень неустойчивости поля при увеличении или уменьшении его неоднородности. Неустойчивость метеорологического поля по пространству А — Б может характеризоваться также сменой знака величины ξ_f .

Изменения $\xi_f(t)$ на расстоянии 108 км между Обнинском (пункт А) и Москвой (пункт Б) выражают мезомасштабные метеорологические процессы, которые прослеживаются в нижнем слое атмосферы (рис. 3.2).

На рис. 3.2 приведены изолинии горизонтальной разности температуры $\xi_\theta(z, t)$, скорости ветра $\xi_u(z, t)$ и направления ветра $\xi_\varphi(z, t)$.

В мезомасштабной структуре слоя очевидны неоднородные включения в виде областей пространственно-временной структуры полей этих параметров. Поля эти различаются как положительные при $\xi_f(z, t) > 0$, отрицательные при $\xi_f(z, t) < 0$ и нулевые при $\xi_f(z, t) = 0$. Прослеживаемая мезомасштабная изменчивость пространственно-временной структуры полей температуры, скорости и направления ветра связана с изменчивостью по величине и знаку горизонтальных градиентов этих параметров, что обусловлено локальными особенностями погоды в пунктах наблюдений как при смене синоптической ситуации, так и в близких синоптических условиях. Об этом свидетельствует анализ в рассматриваемом примере кривых $\xi_f(t)$, представленных на рис. 3.3 для верхнего (305 и 301 м) и нижнего (85 и 73 м) уровней слоя. Кривые эти детализированы между характерными точками a, b, v, \dots в верхней и a', b', v', \dots в нижней частях слоя и разграничены на качественно разные промежутки I, II, III, ..., отличающиеся также значениями горизонтальных градиентов параметров. При этом в промежутках I, VI сохранились условия циклонической ситуации, а в промежутках II, V — антициклонической.

Стабилизация однородности в поле температуры в верхней части слоя прослеживается в промежутке I, например, перед сменой синоптических образований с ЮВ Zп на С Az. Постепенное уменьшение температурной неоднородности в нижней части слоя в этом промежутке определялось главным образом большим изменением температуры в Москве. Преобладание отрицательного сдвига ветра связано с тем, что затоки воздуха в Обнинске были более южными (более теплыми), чем в Москве. Поле ветра в промежутке II

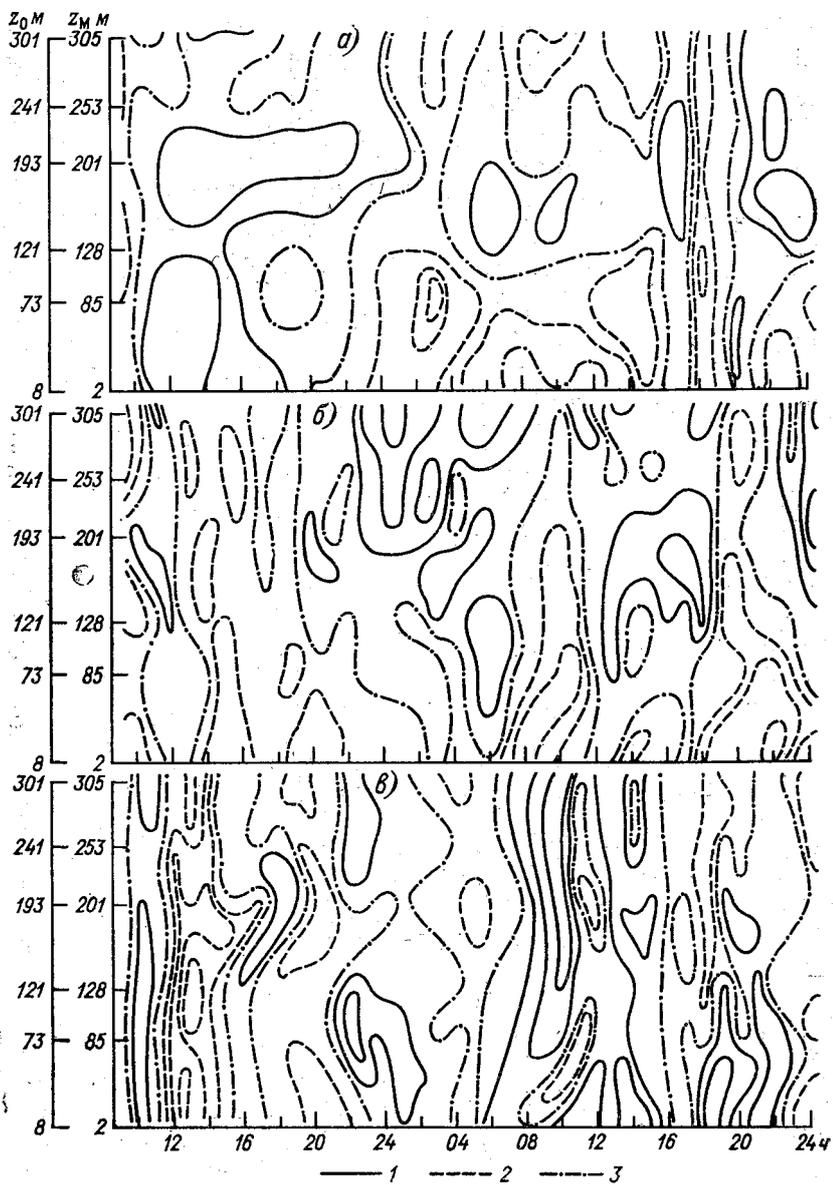


Рис. 3.2. Изолинии горизонтальной разности температуры $\xi_0(z, t)$ (а), скорости ветра $\xi_u(z, t)$ (б) и направления ветра $\xi_\varphi(z, t)$ (в) в нижнем слое атмосферы по пространству Обнинск—Москва. Синхронные измерения в Обнинске и Москве 29—30 III 1972 г.

1) $\xi_j(z, t) > 0$; 2) $\xi_j(z, t) < 0$; 3) $\xi_j(z, t) = 0$.

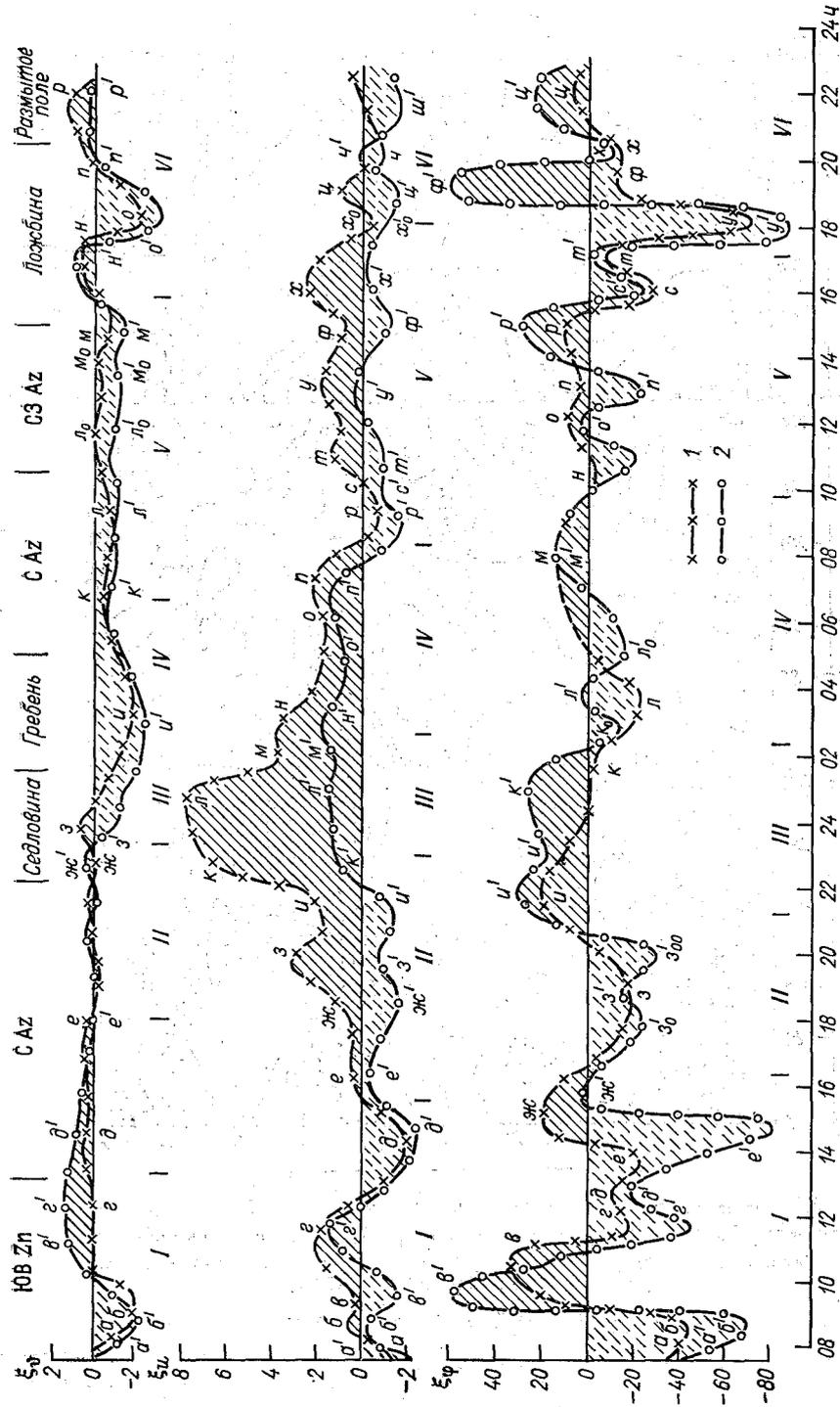


Рис. 3.3. Изменение горизонтальной разности температуры $\xi_{\varphi}(t)$, скорости ветра $\xi_u(t)$, направления ветра $\xi_{\varphi}(t)$ по пространству Обнинск—Москва на верхнем (1) и нижнем (2) уровнях. 29—30 III 1972 г.

ЮВ, С, СЗ — юго-восточная, северная и северо-западная периферии циклона (Zn) и антициклона (Az).

характеризовалось усилением неоднородности — отрицательной в нижней части слоя, где скорость ветра в Обнинске хотя и менялась, но оставалась меньшей, чем в Москве, и положительной в верхней части слоя, где скорость ветра в Обнинске была больше, чем в Москве, и притом возрастала. В промежутке III возникновение и увеличение отрицательной неоднородности поля темпера-

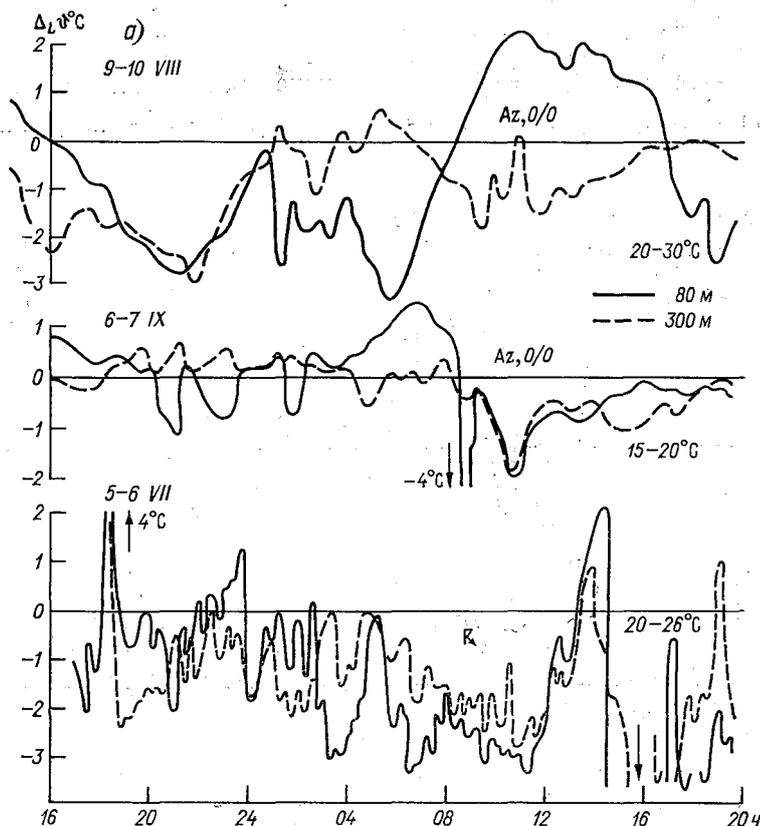


Рис. 3.4а. Разностные кривые температуры (а), скорости (б) и направления (в) ветра в нижнем слое атмосферы по пространству Обнинск—Москва, построенные по данным за 9—10 VIII и 6—7 IX 1972 г. в условиях антициклонической погоды и за 5—6 VII 1973 г. в условиях гроз.

туры, большее в нижней части слоя, было обусловлено повышением температуры с заметно большей изменчивостью в Обнинске. Значительное увеличение положительной неоднородности поля ветра в верхней части слоя и уменьшение отрицательной неоднородности в нижней части, где далее установилась на длительное время положительная неоднородность, связано со значительным ростом скорости ветра в Обнинске на верхних уровнях слоя. Уменьшение

отрицательной неоднородности поля температуры в промежутке IV с большей изменчивостью в нижней части слоя связано со стабилизацией температуры в Обнинске и ее понижением в Москве и т. д.

Обстоятельный анализ разностных кривых температурно-ветрового поля по пространству Обнинск — Москва проведен на рис. 3.4. При этом рассматриваются промежутки увеличения, уменьшения и квазистационарности величин, представляемых разностными кривыми. В этих промежутках оцениваются среднее изменение в единицу времени (изменчивость) разности параметров по пространству Обнинск—Москва $\psi_{\Delta_L f} = \Delta_L f / \Delta t$ и консервативность структуры слоя на этом пространстве $T_k = 4\delta f / |\psi_{\Delta_L f}|$, где δf — погрешность

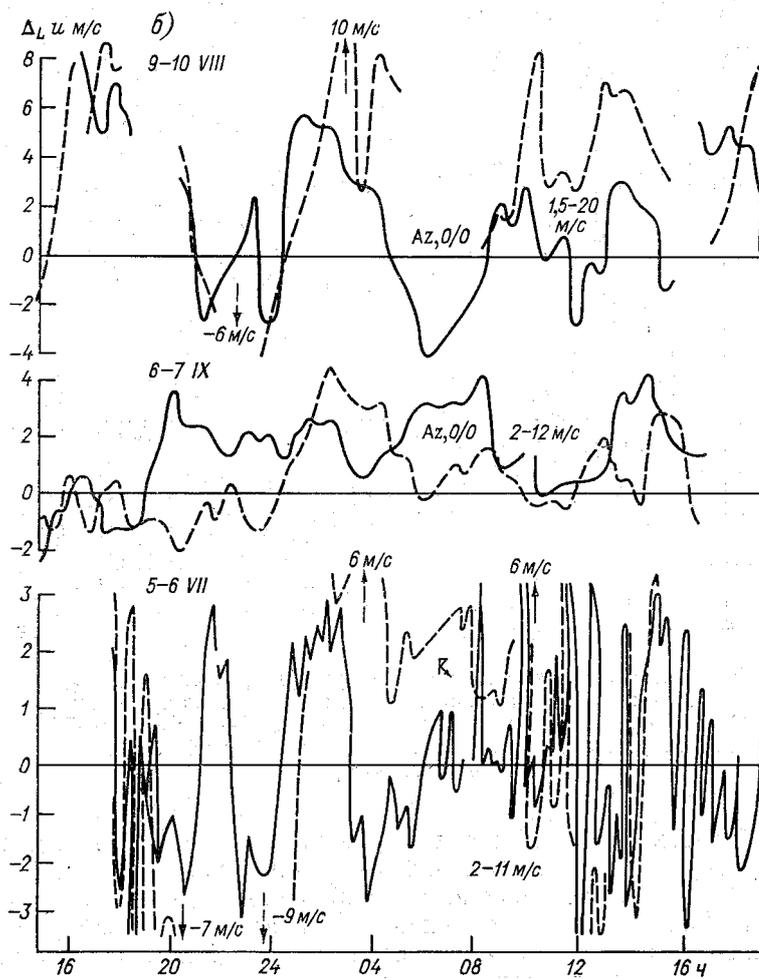


Рис. 3.46.

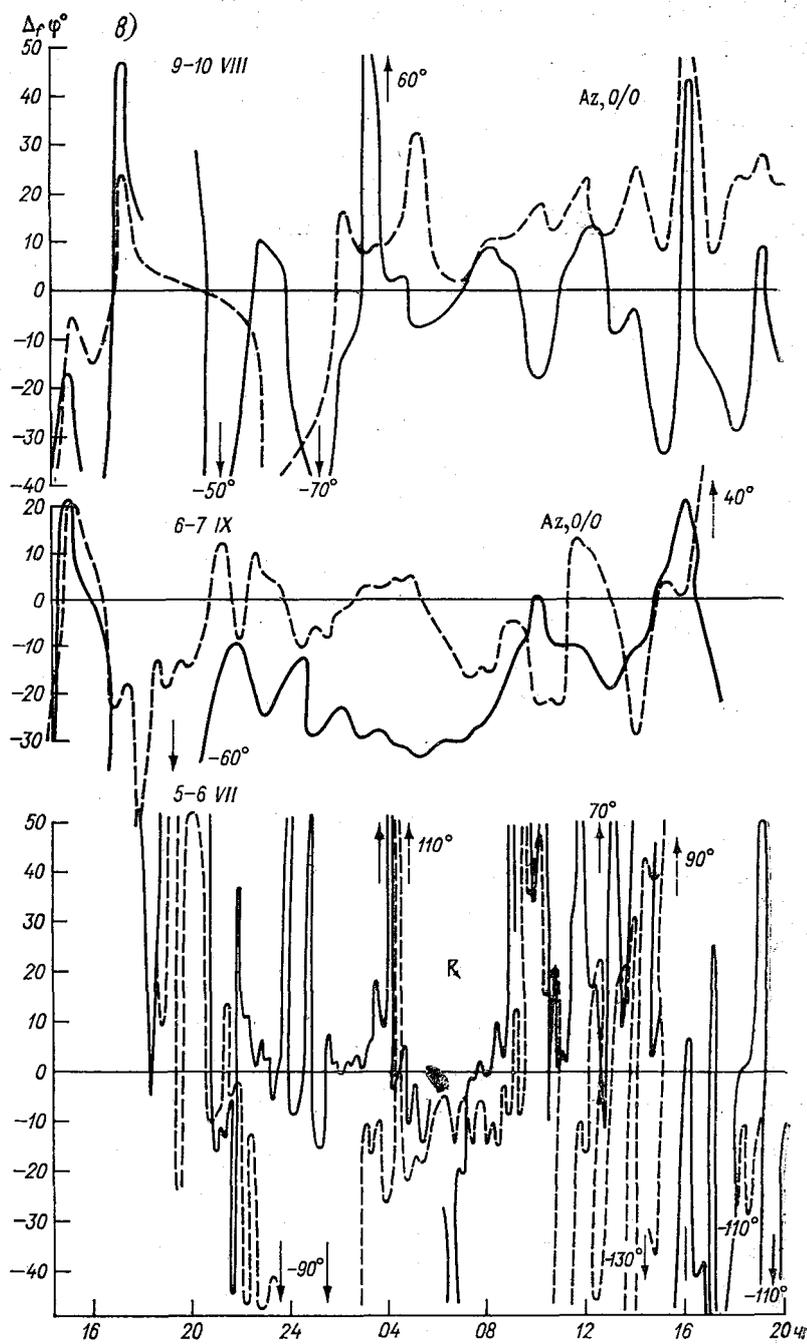


Рис. 3.4в.

измерения параметра, нормированная на расстояние 100 км и единицу времени.

Представленные на рис. 3.4 разностные кривые свидетельствуют о степени температурной и ветровой неоднородности атмосферного слоя по его толщине и пространству и об изменчивости этой неоднородности слоя во времени. Мезомасштабные составляющие этих кривых очевидны. Кривые временами заметно различаются в верхней и нижней частях слоя. Чем больше их различие, тем более разнородны эти части слоя по температурной и ветровой структуре. Разный характер изменения кривых в нижней и верхней частях слоя свидетельствует о разнородных тепловых и динамических процессах в них.

Из рассмотрения разностных кривых следует, что в условиях устойчивой антициклонической погоды (9—11 VIII и 6—8 IX 1972 г.) преобладали мезомасштабные изменения этих кривых с периодом до десятков часов. В возмущенных условиях при грозе (5—6 VII 1973 г.) преобладали мезомасштабные изменения с периодами от десятков минут до часа и немногим более.

В условиях антициклонической погоды при более высоких температурах (25—30°C 9—11 VIII 1972 г.) изменение разностных кривых происходило с большими амплитудами, чем при более низких температурах (15—20°C 6—8 IX 1972 г.), т. е. локальные различия в структуре слоя в Обнинске и Москве были при больших температурах большими; большей была и мезомасштабная подвижность слоя. При более низких температурах атмосферный слой был менее подвижен, квазистационарность структуры атмосферного слоя достигала десятков часов, меньшими были и локальные различия в структуре слоя.

Изменение разностных кривых определялось разными (локальными) мезомасштабными атмосферными процессами в слое. Например, в промежутке 04—10 ч 10 VIII 1972 г. имело место увеличение разности температуры — ее возрастание на верхнем уровне слоя и убывание на нижнем. Такое изменение разности температуры указывает на то, что в нижней части слоя в Москве, возможно, вследствие более интенсивного радиационного выхолаживания воздуха при меньшем облачном покрове происходило большее охлаждение его. На верхнем уровне слоя воздух более интенсивно прогревался в Обнинске. Критериями, уточняющими характер локальных атмосферных процессов в пунктах измерения, могут служить разностные оценки профилей метеопараметров, показатели устойчивости слоя — вертикальные градиенты метеопараметров и др.

В анализируемых примерах в условиях антициклонической погоды в температурной структуре слоя преобладали промежутки консервативности до 10 ч, а в условиях грозы до 1 ч. Ветровая структура слоя во всех анализируемых случаях была менее консервативна, чем температурная. Преобладали промежутки консервативности до 1 ч.

Вопрос об однозначном определении локальных атмосферных процессов в пунктах измерения по разностным кривым метеопараметров нуждается в дальнейшей разработке.

3.4. Мезомасштабные составляющие синоптических образований

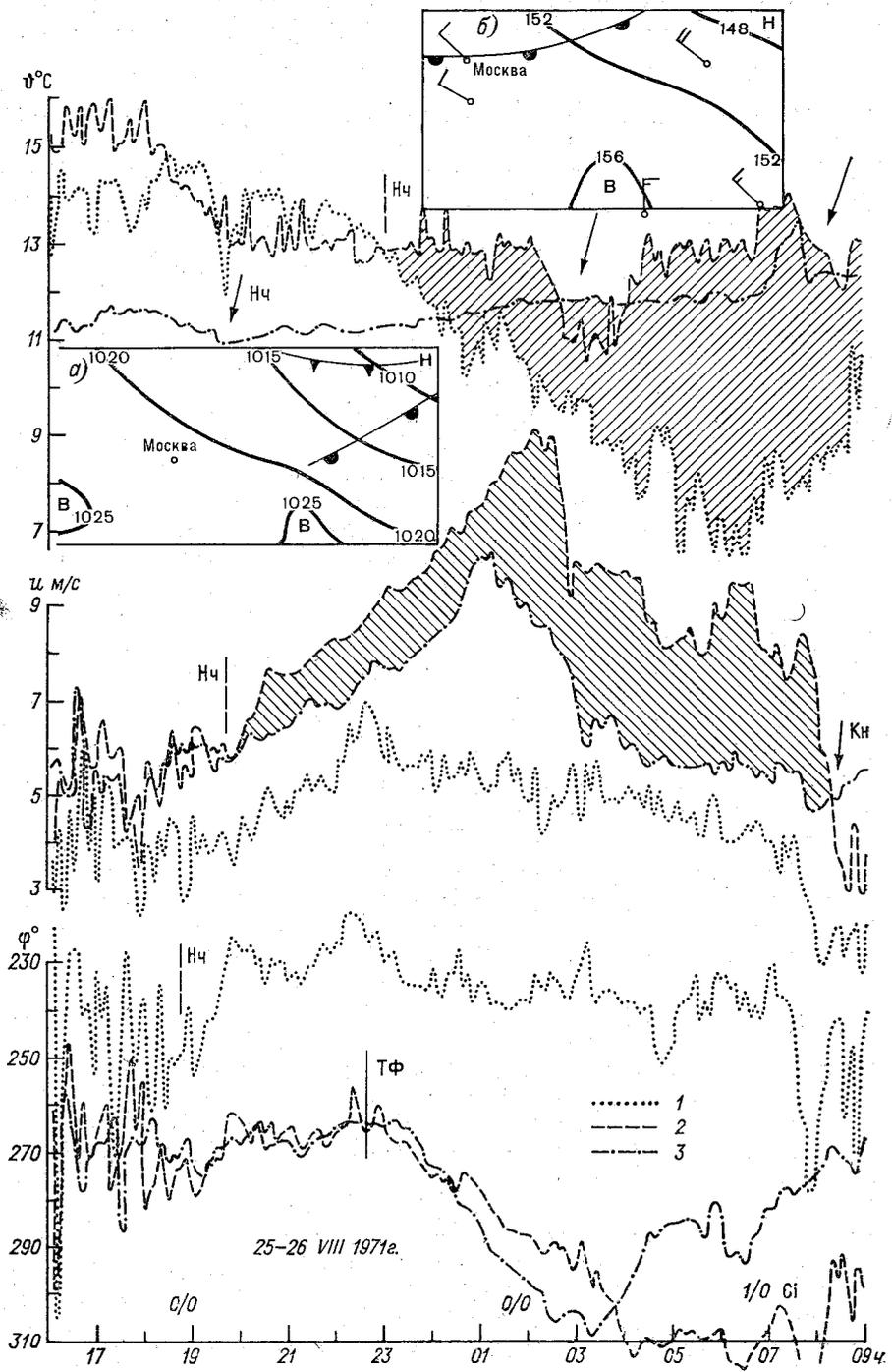
Некоторые мезомасштабные неоднородности и выражаемые ими мезомасштабные процессы могут быть обусловлены мезомасштабными синоптическими образованиями [102].

25—26 VIII 1971 г. (рис. 3.5) в нижней части слоя до уровня 253 м изменения температуры и скорости ветра имеют суточный характер при постоянном юго-западном (230°) затоке воздуха на нижнем уровне слоя (85 м). В верхней части слоя (253—503 м) суточное изменение температуры и скорости ветра нарушено и имеет место смена западного (270°) затока воздуха на северо-западный с последующим левым отклонением вектора ветра с высотой в этой части слоя.

Нарушения суточного изменения метеопараметров в нижнем слое атмосферы и аномалии их распределения в верхней части слоя в Москве при ясной погоде прослеживаются при явно выраженном синоптическом процессе — перемещении теплого фронта в районе Москвы (на рис. 3.5 врезанные участки синоптических карт). У поверхности земли теплый фронт в промежутке от 15 ч 25 VIII до 03 ч 26 VIII 1971 г. проходил на расстоянии 300—400 км восточнее Москвы, в последующем обходя ее и не оказывая влияния на нижнюю часть слоя. С 20 ч 25 VIII до 08 ч 26 VIII 1971 г. и позднее на верхнем уровне слоя происходил длительный, но слабый ($0,1^\circ\text{C}/\text{ч}$) нагрев воздуха. В это же время в верхней части слоя возникла мезоструя, которая усиливалась от 01 ч 26 VIII 1971 г. Затем, постепенно ослабевая, она исчезла к 07 ч 26 VIII 1971 г. Протяженность мезоструи достигала $L = \bar{u}T = 430$ км.

С началом адвективного нагрева воздуха и возникновением мезоструи в верхней части слоя может быть связано «ощущение» перемещающегося к Москве теплого фронта. Резкий поворот вектора ветра в верхней части слоя (22 ч 25 VIII—04 ч 26 VIII 1971 г.) связан с прохождением теплого фронта в этой части слоя над Москвой. На высотах (AT_{850}) теплый фронт к 15 ч 25 VIII располагался в 200 км северо-западнее Москвы, а к 03 ч 26 VIII прошел через Москву. Прохождение теплого фронта над Москвой можно было определить по повышению (20 ч) температуры воздуха и возникновению мезоструи в верхней части слоя, т. е. за два часа до получения карты AT_{850} (21 ч). Начало прохождения теплого фронта над Москвой при ориентации на изменение направления ветра на верхних уровнях слоя (253 и 503 м) отмечается в 22 ч 25 VIII, т. е. за четыре часа до получения карты AT_{850} (03 ч 26 VIII).

После прохождения теплого фронта над Москвой (03 ч) продолжается, хотя и слабое ($0,1^\circ\text{C}/\text{ч}$), повышение температуры воздуха в верхней части слоя. Мезоструя ослабевает и исчезает. Левое отклонение вектора ветра в верхней части слоя увеличивается.



Воздействие теплого фронта при его прохождении проявляется в течение $T_1 = 5$ ч (22 ч 25 VIII—0,3 ч 26 VIII) на протяжении $L = 130$ —150 км, до прохождения — в течение $T_2 = 5$ ч (17—22 ч 25 VIII) на протяжении $L = 75$ км и после прохождения — в течение $T_3 = 5$ ч (03—08 26 VIII) на протяжении $L = 130$ км. Воздействие это выражается в непрерывном слабом нагреве воздуха на верхнем уровне слоя и в последовательности возникновения, усиления, ослабления и исчезновения мезоструи, что в некоторой мере определяет температурно-ветровую структуру теплого фронта, прослеженную на этом уровне.

С мезомасштабными атмосферными процессами на верхних уровнях слоя, где прослеживалось образование, усиление и разрушение адвективной инверсии, связано наблюдавшееся 9—12 II 1971 г. нарушение суточного изменения температуры, скорости и направления ветра (рис. 3.6—3.8). При этом при квазистационарности этих параметров на нижнем уровне слоя отмечалось заметное повышение температуры от -17 до -11°C , увеличение скорости ветра от 10 до 20 м/с и изменения направления ветра с 360 на 40° . Атмосферные процессы в верхней части слоя явно не коррелируют с состоянием атмосферы в нижней его части.

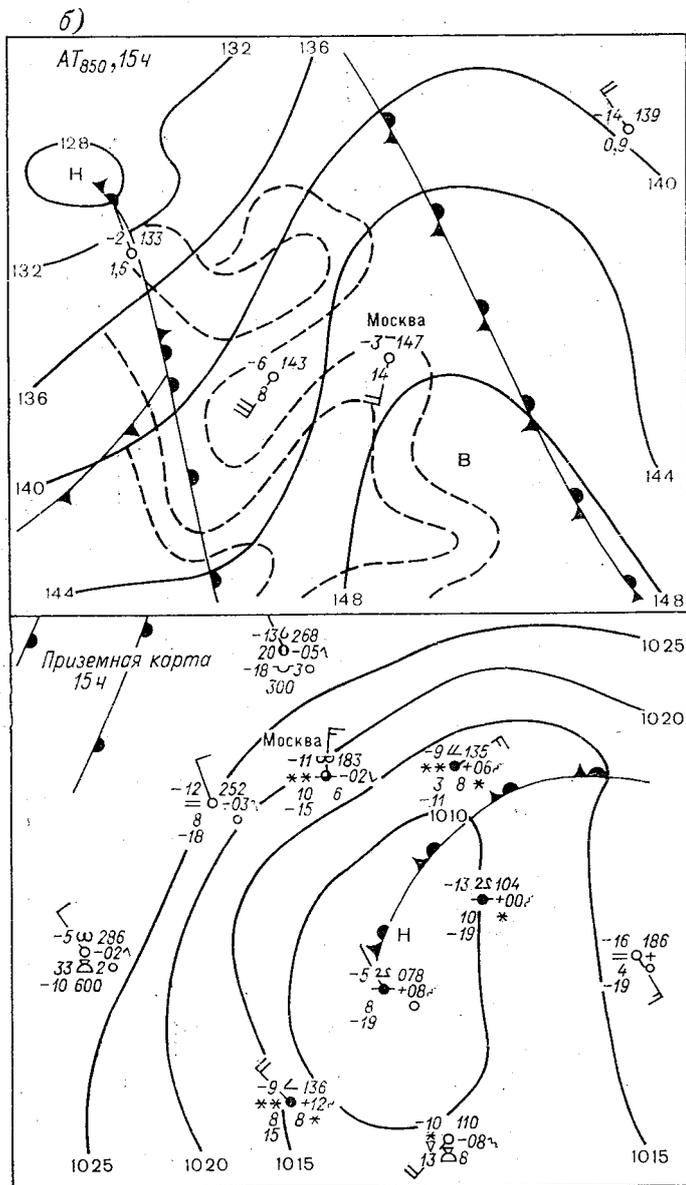
При усилении адвективной инверсии (03 ч 10 II) на карте барической топографии AT_{850} прослеживался заток теплого воздуха на восточной периферии циклона и западной периферии антициклона и связанное с ним увеличение скорости ветра. Последнее обусловило усиление притока теплого воздуха, образование адвективной инверсии и увеличение скорости ветра на верхних уровнях слоя. У земли «коридор» между восточной периферией циклона и западной периферией антициклона находился на значительно большем расстоянии от Москвы. Влияние циклона и связанного с ним затока теплого воздуха в нижней части слоя не прослеживалось.

Прекращение адвекции тепла к 15 ч 11 II связано с перестройкой термобарического поля. Москва по-прежнему находилась под влиянием северо-западной периферии циклона, но центр его сместился к юго-востоку на расстояние примерно 300 км. Произошло размывание области повышенного давления, и на карте AT_{850} прослеживалось уменьшение скорости ветра и прекращение затока теплого воздуха. На верхнем уровне 500-метрового слоя происходило разрушение инверсии температуры.

Интенсивный мезомасштабный процесс адвекции тепла в нижнем слое атмосферы прослеживался также 20—21 VII 1971 г. (рис. 3.9). К 21 ч 20 VII 1971 г. северная периферия обширной зоны циклонической деятельности находилась в районе Москвы

Рис. 3.5. Изменение температуры φ , скорости u и направления φ ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы при адвекции тепла, согласованном появлении и исчезновении мезоструи и фронтальном повороте вектора ветра на верхних уровнях слоя.

Врезки — участки синоптических карт приземной (а) и AT_{850} (б) за 03 ч 26 VIII 1971 г.; 1) 85 м, 2) 253 м, 3) 503 м.



окончания (б) адвективного процесса в нижнем 500-метро-
-12 II 1971 г. Москва.

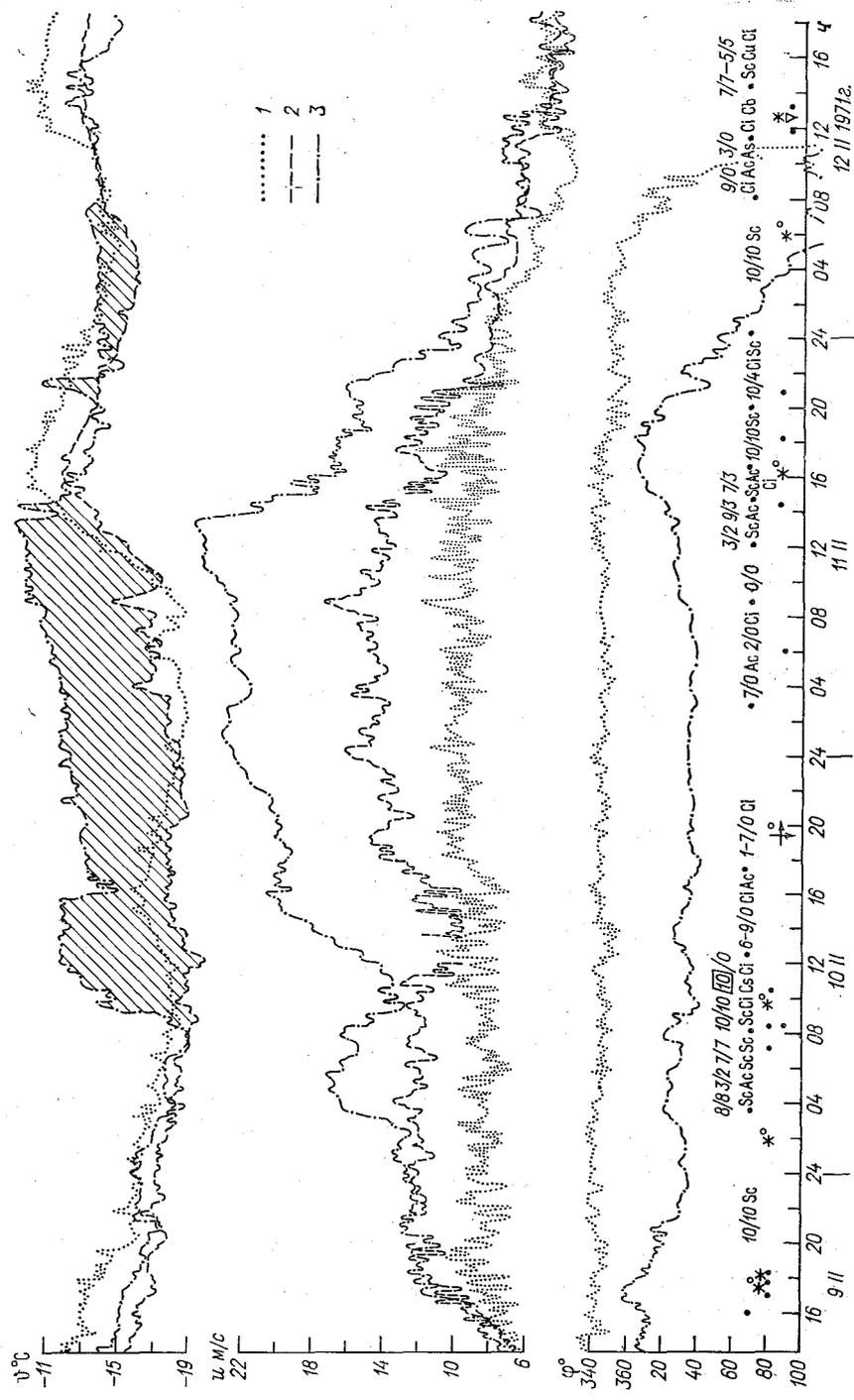


Рис. 3.7. Изменение температуры ϕ , скорости и направления ϕ ветра в условиях адвекции тепла в нижнем 500-метровом слое атмосферы, 9—12 II 1971 г. Москва.
 1) 85 м, 2) 950 м, 3) 500 м

(центр зоны был над Украиной). Зона эта очень медленно смещалась к северо-западу. Теплый фронт в это время проходил примерно в 300—250 км юго-восточнее Москвы. На карте АТ₈₅₀ (03 ч) широкая зона теплого фронта располагалась над Москвой. Этим и был обусловлен процесс в верхней части слоя. У поверхности земли теплый фронт проходил на расстоянии 200 км юго-восточнее Москвы. Температура на нижнем уровне слоя (85 м) в промежутке времени 20 ч 20 VII—06 ч 21 VII 1971 г. оставалась практически постоянной. Наблюдавшаяся в Москве 10-балльная облачность типа As, Sc свидетельствовала о приближении теплого фронта.

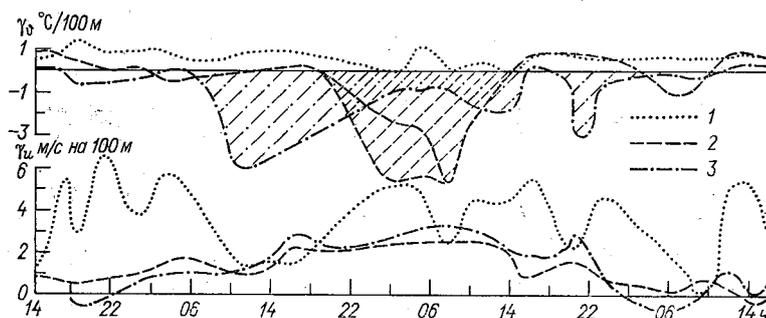


Рис. 3.8. Изменение вертикальных градиентов температуры γ_θ и скорости ветра γ_w на уровнях 85—75 м (1), 305—201 м (2) и 503—385 м (3) в нижнем 500-метровом слое атмосферы при адвекции тепла. 9—12 II 1971 г. Москва.

Примерно в 06—07 ч 21 VII по наземной карте прослеживалось прохождение теплого фронта через Москву.

С фронтальной зоной теплого фронта над нижним слоем атмосферы и ее возмущениями может быть связано появление в верхней части слоя мезоструй, уменьшение вертикального градиента скорости ветра в слое и квазистационарность скорости ветра в нижней части слоя. До 05 ч 21 VII на верхнем уровне слоя (503 м) наблюдались мезовихревые образования ($10^\circ/\text{ч}$) при квазистационарном потоке воздуха на нижних уровнях. Эти мезовихревые образования при прохождении фронтальной зоны через Москву переносились в нижнюю часть слоя, а на верхнем его уровне направление потока воздуха стабилизировалось.

В 15 ч 10 II 1972 г. Москва находилась под воздействием северо-восточной периферии антициклона (рис. 3.10). На расстоянии 400—600 км юго-западнее Москвы проходил малоподвижный теплый фронт, который не влиял на температурно-ветровой режим нижнего слоя атмосферы. На карте АТ₈₅₀ теплый фронт прослеживался в 150—200 км юго-западнее Москвы. К 03 ч 11 II Москва находилась в центре гребня, обусловившего антициклонический характер погоды в ней. На высоте (АТ₈₅₀) через Москву проходил теплый участок фронта, обусловивший адвекцию тепла на верхних уровнях слоя. Приближение теплого фронта к Москве

характеризовалось нарушением суточного изменения температуры на верхнем (503 м) уровне слоя (19 ч 10 II) — началом адвекции тепла, которая к 23 ч 10 II охватила более низкие (305 и 85 м) уровни слоя.

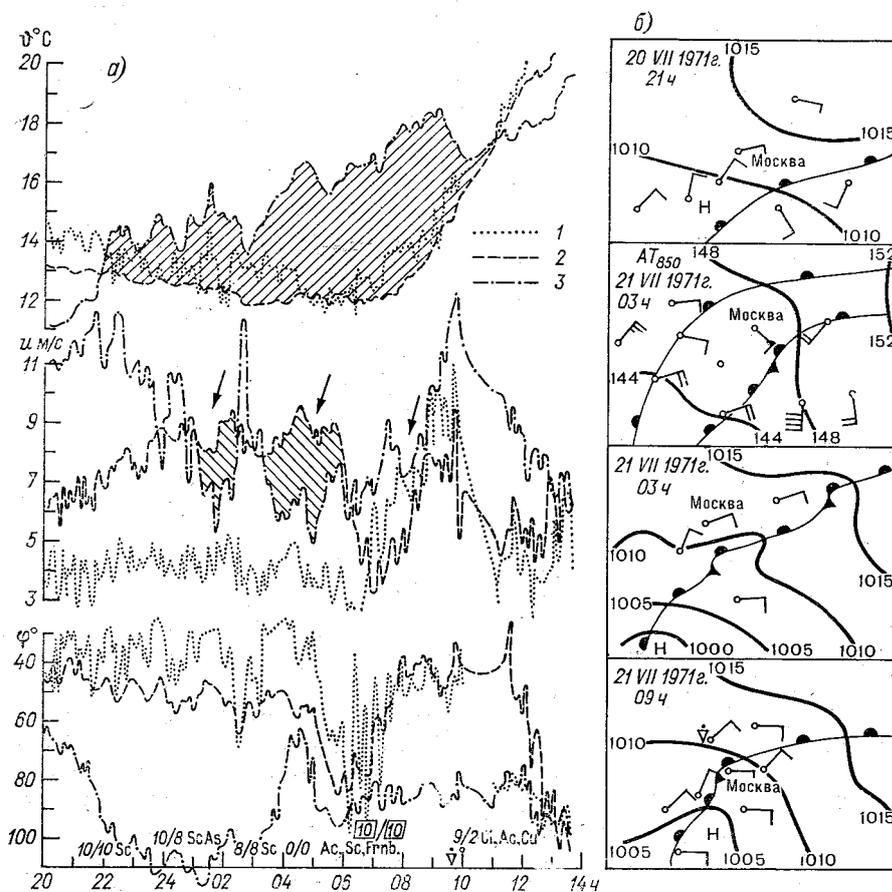


Рис. 3.9. Изменение температуры θ , скорости u и направления φ ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы при интенсивной адвекции тепла (а) и синоптические условия в начале (21 ч 20 VII 1971 г.), при наиболее интенсивном развитии (03 ч 21 VII) и при разрушении (09 ч 21 VII) адвективной инверсии в этом слое (б). Москва.

1) 85 м, 2) 253 м, 3) 503 м.

Вследствие адвекции тепла в промежутке 23 ч 10 II — 05 ч 11 II в слое прослеживалась квазистационарность температуры. При этом происходило уменьшение скорости ветра в слое и, главное, показательное для нарушения суточного изменения скорости ветра уменьшение к ночи в ясную погоду вертикального градиента скорости ветра. С 05 до 11 ч 11 II отмечалось усиление адвекции тепла (увеличение вертикального градиента температуры при ад-

векции на верхних уровнях слоя), а к 13 ч ослабление адвективной инверсии. Почти одновременно с адвективной инверсией в промежутке 05—13 ч 11 II прослеживается мезоструя в слое.

С момента начала адвекции тепла на верхних уровнях слоя (17—19 ч 10 II) до времени прохождения теплого фронта над Моск-

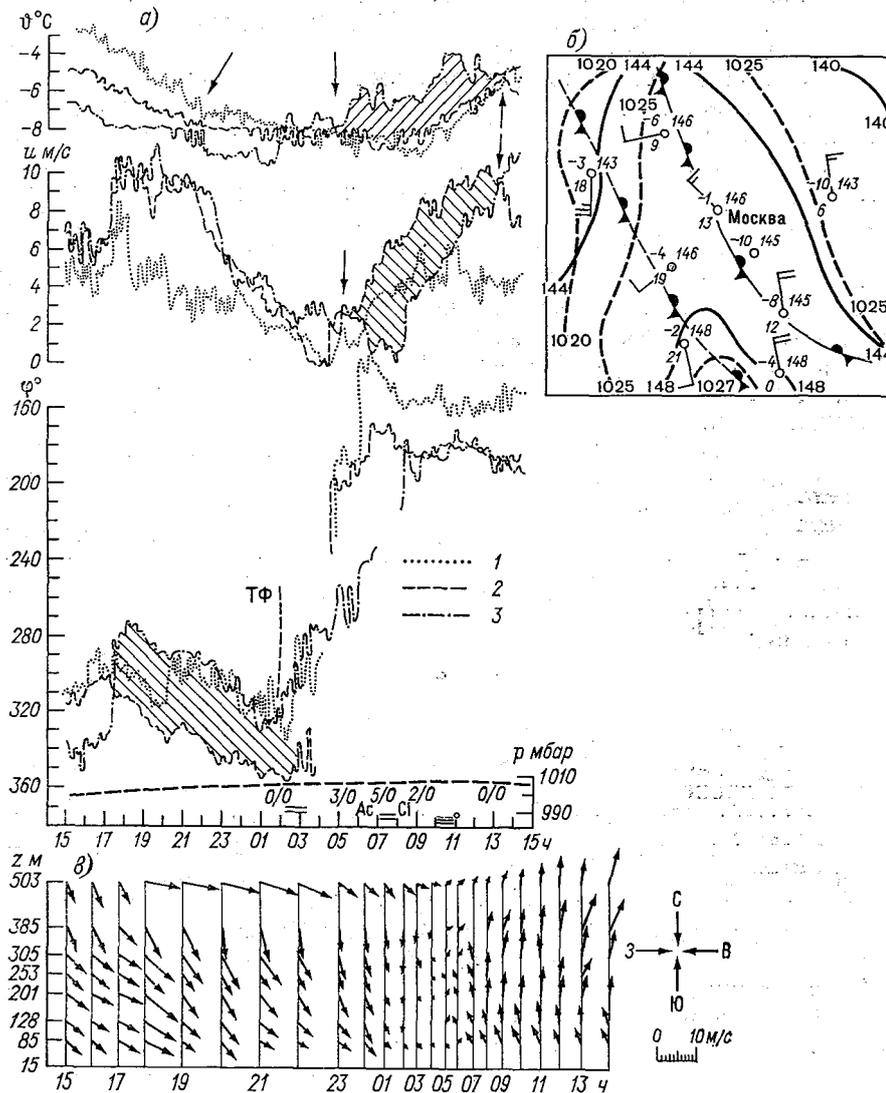


Рис. 3.10. Изменение температуры t , скорости u и направления φ ветра (а) при адвекции тепла в слое в связи с прохождением теплого фронта, показанного на синоптической карте (б), и вертикальные профили ветра при этих условиях (в) в нижнем 500-метровом слое атмосферы. 10—11 II 1972 г. Москва.

1) 85 м, 2) 253 м, 3) 503 м.

вой (AT_{850} , 03 ч 11 II) при квазистационарном затоке воздуха на нижнем уровне слоя (85 м) на верхних уровнях (305 и 503 м) происходила смена направления циркуляции воздуха с северо-северо-западного на северное на уровне 305 м и с западного на северо-северо-западное на уровне 503 м. При этом в верхней части слоя (305—503 м) сохранялось постоянство сдвига векторов ветра (50°) при левом его отклонении с высотой. Рассогласование сдвига и поворота ветра в нижней и верхней частях слоя позволяет судить о затоке в этих частях слоя разнородных масс воздуха.

Ослабление адвективной инверсии и согласующееся во времени исчезновение мезоструи в слое наблюдалось сразу же по прохождении фронтальной зоны над Москвой. С перемещением фронтальной зоны к Москве (17—19 ч 10 II.—03 ч 11 II) заметно уменьшалась скорость ветра (на 1 м/с в час), особенно на верхних уровнях нижнего слоя атмосферы. При прохождении теплого фронта через Москву и удалении его от Москвы (03—13 ч 11 II) скорость ветра в слое, особенно на верхних уровнях, увеличивалась на 1 м/с в час. Это, возможно, связано с распределением локального барического градиента в промежутке фронтальной зоны, который, надо полагать, убывает в передней части фронтальной зоны и возрастает в ее тыловой части.

В последовательности векторных профилей ветра прослеживается смена северо-западного затока воздуха на южный и отмечается разграничивающая их зона штиля.

Следовательно, мезомасштабные составляющие синоптических образований обуславливают локальные погодные условия, которые связаны с локальными процессами местного и адвективного происхождения [101].

Выводы

В структуре и атмосферных процессах нижнего слоя атмосферы отмечается преобладание мезомасштабных неоднородностей динамического происхождения, иногда с температурной и вихревой составляющими. Наиболее часто такие неоднородности возникают в дневное и послеполуденное время, имеют протяженность 10—100 км и продолжаются от 0,5 до 4 ч. В преобладающем числе случаев длительность и размеры мезомасштабных неоднородностей составляли соответственно 1—2 ч и 20—50 км. Из всех рассмотренных мезонеоднородностей к основанию слоя ослабевало (вырождалось) 49%, к верхним уровням ослабевало 27% и сохраняло ненарушенный эффект по всему слою 24%.

В промежутках мезомасштабных неоднородностей различалась изменчивость температуры малая $((10 \div 12) \cdot 10^{-5} \text{C/c})$, большая $((45 \div 64) \cdot 10^{-5} \text{C/c})$ и наибольшая $((97 \div 115) \cdot 10^{-5} \text{C/c})$, имел место приток тепла в слой $\sim \Delta T \vartheta$ до $1,1^\circ\text{C}$ и вынос тепла из слоя $\sim \Delta T \vartheta$, равный $-(1,1 \div 7,0)^\circ\text{C}$. То же имело место в связи с переносом количества движения. Скорость вихревого движения воздуха достигала у внутримассовых неоднородностей $(0,3 \div 3,0) \cdot 10^{-4} \text{c}^{-1}$,

а во фронтальных зонах $(0,3 \div 2,3) \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, т. е. на порядок больше.

Мезомасштабные неоднородности прослеживались при облачной погоде (при осадках и без них), при тумане, в ясную погоду, при грозах (фронтальных и внутримассовых), при шквалах. Почти половина прослеженных неоднородностей наблюдалась при низкой облачности. Наблюдавшиеся мезомасштабные неоднородности в преобладающем числе случаев отмечались летом, когда наиболее развит фронтогенез, и в меньшем числе случаев зимой.

При прохождении через пункт наблюдения мезомасштабных вихревых образований протяженностью от десятков до сотен километров в этих пунктах прослеживались локальные погодные условия, которые отличались от погодных условий вне этих неоднородностей. В большинстве случаев после прохождения мезомасштабных вихревых образований погодные условия восстанавливались. Мезомасштабные вихревые образования, надо полагать, представляют собой квазизамкнутые вихревые системы, механизм которых может обуславливать локальное формирование погоды, отличающейся от погодных условий, определяемых макромасштабной синоптической обстановкой.

Мезомасштабные процессы в нижнем слое атмосферы могут быть типизированы по параметрам (Φ , u , φ , e) и характеру их мезомасштабных изменений (А, Б, В, Г, Д). Например, выражение $\Phi B - uA - \varphi \Gamma - eD$ определяет согласованный рост и последующее понижение (Б) температуры (Φ) при убывании с последующим повышением (А) скорости ветра (u), правом повороте (Г) вектора ветра (φ) и при постоянстве (Д) влажности (e) в промежутке невихревой мезомасштабной неоднородности. Буквой В обозначают уменьшение температуры, скорости ветра, влажности и левый поворот вектора ветра во всем мезомасштабном промежутке.

В рассматриваемой выборке вихревых мезомасштабных неоднородностей изменения направления ветра (вихревые процессы) отмечались в преобладающей последовательности правого и левого вращения вектора ветра и значительно реже в обратной последовательности. Динамические процессы отмечались чаще, чем термические. Эта особенность более выразительна в выборке невихревых мезомасштабных неоднородностей.

Термические процессы в выборке вихревых мезомасштабных неоднородностей прослеживались чаще, чем в выборке невихревых, что указывает на возможное влияние мезомасштабных вихревых процессов на формирование термических процессов. То же отмечалось и в случаях мезомасштабных температурно-ветровых процессов.

Взаимосвязь явно выраженных мезомасштабных изменений температуры и направления ветра отмечалась в меньшем числе случаев по сравнению с взаимосвязью явно выраженных мезомасштабных изменений скорости и направления ветра.

У явно выраженных вихревых мезомасштабных неоднородностей преобладали согласования термических и вихревых процессов

вида $\varphi_A - \varphi_A$, реже вида $\varphi_B - \varphi_A$ и крайне редко $\varphi_A - \varphi_B$ и $\varphi_B - \varphi_B$. Согласование динамических и вихревых процессов в преобладающем числе случаев отмечалось в виде $u_A - \varphi_A$, $u_B - \varphi_A$, реже в виде $u_A - \varphi_B$. Преобладали явно выраженные термодинамические вихревые процессы вида $\varphi_A - u_B - \varphi_A$, реже $\varphi_A - u_B - \varphi_A$, еще реже $\varphi_B - u_B - \varphi_A$. Остальные согласования отмечались в единичных случаях.

Возможное различие локальных погодных условий в близко расположенных друг к другу пунктах, находящихся в одинаковых синоптических условиях, может определяться посредством разностных кривых метеорологических параметров, измеренных на разных уровнях слоя в этих пунктах. Эти кривые выражают изменение во времени горизонтальных градиентов температуры, скорости и направления ветра в слое.

Наличие мезомасштабных горизонтальных градиентов метеорологических параметров и особенно направления ветра, их различие по величине и знаку на разных уровнях слоя могут обусловить мезомасштабные перемещения, циркуляцию воздушных масс и связанные с этим локальные особенности погодных условий.

Различия разностных кривых, построенных для разных частей слоя, характеризуют степень разнородности температурной и ветровой структуры слоя по пространству и во времени и свидетельствуют о разнородных тепловых и динамических мезомасштабных процессах в них.

В условиях антициклонической погоды при более высоких положительных температурах изменение разностных кривых по пространству, например Обнинск—Москва, происходило с большими амплитудами, чем при более низких положительных температурах, т. е. локальные различия в структуре слоя в Обнинске и Москве были при больших температурах большими. Большею была и мезомасштабная подвижность слоя. При более низких температурах рассматриваемый слой был менее подвижен, возможно, из-за большей плотности воздушной массы; меньшими были локальные различия в структуре слоя в Обнинске и Москве.

Различия разностных кривых обуславливалось разными (локальными) мезомасштабными атмосферными процессами, происходящими в слое.

4. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НИЖНЕГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ПРИ НИЗКИХ ОБЛАКАХ И ТУМАНАХ

4.1. Некоторые характеристики периодов низких облаков и туманов

По данным наблюдений 1964—1968 гг. в Обнинске [104], в октябре—декабре суммарная месячная продолжительность $\sum t$ периодов низкой облачности составляла около 200 ч, а разность продолжительностей этой облачности на нижнем (до 100 м) и верхнем (200—300 м) уровнях слоя примерно 70 ч. В январе—апреле $\sum t$ была значительно меньше (50—100 ч); меньше была и разность продолжительностей низкой облачности на этих уровнях (20—40 ч). В мае—сентябре $\sum t$ составляла всего 10 ч, а разность 5—10 ч.

Отмечены зимний (в декабре) и весенний (в марте) максимумы частоты периодов низкой облачности (причем зимний больше весеннего) и их летний минимум. Месячная суммарная длительность адвективных туманов была наибольшей в ноябре (до 100 ч) и наименьшей в феврале, апреле (до 50 ч). Наибольшая месячная суммарная длительность радиационных туманов составляла 25 ч, при этом ее значения были примерно одинаковыми к концу холодного (март) и теплого (сентябрь) сезонов года. Суммарная длительность радиационно-адвективных туманов в апреле составляла около 5 ч, а в ноябре 20—25 ч.

Связь длительности T и частоты n периодов низкой облачности и туманов отмечалась в пределах полей, ограниченных кривыми $T = T(n) \in T_{i,h}(n)$, где T_i — периоды «теплых» (при положительных температурах) низких облаков (туманов), T_h — периоды «холодных» (при отрицательных температурах) низких облаков (туманов).

Если несколько условно разграничить периоды низких облаков на короткие (< 10 ч), малые (10—50 ч), средние (50—70 ч) и длительные (> 70 ч), то в достаточно большом числе случаев (от 1 до 30) промежутки наблюдавшихся периодов низкой облачности были ограничены для «теплой» низкой облачности пределом главным образом малых периодов (30—40 ч), для «холодной» низкой облачности — в основном пределом длительных периодов (до 100 ч).

С той же условностью периоды туманов по их длительности можно разделить на короткие (до 6 ч), средние (до 15 ч)

и длительные (до 25 ч), а по частоте — редкие (до 2 случаев), менее редкие (до 15 случаев) и сравнительно частые (до 35 случаев). Во всем промежутке наблюдавшихся периодов туманов (от 1 до 34 случаев) и их длительности (от 2 до 23 ч) отмечались адвективные туманы при отрицательных температурах. При положительных температурах адвективные туманы наблюдались в меньшем числе случаев (до 10—15) и по продолжительности были средними (10—15 ч) и короткими (5—8 ч). Радиационные и радиационно-адвективные туманы отмечались редко.

Низкие облака прослеживались при температурах от -20 до $+20^{\circ}\text{C}$ на верхнем (301 м) и нижнем (8 м) уровнях слоя; 5—10% всех наблюдавшихся периодов облаков отмечалось при крайних значениях этого диапазона температур, 30—40% — в диапазоне $\pm 2,5^{\circ}\text{C}$. Отмечается некоторое смещение экстремума (макс.) нижнего уровня (2 м) относительно верхнего (301 м) вправо — в сторону более высоких температур.

Периоды холодных, теплых и смешанных низких облаков отмечались на нижнем уровне слоя (8 м) при скорости ветра 2—8 м/с, а на верхнем (301 м) при 2—10 м/с. Наиболее часто периоды холодной и теплой низкой облачности наблюдались при скорости ветра 2—5 м/с (80%) на уровне 2 м и 7—10 м/с (30—40%) на уровне 301 м. Наибольшее число периодов смешанной облачности отмечалось при скорости ветра 4—5 м/с (70%) на уровне 2 м и около 10 м/с (40%) на уровне 301 м.

В период холодной, теплой и смешанной низкой облачности прослеживаются максимумы скорости ветра около 2—3 м/с на нижнем уровне слоя и смещенный вправо — в сторону больших скоростей (7—12 м/с) — на верхнем уровне слоя.

Периоды радиационных туманов прослеживались при температурах от -25 до $+20^{\circ}\text{C}$ на нижнем (приземном) уровне слоя и от -20 до $+20^{\circ}\text{C}$ на верхнем уровне, а периоды адвективных туманов — при температурах от -10 до $+20^{\circ}\text{C}$ на нижнем уровне и от -2 до $+1^{\circ}\text{C}$ на верхнем уровне слоя.

По шкалам скорости ветра периоды холодных, теплых и смешанных туманов, как радиационных, так и адвективных, отмечались в основном равномерно в диапазонах 0—5 м/с на нижнем уровне слоя и 0—10 м/с на верхнем уровне.

Наиболее часто низкие облака и туманы, наблюдавшиеся лишь в течение дня или в течение ночи, отмечались с коротким периодом (до 2—3 ч), а наибольшая их длительность охватывала весь промежуток дня и ночи (до 10 ч). Длительности периодов низких облаков и туманов, возникавших днем и исчезающих ночью, отмечались в промежутках от 2—3 до 10 ч (туманы) и до 20 ч (низкие облака). Приблизительно такой же длительности наблюдались соответственно периоды низкой облачности и туманов, появление которых отмечалось ночью, а исчезновение — днем. При этом наиболее часто периоды низких облаков длились 7—15 ч, периоды туманов 5—7 ч.

4.2. Пространственно-временные изменения метеорологических параметров при низких облаках

Анализ данных нескольких серий регистрации метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы при низких облаках позволяет подробнее представить некоторые особенности изменения метеорологических полей слоя в этих условиях.

15—16 X 1964 г. [83] в условиях теплого сектора за теплым фронтом за 2—3 ч до появления низкой облачности при облаках среднего яруса различались нижняя (100—150 м), нормально стратифицированная часть слоя и верхняя (выше 150—200 м) с инверсионным распределением температуры. Непосредственно перед появлением низкой облачности на верхних уровнях слоя отмечалось образование температурной инверсии. При этом в нижнем слое атмосферы возникала слоистая структура: нормальная в нижней части слоя и в низкой облачности, инверсионная над низкой облачностью и нормальная в верхней части слоя над инверсией. Характерное распределение вертикальных градиентов температуры в этих частях слоя приведено в табл. 4.1.

Таблица 4.1

Часть нижнего слоя атмосферы	γ °C/100 м
До появления низкой облачности (20—22 ч)	
Под приподнятой инверсией	0,3—0,4
Инверсия приподнятая	—0,4, —1,1
При низкой облачности (23—04 ч)	
Нижняя, включая слой облачности	0,4—0,8
Инверсия над облачностью	—2,2, —4,0
Над инверсией	0,9—1,2

Отсюда видно, что вертикальный градиент температуры ко времени появления низкой слоистой облачности возрастает как в нижней (подынверсионной), так и в верхней (инверсионной) части слоя. За 1,5—2 ч до появления низкой облачности прослеживалось инверсионное распределение скорости ветра над экстремумом мезоструи. Это распределение отмечалось и в слое температурной инверсии над низкими облаками в течение всего облачного периода. Уровень экстремума мезоструи повышался с повышением уровня верхней границы низкой облачности.

26 III 1965 г. [87] в теплом секторе за теплым фронтом в нижнем слое атмосферы при разном положении нижней границы низких облаков были рассчитаны значения γ_f и ψ_f (табл. 4.2).

Из данных табл. 4.2 следует, что термическая устойчивость слоя в рассматриваемой последовательности I—II—III уменьшалась (увеличение γ_θ), приближаясь к адиабатическому состоянию

к моменту исчезновения низких облаков, а динамическое перемещение усиливалось (уменьшение γ_u и $\Delta\varphi_{\Delta z}$).

Таблица 4.2

Положение нижней границы облаков	Время, ч	Параметры				
		γ_{ϑ} °C/100 м	$\psi_{\gamma_{\vartheta}}$ ч ⁻¹	γ_u м/с	ψ_{γ_u} м/с на 100 м	$\Delta\varphi_{\Delta z}$
I. Устойчивое	08—09	0,50	0,09	4,4	0,55	25
	09—10	0,70		3,3		10
II. Перед повышением и в начале повышения	10—11	0,80	0,02	3,1	0,15	5
	11—12	0,85		2,8		5
III. Повышение перед рассеянием облаков и при их рассеянии	12—13	0,90	0,02	2,2	-0,15	5
	13—14	0,95		2,3		5

Из таблицы следует также, что в случае I вертикальный градиент температуры увеличился в 1,4 раза, а вертикальный градиент скорости уменьшился в 1,5 раза. В случаях II и III изменение этих характеристик было меньше и составило соответственно 1,1 и 1,2 раза.

В последовательности I—II—III имело место заметное (пятикратное) уменьшение сдвига векторов ветра в слое.

При рассеянии и исчезновении низких облаков отмечалось незначительное повышение температуры в нижней части слоя, понижение в верхней части, установление в средней части начальной температуры $\Delta T_{\vartheta} = 0$; скорость ветра при этом уменьшалась по всему слою, особенно в верхней его части, где возможен вынос масс воздуха из слоя:

z м	300	169	25
ΔT_{ϑ} °C	-0,3	0,0	0,3
$\Delta \gamma_u$ м/с	1,2	1,0	0,5

5—6 II 1964 г. [84] в условиях фронта окклюзии при низкой облачности различались характерные промежутки изменения состояния устойчивости слоя и мезомасштабные вихревые неоднородности.

В качестве показателей устойчивости воздуха были рассмотрены вертикальные разности температуры и скорости ветра в слое.

Отмечалось хорошее согласование понижения, повышения и постоянства уровня нижней границы низких облаков и изменения вертикальных разностей температуры и скорости ветра в слое атмосферы под облаками. Понижение нижней границы низких облаков в основном согласовывалось с уменьшением вертикальных разностей температуры и скорости ветра, а повышение нижней границы низких облаков — с их увеличением. Отмечалось также согласование этих характеристик при их квазистационарных значениях. Имели место и более сложные связи.

В облаках нижнего яруса отмечались сквозные разрывы, когда над ними небо было безоблачным, и разрывы со средним и верхним прикрытием, когда над ними наблюдались соответственно облака среднего и верхнего ярусов. Возможно также одновременное распределение над низкой облачностью облаков среднего и верхнего ярусов. Было заметно убывание вертикального градиента температуры до значения менее адиабатического в сквозных разрывах и возрастание его до значения, равного адиабатическому, когда над разрывом в низких облаках наблюдалась облачность среднего яруса.

В разрыве низкой облачности изменение величины $\Delta u_{\Delta z}(t)$ было значительно больше, чем изменение $\Delta \theta_{\Delta z}(t)$.

В табл. 4.3 приведены значения $\Delta u_{\Delta z}$, полученные в зависимости от состояния покрова низких облаков.

Таблица 4.3

Состояние покрова низких облаков	Время, ч мин	$\Delta u_{\Delta z}$ м/с	Состояние покрова низких облаков	Время, ч мин	$\Delta u_{\Delta z}$ м/с
Сплошной покров	00 40	1,5	Разрыв со средним прикрытием	05 40	4,2
	01 20	1,9		06 30	1,5
	01 40	1,5		07 00	1,2
	02 40	2,3		08 00	2,8
Сквозной разрыв	03 00	1,0	Сплошной покров	09 00	2,4
	03 30	3,2		10 00	2,3
	05 00	1,0		11 00	2,2
				12 00	2,1

Из табл. 4.3 следует, что в облачном разрыве величина $\Delta u_{\Delta z}$ в 1,5—2 раза больше, чем до и после разрыва.

Наблюдавшийся опережающий сдвиг кривой $\Delta u_{\Delta z}(t)$ и большие изменения ее значений в облачном разрыве по сравнению с изменениями $\Delta \theta_{\Delta z}(t)$ свидетельствовали о том, что в анализируемом примере облачного разрыва решающую роль играл не термический фактор, а динамический.

Аналогичные оценки получены в другом случае разрыва низких облаков, наблюдавшемся 2 XII 1964 г.

Пространственно-временные изменения метеорологических характеристик нижнего слоя атмосферы при низких облаках в условиях адвекции тепла в слое иллюстрируются данными наблюдений 20—21 XI 1965 г. [97] и 19—20 I 1966 г. [87]. Адвекция тепла в первом примере была связана с прохождением фронта окклюзии во втором — с теплым фронтом.

20—21 XI 1965 г. адвекция тепла в слое прослеживалась с убывающей к низу изменчивостью температуры $\psi_{\theta}^{\circ}\text{C/ч}$ (табл. 4.4).

С появлением на верхних уровнях нижнего слоя атмосферы адвективной инверсии и ее опусканием согласуется понижение нижней границы низкой облачности. Скорость понижения (повышения)

Таблица 4.4

z м	Время, ч				
	18—20	20—21	21—22	22—01	01—02
301	-0,5	0,0	0,4	1,1	0,2
169	-0,5	0,0	0,5	0,8	0,2
25	-0,4	0,0	0,0	0,3	0,0

адвективной инверсии, рассчитанная по изменению уровня ее нижней границы, составила $v_{\text{адв}} = 3 \div 12$ м/с.

При адвективной инверсии скорость ветра убывала ($\Delta_{T\text{и}} < 0$) на верхнем и нижнем уровнях и возрастала ($\Delta_{T\text{и}} > 0$) на среднем (мезоструя).

Во время начала адвекции (22—23 ч) и ее окончания (06—07 ч) сдвиг ветра в слое ($\Delta_{\Phi \Delta z}^\circ$) без заметной заблаговременности соответственно увеличивался и уменьшался (табл. 4.5).

Таблица 4.5

z м	Время, ч		
	22—23	02—03	06—07
25—169	30	60	40
169—301	50	50	20
25—301	80	110	60

Появление адвективной инверсии и резкое понижение ее нижней границы может обусловить понижение нижней границы низкой облачности. Ослабление интенсивности адвективной инверсии $\psi_{\text{вф}} < 0$ и ее исчезновение предшествовало повышению нижней границы низкой облачности в слое.

19—20 I 1966 г. образование адвективной инверсии и понижение ее нижней границы определялось наклоном фронтальной зоны перемещавшегося теплого фронта. Скорость опускания инверсии $v_{\text{инв}} = 1,4 \cdot 10^{-2}$ м/с. При адвективной инверсии отмечалось появление и исчезновение мезоструи.

Последовательное изменение направления ветра в слое ($\Delta\varphi^\circ$) при низкой слоистой облачности, повышении ее нижней границы и появлении слоисто-дождевой облачности приведено в табл. 4.6.

Данные табл. 4.6 свидетельствуют о большем повороте вектора ветра при низкой облачности в нижней и средней частях слоя, а при повышении нижней границы низкой облачности и появлении слоисто-дождевой облачности — в средней и верхней частях слоя, которые оказываются при этом более активными.

В температурно-ветровом «разрезе» нижнего 300-метрового слоя атмосферы прослеживалось согласование интенсивности инверсии

и уровня мезоструи. Заметным было уменьшение толщины инверсии в условиях резкого повышения нижней границы слоистых облаков, повышение слоя инверсии при постоянстве его толщины в условиях возникновения слоисто-дождевой облачности. Соответственно отмечалось понижение и повышение уровня экстремума скорости ветра и усиление и ослабление инверсионного распределения скорости ветра в слое над уровнем экстремума мезоструи.

Таблица 4.6

	z м	$\Delta\varphi^\circ$
Слоистая облачность	25	30
	170	30
	300	$\pm (5-10)$
Повышение нижней границы слоистой облачности	25	$\pm (5-10)$
	170	30
	300	30
Слоисто-дождевая облачность	25	$\pm (5-10)$
	170	30
	300	30

Изменение температурно-ветрового поля в нижнем 500-метровом слое атмосферы при адвекции тепла и изменении нижней границы низкой облачности в слое отмечалось в ряде наблюдений: 5—6 II 1964 г., 29 XI 1965 г., 20 X 1968 г., 8—10 II, 23 III, 7—8 IV 1972 г. и др. Во всех этих случаях появлению низкой облачности предшествовало с заблаговременностью в несколько часов начало адвекции тепла, наиболее активной на верхних уровнях слоя в начале периода низкой облачности, когда район наблюдений (Москва) находился в теплом секторе циклона. Повышение низкой облачности и ее разрушение согласовывалось во времени с адвекцией холода. При этом имел место правый поворот вектора ветра в слое с изменчивостью направления ветра $10-30^\circ/\text{ч}$.

7—8 IV 1972 г. (рис. 4.1) в условиях адвекции тепла в нижнем 500-метровом слое атмосферы в связи с прохождением теплого фронта происходило усиление адвективной инверсии ($0,4-1,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$) и заметное понижение нижней границы низкой облачности до прежнего уровня. Видимость ухудшилась до 0,4 км и образовался туман (18—20 ч 7 IV). По окончании адвекции тепла (22 ч) туман приподнялся и перешел в низкую слоистую облачность.

Согласование возникновения и усиления адвекции тепла в нижнем слое атмосферы с понижением нижней границы низкой облачности до приземного уровня и образованием тумана можно проследить и по данным наблюдений 18—19 XI 1970 г. (рис. 4.2).

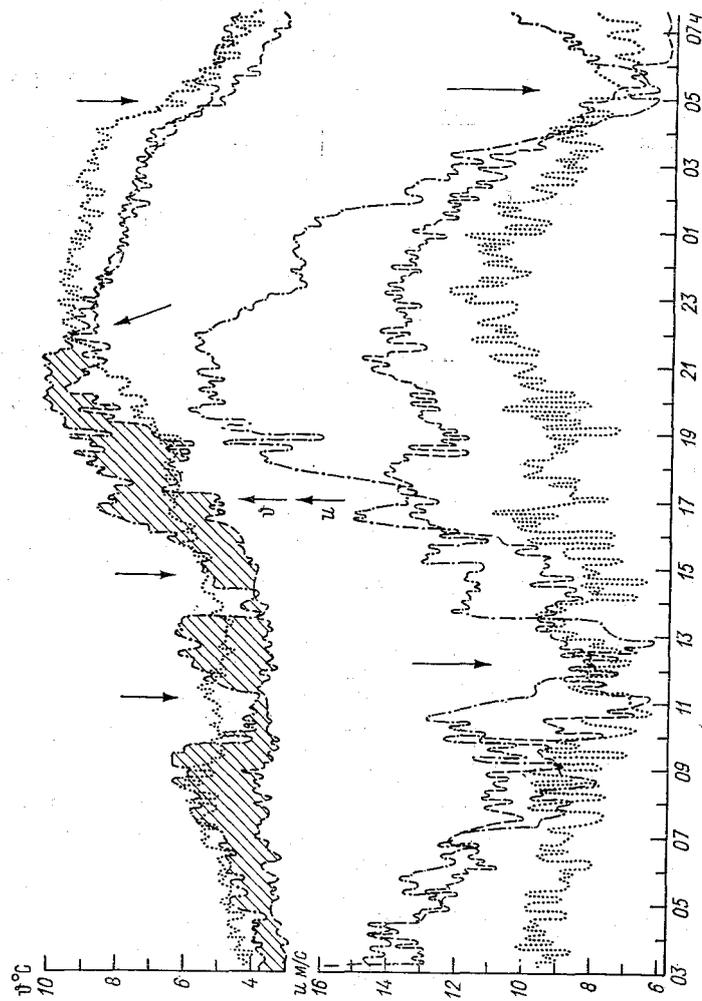
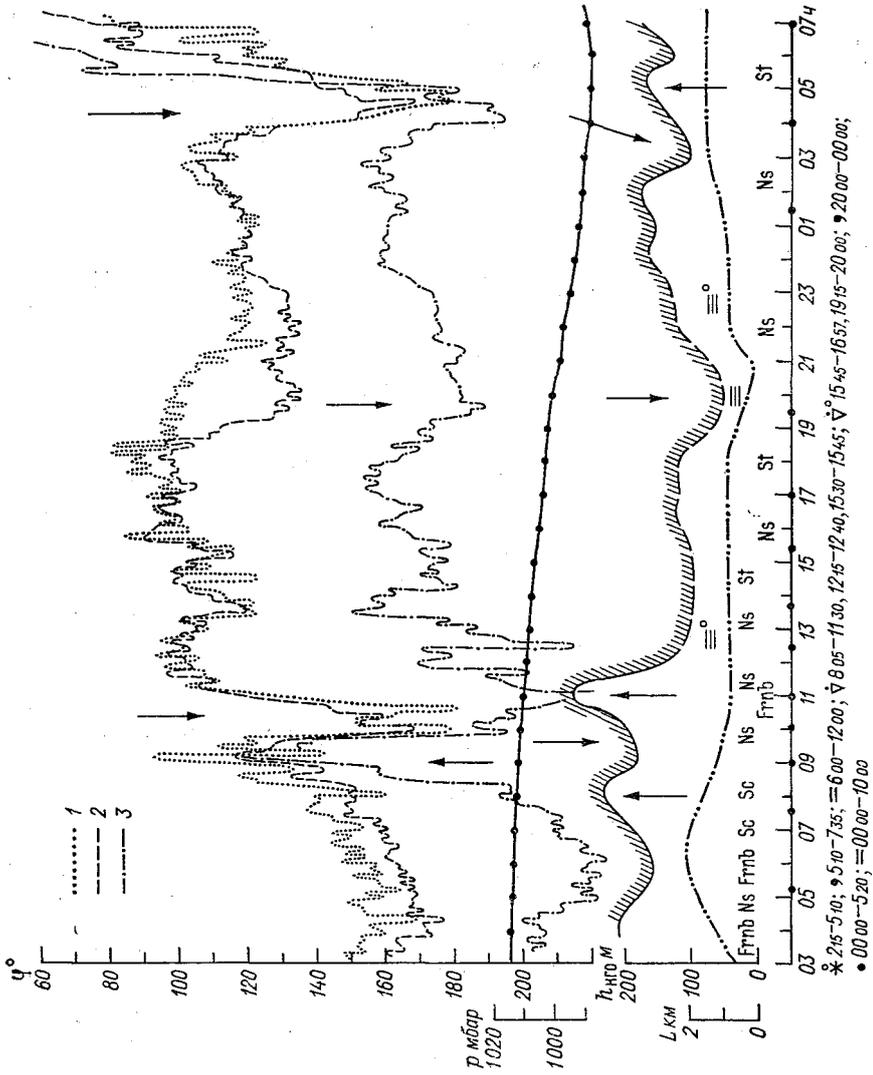


Рис. 4.1. Изменение температуры Φ , скорости u и направления φ ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы и согласованное во времени изменение нижней границы нижней облачности $h_{\text{нГО}}$, давления p и дальности видимости L в слое при адвекции тепла на верхних уровнях слоя, 7—8 IV 1972 г. Москва.

1) 85 м, 2) 253 м, 3) 503 м.



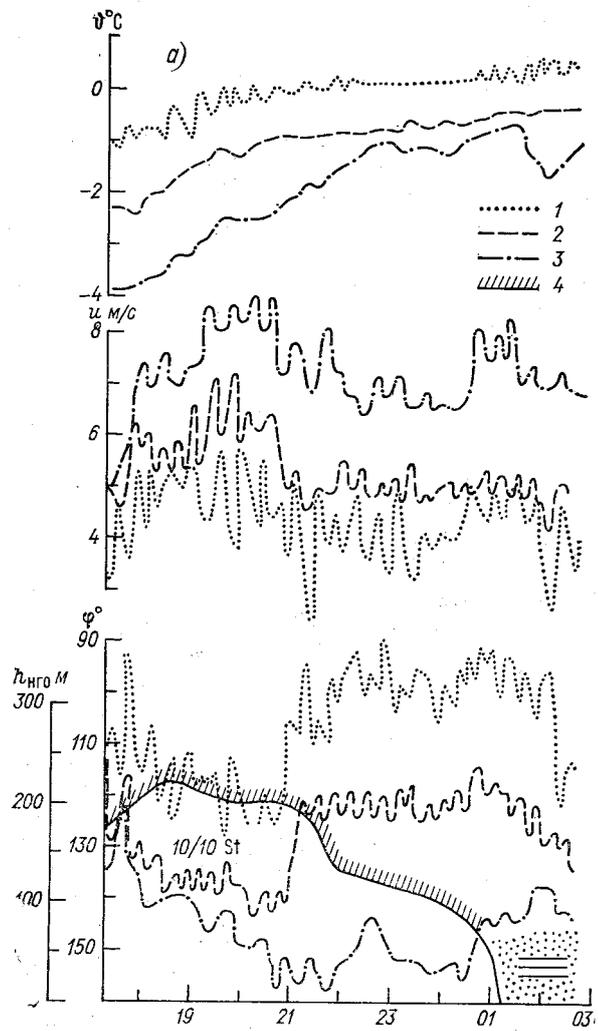
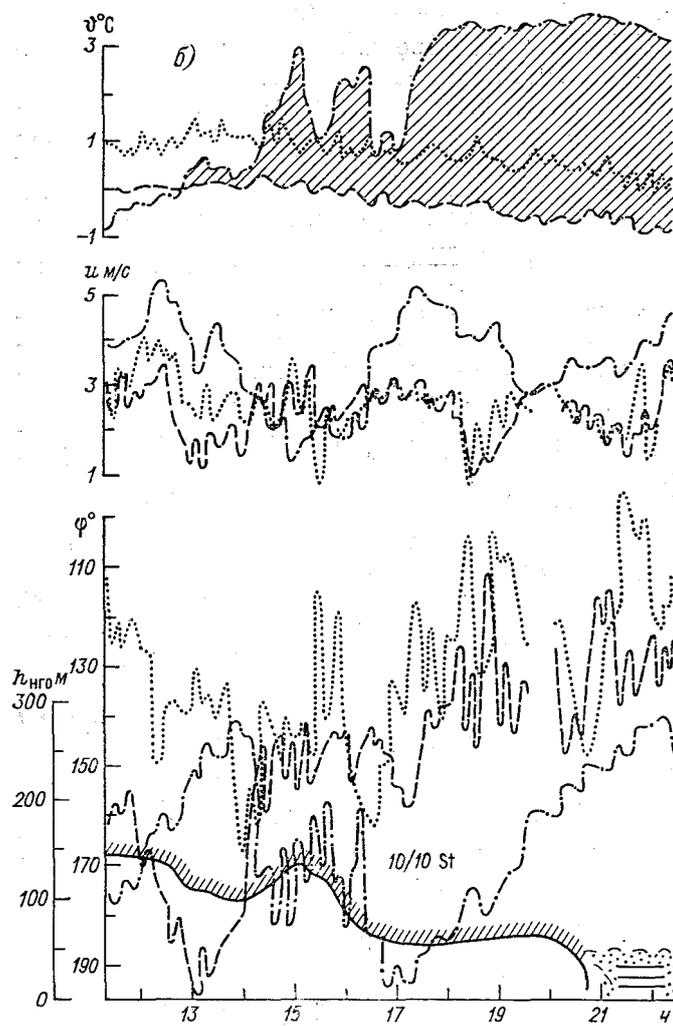


Рис. 4.2. Изменение температуры θ , скорости u и $u\theta$ адвекции тепла в слое 18 X
 1) 85 м, 2) 253 м



равления φ ветра и нижней границы низкой облачности при
 а) и 19 XI (б) 1970 г. Москва.

503 м, 4) изменение $h_{\text{нго}}$.

4.3. Пространственно-временные изменения метеорологических параметров при туманах

Условия возникновения, устойчивого состояния и исчезновения радиационного тумана прослеживались [104] при положительной температуре 29 X 1962 г. и 12 IV 1966 г., а также при отрицательной температуре 9—10 II 1965 г. и 9—10 I 1968 г.

29 X 1962 г. отмечалось одновременное резкое понижение температуры, уменьшение скорости ветра и излом профилей этих параметров у верхней границы тумана. По последовательности резких спадов температуры, скорости ветра на уровнях слоя и излому профилей этих параметров (обозначены буквами а, б, в) определена

скорость роста тумана $v_T = \frac{z_{a(б)} - z_{б(в)}}{t_{a(б)} - t_{б(в)}}$, где $z_{a(б)}$, $z_{б(в)}$ — уровни

верхней границы тумана, определенные по уровням спада температуры (скорости ветра) или излому (нижнего или верхнего) профилей этих параметров; $t_{a(б)}$, $t_{б(в)}$ — соответствующие моменты времени.

Скорость нарастания тумана с верхней его границы, вычисленная по спаду температуры $v_T(\Delta_T\theta)$ или скорости ветра $v_T(\Delta_Tu)$ и по излому профилей температуры и скорости ветра $v_{T, изл}$, составляла $v_T = (10 \div 56) \cdot 10^{-3}$ м/с.

Спад температуры на верхней границе тумана $\Delta\theta_{\Delta z}$ примерно равен перепаду температуры в слое температурной инверсии над верхней границей тумана $\Delta\theta_{\Delta z}$. Спад скорости ветра на верхней границе тумана $\Delta u_{\Delta z}$ также примерно равен перепаду скорости ветра в слое температурной инверсии над верхней границей тумана $\Delta u_{\Delta z}$.

Некоторое время при росте тумана механизм выхолаживания атмосферного слоя над его верхней границей, ведущий к образованию в этом слое термической инверсии, и структура последней остаются неизменными. На фиксированном уровне, относительно которого перемещается вверх инверсия над растущим туманом, приемники температуры и скорости ветра воспринимают последовательно меняющиеся значения этих характеристик во всем слое инверсии.

Изменчивость температуры ψ_θ у верхней границы тумана при его росте приведена в табл. 4.7.

Таблица 4.7

z м	Δt ч мин	$\psi_\theta \cdot 10^3$ с ⁻¹
129 (а)	09 58—10 01	14
	10 01—10 34	0,3
170 (б)	10 25—10 28	14
	10 30—10 45	1,7
301 (в)	11 00—11 20	5,0
	11 20—11 50	0,3

Иначе говоря, охлаждение воздуха у границы тумана достигало $(5 \div 14) \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}/\text{с}$. Охлаждение это некоторое время продолжалось под поверхностью верхней границы тумана во вновь выросшем его слое, но с убывающей изменчивостью $(0,3 \div 1,7) \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C}/\text{с}$.

В толще тумана прослеживаются мезомасштабные изменения скорости ветра (до 1—2 ч). Эти изменения имеют локальный характер. Время понижения (возрастания) скорости ветра можно рассматривать как временной размер мезомасштабной неоднородности, пространственный размер которой может быть оценен из вы-

$$\text{ражения } L = \int_{\tau_1}^{\tau_2} u(t) dt.$$

Локальные ускорения (замедления) $\psi_u \cdot 10^{-3} \text{ м}/\text{с}^2$ воздушных масс и временные размеры $\tau \cdot 10^3 \text{ с}$ неоднородностей между экстремальными значениями кривой изменения скорости ветра (1—2, 2—3, ...) при образовании тумана приведены в табл. 4.8.

Таблица 4.8

z м	1-2		2-3		3-4		4-5	
	ψ_u	τ	ψ_u	τ	ψ_u	τ	ψ_u	τ
301	—	—	0,8	1,6	-0,7	0,8	0,8	2,1
170	-1,1	0,4	1,0	1,1	-1,8	1,8	1,8	1,2
121	-2,0	1,2	1,8	0,6	-1,1	1,4	1,3	1,2
97	-1,0	1,2	1,5	0,6	-0,8	1,5	1,6	1,1
25	-1,0	0,8	2,0	0,6	-0,7	1,7	1,2	1,1

В таблице полужирные цифры относятся к уровням над верхней границей тумана.

Локальные ускорения (замедления) воздушных масс, обусловленные действием локальных сил ($F \sim \partial u / \partial t$), отмечались для единичной массы в пределах $(0,8 \div 2,0) \cdot 10^3 \text{ м}/\text{с}^2$. Временные размеры мезомасштабных неоднородностей заключены в пределах $\tau = (0,4 \div 1,8) \cdot 10^3 \text{ с}$. Соответствующие пространственные размеры, рассчитанные по среднему уровню слоя, составляли $L = (2,5 \div 7,0) \cdot 10^3 \text{ м}$.

С поднятием верхней границы тумана при его росте прослеживается увеличение мощности и интенсивности инверсии над ним. Уменьшение интенсивности инверсии является показателем ее ослабления и может предвещать ее разрушение и рассеяние тумана с заблаговременностью 2—3 ч.

Уровни верхней границы тумана — его мощность H , мощность температурной инверсии над верхней границей тумана Δh , вертикальные градиенты температуры и скорости ветра в толще тумана, в инверсионном слое над ним и в атмосфере над инверсией представлены в табл. 4.9.

Таблица 4.9

t ч мин	H м	Δh м	γ_{θ} °C/100 м			γ_u м/с на 100 м		
			в тумане	в инверсии	над инверсией	в тумане	в инверсии	над инверсией
09 35	97	48	0,0	-14	0,0	2,5	6,0	0,5
10 10	121	48	0,0	-9,1	0,0	1,9	5,0	0,0
10 40	170	72	0,6	-7,2	0,0	1,6	4,4	0,0
10 55	193	72	0,1	-3,0	0,0	1,6	5,5	1,7

С повышением верхней границы тумана в пределах 300-метрового слоя, т. е. с увеличением его мощности, увеличивается мощность температурной инверсии над верхней границей тумана, а интенсивность инверсии уменьшается. Вертикальный градиент скорости ветра в смежных с ним слоях — в толще тумана, под слоем инверсии и в слое атмосферы над ней. При повышении верхней границы тумана за уровень 300 м инверсия температуры в слое исчезает. В этом промежутке прослеживаются согласованные во всем слое изменения скорости ветра, что свидетельствует о том, что динамические (ветровые) неоднородности охватывают всю 300-метровую толщу тумана.

12 IV 1966 г. на верхних уровнях слоя (до 301 м) над активным слоем образования тумана, в отличие от нижнего уровня (25 м) в тумане, суточное изменение температуры было нарушено. На среднем уровне слоя (169 м) кривая изменения температуры изменчива вследствие действия возмущающих условий — изменчивости верхней границы нарастающего тумана и температурной инверсии над ним. Аналогичные особенности изменения температуры, трансформация профилей температуры прослеживаются и в других случаях образования и разрушения радиационного тумана.

Прослеженный во время непосредственных наблюдений на мачте с погрешностью $\pm (5-10)$ м уровень верхней границы тумана $h_{в.т}$ согласовывался с уровнем нижней границы температурной инверсии $h_{н.и}$ над туманом:

t ч мин	06 30	07 00	07 50	08 25	09 00	09 30	09 50
$h_{в.т}$ м	49	95	110	120	135	145	190
$h_{н.и}$ м	45	85	95	120	130	135	160

По изменению нижней границы инверсии определена скорость нарастания тумана:

t ч	06	07	08	09	10	11	12
v_T м/ч	—	00	25	50	25	75	—

Величины эти близки к значениям, полученным при других наблюдениях (например, 9—10 II 1965 г.).

Изменения во времени уровня нижней границы инверсии $h_{н.и}$ (верхней границы тумана), мощности инверсии $\Delta h_{н.и}$, ее интенсивности и показателя трансформации профилей температуры в слое инверсии представлены в табл. 4.10.

Таблица 4.10

Параметр	t ч						
	06	07	08	09	10	11	12
$h_{н.и}$ м	73	73	97	145	145	217	300
$\Delta h_{н.и}$ м	50	50	75	50	100	75	—
γ_{θ} °C/100 м	7,6	7,0	6,6	5,0	7,0	5,8	—
$\delta\gamma_{\theta}$ ч ⁻¹		-0,6	-0,4	-0,4	2,0	-1,2	—

Приведенные значения параметров достаточно устойчивы.

Для кривой изменения скорости ветра в слое во время образования, установления и разрушения тумана (04—12 ч) показательны порывы ветра в последовательности от нижних уровней (25 и 73 м, 05—06 ч) к средним (169 м, 07—08 ч) и верхним (301 м, 09 ч) (табл. 4.11).

Таблица 4.11

z м	t ч				
	05—06	07—08	08—09	10—11	12
301	0,0	2,0	4,5	4,2	2,5
169	0,0	4,5	3,5	2,2	2,0
73	4,0	2,0	2,0	2,0	2,0
25	2,0	2,2	2,7	2,0	2,5

Последовательность экстремумов скорости ветра выражает собой перенос количества движения по уровням слоя. Этот перенос обусловлен изменением уровня экстремума мезоструи над туманом.

Уход мезоструи за верхний уровень слоя отмечается за 1—2 ч до разрушения и рассеяния тумана и связан, вероятно, с ослаблением интенсивности инверсии над туманом.

При наблюдении 12 IV 1966 г. прослеживались также синхронные изменения температуры, влажности и радиационного баланса на различных уровнях нижнего слоя атмосферы за 1—1,5 ч до перехода тумана в низкую облачность, при ее разрушении и рассеянии.

В процессе разрушения и рассеяния тумана и низкой облачности различались начальная стадия разрушения (09—10 ч) и стадия интенсивного разрушения и рассеяния (10—11 ч). С рассеянием

тумана относительная влажность понизилась на 20—25%. При разрушении и рассеянии тумана (10—11 ч) прослеживались согласующиеся и взаимно обусловленные мезомасштабные изменения относительной влажности и температуры, которые наблюдались и после рассеяния тумана и низкой облачности (11—12 ч).

В условиях зимнего радиационного тумана 9—10 II 1965 г. изменение температуры в приземной части слоя имело суточный характер, а на верхних уровнях температура была квазистационарной. При нарастании тумана с верхней его границы и повышении температурной инверсии над туманом квазистационарность температуры нарушалась, температура заметно понижалась на высоте 300 м: $\Psi_{\theta_z} = -3,5^\circ\text{C/ч}$.

Скорость нарастания тумана, определяемая по скорости повышения инверсии над его верхней границей, составляла 25—50 м/ч (см. наблюдение 12 IV 1966 г.).

Согласование во времени уровня нижней границы инверсии $h_{н.и}$ (верхней границы тумана $h_{в.т}$), мощности $\Delta h_{н}$ и интенсивности инверсии γ_{θ} , а также показателя трансформации профиля температуры можно проследить по данным табл. 4.12. Сопоставление этих оценок весенней инверсии над туманом (12 IV 1966 г.) и рассматриваемой зимней инверсии (9—10 II 1965 г.) показывает, что радиационная инверсия над туманом весной была более устойчива, чем зимой.

Таблица 4.12

Параметр	t ч								
	06	07	08	09	10	11	12	13	14
$h_{н.и}$ м	97	97	121	145	169	217	193	141	300
$\Delta h_{н}$ м	97	97	70	48	52	120	72	72	—
γ_{θ} $^\circ\text{C}/100$ м	-6,5	-5,5	-9,3	-7,3	-9,1	-5,8	-7,6	-6,1	—
$\Psi_{\gamma_{\theta}}$ $^\circ\text{C}/100$ м в час		-1,0	3,8	-2,0	-1,8	-3,3	1,8	-1,5	—

Интенсивность инверсии над туманом и ее трансформация во время тумана значительно больше, чем до и после него.

9—10 I 1968 г. район наблюдений располагался в барической седловине. Образование температурной инверсии (19—22 ч 9 I 1968 г.) было связано с радиационным выхолаживанием воздуха в нижней части слоя в условиях низких температур (около -30°C) при безоблачном небе, а увеличение ее мощности и интенсивности, надо полагать, — с нагревом воздуха в верхней части слоя при адиабатическом его сжатии в нисходящих токах. Колебанием этой нагретой прослойки может быть объяснено последующее повышение температуры в нижней и понижение в верхней части слоя (23 ч 9 I—02 ч 10 I 1968 г.), понижение температуры в нижней и повышение в верхней части слоя (04—07 ч 10 I

1968 г.) и далее повышение в нижней и понижение в верхней части слоя (07—11 ч 10 I 1968 г.). Туман наблюдался в промежутке квазистационарного температурного режима нижнего слоя атмосферы (02—05 ч 10 I 1968 г.) при инверсии температуры в слое.

Прогрев воздуха $\pm \Phi_0$ °C/ч в слое протекал с большей изменчивостью на его верхних уровнях (табл. 4.13).

Таблица 4.13

z м	t ч			
	19—21	23—03	06—09	10—14
301	0,9	—	1,8	—
25	—	0,7	—	0,5

По изменению во времени вертикального градиента температуры в слое инверсии:

t ч	22	24	02	06	09
∇_0 °C/100 м	-4,0	-3,2	-1,8	-0,8	-3,0

можно судить о заметном ослаблении ее интенсивности при образовании тумана и усилении ее интенсивности при рассеянии тумана.

Непосредственно перед появлением тумана и при его образовании отмечался штиль в нижней части слоя, а в верхней его части прослеживалась мезоструя со значительными изменениями уровня ее экстремума и мерой «остроты» [81].

t ч	20	21	23	01	04	06	07
h_0 м	50	75	120	145	220	120	300
ζ_u	2,3	1,4	1,0	1,2	1,0	1,6	0,0

За 1—2 ч до рассеяния тумана (04—05 ч) прослеживалось возрастание скорости ветра на верхних уровнях слоя. Это возрастание способствовало разрушению тумана. Возрастание скорости ветра, как, впрочем, и ее понижение при тумане (04—09 ч), согласуется с возрастанием и понижением температуры.

Рассмотренные изменения температуры и скорости ветра в слое характеризуются влиянием радиационного выхолаживания в его нижней части и адвективного переноса тепла в верхней.

4.4. Особенности метеорологических условий при смежной системе туман—низкие облака

Смежные системы туман—низкие облака прослеживались, например, 16 III 1965 г., 18—19 XI 1970 г. и 7—8 IV 1972 г.

16 III 1965 г. район наблюдения находился на южной периферии ложбины под влиянием фронта окклюзии [84]. При этом различались особенности изменения метеопараметров за 2—3 ч до

появления тумана (I), когда явных признаков его появления еще нет; непосредственно перед появлением тумана (II), когда уменьшалась видимость; в тумане (III); в смежной слоистой облачности (IV); при ее рассеянии (V) и после ее исчезновения (VI). Переход тумана в низкую облачность был определен по началу увеличения видимости (06 ч).

Система туман—низкая облачность может быть разграничена на устойчивую систему тумана (06—08 ч), переходный процесс туман — низкая облачность (08—14 ч), устойчивую систему низкой облачности (14—16 ч) и разрушение низкой облачности (16—17 ч).

В последовательности этой системы рассчитаны количественные оценки вертикальных градиентов температуры $\gamma_{\theta}^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и скорости ветра $\gamma_u\text{ м/с}$ на 100 м, которые представлены в табл. 4.14.

Таблица 4.14

Условие	t ч	z м					
		25—100		100—250		> 250	
		γ_{θ}	γ_u	γ_{θ}	γ_u	γ_{θ}	γ_u
I	02	-2,0	4,5	-1,5	2,0	-2,2	3,5
II	04	-1,3	2,1	<-5	2,2	-1,1	3,5
	06	0,1	2,3	<-10	2,5	-0,3	2,5
III	08	0,8	1,0	<-10	2,6	-0,8	0,4
IV	10	1,3	0,2	0,8	2,6	1,5	7,0
	12	1,2	0,0	0,8	0,3	1,4	0,4
V	15	1,2	2,0	0,8	1,0	0,6	0,0
VI	18	1,2	0,3	0,8	7,0	0,6	12,0

Изменения температуры в промежутках I, II, III на нижнем и верхнем уровнях слоя не согласуются во времени, что обусловлено адвекцией тепла в верхней части слоя. Резкое изменение температуры в промежутках III и IV связано с нарастанием тумана. За 3—4 ч до появления тумана имели место инверсионное распределение температуры по всему слою с примерно одинаковым во всем слое вертикальным градиентом температуры (1,5—2,2°C/100 м) и струйное распределение скорости ветра. Такая температурная инверсия по всему слою образовалась вследствие интенсивного ночного выхолаживания слоя и адвекции тепла в его верхней части.

За 1—2 ч до появления тумана в общем инверсионном распределении температуры в средней части слоя, на уровне 200—250 м, наблюдалась инверсионная прослойка повышенной интенсивности (3—5°C/100 м), согласующаяся во времени со струйным распределением скорости ветра у этого уровня, несколько большей, чем это отмечалось за 3—4 ч до появления тумана. При появлении тумана распределение температуры в нижней части слоя, где образуется

туман, становится изотермическим — переходным к последующему нормальному распределению. При тумане резко ослабевает выхолаживание с поверхности почвы и прилегающих к нему слоев воздуха. В средней части слоя, над туманом, сохранялась, увеличивалась по мощности ($H = 100 \div 150$ м) и интенсивности ($-10^\circ\text{C}/100$ м) приподнятая инверсия, на уровне которой отмечалась мезоструя, несколько меньшая предшествующей.

В тумане при его росте с верхней границы распределение температуры приняло нормальный характер, а над верхней его границей, в средней части слоя (150—250 м), сохранилась интенсивная приподнятая инверсия ($-10^\circ\text{C}/100$ м), над которой наблюдалась слабая инверсия ($0,8^\circ\text{C}/100$ м). В этих условиях имели место ослабление мезоструи и ее подъем. Последнее было согласованным во времени с повышением уровня приподнятой инверсии над растущим туманом, который переходил в низкую слоистую облачность; при этом происходило увеличение вертикального градиента скорости ветра с высотой, особенно вблизи уровня приподнятой инверсии.

При низкой облачности с верхней границей выше 300 м распределение температуры и скорости ветра становится нормальным во всем 300-метровом слое атмосферы и в основном сохраняется таким до исчезновения низкой облачности.

После исчезновения низкой облачности и при облачности среднего яруса характерным было нормальное распределение температуры и сложное (послойное) распределение скорости ветра с малым вертикальным градиентом в нижней части слоя (0,3 м/с на 100 м), заметно возмужавшим (7—12 м/с на 100 м) в средней и верхней частях слоя. Профили эти наблюдались при прохождении вихревой мезонеоднородности [100], которая сразу следует по времени за периодом низкой облачности и представлена согласованными изменениями скорости и направления ветра.

Непосредственно перед появлением тумана в течение безоблачной ночи в нижней части слоя (до уровня около 100 м) имело место выхолаживание воздуха. В верхней части слоя (на уровнях 200—300 м) отмечалось повышение температуры. Этим была обусловлена мощная инверсия во всем 300-метровом слое атмосферы.

В промежутках I, II на верхнем уровне слоя (301 м) имели место заметные изменения скорости ветра ($A_u = 2$ м/с, $T = 3 \div 3,5$ ч). В средней части слоя (169 м) изменения эти несколько ослаблены, что свидетельствует об их верхнем происхождении. При появлении тумана, его нарастании до уровня 300 м и переходе в низкую слоистую облачность (промежуток III) имели место согласованные изменения скорости ветра на нижнем и среднем уровнях слоя (25 и 169 м), в толще тумана и смежной с ним во времени низкой облачности, и несогласованные с ними изменения скорости ветра над верхней границей низкой облачности.

При низких облаках с верхней границей выше уровня 300 м (промежутки IV, V) изменения скорости ветра по уровням слоя хорошо согласуются между собой во всем нижнем слое атмосферы.

При мезомасштабных изменениях скорости ветра отмечаются разные значения смежных максимумов как по высоте в слое, так и в последовательности промежутков I—VI. Разность этих значений $\Delta T_i u$ (i — уровень слоя) может рассматриваться как показатель прироста или убыли количества движения в промежутке мезонеоднородности и по высотам в слое. Величины этой разности различаются в областях положительных и отрицательных значений. Положительные значения отвечают областям роста скорости ветра, а отрицательные — областям ее убыли. Области эти согласуются с промежутками I—VI.

Особенности распределения величин $\Delta T_i u$ по промежуткам I—VI и по частям слоя можно проследить по табл. 4.15.

Таблица 4.15

z м	Промежуток					
	I	II	III	IV	V	VI
25	> 0	< 0	> 0	< 0	> 0	> 0
169	< 0	< 0	< 0	> 0	< 0	< 0
301	> 0	> 0	< 0	> 0	> 0	> 0

Естественно предположить, что в каждом из этих промежутков в смежных по слою областях $\Delta T_i u \leq 0$ имел место перенос количества движения из области $\Delta T_i u < 0$ в область $\Delta T_i u > 0$. Такой перенос мог иметь место и внутри нижнего 300-метрового слоя атмосферы и вне его, так как этот слой является системой незамкнутой. Схема изменений направления переноса количества движений в слое и последовательности промежутков I—VI представляется подобием квазипериодического процесса в нижнем слое атмосферы.

Скорость роста тумана с верхней его границы, определенная в промежутке времени между моментами начала спада кривых $\vartheta(t)$ и $u(t)$ на уровнях, например, 170 и 300 м, составляла $V_{u(t)} = V_{\vartheta(t)} = (10 \div 15) \cdot 10^{-3}$ м/с.

Спад температуры над верхней границей тумана $\Delta \vartheta_{\Delta t}$ приблизительно был равен вертикальному перепаду температуры $\Delta \vartheta_{\Delta z}$ в слое инверсии ($\Delta \vartheta_{\Delta t} \approx \Delta \vartheta_{\Delta z} = 6 \div 8^\circ\text{C}$). Этот спад температуры согласуется во времени со спадом скорости ветра на том же уровне над верхней границей тумана. Но спад скорости ветра начинался почти одновременно со спадом температуры и продолжался несколько дольше его. Эти особенности близки наблюдавшимся (см., например, случай 29 X 1962 г.).

Смежные системы туман—низкая облачность и низкая облачность—туман отмечались при интенсивных и неустойчивых адвективных процессах в нижнем слое атмосферы.

4.5. О некоторых признаках возможного появления низкой облачности и туманов

В ряде наблюдений прослеживалось согласование во времени периодов низкой облачности и адвекции тепла в нижнем слое атмосферы. При этом отмечались: а) рост температуры от верхнего уровня слоя к нижнему и понижение слоя адвективной инверсии; б) сравнительно устойчивое значение вертикального градиента температуры в нижней подынверсионной части слоя в пределах $\gamma_{\text{p}} < < \gamma_{\text{a}}$ (индекс «р» означает реальный градиент, индекс «а» — адиабатический); в) опускание мезоструи в слой адвективной инверсии при наибольшей ее интенсивности ($2,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) и повышение мезоструи вскоре (через 1—1,5 ч) после прекращения адвекции в слое.

По характеру адвекции тепла в нижнем слое атмосферы можно определить моменты появления и исчезновения низкой облачности, что иллюстрируется рис. 4.3, построенным по данным наблюдений 20—21 XI 1965 г. Здесь же дано распределение вертикальных градиентов температуры при адвективной инверсии и при появлении низкой подынверсионной облачности. Наиболее часто отмечались значения от $-1,5$ до $-3,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

По изменению температуры на верхних уровнях в слое адвекции качественно различимы следующие состояния: I — с нормальным устойчивым распределением температуры; II — при «ослаблении» нормального распределения температуры в слое и смене его на аномальное; III — с аномальным распределением температуры при его «усилении», IV — с устойчивым аномальным распределением температуры; V — при «ослаблении» аномального распределения температуры и изменении этого распределения на нормальное; VI — с нормальным распределением температуры при «усилении» этого распределения.

Последовательность состояний I—VI может быть представлена символической цепочкой: $\overline{\text{Nr}}(\text{I}) \rightarrow \overleftarrow{\text{Nr}}(\text{II}) \rightarrow \overrightarrow{\text{An}}(\text{III}) \rightarrow \overline{\text{An}}(\text{IV}) \rightarrow \overleftarrow{\text{An}}(\text{V}) \rightarrow \overrightarrow{\text{Nr}}(\text{VI})$, где знак $\overline{\quad}$ означает постоянство состояния, знак $\overleftarrow{\quad}$ ослабление состояния, знак $\overrightarrow{\quad}$ усиление состояния, знак \rightarrow переход из одного состояния в другое.

Эти состояния разграничены пороговыми моментами t_1, t_2, t_4 и t_5 .

Состояния и переходы, условия состояний и условия переходов из одних состояний в смежные, а также пороговые моменты этих переходов можно представить схемой, приведенной в табл. 4.16.

В состояниях и переходах можно выделить следующие моменты.

1. Тенденцию изменения стратификации слоя по схеме $\text{Nr} \rightarrow \text{An}$ на верхних его уровнях (169 и 170 м) с порогового момента t_1 .

Рис. 4.3. Схема перестройки стратификации нижнего слоя атмосферы при образовании и разрушении адвективной инверсии на верхних (301, 169 м) уровнях слоя 20—21 XI 1965 г. (а) и распределение величин вертикальных градиентов температуры адвективной инверсии при появлении низкой подынверсионной облачности в слое за 1971—1972 гг. (б). Москва.

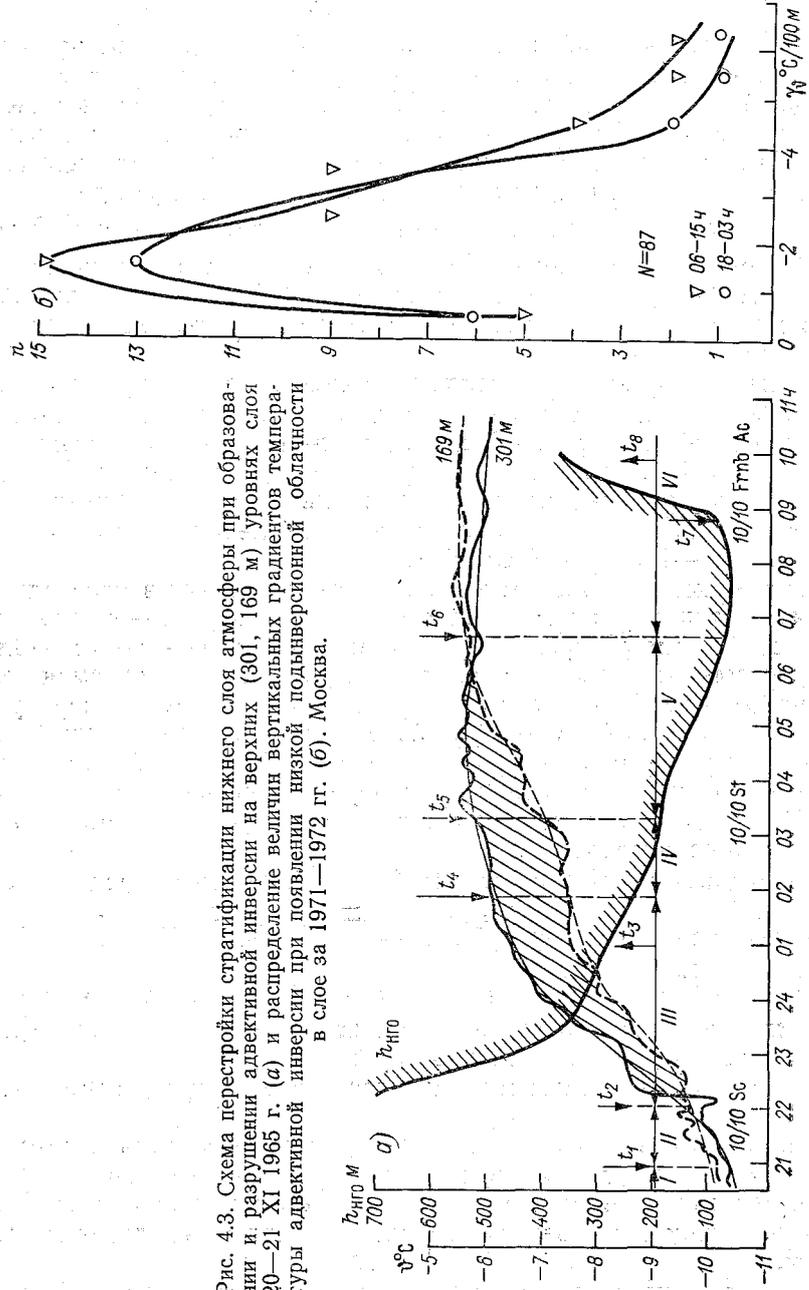


Таблица 4.16

Состояние	Условия состояний	Переход
I ($\overline{N_r}$)	$\vartheta_B(t) < \vartheta_H(t); \psi_{\vartheta_B} = \psi_{\vartheta_H} = 0$	—
II ($\overleftarrow{N_r}$)	$\vartheta_B(t) < \vartheta_H(t); \psi_{\vartheta_{B, H}} > 0; \psi_{\vartheta_B} > \psi_{\vartheta_H}$	I ($\overline{N_r}$) $\rightarrow t_1 \rightarrow$ II ($\overleftarrow{N_r}$)
III ($\overrightarrow{A_n}$)	$\vartheta_B(t) > \vartheta_H(t); \psi_{\vartheta_{B, H}} > 0; \psi_{\vartheta_B} > \psi_{\vartheta_H}$	II ($\overleftarrow{N_r}$) $\rightarrow t_2 \rightarrow$ III ($\overrightarrow{A_n}$)
IV ($\overline{A_n}$)	$\vartheta_B(t) > \vartheta_H(t); \psi_{\vartheta_B} = \psi_{\vartheta_H} = 0$	III ($\overrightarrow{A_n}$) $\rightarrow t_4 \rightarrow$ IV ($\overline{A_n}$)
V ($\overleftarrow{A_n}$)	$\vartheta_B(t) > \vartheta_H(t); \psi_{\vartheta_B} = 0; \psi_{\vartheta_H} < 0$	IV ($\overline{A_n}$) $\rightarrow t_5 \rightarrow$ V ($\overleftarrow{A_n}$)
VI ($\overrightarrow{N_r}$)	$\vartheta_B(t) < \vartheta_H(t); \psi_{\vartheta_B} < 0; \psi_{\vartheta_H} = 0$	V ($\overleftarrow{A_n}$) $\rightarrow t_6 \rightarrow$ VI ($\overrightarrow{N_r}$)
VII ($\overline{N_r}$)	$\vartheta_B(t) < \vartheta_H(t); \psi_{\vartheta_B} = \psi_{\vartheta_H} = 0$	—

Время изменения стратификации слоя определяется в состоянии II из выражения

$$\Delta t_1 = (\vartheta_B - \vartheta_H)_{t_1} / (\psi_{\vartheta_H} - \psi_{\vartheta_B})_{II}$$

2. Ожидание понижения нижней границы низкой облачности в слой слежения (169—301 м) в пороговый момент t_3 . Время этого ожидания с момента изменения стратификации определяется в состоянии III из выражения

$$\Delta t_2 = (\vartheta_B - \vartheta_H)_{t_3} / (\psi_{\vartheta_H} - \psi_{\vartheta_B})_{III} = k \gamma_{\vartheta_{t_3}} / (\psi_{\vartheta_B} - \psi_{\vartheta_H})_{III}$$

Здесь k — коэффициент приведения — кратность слоя слежения 100-метровому превышению; $\gamma_{\vartheta_{t_3}}$ — табулированная величина — вертикальный градиент температуры в адвективном слое, при котором в нем появляется нижняя граница низкой облачности.

Общее время ожидания понижения нижней границы низкой облачности с порогового момента изменения стратификации t_1 составляет

$$\Delta T = \Delta t_1 + \Delta t_2$$

3. Тенденцию изменения стратификации слоя по схеме $A_n \rightarrow N_r$ на верхних его уровнях (169 и 301 м) с порогового момента t_5 . Время изменения определяется в состоянии V из выражения

$$\Delta t_3 = (\vartheta_B - \vartheta_H)_{t_5} / (\psi_{\vartheta_H} - \psi_{\vartheta_B})_V$$

4. Ожидание повышения нижней границы низкой облачности в пороговый момент t_7 . Время этого ожидания с момента изменения стратификации определится в состоянии VI из выражения

$$\Delta t_4 = (\vartheta_B - \vartheta_H)_{t_7} / (\psi_{\vartheta_B} - \psi_{\vartheta_H})_{VI} \approx k \gamma_{\vartheta_{t_7}} / (\psi_{\vartheta_B} - \psi_{\vartheta_H})_{VI}$$

где γ_{ϕ, t_i} — табулированная величина — вертикальный градиент температуры в атмосферном слое, при котором в нем начинается повышение нижней границы низкой облачности.

Общее время ожидания повышения нижней границы низкой облачности с порогового момента изменения стратификации t_5 составляет $\Delta T = \Delta t_3 + \Delta t_4$.

Соответствие рассмотренной схемы ожидания появления и исчезновения низких облаков в нижнем слое атмосферы анализировалось по записи изменения температуры на высотной метеорологической мачте в Обнинске (1964—1968 гг.).

Из общего числа рассмотренных 65 случаев, когда адвективная инверсия отмечалась в нижнем 300-метровом слое атмосферы, указанная выше схема выполнялась в 38 случаях, что свидетельствует о возможной ее оправдываемости. Схема эта не оправдывалась в 27 случаях адвективной инверсии в нижнем 300-метровом слое атмосферы в условиях крайне неустойчивых адвективных процессов.

Промежутки ожидания Δt понижения нижней границы низкой облачности в последовательности $Nr \rightarrow An$, повышения в последовательности $An \rightarrow Nr$ и соответствующие значения вертикальных градиентов температуры в слое инверсии γ_{ϕ} в 28 случаях из 38 рассмотренных представлены в табл. 4.17.

Таблица 4.17

Изменение hНГО	Δt ч				γ_{ϕ} °C/100 м		
	< 1	1-3	3-5	> 5	< 1	1-2	> 2
Понижение	3	14	4	7	15	11	2
Повышение	5	11	3	9	24	4	—

Таким образом, время ожидания в последовательности $Nr \rightarrow An$ и $An \rightarrow Nr$ отмечалось в широком пределе, от десятка минут до нескольких часов. Это время следует рассматривать как возможное. «Неожиданное» появление и разрушение низкой облачности наблюдались в связи с рядом особенностей метеорологических условий в нижнем слое атмосферы.

Так, 12 I 1965 г. неожиданное понижение низкой облачности отмечалось при ясном небе. При этом заметно ослабевало радиационное выхолаживание в нижней части слоя и отмечалось изменение стратификации слоя. 16—17 XI 1967 г. внезапное понижение низкой облачности отмечалось при ее установившемся режиме. 27 XII 1970 г. отмечалось неожиданное появление низкой облачности, резкое понижение ее нижней границы ($-0,24$ м/с), кратковременная ее стабилизация ($T = 2$ ч) и исчезновение.

В нижней (подоблачной) части слоя (85 м) изменение температуры (по сглаженной кривой) было близким к суточному.

На среднем (253 м) и верхнем (503 м) уровнях слоя в течение 2—3 ч до появления низкой облачности температура оставалась постоянной. Появление низкой облачности было обусловлено, по-видимому, адвекцией тепла на верхних (выше 500 м) уровнях слоя. Это подтверждается адвективным ростом температуры в последовательности от верхнего (09 ч 30 мин) к среднему (10 ч 30 мин) уровню слоя. Исчезновение низкой облачности согласуется с окончанием адвекции тепла.

Для температурной стратификации слоя в табл. 4.18 приведена характерная трансформация профилей температуры в его верхней части (503—253 м) непосредственно перед появлением низкой облачности (03—09 ч) и в нижней части слоя (253—85 м) при ее исчезновении (12—15 ч).

Таблица 4.18

t ч	Δz м			
	503—253		253—85	
	γ_{θ} °C/100 м	$\psi_{\gamma_{\theta}}$ 1/3 ч	γ_{θ} °C/100 м	$\psi_{\gamma_{\theta}}$ 1/3 ч
03	1,20	$> 2\theta\theta$	-2,7	$< 2\theta\theta$
09	0,04		-2,3	
12	0,40	$< 2\theta\theta$	-2,3	$> 2\theta\theta$
15	0,40		-1,0	

Непосредственно перед появлением низкой облачности прослеживалось согласованное синусоидальное изменение скорости ветра в слое при сильном перемешивании воздуха в нем (малый γ_u) и правый поворот вектора ветра во всем слое. При низкой облачности отмечался штиль. При ее исчезновении скорость ветра на среднем $u_{\text{ср}}$ и верхнем $u_{\text{в}}$ уровнях слоя возрастала:

t ч	11	12	13	14	15
$u_{\text{ср}}$ м/с	0,4	1,9	2,2	2,0	2,1
$u_{\text{в}}$ м/с	0,0	0,0	1,7	3,1	2,3

На рис. 4.4 для наглядности представлен пример изменения температуры, скорости и направления ветра в нижнем слое атмосферы при неожиданном появлении и разрушении низкой облачности в слое 23—24 IV 1969 г. Этому неожиданному появлению низкой облачности в 01—05 ч предшествовало изменение температурной стратификации слоя (20—01 ч). При этом наблюдались значительное увеличение скорости ветра (2—3 м/с в ч) и резкий поворот вектора ветра по всему слою (15—20°/ч), предвещавшие смену погодных условий. 31 VIII—1 IX 1970 г. [104] к особенностям изменения метеорологических параметров перед появлением низкой облачности в слое с заблаговременностью до 1—2 ч относились:

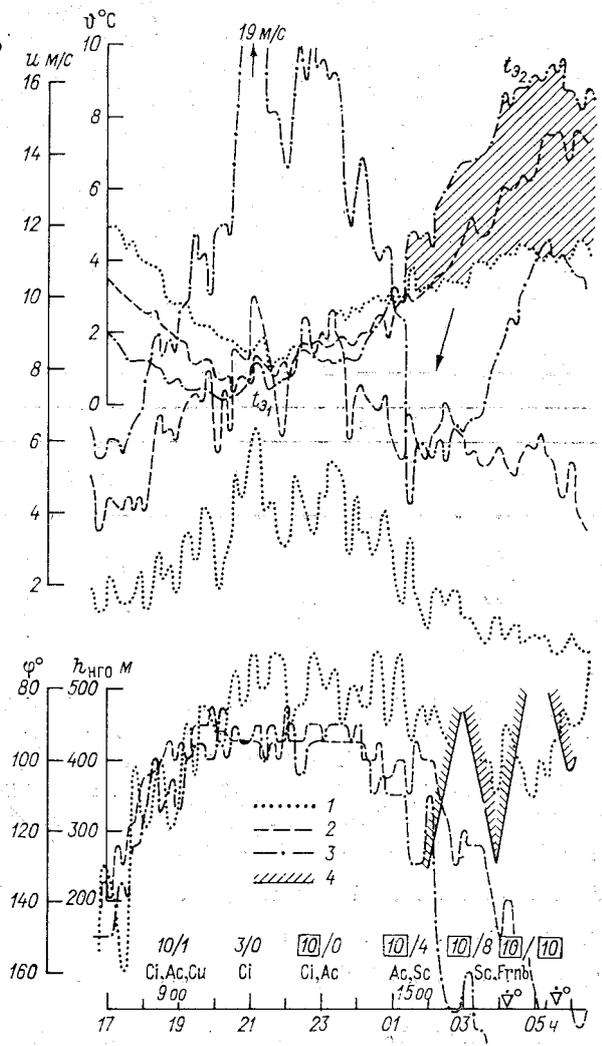


Рис. 4.4. Изменение температуры t , скорости u и направления φ ветра при «неожиданном» появлении и разрушении низкой облачности в нижнем слое атмосферы. 23—24 IV 1969 г. Обнинск.

1) 25 м, 2) 169 м, 3) 301 м, 4) изменение $h_{\text{НГО}}$.

— уменьшение температуры с большей изменчивостью ψ_ϕ на верхних уровнях слоя:

z м	503	253	85
$\psi_\phi \cdot 10^5$ °C/c			
за 22—01 ч	9	4	4
за 01—03 ч	14	12	12

— увеличение вертикального градиента температуры γ_ϕ особенно на верхнем уровне слоя:

t ч	22	23	24	01	02
γ_ϕ °C/100 м					
в слое 503—253 м	0,3	0,5	0,5	0,6	0,6
в слое 253—85 м	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5

— уменьшение скорости ветра с большей изменчивостью ψ_u на верхних уровнях слоя и потеря количества движения воздуха $\sim \Delta_T u$ с верхних уровней слоя:

z м	503	253	85
$\psi_u \cdot 10^5$ с ⁻¹	17	8	7
$\Delta_T u_{1-2}$ м/с	2,0	1,2	—0

— квазистационарность направления ветра во всем слое, т. е. при постоянстве погодных условий (см. наблюдение 23—24 IV 1969 г.).

При устойчивом режиме низкой облачности изменение температуры на нижних уровнях слоя имело суточный характер. На верхних уровнях прослеживались мезомасштабные изменения температуры и влажности с амплитудами соответственно $A_\theta = 1,2 \div 2,0$ °C и $A_e = 0,5 \div 1,5$ мбар, что может свидетельствовать о неустойчивости режима низкой облачности и возможности ее разрушения. Мезомасштабные изменения скорости ветра в слое прослеживались перед появлением низкой облачности и при ней. Частота изменения убывала с высотой, а амплитуда увеличивалась (оценка дана по дисперсии D_u м²/с²)

z м	503	85
T ч	1—5	0,1—2
D_u	0,45	0,30

Эта особенность изменения скорости ветра в слое может рассматриваться как дестабилизирующий фактор низкой облачности.

Вообще, дисперсия $D_f = \sigma^2 f = \sum (f_i - \bar{f})^2 / n$, оцененная по изменениям скорости и направления ветра, со временем увеличивалась, а вертикальный градиент скорости ветра убывал. Это свидетельствует об усилении перемешивания воздуха в слое и является, по-видимому, предвестником повышения нижней границы низкой облачности или ее разрушения.

4.6. Об эволюции низких облаков и туманов

При анализе фотограмм нижней границы низкой облачности (рис. 4.5) обнаруживаются устойчивое положение нижней границы (а) и его нарушения (б); значительные изменения нижней границы (в, г); отдельные кучевые (д и е), слоистые и слоисто-кучевые (ж, з, и) образования у нижней границы низкой облачности и др. У облачных образований определяют также горизонтальный и вертикальный размеры.

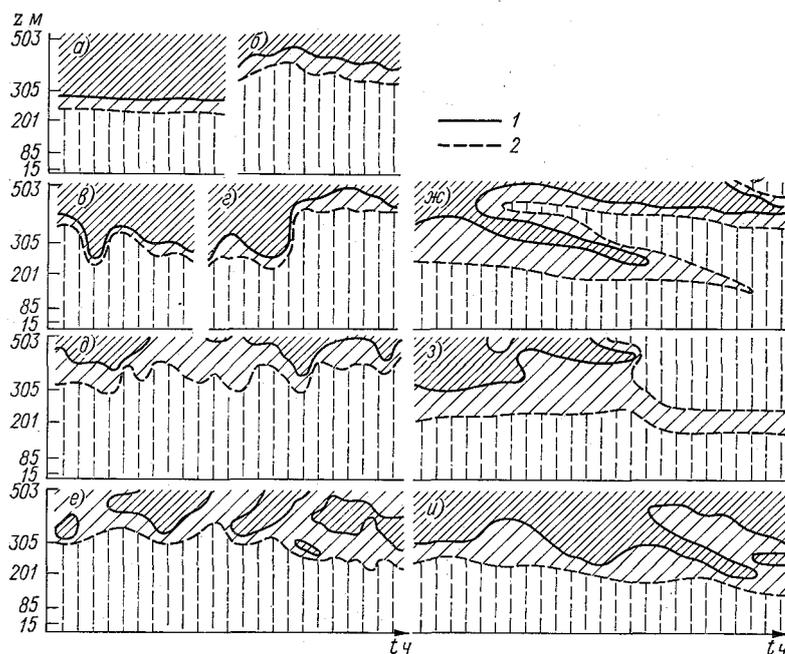


Рис. 4.5. Фотограммы нижней границы низкой облачности с оконтуренной границей плотной (1) и разреженной (2) облачной массы.

Устойчивое положение нижней границы низких облаков с незначительными нарушениями прослеживалось во всем рассматриваемом слое. При этом в пределах погрешности измерения уровня нижней границы низкой облачности амплитуда A и изменчивость ее колебаний ψ были равны нулю. Отдельные облачные образования у нижней границы не наблюдались. Толщина разреженной облачной массы составляла 25—50 м. Особенность строения нижней границы низкой облачности этого типа отмечалась во все сезоны года. Устойчивое положение нижней границы низкой облачности в ряде случаев нарушалось ее колебаниями с амплитудой $A = 20 \div 160$ м, периодом $T = 15 \div 150$ с и изменчивостью $\psi = 1 \div 2$ м/с. В ряде случаев отмечались резкие изменения положения границы низкой облачности с $A = 100 \div 160$ м и $\psi = 3 \div 5$ м/с. Толщина разреженной

облачной массы у нижней границы низкой облачности при резких изменениях границы колебалась в пределах 2—150 м.

Рассмотренные нарушения прослеживались зимой и летом и в разных частях нижнего слоя атмосферы. Значительные изменения нижней границы низкой облачности наблюдались главным образом в верхней части 500-метрового слоя атмосферы зимой и летом.

Увеличение толщины разреженной облачной массы наблюдалось в связи с повышением нижней границы основной (плотной) массы низких облаков, уменьшение ее толщины наблюдалось, наоборот, в связи с понижением нижней границы основной массы низких облаков.

Отдельные кучевые образования у нижней границы низкой облачности наблюдались в средней и верхней частях нижнего 500-метрового слоя атмосферы при значительных изменениях уровня нижней границы низкой облачности как часть ее структуры. Прослеживались они весной и осенью в виде кучевых форм плотной облачной массы или разреженных включений внутри нее [106]. Горизонтальные размеры кучевых образований составляли 200—1500 м, вертикальные 20—160 м и более; толщина разреженных прослоек составляла 20—220 м. Горизонтальные размеры разреженных включений в плотной облачной массе были равны 40—300 м, вертикальные 140—260 м.

Слоистые образования у нижней границы низкой облачности наблюдались в средней и верхней частях 500-метрового слоя атмосферы. Прослеживались они главным образом весной и осенью в форме плотных и разреженных облачных масс, вытянутых вдоль горизонтальной оси. Эти облачные образования чередовались с безоблачными воздушными прослойками и имели горизонтальные и вертикальные размеры соответственно 50—320 и 20—130 м.

Слоисто-кучевые образования у нижней границы низкой облачности наблюдались в средней и верхней частях нижнего 500-метрового слоя атмосферы. Прослеживались они главным образом весной и осенью в виде вытянутых кучевых форм плотной облачной массы с примыкающими к ним разреженными облачными прослойками. Слоисто-кучевые образования плотных и разреженных облачных масс имели длину 100—400 м, ширину 100—250 м и толщину 50—150 м.

Рассмотренные морфологические особенности нижней границы низкой облачности и их количественные оценки обусловлены дискретностью измерения и промежутком осреднения, изменяющимся от нескольких до десятков секунд.

В наблюдениях за верхним граничным полем низких облаков прослеживаются изменения его «рельефа», характеризующие эволюцию низкой облачности (рис. 4.6).

Процессы возникновения и разрушения (эволюции) в нижнем слое атмосферы низкой облачности могут быть в определенной мере охарактеризованы и оценены скоростью сближения или растекания частей облачных образований $U_{с(р)}$. Первая из этих величин

оценивается при сближении отдельных облачных образований и их слияния в облачную массу, вторая — при их растекании и разрушении облачной массы.

Согласно рис. 4.7, скорость сближения (растекания) этих образований может быть приближенно определена из выражения $U_{с(р)} = U_{см} - u$, где $U_{см}$ — результирующая скорость смещения

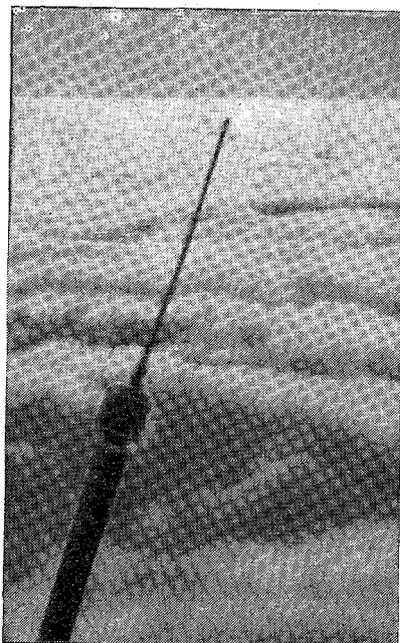


Рис. 4.6. Верхнее граничное поле низкой облачности, прослеживаемой в нижнем 500-метровом слое атмосферы.

фиксированного объема низких облаков или дымового полога. По рис. 4.7 а $U_{см} = l \sin \alpha / \Delta t$; по рис. 4.7 б $U_{см} = h \sin \alpha / \text{tg } \beta \Delta t$; по рис. 4.7 в $U_{см} = L/H \sin \alpha \Delta t$. Здесь $H = 503$ м — уровень фотографирования облачного образования, l — расстояние от сооружения до фиксированного элемента, α — угловое смещение за промежуток $\Delta t = t_1 - t_2$, h — превышение точки наблюдения над уровнем верхней границы низких облаков или дымового полога, β — угол наклона оси наблюдения элемента к ее проекции на верхней границе поверхности, L — расстояние на подстилающей поверхности от сооружения до наземного ориентира.

Скорость сноса низкой облачности или дымового полога принимается равной скорости ветра на уровне фиксированного элемента. Знак этой величины учитывается по направлению смещения элемента и вектора ветра на его уровне.

Расчитанная скорость трансформации частей облачных образований на верхней границе низкой облачности за $\Delta t = 5 \div 10$ мин представлена в табл. 4.19.

Таблица 4.19

Дата	L м	h м	α°	$\sin \alpha$	u м/с	$V_{с(р)}$ м/с
26 III 1974 г.	1000	150	10	0,17	12	-7, -8
	800	180	15	0,26	12	-5, 3
	800	250	10	0,17	12	-2, 8
	1200	250	10	0,17	12	-2, 8
28 III 1974 г.	1200	250	15	0,26	15	-2,5, 10

Из табл. 4.19 видно, что $U_{c(p)}$ изменялась в пределах 2—10 м/с. Приведенные оценки следует рассматривать как предварительные.

Количественные характеристики облачных образований низкой облачности могут быть представлены длиной L_i их периметров, площадью S_i контуров и отношением этих характеристик.

Трансформация облачных образований может оцениваться изменением в единицу времени (изменчивостью) их контуров по длине периметра $\psi_{L_i} = \partial L_i / \partial t$ или по площади $\psi_{S_i} = \partial S_i / \partial t$.

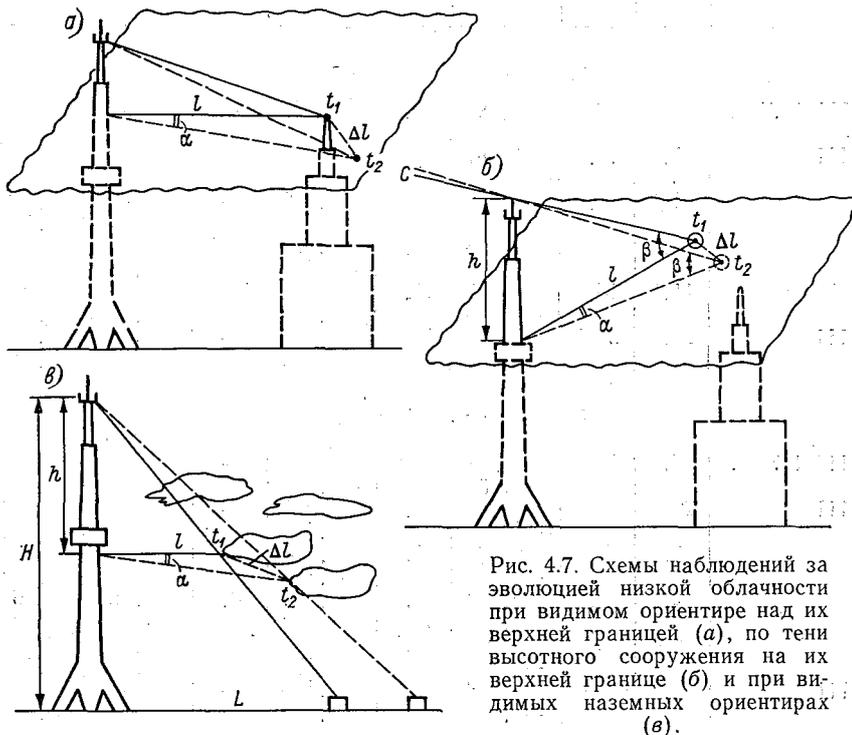


Рис. 4.7. Схемы наблюдений за эволюцией низкой облачности при видимом ориентире над их верхней границей (а), по тени высотного сооружения на их верхней границе (б) и при видимых наземных ориентирах (в).

Количественные значения указанных характеристик в проанализированных примерах представлены в табл. 4.20.

Данные таблицы определены посредством планиметра с переводным множителем k и приведены для периметра контура в единицах длины планиметра (см), для площади контура — в единицах площади (см²). Изменчивость периметра и площади смежных контуров облачных образований рассчитана в соответствующих единицах планиметра за 1 с.

Облачные образования могут увеличиваться вследствие конденсации водяных паров у их кромки и при их растекании. В первом случае происходит разрастание облачного образования при его перемещении в более теплой воздушной массе. Во втором случае происходит разрушение облачного образования вследствие его

рассеяния с увеличением размера и уменьшением плотности. Уменьшение облачных образований может происходить вследствие уплотнения облачной массы под действием динамических сил или при разрушении облачного образования при перемещении в менее влагонасыщенной воздушной массе.

Таблица 4.20

Дата	f_1	f_2	ψ_{f_1-2}	f_3	ψ_{f_2-3}	f_4	ψ_{f_3-4}	$\bar{\psi}_f$
По периметру Lk^{-1} км, $\psi_{Lc^{-1}}$								
19 III 1974 г.	24,5	26,0	0,094	30,0	0,087	—	—	0,090
			-0,188		-0,174			-0,181
26 III	21,0	23,5	0,087	26,0	0,090	—	—	0,088
			-0,174		-0,180			-0,177
	11,0	12,0	0,092	13,0	0,092	—	—	0,092
			-0,184		-0,184			-0,184
	4,5	7,0	0,064	9,5	0,074	11,5	0,083	0,076
			-0,128		-0,148		-0,166	-0,152
	11,0	15,0	0,085	15,0	0,087	16,0	0,097	0,089
			-0,170		-0,174		-0,194	-0,183
27 III	25,0	21,5	0,119	17,0	0,126	—	—	0,122
			-0,233		-0,252			-0,245
По площади Sk^{-1} км ² , ψ_s с ⁻¹								
19 III 1974 г.	37,0	40,0	0,092	43,0	0,093	—	—	0,093
			-0,184		-0,186			-0,185
26 III	28,0	32,0	0,088	35,0	0,091	—	—	0,089
			-0,176		-0,182			-0,179
	5,0	6,0	0,083	8,0	0,075	—	—	0,079
			-0,166		-0,150			-0,158
	2,0	3,0	0,067	5,0	0,060	3,0	0,062	0,062
			-0,134		-0,120		-0,124	-0,125
	6,0	8,0	0,075	9,0	0,089	11,0	0,082	0,082
			-0,150		-0,173		-0,164	-0,164
27 III	7,0	6,0	0,116	5,0	0,120	—	—	0,118
			-0,232		-0,240			-0,236

В рассмотренных примерах процесс протекал так, что контур облачного образования и площадь его в пределах контура в 1 с изменялись на 10—25% от своих начальных значений.

Изменчивость (увеличение, уменьшение, изменение конфигурации) облачного образования обусловлена, надо полагать, соотношением физических параметров облачного образования и внешней воздушной массы. Эта связь является предметом отдельного исследования.

Выводы

Надежным методом исследования эволюции низких облаков и туманов являются устойчивые наблюдения за этими процессами на фоне башни (мачты) и с ее рабочих площадок в нижнем слое

атмосферы. Посредством фото- и кинограмм определяются морфологические особенности граничных полей и отдельных облачных образований низких облаков и туманов и даются оценки этих особенностей, уровень нижней границы низких облаков, разность (амплитуда) смежных высот экстремального уровня нижней границы облачности, период ее колебания, изменение в единицу времени (изменчивость) уровня нижней границы низкой облачности, горизонтальный и вертикальный размеры отдельных облачных образований, толщина разреженной облачной массы у ее границы.

Устойчивое положение нижней границы низких облаков, с незначительными нарушениями, прослеживалось в нижней, средней и верхней частях нижнего слоя атмосферы. При этом отдельные облачные образования у нижней границы не наблюдались, а толщина разреженной облачной массы отмечалась в пределах 25—50 м. В ряде случаев это устойчивое положение нарушалось колебанием нижней границы с малыми амплитудой, периодом и изменчивостью (соответственно 20—30 м, 15—30 с, 1—2 м/с) и средними (соответственно 40—60 м, 45—160 с, 0,8—2 м/с), а также с резкими изменениями уровня границы на 100—160 м со скоростью 3—5 м/с. Толщина разреженной облачной массы у нижней границы низкой облачности при ее резких изменениях достигала 150 м.

Значительные изменения нижней границы низкой облачности ($A = 120$ м, $T = 20 \div 90$ с, $\psi = 2 \div 6$ м/с) наблюдались главным образом в верхней части нижнего слоя атмосферы. При этом толщина разреженной массы у нижней границы низкой облачности изменялась в широких пределах (от 2 до 160 м). Увеличение толщины разреженной облачной массы отмечалось в связи с повышением нижней границы основной (плотной) массы низких облаков, уменьшение, наоборот, — в связи с ее понижением. В структуре нижней границы низких облаков в средней и верхней частях нижнего слоя атмосферы в основном весной и осенью прослеживались отдельные слоистые облачные образования в форме плотных и разреженных облачных масс, вытянутых вдоль горизонтальной оси, кучевые плотные облачные образования с разреженными включениями и слоисто-кучевые.

Появление низкой облачности в нижнем слое атмосферы согласовывалось с усилением термической устойчивости слоя, а исчезновение — с ослаблением. Температурное возмущение атмосферного слоя при появлении в нем низкой облачности отмечалось у подстилающей поверхности и ослабевало к верхнему уровню слоя, а при исчезновении облачности оно отмечалось на верхних уровнях слоя и ослабевало к его основанию. Появление низкой облачности и образование тумана согласовывалось с увеличением инверсионного градиента температуры в слое адвективной инверсии (адвекции тепла) над низкими облаками. С повышением и рассеянием низкой облачности согласовывалось, наоборот, уменьшение инверсионного градиента температуры. Отмечалось уменьшение вертикальных разностей температуры и скорости ветра в нижнем слое атмосферы

при понижении нижней границы низких облаков и их увеличение — при повышении.

Появлению низкой облачности в нижнем слое атмосферы предшествовало с заблаговременностью в несколько часов начало адвекции тепла в слое. Повышение низкой облачности и ее разрушение происходили в одно время с адвекцией холода. Образование адвективной инверсии и резкое понижение ее нижней границы наблюдалось в связи с понижением нижней границы низкой облачности. Уменьшение вертикального градиента температуры в слое адвективной инверсии и ее исчезновение предшествовали повышению нижней границы низкой облачности. Скорость понижения и повышения адвективной инверсии была в пределах $(0,03 \div 1,4) \cdot 10^{-2}$ м/с.

При росте температуры от верхнего уровня слоя к нижнему происходило понижение слоя адвективной инверсии и образование в нем мезоструи при небольшой интенсивности ($-2^\circ\text{C}/100$ м), которая исчезла через 1—1,5 ч после прекращения адвекции тепла в слое.

Рассеяние низкой облачности отмечалось в связи с возрастанием скорости ветра на верхних уровнях нижнего слоя атмосферы.

В условиях облачного разрыва изменчивость вертикального градиента скорости ветра, амплитуда и период изменения скорости ветра были заметно большими аналогичных характеристик температуры.

Отмечалось хорошее согласование уровня верхней границы тумана и нижней границы слоя приподнятой инверсии. Скорость нарастания тумана, определенная по изменению уровня нижней границы слоя приподнятой над туманом инверсии, была в пределах $(0,6 \div 1,5) \cdot 10^{-3}$ м/с. Инверсия температуры над туманом, характеризующаяся мощностью, интенсивностью и изменчивостью этих характеристик, весной была более устойчивой, чем зимой. Интенсивность инверсии над уровнем тумана и ее трансформация во время тумана были значительно большими, чем до и после него.

На верхней границе тумана при его росте наблюдался спад температуры и скорости ветра. Охлаждение воздуха над верхней границей тумана достигало $(5 \div 15) \cdot 10^{-3}$ °C/с. В толще тумана прослеживались мезомасштабные ветровые неоднородности, составляющие $(2,5 \div 70) \cdot 10^3$ м. При разрушении и рассеянии тумана прирост радиационного баланса вследствие лучистого прогрева нижнего слоя атмосферы составлял $\Delta B_d = 0,4$ кал/(см²·мин).

За 1—2 часа до рассеяния тумана прослеживалось возрастание скорости ветра на верхних уровнях нижнего слоя атмосферы, что, надо полагать, способствовало разрушению тумана.

Смежные системы туман—низкая облачность и низкая облачность—туман прослеживались при интенсивных и неустойчивых адвективных процессах в нижнем слое атмосферы. В системе туман—низкая облачность прослеживался перенос количества движения из области $\Delta T_i, u < 0$ в область $\Delta T_i, u > 0$.

Последовательная трансформация поля температуры в нижнем слое атмосферы с появлением низкой облачности, понижением

и повышением ее нижней границы и окончанием ее периода происходила по схеме $\overline{\overline{Ng}}(I) \rightarrow \overleftarrow{\overline{Ng}}(II) \rightarrow \overrightarrow{\overline{Ap}}(III) \rightarrow \overline{\overline{Ap}}(IV) \rightarrow \overleftarrow{\overline{Ap}}(V) \rightarrow \overrightarrow{\overline{Ng}}(VI)$. При переходе (I) \rightarrow (II) определяется интервал ожидаемой перестройки структуры слоя и далее — понижение нижней границы низкой облачности. В последовательности (V) \rightarrow (VI) определяется интервал ожидаемой обратной перестройки стратификации и далее — повышение нижней границы низкой облачности. Промежутки ожидания низкой облачности в нижнем 300-метровом слое атмосферы после перестройки структуры слоя в преобладающем числе случаев составляли 1—3 часа при вертикальных градиентах температуры в момент понижения, равных 1—2°C/100 м. То же отмечалось и в случаях повышения нижней границы низкой облачности за уровень 300 м.

В структуре нижней границы низких облаков различались ее устойчивое положение; колебания с амплитудами 20—160 м, периодом 15—160 м и изменчивостью 0,8—5 м/с; отдельные слоистые и кучевые облачные образования в пределах 20—300 м и некоторые морфологические особенности, например различная плотность граничных прослоек и разнородные по плотности включения в структуре облачной массы.

В наблюдении за верхним граничным полем низких облаков и туманов прослеживались процессы трансформации этих дисперсных систем, возникновение отдельных облачных образований и др. Критерием оценки эволюции низкой облачности и туманов может быть скорость сближения (растекания) частей этих образований при их слиянии в общую массу или рассеянии. Значения этих скоростей составляли 0,75—10 м/с. Контур облачного элемента и его площадь в процессе трансформации изменялись в 1 с на 10—20% от своих начальных размеров.

5. ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

5.1. Некоторые характеристики периодов гололедно-изморозевых отложений

Гололедно-изморозевые отложения в нижнем слое атмосферы наблюдались в Москве и Обнинске с ноября по апрель, главным образом в декабре, январе и феврале.

Суммарная за месяц длительность периодов гололедно-изморозевых отложений и низкой облачности, в которой наблюдались отложения, в процентах от месячного промежутка наблюдений (130×24 ч) в 1964—1966 гг. представлена в табл. 5.1.

Таблица 5.1

Метеорологическое явление	Месяц		
	XI, III	II	XII, I
Гололедно-изморозевые отложения	20—30	40—45	80—85
Низкая облачность	15—18	< 25	35—40

В апреле длительность периодов отложений и облачности составляла 5—10% и отложения наблюдались лишь в первые дни месяца.

Суммарная месячная длительность периодов отложений была почти в 2 раза больше длительности периодов низких облаков, в которых отложения образовались.

Полная весовая нагрузка гололедно-изморозевых отложений P на сооружение и его конструктивные детали (на примере высотной метеорологической мачты в Обнинске) определялась в периоды наиболее интенсивного образования отложений (декабрь, январь) она составляла

$$P = \sum P_i,$$

где i — индексы нагрузки на мачту (m), ее купол (k), рабочие площадки или балконы (b), укосины купола и балконов ($ук$), громоотвод ($г$), стойки датчиков ($ст$), ванты, леерные канаты и тросы ($влт$) и прочие детали ($пр$).

Наибольшая нагрузка гололеда и изморози на мачте $P = 14\,183$ кг, или $P/(P+P_{\text{МК}}) \cdot 100\% = 4,3\%$ от общего веса металлоконструкции мачты ($P_{\text{МК}} = 310\,000$ кг).

Полная нагрузка P наиболее интенсивных отложений на телебашне в Москве была рассчитана по основным частям башни и состояла из нагрузки на антенну ($P_{\text{ант}}$), диполи ($P_{\text{дп}}$), балконы ($P_{\text{б}}$), вспомогательное оборудование — лебедки, метеореи, подвесные люльки, тросы ($P_{\text{всп}}$) и др. При этом P составляла 30 000 кг.

Диаметр отложений d и их вес P на разных деталях телебашни приведены в табл. 5.2.

Таблица 5.2

z м	Деталь телебашни		Отложение	
	название	размер, мм	d мм	P г/пог. м
2	Стержень горизонтальный	15	10	—
85	То же	15	25	38
138	”	15	65	105
253	”	15	35	52
	”	15	90	425
305	”	15	170	1 600
	”	35	120	1 020
	Стержень вертикальный	15	360	4 400
385	То же	35	260	3 880
	”	35	218	3 550
	Стержень горизонтальный	35	190	2 830
	То же	15	200	1 530
	Вибратор горизонтальный	300 × 400 × 1000	400	10 200
	Труба вертикальная	100	450	8 050
	Антенна	5000	150 *	27 500 **
503	Стержень горизонтальный	15	250	2 430
	Стержень вертикальный	15	260	2 550
	То же	35	242	3 435
	Стержень горизонтальный	35	235	3 550
	Труба вертикальная	120	400	12 500
	Вибратор вертикальный	80	140 *	25 800 **
	Трос вертикальный	15	300	5 700
	Стрела крана	200	450	12 150

Примечание. Знаками «*» и «**» отмечены соответственно толщина отложения и его вес в г/м².

Парусность высотного сооружения (в нашем наблюдении 300-метровая мачта) и ее конструктивных деталей входит в выражение горизонтальной ветровой нагрузки на нее:

$$P_{\text{ветр}} = c_x D_m \frac{u^2}{16},$$

где $c_x = f(u, \kappa, S)$ — аэродинамический коэффициент обтекания мачты; D_m — диаметр мачты; $u^2/16$ — ветровой напор на мачту; u — скорость ветра, κ — шероховатость поверхности обтекания мачты; S — сечение мачты.

В расчетах ветровой нагрузки по приведенной формуле принимается табличное значение коэффициента c_x , определяемого по модельным продувкам в аэродинамической трубе. Величины u , κ , S входят в значение коэффициента c_x . В выражении для определения ветровой нагрузки $P_{\text{ветр}}$ парусность, таким образом, входит как в величину c_x , так и в D_m .

При покрытии сооружения гололедно-изморозевыми отложениями парусность включает величины κ и S . Величина κ может быть оценена по слепку наблюдаемой поверхностной структуры отложений. Величина S для мачты в период ее наибольшего обледенения определялась из выражения:

$$S = S_m + S_k + S_b = (D_m + 2d_m) z_m + \\ + (D_k + 2d_k) h_k + \sum_{i=1}^{12} [B - (D_m + 2d_m)] h_b.$$

Здесь $D_m = 2,3$ м — диаметр мачты; $d_m = 0,07$ м — толщина отложения на мачте; $z = 300$ м — высота мачты; $D_k = 4$ м — диаметр купола мачты; $d_k = 0,07$ м — толщина отложения на поверхности купола; $h_k = 2,5$ м — высота купола; $B = 5,3$ м — ширина балкона; $h_b = 1,1$ м — высота балкона и залепи¹ на нем.

При наибольшем нарастании гололедно-изморозевых отложений на мачте парусность самого отложения составляла $S = 310$ м² или $S/(S + S_{\text{МК}}) \cdot 100\% \approx 9\%$, где $S_{\text{МК}} = 739$ м² — парусность металлической конструкции мачты без отложения.

Во всем нижнем 500-метровом слое атмосферы отложения наблюдались в виде зернистой изморози, кристаллической изморози, гололеда и их смеси. Смесь отложений наблюдалась в основном в сочетаниях (от основания отложений): гололед — зернистая изморозь, гололед — кристаллическая изморозь, зернистая изморозь — кристаллическая изморозь, гололед — зернистая изморозь — кристаллическая изморозь. Последние сочетания наблюдались изредка и в них гололед и зернистая изморозь являлись остаточными формами.

Отмечалось явное преобладание зернистой изморози (50%). Зернистая изморозь в смеси с гололедом наблюдалась в 75% случаев. Гололед и кристаллическая изморозь — в 10—15% случаев. В остальных случаях наблюдалась кристаллическая изморозь.

Величины гололедно-изморозевых отложений в нижнем 300-метровом слое атмосферы на стандартных образцах (стержни $\varnothing = 15$ мм) при наблюдениях 1964—1967 гг. приведены в табл. 5.3.

На наземном уровне (2 м) отмечались кристаллическая

¹ Залепью называется сплошное обрастание отложением конструктивного узла сооружения.

Таблица 5.3

Погодные условия	Уровень, м									
	301		217		121		25			
	d мм	P г/пог. м	d мм	P г/пог. м	d мм	P г/пог. м	d мм	P г/пог. м	d мм	P г/пог. м

Кристаллическая изморозь

Радикационное выхолаживание	< 70	15-270	< 45	20-140	< 60	50-150	< 10
-----------------------------	------	--------	------	--------	------	--------	------

Зернистая изморозь

Низкие облака Туман Смешанные условия	4-180	20-2320	1-110	10-560	5-30	40-180	-
	< 88	90-695	5-53	40-400	< 33	230-260	-
	15-250	100-2970	6-140	60-1670	5-60	80-180	< 2)

Гололед

Низкие облака Туман Смешанные условия	3-170	250-2475	2-90	40-1082	3-50	60-880	Следы
	< 23	10-180	< 50	20-150	< 12	10-110	50-70
	< 40	до 90	< 26	-	< 10	Следы	Следы

изморозь с $d = 15$ мм при радиационном выхолаживании атмосферы; следы зернистой изморози и гололеда при смешанных погодных условиях.

Зернистая изморозь, гололед и их смесь наблюдались главным образом в низких облаках, а также в тумане и при смешанных погодных условиях. Кристаллическая изморозь в основном наблюдалась в нижнем слое атмосферы при его радиационном выхолаживании и в неплотном тумане. Наибольшими по размеру и весу были отложения зернистой изморози и смеси зернистой изморози и гололеда в низкой облачности и при смешанных погодных условиях, включая периоды низких облаков; наименьшими — отложения кристаллической изморози при радиационном выхолаживании. Для зернистой изморози, гололеда и их смеси в нижней облачности, в тумане и при смешанных погодных условиях значения и диапазон отложений с высотой увеличивались. Для кристаллической изморози при радиационном выхолаживании наибольшие величины отложений в ряде случаев наблюдались на промежуточных уровнях слоя. В табл. 5.3 это сглаживается внесенными в нее предельными значениями наблюдавшихся отложений кристаллической изморози.

Самые большие нагрузки отложений отмечались в декабре и январе, меньшие — в феврале и минимальные — в ноябре и марте. В апреле при кратковременных периодах переохлажденных низких облаков нагрузки на стандартных образцах достигали в отдельные годы (например, в 1964 г.) 2,5 кг/м.

Наибольшие длительности периодов основных видов отложений (T ч) в нижнем 300-метровом слое атмосферы при разных погодных условиях в 1964—1967 гг. приведены в табл. 5.4.

Таблица 5.4

Погодные условия	Уровень, м							
	301	265	217	169	121	73	25	2
Кристаллическая изморозь								
Радиационное выхолаживание	53	53	53	53	53	53	27	13
Зернистая изморозь								
Низкие облака	417	417	318	171	84	48	5	—
Туман	58	58	58	22	22	22	—	—
Смешанные условия	43	43	43	43	43	6	—	—
Гололед								
Низкие облака	101	101	95	89	52	53	24	—
Туман	—	—	—	24	24	24	19	—
Смешанные условия	105	105	105	57	34	34	34	—
Гололед — зернистая изморозь								
Низкие облака	279	161	252	285	241	—	—	—
Смешанные условия	10	10	10	10	10	—	—	—

Из данных табл. 5.4 следует, что длительность периодов отложений составляла 5—400 ч и увеличивалась с высотой. Длительность периодов зернистой изморози, гололеда и смеси этих отложений в низких облаках была значительно большей, чем в тумане и при радиационном выхолаживании.

В 1969—1971 гг. в Москве суммарная длительность периодов гололедно-изморозевых отложений в нижнем 500-метровом слое атмосферы относительно всего промежутка сезона (T) отложений (ноябрь—март) составляла

$$\sum_{i=1}^n t_i/T \cdot 100 = 50\%,$$

где t_i — период отложения.

Ежемесячная суммарная длительность периодов отложений в процентах относительно всего месячного промежутка (30×24 ч) наблюдений составляла:

Месяц	XI	XII	I	II	III
$\sum t_i \%$	20	73	75	33	—

Длительность отдельных периодов отложений составляла от 20 ч (февраль, ноябрь 1970 г.) до 600 ч (январь 1969 г. и декабрь 1971 г.).

Число случаев отложений (n) и их повторяемость в процентах по видам отложений и уровням слоя приведена в табл. 5.5.

Таблица 5.5

Вид отложений	n	З М				
		0—100	100—200	200—300	300—400	400—500
Изморозь	30	32	17	17	17	17
Гололед	58	—	7	31	31	31
Зернистая изморозь	325	9	13	21	28	29
Изморозь — гололед	125	2	14	23	30	31

Наибольшие значения длительности числа случаев отложений наблюдались на верхних уровнях нижнего 500-метрового слоя атмосферы, что согласуется с длительностью и частотой периодов низких облаков на этих уровнях. В связи с периодами низкой облачности находится и явное преобладание наблюдавшихся случаев зернистой изморози, характерными условиями образования которой являются низкие облака. Кристаллическая изморозь и гололед наблюдались значительно реже — в 5—10% всех отмечавшихся случаев отложений.

5.2. Пространственно-временные изменения гололедно-изморозевых отложений

Распределения гололедно-изморозевых отложений в нижнем слое атмосферы представляются их наблюдавшимися профилями по данным наблюдений в Обнинске [89] и Москве [103].

В распределении отложений в нижнем 500-метровом слое атмосферы (рис. 5.1) характерные профили 1—7 показательны для отложений зернистой изморози в низких облаках и обусловлены температурой $\vartheta \leq 0^\circ\text{C}$ и длительным периодом низкой облачности

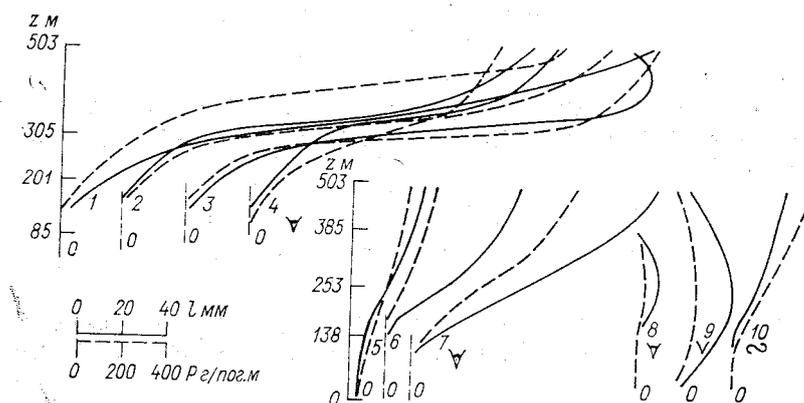


Рис. 5.1. Профили зернистой изморози (1—7), кристаллической изморози (8—9) и гололеда (10) в нижнем 500-метровом слое атмосферы, построенные по данным наблюдений за 1970—1972 гг. Москва.

(70 ч) с нижней границей на уровне $z \geq 100$ м (профили 1—4); периодом низкой облачности малой продолжительности (10—40 ч) с нижней границей до уровня $z < 80—100$ м (профиль 5); периодом низкой облачности средней продолжительности (50—70 ч) с нижней границей на уровне $z > 100$ м (профили 6, 7). Профили вида 7 близки к средним из всех сгруппированных. Профиль отложений зернистой изморози 8 обусловлен низкой облачностью (или приподнятым туманом) с верхней и нижней границами соответственно между уровнями 400 и 150 м. Профиль 9 показателен для наблюдавшегося распределения кристаллической изморози в нижнем 500-метровом слое атмосферы при радиационном его выхолаживании. Профиль 10 представляет собой редко наблюдавшееся отложение чистого гололеда в нижнем 500-метровом слое атмосферы.

Отклонение (разброс) значений отложений, например по весу σ_p , на уровнях измерения от средних значений составляло:

z м	503	385	253	138	0
$\pm \sigma_p$ г/пог. м . . .	1000	800	400	100	—

Средний профиль отложений в группе характерных профилей отличается от них на порядок величин отложений и не может быть принят как показательный.

Наиболее устойчивы по высоте в слое профили смешанных отложений (разброс точек около их осредненных значений был наименьшим). Наименее устойчивы профили зернистой изморози из-за подвижности и неоднородности структуры низкой облачности (капельный спектр, водность, плотность облачной массы), в условиях которой главным образом формируются эти профили.

Распределение отложений в нижнем слое атмосферы отмечалось одинаковое (например, при отложении зернистой изморози в устойчивых условиях низких облаков или кристаллической изморози при радиационном выхолаживании) и разнородное (например, гололед на нижних уровнях слоя и зернистая изморозь на уровнях верхних, кристаллическая изморозь на нижних уровнях и ее смесь с зернистой изморозью на верхних уровнях и др.). Разнородное распределение отложений в слое обусловлено тем, что на разных уровнях в атмосфере возникают разные погодные условия. Например, в сочетании с отложением зернистой изморози предшествующего периода низких облаков наблюдается отложение кристаллической изморози последующего периода радиационного выхолаживания атмосферы. Разнородное распределение отложений в слое наблюдалось и в случае смежной системы туман — низкая облачность. При этом в нижней части слоя до уровня 25—30 м нарастала на предмете кристаллическая изморозь, а в облаках с уровней 50—75 м и выше — зернистая изморозь.

При наблюдениях отложений отмечены следующие последовательности стадий их развития: рост—устойчивое состояние—разрушение; рост—разрушение; рост—устойчивое состояние—разрушение—рост—отвал; рост—устойчивое состояние—мезомасштабная изменчивость—устойчивое состояние—разрушение; рост—устойчивое состояние—рост—разрушение; рост—устойчивое состояние—рост—устойчивое состояние—разрушение. И рост, и разрушение (таяние) отложений происходят с разной интенсивностью.

При разной интенсивности развития (I, II, ...) внутри каждой из стадий вся их последовательность приобретает примерно такой вид: рост (I, II)—устойчивое состояние—разрушение (I, II, III)—устойчивое состояние—рост—устойчивое состояние—разрушение и т. д. Так, при наблюдениях 3—5 II 1965 г. был отмечен следующий процесс развития отложений в нижнем слое атмосферы: устойчивое состояние—рост—разрушение; при наблюдении 28—29 XII 1965 г. рост (I, II, III); 3—4 I 1966 г. рост (I, II).

Для согласования изменения нижней границы низких облаков с изменением отложений в слое характерны некоторые особенности. Так, например, 10—18 XII 1964 г. и 20—24 I 1965 г. непрерывный процесс отложения в низких облаках на 300-метровом уровне не нарушался и в разрыве низкой облачности в условиях влагонасыщенного подоблачного слоя. На более низком уровне (170 м) в облачном разрыве подоблачный слой был недостаточно

насыщен влагой и отложения были неустойчивы (происходило их испарение). 26—29 I 1965 г. отмечалось нарастание отложений, типичных для последующих погодных условий, на отложения, свойственные условиям предшествующим. При полном прояснении, когда погодные условия явно благоприятствовали радиационному выхолаживанию, на отложениях зернистой изморози, ранее образовавшихся в тумане и при низкой облачности, появились отложения кристаллической изморози. Отмечавшееся в условиях низкой облачности при понижении ее нижней границы (05—18 ч 1 XII 1964 г.) таяние отложений зернистой изморози и образование гололеда было вызвано повышением температуры внутри облачности до 0°C.

Рост и разрушение отложений в большинстве зарегистрированных случаев выражались линейной связью вида $P_k = rt + P_n$, где P_k — конечная величина отложения, P_n — начальная. Здесь $25 < r < 50$ (г/пог. м в час) в процессе роста отложения и $-70 < r < -30$ (г/пог. м в час) при разрушении. На отдельных участках разрушения отложений отмечалась нелинейная зависимость вида $P_k = P_n e^{mt}$ ($m = 0,119$).

5.3. Связь гололедно-изморозевых отложений с метеорологическими характеристиками

Связь отложения P и скорости ветра u , с которой наносятся частицы отложения на предмет, прослеживается в зависимости от температуры воздуха. Так, связи прямо пропорциональная $P \sim u$ (а), обратно пропорциональная $P \sim 1/u$ (б) и нарушение этих связей $P \neq P(u)$ (в) отмечались в зависимости от пределов температуры соответственно соотношениям $|\Delta\theta|_a < |\Delta\theta|_б < |\Delta\theta|_в$. Здесь знак $<$ обозначает более низкие температуры.

Зависимости (а), (б) и (в) могут быть объяснены тем, что при достаточно низких температурах и возрастании скорости ветра увеличивается поток частичек отложения на предмет и сами частички с большей «цепкостью» удерживаются на отложении, не срываясь с него. С возрастанием температуры эта цепкость уменьшается, и при больших скоростях ветра больше частиц срывается с отложений, чем на нем оседает. При достаточно высоких температурах сила сцепления между частицами отложения значительно ослабевает, частицы становятся «ползучими» и легко срываются. При этом независимо от скорости наноса примерно одинаковое число частиц наносится ветром на отложение и срывается с него.

Замедление разрушения отложений отмечалось как при увеличении, так и при уменьшении скорости ветра (например, 9—11 III 1966 г.). Первое может быть объяснено тем, что температура, влажность и другие метеопараметры, изменяясь, удаляются от режимных значений условий разрушения отложений, или тем, что нанос частичек отложения на предмет больше, чем их срыв с предмета. Это может быть связано с большей цепкостью поверхности предмета и отложения на нем в определенном диапазоне метеорологических параметров (температуры, влажности и др.).

Объяснить второе можно тем, что при уменьшении скорости ветра может отсутствовать стимулирующее изменение других метеопараметров.

В рассматриваемом примере мезомасштабные изменения скорости ветра способствовали, надо полагать, динамическому режиму разрушения отложений. Так, например, 15—17 I 1965 г. [89] в низких облаках наблюдался не только естественный для этой среды рост отложения, но и его разрушение (таяние), что было связано с повышением температуры облака до $\vartheta > 0^\circ\text{C}$. 28 XI и 22 XII 1965 г., при $\vartheta = \text{const}$, когда температура не являлась определяющим фактором, рост отложений происходил в последовательности убывания и возрастания скорости ветра, а когда влажность не являлась определяющей ($e = \text{const}$), — при убывании скорости ветра. В первом случае имело место согласованное изменение скорости ветра и скорости роста отложений. Пороговый момент изменения скорости ветра несколько опережал пороговый момент изменения отложений, что указывает на обуславливающее влияние скорости ветра на рост отложения. Во втором случае рост отложений наблюдался при убывающей скорости ветра с убыванием скорости отложения.

Сложный и подчас физически противоречивый характер синхронно согласующихся изменений отложений и метеорологических параметров указывает на то, что зависимость процессов роста и разрушения отложений от временных изменений метеорологических параметров следует искать не в прямой связи первичных параметров, а в связи их вторичных или производных характеристик. Такими вторичными производными характеристиками могут быть, например, прирост отложения в единицу времени — изменчивость отложения $\Delta P/\Delta t = \psi_P$, общий нагрев или охлаждение воздуха в единицу времени $\Delta \vartheta/\Delta t = \psi_\vartheta$, прирост или убывание скорости натекающей влагонесущей массы воздуха $\Delta u/\Delta t = \psi_u$ и др. Связь скорости ветра u и величины отложения P может выявиться, например, не в зависимости $P(u)$, а в зависимости $\psi_P(u)$.

К вторичным, или производным, характеристикам может быть отнесено также превышение уровня роста отложения в низких облаках над их нижней границей $z - h_{\text{НГО}}$. Связь $\psi_P(z - h_{\text{НГО}})$ отмечалась 18—19 II 1966 г., 4 XII 1965 г. при нарастании отложения и понижении температуры (а), при нарастании отложения и повышении температуры вблизи 0°C (б). В случае (а) эта связь может быть обусловлена зависимостью прироста отложения от плотности облачной массы, ее водности и капельного спектра, которые меняются внутри облака и в связи с понижением температуры. В случае (б) связь эта в низких облаках была неопределенной.

В процессе нарастания отложения при уменьшении скорости ветра наблюдалась зависимость $(z - h_{\text{НГО}}) \sim 1/\psi_P$. При повышении нижней границы низких облаков над уровнем образования отложения в увлажненном подоблачном слое атмосферы, т. е. при $(z - h_{\text{НГО}}) < 0$, рассматриваемая связь несомненна, если полагать убывание влажности вниз от нижней границы низкой облачности.

Сложная и в ряде случаев неоднозначная взаимосвязь характеристик роста, устойчивого состояния и разрушения отложений в нижнем слое атмосферы и обуславливающих эти процессы ме-

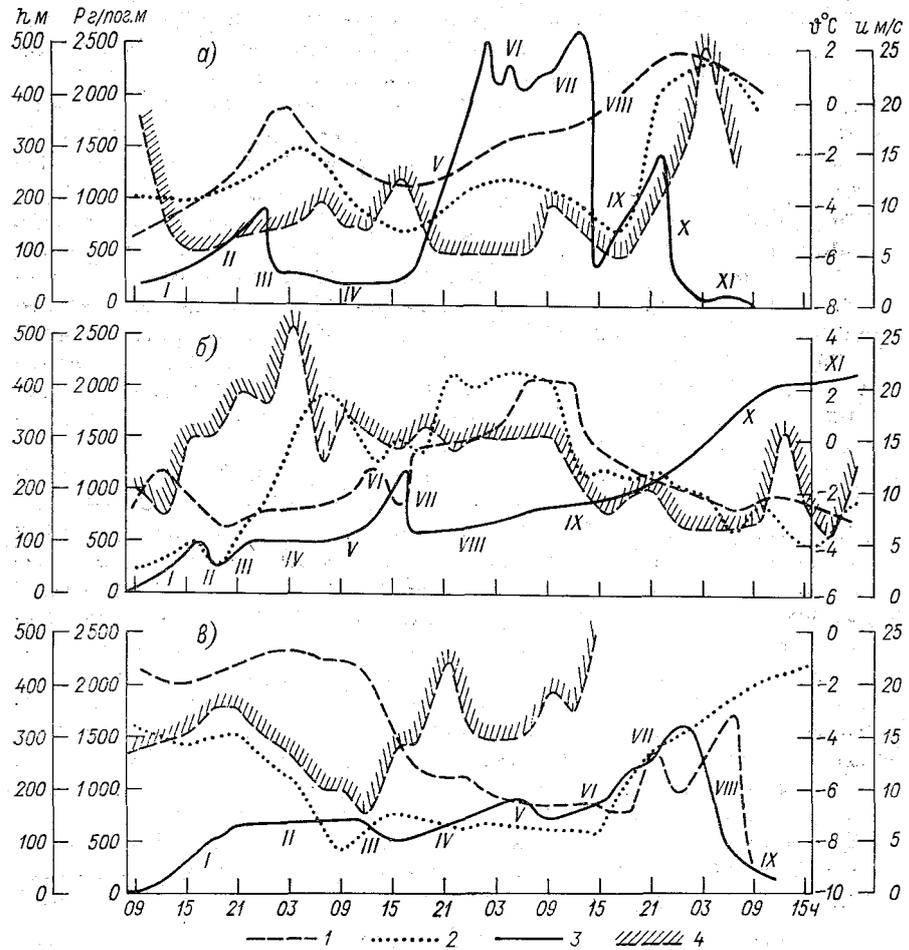


Рис. 5.2. Синхронные автоматические измерения метеопараметров на телебашне в Москве на уровне 503 м 5—8 (а), 11—14 (б), 20—28 (в) февраля 1974 г. 1 — температура t , 2 — скорость ветра u , 3 — вес гололедно-изморозевых отложений P , 4 — нижняя граница облаков h .

теорологических условий в слое прослеживается на примерах наблюдений 5—8, 11—14, 20—23 II 1974 г. на уровне 503 м наиболее динамичных и наиболее интенсивных процессов в нижнем 500-метровом слое атмосферы (рис. 5.2).

Количественные характеристики процессов, наблюдавшихся 5—8, 11—14 и 20—23 II 1974 г., и обуславливающих их метеорологических условий представлены в табл. 5.6.

Таблица 5.6

Характеристика	Стадии процессов									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
5—8 февраля										
<i>P</i> г/пог. м	200—270	270—950	950—300	300—300	300—2500	2500—2000	2000—2600	2670—2200	470—1400	1400—250
<i>τ</i> ч	6,0	8,0	2,0	15,0	8,5	5,5	6,0	1,5	8,5	2,0
<i>ψ</i> г/пог. м в час	12	79	-325	0	253	-89	199	-245	170	-575
<i>φ</i> °С	-4	-2,8	-1,5	-2,4	-3,2	-2,7	-2,0	-1,9	-0,7	0,8
<i>u</i> м/с	10	13	14	11	8	12	11	9	14	22
Облачность	Sc		Ns, St		Ns	Ns, St		St		Ns, St
<i>h</i> м	200	135	130	200	170	100	150	125	200	500
11—14 февраля										
<i>P</i> г/пог. м	0—450	450—250	270—550	550—550	400—700	700—1200	1200—650	650—350	650—1200	1200—2050
<i>τ</i> ч	7,0	2,0	6,0	6,0	7,0	3,5	0	9,5	19,0	15,7
<i>ψ</i> г/пог. м в час	64	-125	47	0	43	186	-550	0	28	57
<i>φ</i> °С	-2,2	-0,7	-3,2	-3,5	-1,5	-1,0	-0,3	-0,4	-0,6	-2,0
<i>u</i> м/с	3	4	6	9	13	12	12	15	12	8
Облачность	Ns, St		St		Sc	Ns, St		St		Sc, St
<i>h</i> м	220	300	350	550	420	280	300	350	250	170
20—23 февраля										
<i>P</i> г/пог. м	0—650	650—650	650—650	500—900	900—750	750—850	850—1600	1600—400	400—00	—
<i>τ</i> ч	12	15	3	13	5	6	10	5	9	—
<i>ψ</i> г/пог. м в час	54	0	-50	31	-30	17	75	-240	-44	—
<i>φ</i> °С	-1,4	-0,6	-1,9	-4,5	-6,0	-6,0	-5,4	-4,1	-8,6	—
<i>u</i> м/с	15	8	8	7	6	6	12	18	20	—
Облачность	Ns, St		Ns	St, Sc	St	Sc, St	Cu, Sc		0/0	—
<i>h</i> м	315	150	200	320	350	400	600	—	—	—

Из данных табл. 5.6 следует, что 5—8 февраля на стадиях роста *I* и *V* наибольшая (253 г/пог. м в час) и наименьшая (12 г/пог. м в час) интенсивности прослеживались при близких значениях температуры (соответственно $-4,5$ и $-3,2^{\circ}\text{C}$), скорости ветра (8 и 10 м/с) и превышения уровня отложения над нижней границей низких облаков (300 и 330 м). Определяющим фактором роста в этом наблюдении была облачность с большей (*Ns*) и меньшей (*Sc*, *St*) водностью.

Рост отложений на стадиях *II*, *VII* и *IX* проходил с близкой интенсивностью в пределах 80—100 г/пог. м в час и при близком превышении уровня отложения над нижней границей низких облаков (365, 350 и 300 м), но при разной температуре ($-2,8$; $-2,0$ и $-0,7^{\circ}\text{C}$), скорости ветра (13, 11 и 14 м/с), разном типе облаков (*Ns*, *St*; *St*, *Ns* и *St*). Здесь к обуславливающим факторам следует отнести температуру, скорость ветра и тип облаков (их водность).

Устойчивое состояние отложения на стадии *IV* может быть связано с равновесным процессом наноса частиц отложения и выветривания в соответствующих условиях ($-2,4^{\circ}\text{C}$, 11 м/с, 300 м). На стадиях *III* и *VIII* заметно различаются интенсивности разрушения (325, -245 г/пог. м в час), что обусловлено главным образом скоростью ветра (13 и 9 м/с). Температура ($-1,5$ и $-1,9^{\circ}\text{C}$) и превышение уровня отложения (около 370 м) были близкими. Значительная интенсивность разрушения отложения (-575 г/пог. м в час) на стадии *X* обусловлена температурой ($0,8^{\circ}\text{C}$), вблизи которой происходит таяние отложения; большой скоростью ветра (22 м/с), способствующей сносу частиц отложения; расположением уровня отложения у кромки облачности, где водность мала.

В наблюдении 11—14 февраля на стадиях роста *I* и *X* близкие значения интенсивности роста (соответственно 64 и 57 г/пог. м в час) отмечались при близких значениях температуры ($-2,2$ и $-2,0^{\circ}\text{C}$), но при разной скорости ветра (3 и 8 м/с), водности облаков (*Ns*, *St* и *Sc*, *St*) и разном превышении уровня отложения (280 и 330 м). Обуславливающими факторами являются скорость ветра и водность облаков. Меньшая скорость ветра и меньшее превышение уровня отложения на стадии *I* могло быть компенсировано большей водностью низких облаков на этой стадии в сравнении с указанными характеристиками на стадии *X*.

Близкие значения интенсивности роста отложения на стадиях *III* (47 г/пог. м в час) и *V* (43 г/пог. м в час) отмечались при разной температуре ($-3, 2$ и $-1,5^{\circ}\text{C}$), скорости ветра (6 и 13 м/с), облачности (*St* и *Sc*) и разном превышении уровня отложения (150 и 80 м). Здесь действие меньшей скорости ветра (стадия *III*) может компенсироваться большей водностью облаков (*St*) и большим превышением уровня отложения, а действие большей скорости ветра (стадия *V*) — меньшей водностью облаков (*Sc*) и меньшим превышением уровня отложения.

Значительно большая интенсивность роста на стадии *VI* (180 г/пог. м в час) в сравнении с интенсивностью роста на стадии *IX* (28 г/пог. м в час) отмечалась при одинаковой скорости

ветра (12 м/с) и близком значении превышения уровня отложения (220 и 250 м).

Малая интенсивность роста (стадия IX) была обусловлена положительной температурой, когда происходило таяние отложения, и меньшей водностью облаков St в сравнении с водностью облачной системы Ns, St (стадия VI).

Стадии устойчивого состояния отложения IV и VIII отмечались при разных температуре ($-2,5$ и $0,4^{\circ}\text{C}$), скорости ветра (9 и 15 м/с), облачности (Sc и St) и превышении уровня отложения (-50 и 150 м). На стадии IV, надо полагать, имели место меньший нанос (меньшая скорость ветра) и меньшее выветривание (большее сцепление) частиц отложения по сравнению с этими процессами на стадии VIII.

Стадии разрушения II и VII прослеживались в одинаковой облачности (St), при одинаковом превышении уровня отложения над нижней границей низких облаков (200 м). Значительно меньшая интенсивность разрушения на стадии II в сравнении со стадией VII обусловлена главным образом меньшей скоростью ветра.

В наблюдении 20—23 февраля интенсивность роста на стадии I (54 г/пог. м в час) была немногим больше интенсивности роста на стадии IV (31 г/пог. м в час). Превышение уровня отложений соответственно было одинаковым (315 и 320 м), температура выше ($-1,4$ и $-4,5^{\circ}\text{C}$), скорость ветра заметно больше (15 и 7 м/с). Большая интенсивность роста отложения на стадии I в сравнении с интенсивностью на стадии IV обусловлена главным образом скоростью ветра. Этому же, возможно, способствовала большая водность облаков системы (Ns, St и Sc, St).

Меньшая интенсивность роста отложения на стадии VI (17 г/пог. м в час) в сравнении с интенсивностью на стадии IV (31 г/пог. м в час) отмечалась при близком значении скорости ветра (6 и 7 м/с) и температуры ($-4,5$ и $-6,0^{\circ}\text{C}$) и была обусловлена, надо полагать, меньшей водностью облачных систем (Cu, Sc и St, Sc) и меньшим превышением уровня отложения над нижней границей низкой облачности (100 и 180 м). Интенсивность роста отложения на стадии VII (75 г/пог. м в час) заметно больше интенсивности роста отложения на стадии VI (75 г/пог. м в час) при близком значении температуры ($-5,4$ и $-6,0^{\circ}\text{C}$) и одинаковой облачной системе (Cu, Sc). Превышение уровня отложения было 0 (VII) и 100 м (VI), т. е. водность облаков у уровня отложения на стадии VII была, надо полагать, меньше, чем на стадии VI. Поэтому большая интенсивность роста отложения на стадии VII была обусловлена здесь главным образом большей скоростью ветра (12 м/с). Интенсивность роста отложения на стадии VII (75 г/пог. м в час) немногим больше интенсивности роста отложения на стадии I (54 г/пог. м в час), хотя меньшая скорость ветра (соответственно 12 и 15 м/с), меньшая водность облачных систем (Cu, Sc и Ns, St) и превышение уровня отложений (-100 и 185 м) были менее благоприятны для роста отложения на стадии VII. Наблюдавшаяся большая интенсивность

роста отложения на стадии *VII* обусловлена, надо полагать, более низкой температурой (-5 и $-1,4^{\circ}\text{C}$) и, следовательно, большим сцеплением частиц отложения, меньшим их выветриванием.

Устойчивое состояние отложения на стадии *II* при сравнительно высокой температуре ($-0,6^{\circ}\text{C}$), когда сцепление частиц отложения мало и отложение может заметно выветриваться, обусловлено большой влажностью (*Ns*) и большим превышением уровня отложения (350 м). На стадиях *III* и *V* большая скорость ветра (соответственно 8 и 6 м/с), большая влажность (*Ns* и *St*) и большее превышение уровня отложения (300 и 150 м) менее благоприятствуют разрушению, а более высокая температура ($-1,9$ и $-6,0^{\circ}\text{C}$) — наоборот.

Интенсивность разрушения отложения на стадии *III* (-50 г/пог. м в час) больше интенсивности разрушения на стадии *V* (-30 г/пог. м в час). Главным фактором, благоприятствующим большей интенсивности разрушения отложения, является температура. Чем выше температура, тем слабее сцепление частиц отложения и, следовательно, больше эффект выветривания.

Процесс разрушения отложения при отсутствии низкой облачности (стадии *VIII* и *IX*) обусловлен главным образом скоростью ветра и температурой. С возрастанием скорости ветра уменьшается выветривание отложения, с понижением температуры выветривание может ослабевать в связи с увеличением сцепления частиц отложения. На стадии *VIII* разрушение отложения значительно более интенсивное (-240 г/пог. м в час), чем на стадии *IX* (-44 г/пог. м в час), несмотря на то, что скорость ветра меньшая (18 и 20 м/с). Более высокая температура ($-4,1$ и $-8,6^{\circ}\text{C}$) обуславливает меньшее сцепление частиц отложения и, следовательно, большее их выветривание даже при меньшей скорости ветра.

Приведенные в табл. 5.6 величины отложений по стадиям процессов и промежутки этих стадий представляют самостоятельный интерес для количественных оценок этих характеристик.

5.4. Особенности роста и разрушения (таяния) гололедно-изморозевых отложений на высотных сооружениях и их деталях

Изморозь и гололед на метеорологической мачте в Обнинске наблюдались в виде кустистых и ячеистых отложений, сплошных полос без определенной границы и четко ограниченных полос. Кустистые отложения отмечались в местах обтекания мачты облачными частицами, а ячеистые — в местах прямого натекания облачных частиц на поверхности мачты, где воздушный поток с частицами пульсировал. Сплошная полоса отложения, по-видимому, обуславливалась равномерным обтеканием мачты частицами. При индикации шелковинкой линии тока воздуха у края ограниченной полосы отложения шелковинка сникала, что свидетельствовало о срыве воздушного потока. Показательно в этом случае образо-

Характер и структура особенностей гололедно-изморозевых отложений на деталях высотного сооружения (рис. 5.4) обстоит только рассмотрены в работе [89].
 Значения отношения $\rho = d/D$ гололедно-изморозевых отложений на конструктивных деталях метеорологической мачты в Обнинске и телебашни в Москве приведены в табл. 5.8.

Рис. 5.3. Обледенение конструктивных узлов и деталей телевизионной башни в Москве.
 а — антенна, б — линия, в — подвесной трос, г — подвижной кран, д — вспомогательные устройства, лебедки.

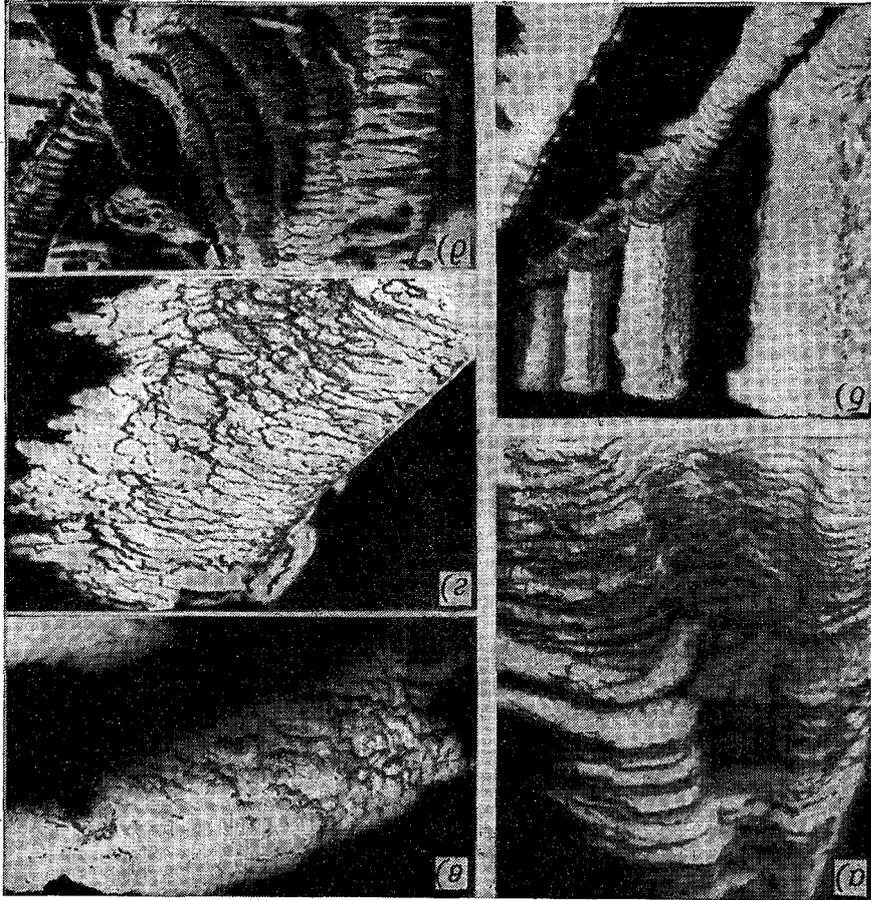
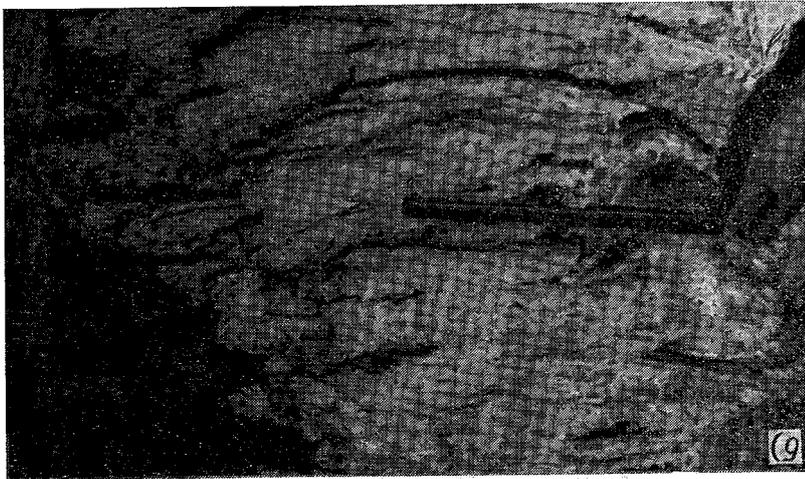


рис. 5.3, а их размер d и вес P приведены в табл. 5.7.
 Характер и структура гололедно-изморозевых отложений на различных узлах и деталях телебашни в Москве показаны на выгугла на мачте.
 ванне отложения, выступающего за линию срыва потока в месте

Рис. 5.4. Гололедно-изморозевые отложения на деталях телебашни в Москве с гололедным основанием (а) и без него (б).



Отношение ρ для деталей мачты изменялось в пределах 1—25, а для деталей телебашни — в пределах 2—20. Это отношение зависит не только от конфигурации детали, но и от условий образования на ней отложения длительности периода нарастания, обтекаемости детали, состояния поверхности детали и др.

Таблица 5.7

Детали и узлы телебашни	Гололедно-изморозевые отложения	
	d мм	ρ г/пог. м
Антенна	145	8,3
Диполи	300	8,2
Подвесной трос	170	3,7
Подвижной кран	450	6,7
Устройства лебедки	160	1,4

Таблица 5.8

Детали высотного сооружения	Диаметр детали D мм	ρ
Мачта в Обнинске, 1964—1968 гг.		
Трос	6	25
Стойка	110	1
Жгут проводов	18	8
Громоотвод	40	4
Антенна	20	14
Сетка	2	5
Телебашня в Москве, 1969—1971 гг.		
Трос	15	20
Стержень		
горизонтальный	15	17
вертикальный	35	7
вертикальный	15	17
вертикальный	35	7
Вибратор		
горизонтальный	40	10
вертикальный	100	4
Труба вертикальная	120	3
Стрела крана	200	2

На одном и том же тросе с $D=10 \div 15$ мм значение ρ было равно 10 для гололеда и 25 для зернистой изморози. В отложении гололеда на стержне примерно того же сечения отношение это составляло 15. Таким образом, значения ρ зависят от предмета, на котором отложение наблюдается (от его физической основы, шероховатости, конфигурации), и от вида отложения. Последнее может зависеть от устойчивости отложения — от его цепкости, прочности и т. д.

Обрастание (охват) отложениями предметов оценивалось коэффициентом $K=s/S$, который входит в расчетную формулу нормативных гололедных нагрузок. Здесь s — часть периметра S , покрытая отложением.

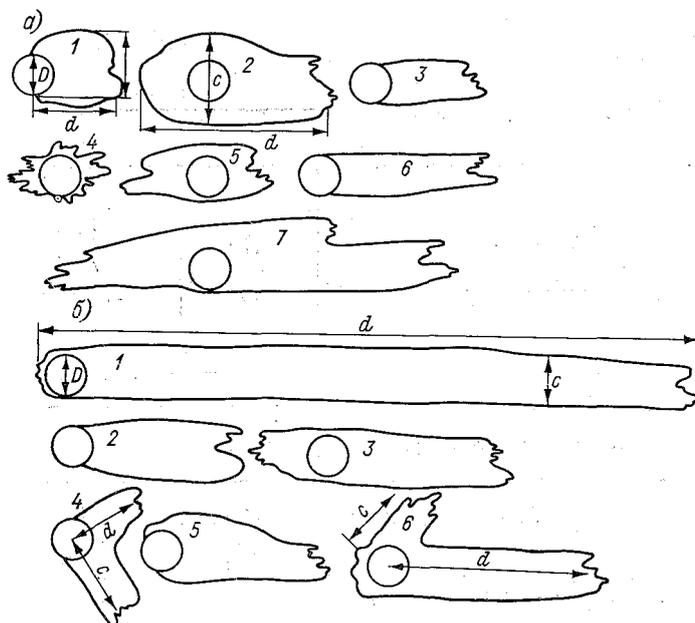


Рис. 5.5. Конфигурации и соотношение размеров отложений на стержне ($D=15$ мм) арматуры телебашни для случаев a и b .

На рис. 5.5—5.7 представлены некоторые характеристики обрастания отложениями деталей телевизионной башни в Москве (1969—1971 гг.). Значения малого c и большого d диаметров отложений на стержне, конфигурации которых показаны на рис. 5.5, приведены в табл. 5.9.

Таблица 5.9

Конфигурация отложения по рис. 5.5	c мм	d мм	Конфигурация отложения по рис. 5.5	c мм	d мм
Случай a			Случай b		
1	20	35	1	20	260
2	35	70	2	24	65
3	18	40	3	22	100
4	40	40	4	30	30
5	25	50	5	28	70
6	15	60	6	30	80
7	30	160			

Из рис. 5.6 видно, что зависимость c от d нестабильная, особенно для $d \geq 80$ мм. При начальном росте отложений ($d < 50$ мм) малый диаметр c растет быстрее. При $d > 50$ мм соотношение быстро уменьшается, при этом увеличение d значительно больше,

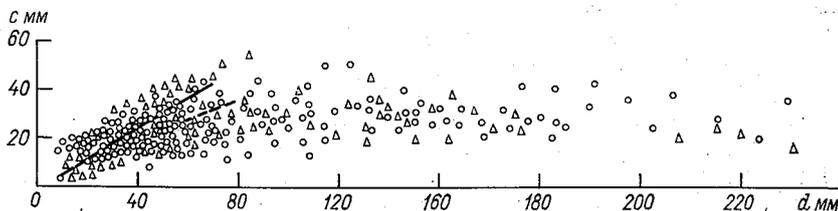


Рис. 5.6. Зависимость c от d для отложений на стержне арматуры телебашни.

чем c . Отношение c/d на высотах в нижнем слое атмосферы было более чем в 2 раза меньше, чем на наземных уровнях. Средние значения c/d по градациям величины d для отложений на стержнях ($N = 75$ случаев) приведены в табл. 5.10.

Таким образом, при $d < 50$ мм отношение c/d на вертикальном стержне было больше, чем на горизонтальном. При $d \geq 50$ мм отношения эти выравниваются и в дальнейшем остаются практически одинаковыми.

Отложения на горизонтальных вибраторах и вертикальных трубах вблизи вибраторов (рис. 5.7) распределяются симметрично по окружности башни. Наибольшие отложения отмечаются

Таблица 5.10

d мм	Стержень	
	горизонтальный	вертикальный
< 50	0,50	0,60
50—100	0,36	0,38
100—150	0,22	0,25
150—200	0,20	0,22
> 200	0,09	0,11

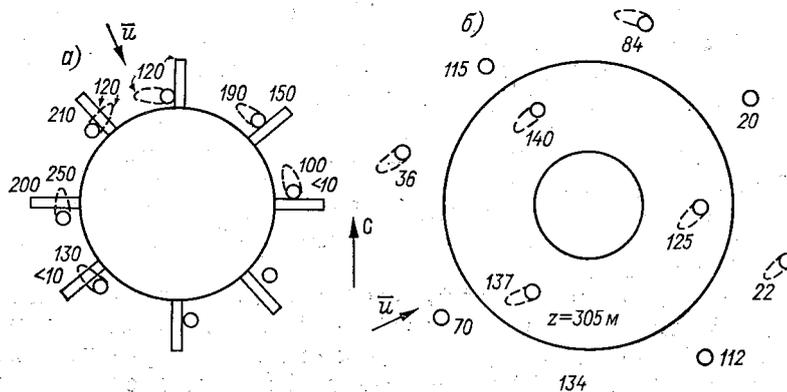


Рис. 5.7. Отложения на горизонтальных вибраторах на высоте 385 м 15 I 1970 г. (а) и вертикальных трубах вблизи вибраторов на высоте 503 м 18 I 1970 г. (б).

с боков башни, что, видимо, обусловлено большими скоростями ветра и соответственно большим наносом частиц отложения на этих сторонах башни. На высоте 503 м ствол башни имеет диаметр 0,8 м и незначительно возмущает поток воздуха с частицами отложения. По размерам и направленности отложений на вертикальных стержнях вокруг башни, отстоящих от нее на расстоянии 1,5 м, на этом уровне различий нет. На уровнях 305 и 385 м, где толщина башни значительно больше и искажения по скорости и направлению ветра явные, характер отложений (размеры и направленность) на вертикальных стержнях вокруг башни разный.

Повторяемость коэффициента охвата K (в процентах), определенная по наблюдениям в Москве в 1969—1971 гг. в нижнем 500-метровом слое атмосферы, на горизонтальном и вертикальном стержнях диаметром 15 и 35 мм приведена в табл. 5.11.

Таблица 5.11

z м	Число случаев	Коэффициент охвата									
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Горизонтальный стержень											
503	38	—	8	10	8	10	15	13	15	13	
305	63	3	7	16	6	11	14	9	6	14	14
201	15	7	20	20	14	14	—	7	—	6	12
85	20	15	10	35	30	10	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2—300	95	6	12	30	20	11	5	4	2	3	7
Вертикальный стержень											
503	38	—	—	—	2	10	13	13	19	24	19
305	63	—	2	4	8	16	8	16	19	11	16

Отложения с $K \leq 0,6$ в слое $z = 300 \div 500$ м отмечались в 52% случаев наблюдений, а в слое $z \leq 300$ м — лишь в 21% случаев. В среднем значения коэффициента охвата составляли 0,42 для слоя ≤ 300 м и 0,62 для слоя 300—500 м, т. е. отмечается рост этого коэффициента с высотой. Наиболее частыми были отложения с $K = 0,3 \div 0,4$ для слоя ≤ 300 м и с $K = 0,6 \div 0,7$ для слоя 300—500 м. Отложения на вертикальных стержнях на высотах 305 и 503 м (на других высотах эти наблюдения не проводились) отмечались с $K = 0,2 \div 1,0$. На высоте 503 м отложения с $K = 0,6$ отмечались несколько чаще, чем на высоте 305 м (соответственно 59 и 48% случаев).

При сопоставлении коэффициентов охвата отложениями заметны большие значения этого коэффициента у вертикальных стержней (в среднем 0,74) по сравнению с горизонтальными (в среднем 0,61). Коэффициент охвата 0,6 отмечался у горизонтальных стержней в 61% случаев, а у вертикальных в 79% случаев. У горизонтальных стержней диаметром 15 и 35 мм он отмечался соответственно в 59 и 45% случаев, а у вертикальных —

в 79 и 50%. С увеличением диаметра стержней коэффициент охвата уменьшался: на подвижных тросах он, как правило, равнялся 1,0, на неподвижных был меньше. На диполях, стрелах кранов, трубах и близких им по форме и размерам деталях башни коэффициент охвата менялся в пределах 0,1—0,3. Охват отложением антенны по ее поверхности не превышал 0,6. При этом с увеличением диаметра антенны D коэффициент охвата уменьшался (например, при увеличении D от 0,9 до 5,0 мм коэффициент K уменьшался от 0,6 до 0,2).

Вообще значения коэффициента охвата K в нижнем слое атмосферы (до $z=500$ м), по данным наблюдений в Обнинске за 1965—1966 гг. и Москве за 1969—1971 гг., изменялись в широком диапазоне (от 0,1 до 1,0).

Отвалы отложений с сооружения (от предмета) и опадание их на площадь у основания сооружения наиболее часто наблюдались после длительного периода роста и устойчивого состояния отложения при повышении температуры воздуха до 0°C . Тенденция повышения температуры после длительного холодного периода, вообще говоря, может служить предвестником опасного явления опадания отложений. Механизм отвала отложения от деталей связан с оттаиванием отложения у его основания. В основании отложения образуется тонкая жидкая пленка, нарушающая его цепкость и механическую связь с предметом; при этом отложение под тяжестью своего веса отваливается от предмета и опадает на площадь у сооружения. Отвалы отложений от предмета наблюдаются как по всей его длине — стержневые отвалы, так и с дроблением на части — комьевые отвалы.

Количественные характеристики опадания отвалов дают данные наблюдений в Обнинске за 1963—1966 гг. и Москве за 1969—1972 гг., приведенные в табл. 5.12.

Таблица 5.12

Параметр	Обнинск, 1963—1966 гг.	Москва, 1969—1972 гг.
Число дней с опаданиями	15	7
Плотность опаданий, м^2	0,1—3,8	1
Размер отвалов на поверхности		
диаметр, м	$\leq 0,5$	—
длина, м	2—3	0,3
толщина, м	0,1—0,2	0,4
Радиус опадания на поверхности, м	100—150, иногда до 200	100—120, иногда до 300
Вес опавших отложений, кг	10—15	3—10

5.5. Экспериментальные наблюдения за гололедно-изморозевыми отложениями

Распределение отложений с высотой в нижнем слое атмосферы подобно распределению в этом слое скорости роста и испарения (таяния) отложений. Уменьшение с высотой скорости роста

Таблица 5.13

z м	Нижняя облачность		Туман		Смешанные погодные условия	
	+	-	+	-	+	-
Размер ψ_d мм/ч						
Зернистая изморозь						
301	0,9—12,0	0,3—14,0	0,20—9,4	0,2—15,0	1,1—12,0	0,1—10,0
217	0,5—7,2	0,1—7,0	1,00—7,2	0,2—2,5	0,5—11,3	0,2—5,0
121	0,2—3,1	0,2—5,8	0,02—4,0	0,01—1,9	0,2—4,0	0,1—6,0
25	0,0—1,5	0,1—1,0	—	—	0,1—2,0	0,02—3,0
2	—	—	—	—	Следы	—
Гололед						
301	0,6—7,5	0,3—20,8	0,20—2,0	0,20—0,3	0,10—3,5	0,1—1,1
217	0,2—7,5	0,2—8,3	0,02—2,5	0,20—0,6	0,09—3,0	0,2—1,1
121	0,1—4,0	0,2—2,2	0,02—0,6	0,01—0,5	0,01—0,5	0,1—0,5
25	$\leq 0,05$	$\leq 1,1$	0,00—0,06	$\leq 2,3$	Следы	—
2	—	—	—	—	Следы	—
Гололед—зернистая изморозь						
301	0,2—13,0	0,1—2,0	0,1—14,0	0,1—12,0	0,30—1,5	0,2—9,1
217	0,9—2,0	0,3—5,0	0,2—5,2	0,2—5,0	0,20—2,5	0,4—13,0
121	0,8—1,0	0,1—2,0	0,4—2,0	0,3—2,5	0,01—0,8	0,1—3,5
Вес ψ_p г/пог. м в час						
Зернистая изморозь						
301	1,5—96	1,0—331	2,0—40	2,0—29	—	3,0—430
217	1,5—42	1,0—83	7,0—32	0,2—14	—	1,0—200
121	0,6—15	1,0—15	1,5—3,5	5,0—13	2,0—68	2,0—10
Гололед						
301	4,0—120	2,0—60	2,0—14	2,0—20	—	—
217	3,0—32	1,0—123	$\leq 7,0$	0,2—2,0	—	—
121	2,0—25	4,0—7,0	—	0,0—5,0	—	—
25	—	—	3,0—6,0	—	—	—
Зернистая изморозь—гололед						
301	1,5—222	2,0—147	42—78	54—105	1,5—57	1,0—65
217	0,7—72	2,0—48	$\leq 3,0$	26—42	0,5—32	2,0—27
121	6,0—26	2,0—6,0	≤ 27	≤ 14	$\leq 7,0$	≤ 38

отложения по размеру и увеличение по весу обусловлено переходом структуры отложения в более плотную. Отмечались также случаи увеличения с высотой скорости роста по размерам и уменьшения по весу, связанные с изменением вида отложения, при котором происходило испарение части гололедной основы и рост на сохранившейся основе кристаллической изморози.

Подобие профилей отложений и их скоростей роста (таяния) указывает на возможность определения ожидаемого распределения значений отложения по наблюдавшемуся распределению скорости роста отложения, а также возможность определения ожидаемого распределения скорости разрушения (таяния) отложений в слое по наблюдавшемуся распределению отложения в нем.

Средние значения скорости роста (+) и разрушения (—) отложений за промежутки между сроками измерений, полученные по данным наблюдений в Обнинске (1964—1968 гг.) при различных погодных условиях, приведены в табл. 5.13.

Средние значения скорости роста (+) и разрушения (—) кристаллической изморози за промежутки между сроками измерений, полученные по данным наблюдений в Обнинске (1964—1968 гг.), даны в табл. 5.14.

Таблица 5.14

z м	Φ_d мм/ч		Φ_p г/пог. м в час	
	+	—	+	—
301	1,0—7,0	0,5—30	1,0—28	0,5—60
217	0,7—4,0	0,2—5	0,2—15	0,5—16
121	0,3—8,1	0,2—9,5	0,7—13	< 11
25	0,5—7,0	0,1—5,0	1,5—5	< 0,5
2	0,1—4,7	0,1—3,5	< 2	—

Приведенные значения скорости роста и разрушения отложений следует рассматривать как приближенные. Для их уточнения был поставлен эксперимент по определению скорости нарастания зернистой изморози на поверхности предмета.

Образец (медный провод диаметром 0,7 мм) закреплялся на предметном столике микрофотоустановки в зажимах микрометренной подводки так, что был обращен своей осью перпендикулярно направлению ветра. В микрофотоустановке при 15—17-кратном увеличении наблюдалось точечное мерцание частиц (отвердевающих переохлажденных капелек или ледяных зерен), выпадавших из облачной массы на поверхность образца. Мерцание это позволило наблюдать характер оседания частиц в процессе роста зернистой изморози на образце и оценить (методом сцинтилляций) интенсивность этого оседания. Оседание частиц на образце было неравномерным во времени, по длине образца и по плотности оседания частиц. Число оседавших в 1 мин частиц изменялось в пределах от 10 до 70.

Скорость нарастания зернистой изморози в описываемом опыте оценивалась фотометодом по временной последовательности микрофотографий и рассчитывалась по формуле $V = \frac{l_{i+1} - l_i}{t_{i+1} - t_i}$, где l_i — толщина отложения в момент времени t_i . Скорость нарастания зернистой изморози при постоянной скорости ветра 2 м/с, с которой наносились частицы облака на образец, и температуре 4,3°С составляла $(0,6 \div 2,2) \cdot 10^{-2}$ мм/мин, т. е. до 1,5 мм/ч. Она соизмерима с малыми значениями расчетной скорости роста зернистой изморози (см. табл. 5.13).

При достаточно длительном (10 ч и более) пребывании предметов в условиях, благоприятствующих росту отложений, ими покрываются все предметы независимо от их материальной основы и шероховатости. Начальный этап роста отложения непосредственно на предмете в зависимости от его материала и шероховатости был исследован недостаточно. Отложения наблюдались и на пульсирующих (вибрирующих) деталях. При этом частота пульсации достигала 50 Гц и более. Гидрофобные диски, один из которых был смазан незамерзающей смазкой, а другой оставался несмазанным, а также смазанные и несмазанные стержни из различных материалов выдерживались на открытой площадке на верхнем уровне мачты (300 м), подвергаясь в течение нескольких часов воздействию потока облачной массы. На начальной стадии интенсивность нарастания отложения на несмазанных образцах была заметно больше, чем на смазанных. Однако спустя несколько часов на смазанных образцах появились наросты или налипли комья отложений, на которых так же, как на несмазанной поверхности, начался интенсивный рост отложений, и все образцы (смазанные и несмазанные) одинаково обросли отложением.

Обрастание отложениями наблюдалось даже на явно гидрофобных предметах. Например, на полихлорвиниловом диске происходило нарастание различных видов отложений: зернистой изморози, гололеда. При гололеде это был его рост при температуре, близкой к 0°С, а не оплавление других видов отложений в гололед.

В опыте по выявлению обусловленности поля отложения около предмета его обтекаемостью влагонесущим потоком были использованы шелковинки, укрепленные на тонких стальных спицах. При введении этих шелковинок в воздушный поток около обросшего отложениями предмета шелковинки устанавливались вдоль линии нарастания отложений. В этом опыте наблюдалось случайное «пульсирующее» отклонение шелковинки от линии тока поля отложений. Эта пульсация из-за ее кратковременности не являлась определяющей для отложения. Поле отложения определялось средним за некоторый промежуток времени направлением натекавшего потока.

Отложения на пластине нарастали преимущественно с наветренной стороны, постепенно охватывая ее с нижней и верхней поверхностей и по крепящему ее вертикальному стержню. Характер и интенсивность отложения на цилиндре были обусловлены

главным образом характером обтекания цилиндра влагонесущим потоком и ориентацией цилиндра относительно потока.

Обрастание профилированного листа начиналось от внутренней центральной части, в которую был направлен поток влагонесущей массы, и эксцентрично с областью натекания влагонесущего потока, в которой плотность отложений была значительной, и областью растекания влагонесущего потока, в которой плотность была меньше.

Отложения на модели крыла в начальных стадиях роста отмечались преимущественно у ребер. Это изменяло конфигурацию модели крыла и, следовательно, создавало иные условия его обтекаемости. Появлялась как бы новая по своей природе основа, на которой происходил дальнейший рост отложений (независимо от ее конфигурации и материала) главным образом навстречу натекавшему потоку.

Отложение на полусфере зависело не столько от конфигурации и ориентации предмета, сколько от направления натекающего на него потока. Конфигурация и ориентация предмета играли некоторую роль в формировании на нем отложения, поскольку они определяли аэродинамическое поле обтекания предмета. По контуру полости полусферы происходило нарастание отложения навстречу натекающему потоку, когда полость была обращена к нему. Если полость полусферы была обращена в сторону, противоположную натекающему потоку, то при определенных скоростях потока во внутреннем выеме полусферы отложения имели ячеистую структуру, что, возможно, было обусловлено вихревыми возмущениями потока в этом выеме [89].

Выводы

Зернистая изморозь и гололед в нижнем слое атмосферы в зоне Москва—Обнинск наблюдаются в основном при низкой облачности и туманах, кристаллическая изморозь — при их отсутствии (при радиационном выхолаживании воздуха в слое). В преобладающем числе случаев в этих условиях отмечались зернистая изморозь (50%) и зернистая изморозь в смеси с гололедом (75%). Кристаллическая изморозь в смеси с гололедом наблюдалась лишь в 10—15% случаев. В остальных случаях отмечалась лишь кристаллическая изморозь. Длительность периодов гололедно-изморозевых отложений прослеживалась в пределах 5—400 часов. Максимальная нагрузка на стандартный стержень диаметром 15 мм достигала 17 кг/пог. м, а на единицу площади тела сооружения — 25 кг/м². В периоды наиболее интенсивных гололедно-изморозевых отложений нагрузка на высотное сооружение составляла на мачте в Обнинске 14 200 кг, а на телебашне в Москве — 30 000 кг. Парусность отложения, например, на мачте в Обнинске достигала 310 м², или 9% парусности всего сооружения.

В большинстве зарегистрированных случаев рост и испарение отложений выражались линейной связью вида $P_k = rt + P_{н.}$. Здесь

$25 < r < 50$ (г/пог. м в час) в процессе роста и $-70 < r < -30$ (г/пог. м в час) при разрушении отложений.

Отмечались случаи прямой и обратной зависимости величин отложений и скорости ветра. В ряде наблюдений непосредственная связь этих характеристик отсутствовала. При достаточно низких температурах и возрастании скорости ветра увеличивается поток частичек отложения на предмет и сами частички с большей силой сцепления удерживаются на отложении, не срываясь с него. При повышении температуры эта цепкость уменьшается, а при больших скоростях ветра больше частиц срывается с отложений, чем оседает. При достаточно высоких температурах сила сцепления между частицами отложения значительно ослабевает, частицы становятся «ползучими» и легко срываются ветровым потоком. При этом независимо от скорости наноса число частиц, нанесенных ветром на отложение и сорванных с него, примерно одинаково, т. е. отложение на предмете в этом случае не зависит от скорости ветра.

Зависимость процессов роста и разрушения отложений от метеорологических параметров может быть не только в прямой связи с их первичными значениями, но и в связи с их производными характеристиками, такими, например, как нагрев или охлаждение воздуха в единицу времени, увеличение или убывание скорости натекания влагонесущей массы воздуха, превышение уровня роста отложения в низких облаках над их нижней границей и др.

Увеличение интенсивности роста отложения отмечалось при неизменных значениях температуры и скорости ветра, но при смене облачности с меньшей водностью на облачность с большей водностью. Увеличение интенсивности роста отложения прослеживалось также в явной связи с понижением нижней границы низких облаков, когда уровень отложения оказывался в глубине облачной массы с большей плотностью частиц в единице объема. Наблюдавшаяся умеренная интенсивность роста (100 г/пог. м в час) была обусловлена, с одной стороны, увеличением скорости ветра (скорости наноса частиц), что способствовало увеличению интенсивности роста, и, с другой стороны, повышением температуры, что несколько ослабляло интенсивность роста. Сравнительно быстрое разрушение отложения (325 г/пог. м в час) наблюдалось при повышении температуры до $-0,5^{\circ}\text{C}$, когда силы сцепления частиц отложения становятся малыми.

Разрушение отложений с малой интенсивностью (30 г/пог. м в час) наблюдалось при повышении нижней границы низких облаков, с большей интенсивностью (240 г/пог. м в час) — при исчезновении низкой облачности, возрастании скорости ветра до 16—20 м/с и повышении температуры до -2°C . Отвал отложения происходил при температуре, близкой к 0°C , когда у основания отложения на предмете образуется водная пленка.

Распределение отложений в нижнем слое атмосферы подобно распределению в слое скоростей роста и разрушения отложений, т. е. профилям отложений соответствовали профили скоростей их

роста и разрушения. Отмечены случаи уменьшения с высотой скорости роста отложения по размеру и увеличению по весу, что было связано с уплотнением структуры отложения. Наблюдалось также увеличение с высотой скорости роста по размеру и уменьшение по весу, что было связано с изменением вида отложения, при котором происходило разрушение части гололедной основы и рост на сохранившейся основе кристаллической изморози.

При достаточно длительном (несколько часов) пребывании предметов в условиях образования отложений ими покрывались все предметы независимо от их физических свойств, материальной основы и характера поверхности. В начальной стадии нарастания отложения на предметах при соприкосновении натекающего влагонесущего потока с поверхностью предмета интенсивность нарастания отложения на несмазанных образцах была заметно большей, чем на смазанных. Спустя несколько часов на смазанных образцах появлялись наросты или налипы комья отложений, на которых так же, как на несмазанной поверхности, происходил интенсивный рост отложений. Далее образцы смазанные и несмазанные одинаково зарастали отложениями.

6. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НИЖНЕГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ПРИ ГРОЗАХ

6.1. Температурно-ветровые характеристики при грозах

Некоторые особенности изменения температуры и скорости ветра в нижнем слое атмосферы при внутримассовых грозах и грозах на холодных фронтах иллюстрируются рис. 6.1.

22 VI 1966 г. и 16 VIII 1967 г. внутримассовые грозы отмечались на периферии разрушавшегося антициклона в слабо выраженном барическом поле.

В течение нескольких часов до грозы прослеживается рост температуры с одинаковой изменчивостью по всем уровням слоя. Изменение температуры в слое перед грозой в промежутке $\Delta t_1 \in [t_n, t_0]$, где t_n — начальный момент, t_0 — экстремальный пороговый момент, выражается условиями $\psi_\theta(z_i) > 0$; $\psi_{v_\theta}(\Delta z) = 0$. С порогового момента t_0 , в промежутке $\Delta t_2 \in [t_0, t_{gp}]$, где t_{gp} — момент грозового разряда, выполняются условия $\psi_\theta(z_i) < 0$, $\psi_{v_\theta}(\Delta z) < 0$. Смена этих условий характеризует пороговый момент ожидания грозы.

Количественные характеристики изменения температуры в слое в промежутках предусловия рассматриваемых случаев внутримассовых гроз, явления и последствия¹ представлены в табл. 6.1.

Квазистационарность температуры перед грозой и резкое ее понижение в грозу могут быть связаны с ливневыми осадками. После грозы и прошедшего ливня в течение нескольких десятков минут температура воздуха по всему слою возрастала примерно с той же изменчивостью, что и понижалась в грозу и при ливне.

Восстановление температуры в слое в течение грозовых условий было не полным. Разность температуры в этих условиях (промежуток T) $\Delta T_\theta \neq 0$ убывала с высотой, т. е. потеря тепла на испарение с подстилающей поверхности была большей, чем на высоте в слое.

¹ Под предусловием грозы, как и вообще любого опасного явления погоды, подразумеваются атмосферные условия непосредственно перед явлением, когда проявляется тенденция изменения состояния нижнего слоя атмосферы в связи с ожиданием явления. Под последствием явления подразумеваются атмосферные условия в слое непосредственно по окончании явления, когда еще сохраняются, ослабевая, атмосферные возмущения самого явления.

Таблица 6.1

z м	ϑ_3 °С	φ_3 °С/ч			A_3 °С		ΔT °С
		предусло- вие	явление	последей- ствие	явление	последей- ствие	
22 VI 1966 г.							
301	23,0	-0,6	19	14	9,5	7,0	1,5
169	24,2	0,6	20	14	10,0	7,0	2,5
25	25,7	0,5	19	1,0	9,5	5,0	7,0
16 VIII 1967 г.							
301	22,5	1,4	27	10	6,5	5,0	1,0
169	24,0	2,0	28	13	7,0	6,5	1,5
25	25,2	2,0	30	10	7,5	5,0	3,0

Характеристики изменения скорости ветра для рассматриваемых случаев внутримассовых гроз приведены в табл. 6.2.

Таблица 6.2

z м	ΔT_1 м	ψ_{uT_1}	ΔT_2 м	ψ_{uT_2}	ΔT_{1-2} м	ΔT_3 м	ψ_{uT_3}	ΔT_{2-3} м	ΔT_4 м	ψ_{uT_4}	ΔT_{3-4} м	ΔT_5 м
22 VI 1966 г.												
301	Штиль	—	5,5	22	5,5	-5,0	-20	1,0	2,0	8	-2,5	2,5
25	То же	—	7,0	28	7,0	-6,0	-24	1,0	3,5	14	-9,0	-3,5
16 VIII 1967 г.												
301	-3,0	1,0	2,0	8	-1,0	-2,0	-8	0,0	1,5	1,5	-1,0	0,0
25	-2,0	0,7	3,5	14	1,0	-4,0	-16	0,5	0,0	0,0	-3,0	1,0

Примечания: 1. В таблице $T_1 \in [t_{э1}, t_{н}^{гп}]$; $T_2 \in [t_{н}^{гп}, t_{гп}]$; $T_{1-2} = T_1 + T_2$; $T_3 \in [t_{гп}, t_{к}^{гп}]$; $T_{2-3} = T_2 + T_3$; $T_4 \in [t_{к}^{гп}, t_{э2}]$; $T_{3-4} = T_3 + T_4$; $T_5 \in [t_{э2}, t_{э3}]$.

2. Значения ΔT_i м даны в м/с, ψ_{uT_i} — м/с в час.

22 VI 1966 г. в предусловии грозы отмечались малые скорости ветра с очень малым вертикальным градиентом (0,1—0,2 м/с на 100 м). В последствии грозы происходило некоторое увеличение скорости ветра и мезомасштабное ее изменение; значение вертикального градиента скорости ветра было больше, чем в предусловии грозы (0,3—0,5 м/с на 100 м). 16 VIII 1967 г. грозному порыву ветра предшествовал и отмечался после него умеренный ветер с вертикальным градиентом 1,5—2,0 м/с на 100 м и мезомас-

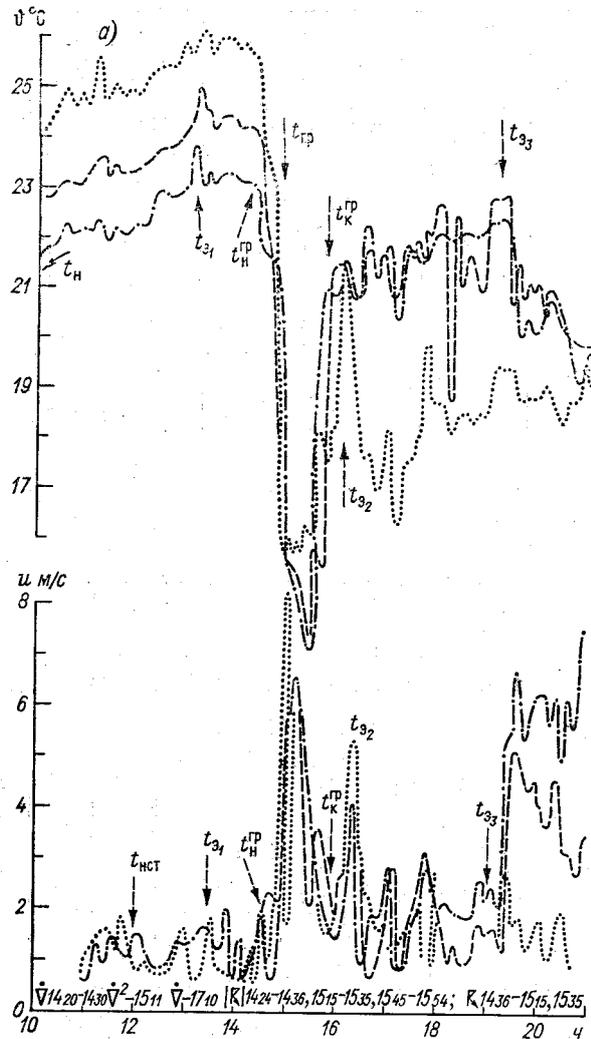
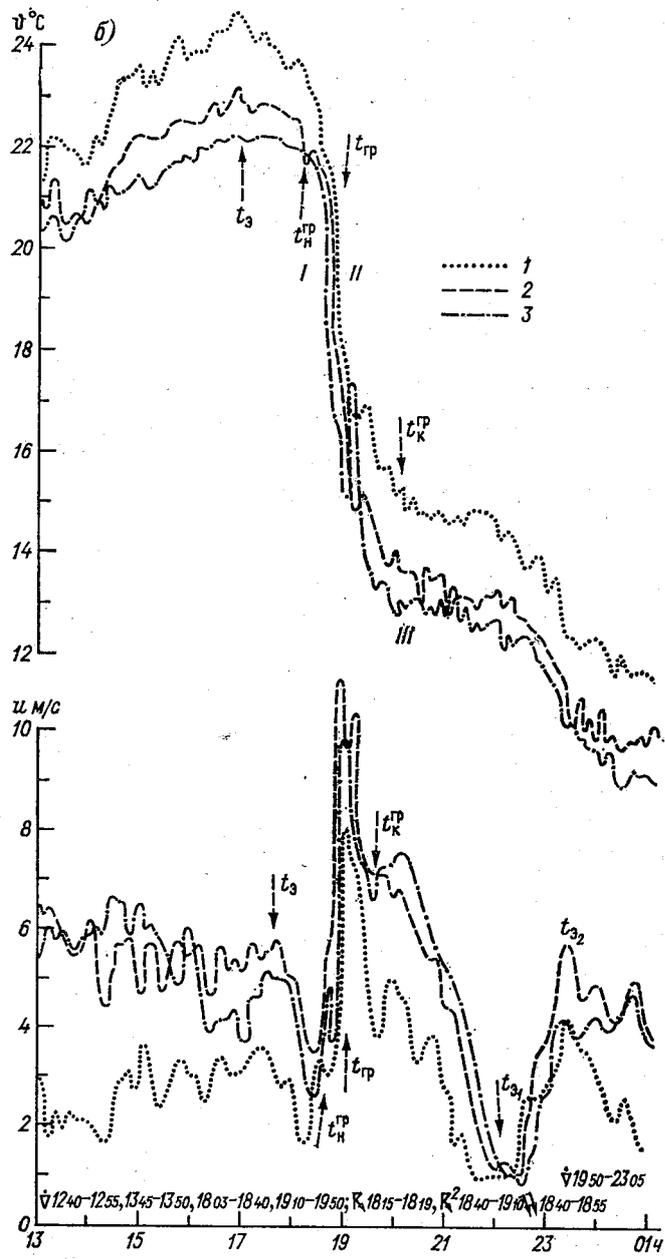


Рис. 6.1. Изменение температуры ϑ и скорости ветра u в нижнем слое атмосферы в условиях внутримассовых гроз 22 VI 1966 г. (а) и гроз на холодном фронте 3 VIII 1965 г. (б). Обнинск.

1) 25 м, 2) 169 м, 3) 301 м.



штабными изменениями с периодами 1—3 ч. Рост скорости ветра происходил с одинаковой изменчивостью по всем уровням слоя. Наибольшая скорость порыва ветра в слое достигала 6—8 м/с.

За резким ростом скорости ветра происходило столь же резкое ее понижение: $|\psi_u|_+ = |\psi_u|_-$. В обоих случаях амплитуда грозового порыва ветра с высотой убывала. Это свидетельствовало о том, что порыв возникал у подстилающей поверхности. Последнее отмечается также по убывающей с высотой амплитуде изменения температуры $\partial A_\phi / \partial z < 0$.

Возрастание скорости ветра (прирост количества движения) и последующее ее убывание (потеря количества движения) на нижнем уровне (25 м) были большими, чем на верхнем (305 м). Результирующее изменение скорости ветра Δt_u по уровням слоя и во всем слое было равно нулю.

Характерный для условий грозы промежуток изменения температуры и скорости ветра $\Delta t_{tr} = t_R^{tr} - t_H^{tr}$ составил 1,5 ч 22 VI 1966 г. и 1,0 ч 16 VIII 1967 г. С «грозовым носом» в изменении давления в промежутке $\Delta t \in [t_R^{tr}, t_H^{tr}]$ согласовывался экстремум изменения нижней границы низкой облачности.

Изменчивость направления ветра $\psi_\phi \cdot 10^5 \text{ с}^{-1}$ 16 VIII 1967 г. достигала существенно больших значений у поверхности земли (2 м):

Δt ч	18—19	19—20
301 м	20	—30
2 м	90	—50

При этом различались две последовательные вихревые температурно-ветровые мезонеоднородности с временными размерами $T = 0,5 \div 1,0$ ч и противоположным вращением вектора ветра. Скорость вращения вектора ветра этих вихревых неоднородностей к нижней части слоя возрастала, а скорость ветра убывала. Так как $\psi_\phi \sim 1/R$, где R — радиус кривизны линий тока воздуха, то их кривизна к нижней части слоя была значительно большей, т. е. кверху вихревые неоднородности как бы расползались.

Изменения температуры и скорости ветра в нижнем слое атмосферы в условиях гроз на холодном фронте иллюстрируются рис. 6.1, полученным 3 VIII 1965 г. За 4—5 ч до прохождения холодного фронта прослеживался одинаковый рост температуры по всем уровням слоя до экстремального значения к моменту t_0 . Далее до момента грозового разряда t_{tr} происходило понижение температуры с разной изменчивостью по уровням слоя.

Изменения температуры в промежутке предусловий холодного фронта с грозой $t \in [t_H, t_0]$ могут быть выражены условиями $\psi_\phi(z_i) > 0$, $\psi_{v_\phi}(\Delta z) = 0$. В промежутке $t \in [t_0, t_{tr}]$ изменение температуры на уровнях слоя выразится условиями $\psi_\phi(z_i) \leq 0$, $\psi_{v_\phi}(\Delta z) < 0$.

Количественные оценки изменения температуры в слое в пред-

условии грозы, при грозе и в последствии представлены в табл. 6.3.

Таблица 6.3

Дата	z м	$\vartheta_{\text{э}}^{\circ}\text{C}$	$\Psi_{\text{э}}(z)^{\circ}\text{C/ч}$		$A_{\text{э}}^{\circ}\text{C}$	$\Delta T^{\circ}\text{C}$
			предусло- вие	явление	явление	
2 VIII 1965 г.	301	22,2	0,3	7,5	6,5	9,0
	25	24,5	1,0	12	6,5	10
27 VII 1966 г.	301	22,0	0,7	11	5,5	5,5
	25	24,5	1,3	13	6,5	6,0
13 VII 1967 г.	301	21,0	0,0	10	5,0	5,0
	25	23,5	1,0	14	7,0	7,5

Экстремальные значения температуры в слое перед грозой достигали 21—25°C. По достижении экстремального значения до начала грозовых разрядов $t_{\text{Н}}^{\text{гр}}$ температура понижалась с убывающими по высоте изменчивостью и амплитудой.

Экстремальный момент изменения температуры $t_{\text{э}}$ является пороговым, с которого по понижению температуры на уровнях слоя можно определить промежуток возможного ожидания основного фронтального спада температуры и момент грозы $\Delta t =$

$$= \frac{(\vartheta_{\text{в}} - \vartheta_{\text{н}}) t_{\text{э}}}{\Psi_{\vartheta_{\text{в}}} - \Psi_{\vartheta_{\text{н}}}}$$

Характер изменения температуры в условиях последствия грозовых возмущений различен в рассматриваемых примерах. 3 VIII 1965 г. зафронтальных возмущений не было и сразу же за фронтальным спадом температуры намечалось изменение ее суточного характера. Последствие грозового возмущения здесь неявно выражено. 27 VII 1966 г. и 13 VII 1967 г. промежуток последствия достигал 6,5 ч. После этого восстанавливалось суточное изменение температуры.

Характеристики изменения скорости ветра в условиях анализируемых наблюдений приведены в табл. 6.4.

Здесь T_1, T_2, \dots обозначают то же, что и в рассмотренных выше примерах внутримассовых гроз.

Из табл. 6.4 видно, что предгрозовое понижение скорости ветра в промежутке $T_1 \in [t_{\text{э}}, t_{\text{Н}}^{\text{гр}}]$ больше на верхних уровнях слоя. Это свидетельствует о выносе в этом промежутке количества движения с верхнего уровня слоя. В первой части промежутка грозы T_2 скорость ветра возрастала больше на верхних уровнях слоя. Во всем промежутке $T_1 - T_2$ предусловий грозы и в ее начале существовал как бы динамический импульс — возможный приток количества движения $\sim \Delta T_{1-2}$ и. На верхних уровнях слоя он имел

Таблица 6.4

z м	$\Delta T_1 u$	Ψ_{uT_1}	$\Delta T_2 u$	Ψ_{uT_2}	$\Delta T_{1-2} u$	$\Delta T_3 u$	Ψ_{uT_3}	$\Delta T_{2-3} u$	$\Delta T_4 u$	Ψ_{uT_4}	$\Delta T_{3-4} u$
3 VIII 1965 г.											
301	-2,0	-4,0	7,0	14	5,0	-9,0	-3,0	-1,5	3,0	3,0	-6,0
25	-1,5	-3,0	5,0	10	4,0	-7,0	-2,3	-1,5	3,0	3,0	-4,0
27 VII 1966 г.											
301	-1,5	-1,5	8,0	16	7,0	-9,0	-6,0	-0,5	9,5	3,2	1,5
25	-1,0	-1,0	7,0	14	6,0	-8,0	-5,5	-1,0	3,0	1,0	-5,0
13 VII 1967 г.											
301	-2,0	-2,0	8,0	16	6,0	-7,5	-5,0	0,5	4,0	3,5	-4,0
25	-2,0	-2,0	5,0	10	3,0	-4,5	-4,5	0,5	0,0	0,0	-4,5

Примечание. Значения $\Delta T_i u$ даны в м/с, Ψ_{uT_i} — м/с в час.

большее значение, т. е. был направлен сверху в слой. Во второй части промежутка грозы T_3 имело место понижение скорости ветра, большее на верхних уровнях слоя, что свидетельствовало о возможном выносе количества движения из слоя. Смена направления переноса количества движения в слое может быть признаком возможного окончания грозы.

В условиях грозы (промежуток $T_2 - T_3$) результирующее изменение скорости ветра близко к нулю. Во всех рассмотренных случаях гроз на холодном фронте порыв ветра длился 2—3 ч. Наибольшее значение порыва ветра в слое в этих случаях составляло 6—10 м/с, что близко к величинам, отмечавшимся при внутримассовых грозах.

Характерным для всех рассмотренных случаев гроз на холодном фронте является интенсивное перемешивание воздуха в завершении грозового периода и затем повторный порыв ветра с увеличением скорости ветра, имеющим большее значение тоже на верхних уровнях слоя. Установление нормального распределения скорости ветра в слое происходило через $T \geq 3-6$ ч.

При грозе на холодном фронте и в ее последствии прослеживались изменения скорости ветра с периодом $T \approx 2-3$ ч, которые затухали при следующих значениях отношений последовательных амплитуд:

Дата	z м	
	301	25
3/VIII 1965 г.	2,5	2,0
27 VII 1966 г.	1,0	2,0
13 VII 1967 г.	2,0	7,0

Как видно из таблицы, эти значения в основном больше на нижних уровнях слоя, где, вероятно, сказывалось влияние шероховатости подстилающей поверхности.

Отмечались согласованные мезомасштабные изменения скорости и направления ветра по всей высоте нижнего слоя атмосферы, т. е. мезомасштабные вихревые движения воздуха. Изменчивость этих вихревых движений достигала $(25 \div 100) \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, т. е. имела тот же порядок, что и в ранее рассмотренных случаях гроз.

На рис. 6.2 представлены зарегистрированные изменения температуры, скорости и направления ветра в сложных условиях грозы 13 VII 1966 г. в Обнинске. Подобная по характеру изменения температуры в слое запись получена 26 VI 1971 г. в Москве. Условия грозы 13 VII 1966 г. при подробном анализе разграничены по изменениям температуры, скорости и направления ветра на периоды I—III: предгрозовой (09—14 ч), наибольших атмосферных возмущений в условиях грозы (14—20 ч) и послегрозовой (после 20 ч). В предгрозовых условиях прослеживались значительный рост температуры и квазистационарность скорости и направления ветра с малыми вертикальными градиентами. Последнее свидетельствует об интенсивном перемешивании воздуха в слое. То же отмечалось 26 VI 1971 г. и при других наблюдениях, например 2 VIII 1967 г. В период грозы изменчивость ($\psi \text{ ч}^{-1}$) температуры, скорости и направления ветра на высотах 25 и 301 м составляла:

z м	ψ_θ °С/ч	ψ_u м/с в час	ψ_φ °/ч
301	-10, 14	-6, 12	50
25	-12, 10	-7, 10	100

При этом имели место потери и приток тепла с результирующим его выносом снизу вверх $q_\theta \sim \Delta_T \theta \neq 0$; $\Delta_T \theta(z_i) > \Delta_T \theta(z_{i+1})$ и приток количества движения во всем слое $q_u \sim \Delta_T u(z_i) = \Delta_T u(z_{i+1})$. Вихревое движение воздуха усиливалось книзу: $\psi_\varphi(z_i) > \psi_\varphi(z_{i+1})$.

Грозовое возмущение атмосферы закончилось прохождением холодного фронта (15 ч 30 мин) с порывами ветра u_{\max} , равными 17,5 м/с на высоте 300 м и 7,0 м/с на высоте 25 м.

В условиях грозового возмущения атмосферы в слое 25—301 м прослеживались вихревые динамические неоднородности, оценки которых приведены в табл. 6.5.

Вихревые динамические неоднородности при грозе (II) усиливались по сравнению с возмущениями предгрозового периода (I) по изменению скорости ветра $u(t)$ $f_{II}/f_I = 2 \div 4$; по изменению направления ветра $\varphi(t)$ $f_{II}/f_I = 3 \div 5$ ($f \sim A, \psi, T$). При прохождении фронтальной зоны (III) максимальные составляющие вихревых возмущений значительно увеличивались, а затем в условиях зафронтальных возмущений (IV) уменьшались по изменению скорости ветра $u(t)$ $f_{IV}/f_{II} = 1,5 \div 3,0$, $f_{IV}/f_{III} \approx 0,2 \div 0,3$; по изменению направления ветра $\varphi(t)$ $f_{IV}/f_{II} = 1,0 \div 1,5$, $f_{IV}/f_{III} = 0,2 \div 0,3$. При

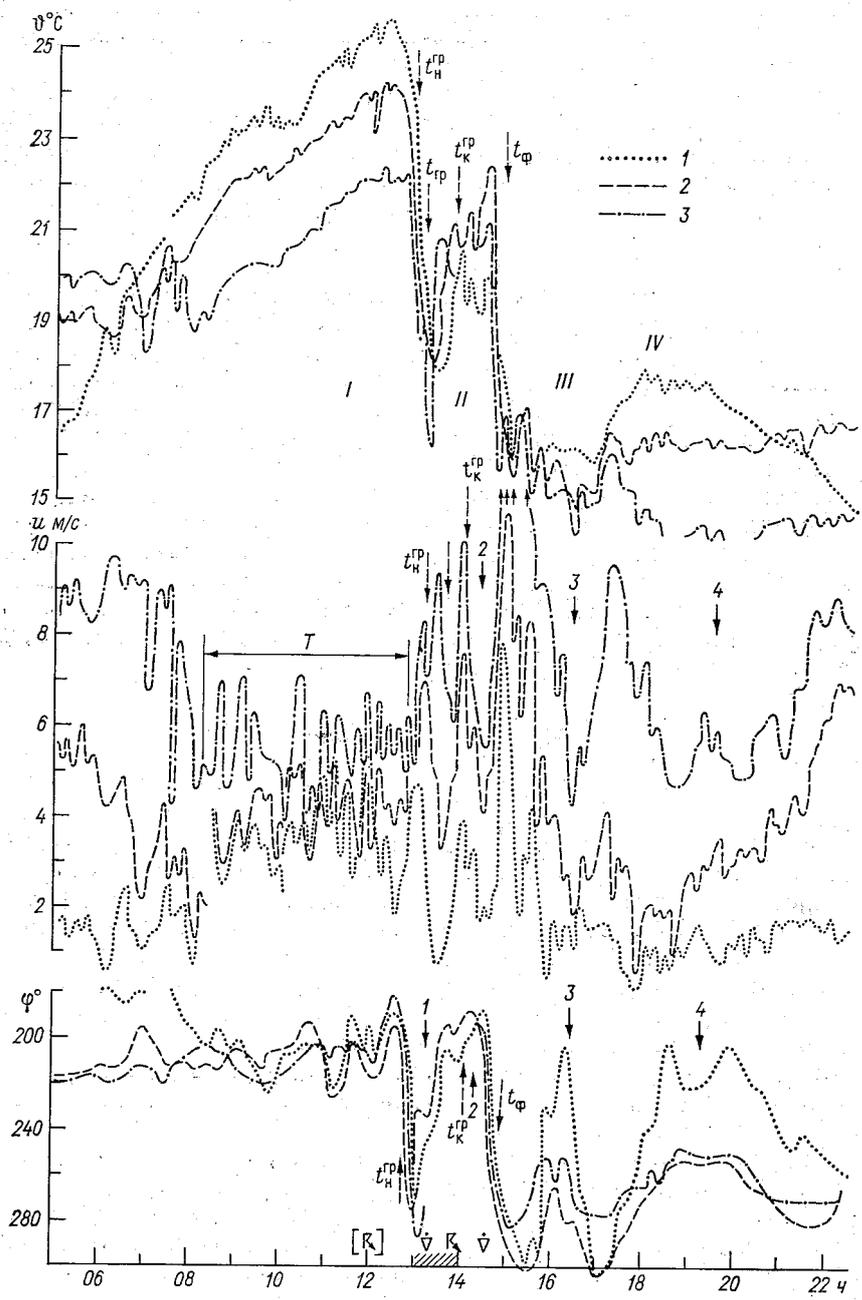


Рис. 6.2. Изменение температуры t , скорости u и направления φ ветра в нижнем слое атмосферы в сложных условиях гроз, 13 VIII 1966 г. Обнинск.

Усл. обозначения см. рис. 6.1.

Таблица 6.5

Период	Время, ч мин	u			φ			
		A м/с	ψ м/с в час	T ч	A°	φ°/ч	T ч	φ _B /φ _H
Предгрозовой (I)	9 00—13 30	1,5—2,0	3—8	0,2—0,3	10—20	10—40	0,5—1,0	1,0
Грозового возмущения (II)	13 30—15 30	3,0—4,0	3—12	0,5—1,0	60—100	120—200	1,5—2,0	0,5—0,7
Прохождение фронтальной зоны (III)	15 30—16 30	6—12	24—48	1,0—1,5	90—200	180—240	1,5	0,3—0,6
Зафронтовые возмущения (IV)	16 30—23 00	1—5	1—10	1,5—4,0	20—30	20—60	1,5—4,0	0,2—0,3

этом вихревые возмущения ослабевали по изменению скорости ветра к нижним уровням слоя, а по изменению направления ветра к верхним уровням.

Так как кривизна линии тока воздуха $1/R \sim \psi_\phi/u$, то при $u(z_i) = \text{const}$ вихревые структуры неоднородностей (см. рис. 6.2) в последовательности 1, 2, ... начиная с цилиндрической (1) все более «расползаются» к верхним уровням слоя и, таким образом, как бы разрушаются.

В реальных условиях на всем протяжении возмущений 1—4 $u_B(t) > u_H(t)$, а $\psi_{\phi_B}(t) < \psi_{\phi_H}(t)$. Это усиливает эффект «расползания» и разрушения вихревых структур к верхним уровням слоя.

На рис. 6.3 представлены примеры автоматической регистрации изменений во времени и распределений по высоте температуры и скорости ветра в слое при грозах на фронте окклюзии 7 VII 1966 г., а на рис. 6.4 — в теплом секторе циклона 13 VIII 1968 г.

Значения изменения температуры в условиях гроз на фронте окклюзии представлены в табл. 6.6.

Таблица 6.6

z м	ϑ_3 °С	ψ_ϕ °С/ч			A_ϕ °С		ΔT_ϕ °С
		предусловие	явление	последствие	явление	последствие	
7 VII 1966 г.							
301	21,5	1,0	12—14	1,4	6,5	3,5	3,0
25	23,7	1,0		1,0	7,5	3,5	4,0
2 VIII 1968 г.							
301	18,5	1,5	7—10	3,5	6,0	3,5	3,5
25	21,5	1,5		2,0	7,0	2,0	5,0

Период грозы в этих наблюдениях был примерно одинаковый (2—3 ч). Мало различался предгрозовой нагрев воздуха (1—1,5°С/ч). Незначительным было охлаждение воздуха при грозовом разряде (в среднем 10°С/ч). Нагрев воздуха в условиях последствия грозы на верхнем уровне слоя был в 1,5 раза больше, чем на нижнем, что обусловлено адвекцией тепла в слое. В промежутке грозы понижение температуры воздуха на верхнем уровне слоя было меньше, чем на нижнем, что обусловлено длительными послегрозовыми осадками. С этим, надо полагать, связан факт неполного восстановления температуры при нагреве воздуха после грозы.

Значения характеристик изменения скорости ветра при грозе на фронте окклюзии представлены в табл. 6.7.

Понижение скорости ветра в предусловии грозы отмечалось с изменчивостью 1—3 м/с в час с заблаговременностью (с порогового момента t_0) $T_1 = 6$ ч. Порыв ветра в начале грозы (T_2) происходил с возрастающей с высотой изменчивостью и был связан

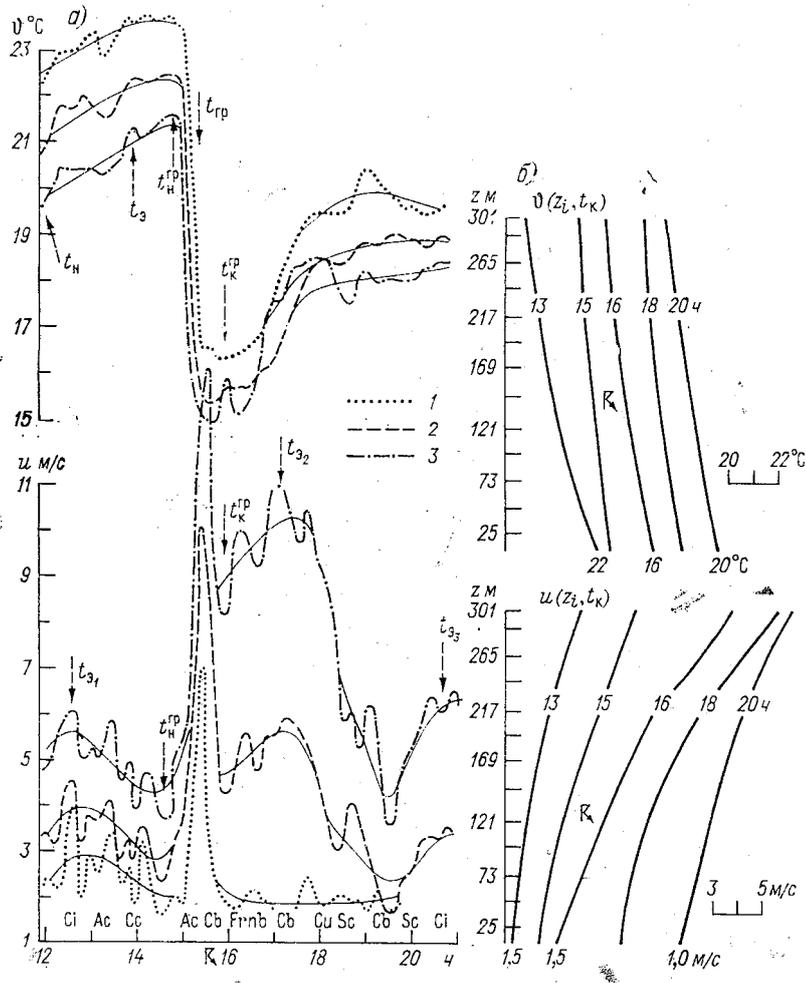


Рис. 6.3. Изменение температуры ϕ и скорости ветра u в нижнем слое атмосферы во времени (а) и по уровням слоя (б) в условиях гроз на фронте окклюзии. 7 VII 1966 г.

Усл. обозначения см. рис. 6.1.

с притоком количества движения в слой с его верхних уровней. В конце грозы (T_3) происходило понижение скорости ветра по всем уровням слоя, т. е. осуществлялся вынос количества движения из слоя. Порыв ветра в течение всего периода грозы $T_{2-3} = T_2 - T_3$ достигал наибольших величин 13 м/с на уровне 301 м

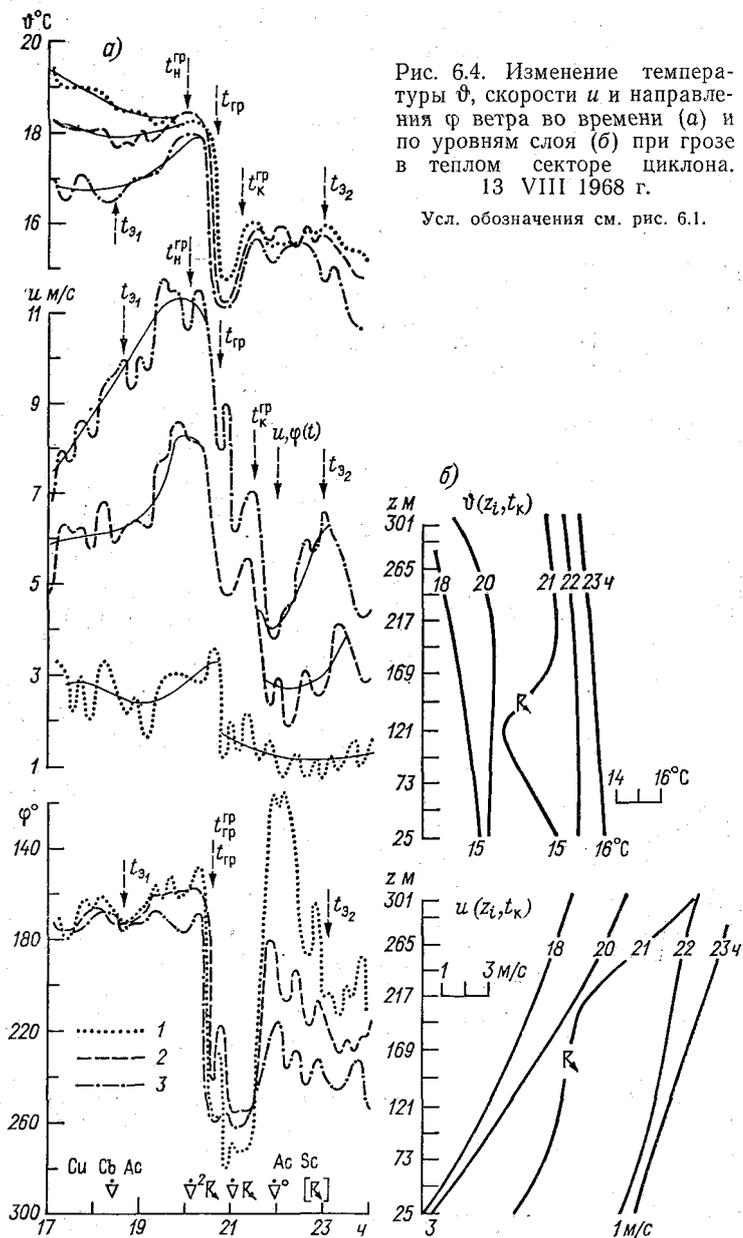


Рис. 6.4. Изменение температуры ϑ , скорости u и направления φ ветра во времени (а) и по уровням слоя (б) при грозе в теплом секторе циклона. 13 VIII 1968 г.

Усл. обозначения см. рис. 6.1.

Таблица 6.7

z м	$\Delta T_1 u$	ψ_{uT_1}	$\Delta T_2 u$	ψ_{uT_2}	$\Delta T_{1-2} u$	$\Delta T_3 u$	ψ_{uT_3}	$\Delta T_{2-3} u$	$\Delta T_4 u$	ψ_{uT_4}	$\Delta T_{3-4} u$	$\Delta T_5 u$	T ч
7 VII 1966 г.													
301	-1.1	-0.6	8.5	8.5	7.5	-5.0	-10.0	3.5	1.5	1.0	-2.0	4.5	5
25	-1.0	-0.6	5.0	5.0	4.0	-5.0	-10.0	0.0	0.0	0.0	-5.0	1.0	-
2 VIII 1968 г.													
301	-3.5	-2.0	8.0	8.0	4.5	-8.0	-8.0	0.0	3.0	1.0	-5.0	-	4
25	-2.0	-1.3	7.0	7.0	4.0	-9.0	-8.0	0.0	1.0	0.3	-	-	-

Примечание. Значения $\Delta T_i u$ даны в м/с, ψ_{uT_i} — м/с в час.

и 7 м/с на уровне 25 м 7 VII 1966 г.; 14 м/с на уровне 301 м и 8 м/с на уровне 25 м 2 VIII 1968 г. Эти значения больше, чем в условиях внутримассовых гроз.

По изменению скорости ветра в последствии грозы, включая ее окончание ($T_3 - T_4 - T_5$), прослеживается потеря (вынос) количества движения из слоя (с верхнего его уровня). При этом приток количества движения сверху в слой в предусловии грозы примерно равен выносу количества движения сверху из слоя в последствии грозы. Следовательно, порыв ветра при грозе на фронте окклюзии в нижнем слое атмосферы имеет верхнее происхождение. Порыв ветра в условиях внутримассовой грозы, наоборот, происходит от основания слоя.

В последствии грозы отмечалось «затухание» изменения скорости ветра с отношением последовательных амплитуд, большим на нижних уровнях слоя, где существенно влияние подстилающей поверхности (A_u было равно 1,5 м/с на уровне 300 м и 3,5 м/с на уровне 25 м 7 VII 1966 г.; 1,8 м/с на уровне 300 м и 5,0 м/с на уровне 25 м 2 VIII 1968 г.).

Изменения направления ветра в условиях гроз на фронте окклюзии по оценке 2 VIII 1967 г. достигали $(20 \div 70) \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. При этом прослеживались вихревые температурно-ветровые мезо-неоднородности с промежутками $T = 0,5 \div 1,5$ ч. Значения этих характеристик (ψ_{ϕ}, T) близки к тем, что наблюдались в случаях внутримассовых гроз.

Качественное представление, количественные оценки и характерные особенности изменения температуры, скорости и направления ветра при грозе 13 VIII 1968 г. приведены в табл. 6.8.

Промежуток ожидания грозы с момента t_0 , составлял $T \in [t_0, t_{\text{FP}}] = 1,5$ ч. Адвекция тепла при этом прослеживалась на верхних уровнях слоя, причем она ослабевала книзу. Понижение температуры в основном в начале грозы происходило

Таблица 6.8

z м	φ_3 °С	ψ_δ °С/ч			A_δ °С		$\Delta T_{\text{явл}}$ °С
		предусло- вие	явление	последей- ствие	явление	предусло- вие	
301	16,5	0,8	7,0	3,5	3,5	1,7	-2,3
169	17,8	0,4	8,0	3,5	4,0	2,0	-2,3
25	18,5	0,0	8,0	2,8	4,0	2,0	-2,4

z м	ψ_{uT_0}	Предусловие		Явление					Последствие			
		ΔT_1 и	ψ_{uT_1}	ΔT_2 и	ψ_{uT_2}	ΔT_3 и	ψ_{uT_3}	ΔT_{2-3} и	ΔT_4 и	ψ_{uT_4}	ΔT_5 и	ψ_{uT_5}
301	1,2	2,0	1,3	-5,0	-10	1,0	2,0	4,0	-3,0	-3,0	2,7	1,6
169	0,5	1,5	1,0	-3,5	-7,0	1,0	2,0	3,0	-3,0	-3,0	1,5	1,0
25	-0,5	1,0	0,6	-1,5	-3,0	0,0	0,0	1,5	-0,5	-0,5	0,5	0,2

Примечание. Значения ΔT_i и даны в м/с, ψ_{uT_i} — м/с в час.

z м	Предусловие	Явление		Последствие (мезо)			
	ΔT_1 °	ΔT_2 °	$\psi_{\varphi T_2}$ °/ч	ΔT_3 °	$\psi_{\varphi T_3}$ °/ч	ΔT_4 °	$\psi_{\varphi T_4}$ °/ч
301	—	50	180	-40	-40	20	15
169	0,0	100	200	-70	-70	35	20
25	—	100	200	-160	-160	80	50

с изменчивостью в 2—2,5 раза больше, чем ее рост по окончании грозы. Температура в слое в последствии в течение 1—1,5 ч оставалась (в пределах погрешности) постоянной до момента t_{a_2} , с которого изменение температуры приняло суточный характер. Весь промежуток $T \in [t_{a_1}, t_{a_2}]$ в последовательности предусловие (2 ч) — гроза (1 ч) — последствие (1,5 ч) длился 4,5 ч.

До момента t_{a_1} происходило увеличение скорости ветра в верхней части слоя и уменьшение в нижней, т. е. перенос количества движения осуществлялся внутри слоя вверх. В предусловии грозы ($T = 1,5$ ч) отмечалось увеличение скорости ветра, большее на верхних уровнях слоя. При грозе скорость ветра уменьшалась значительно больше на верхних уровнях слоя, из которых происходил вынос количества движения.

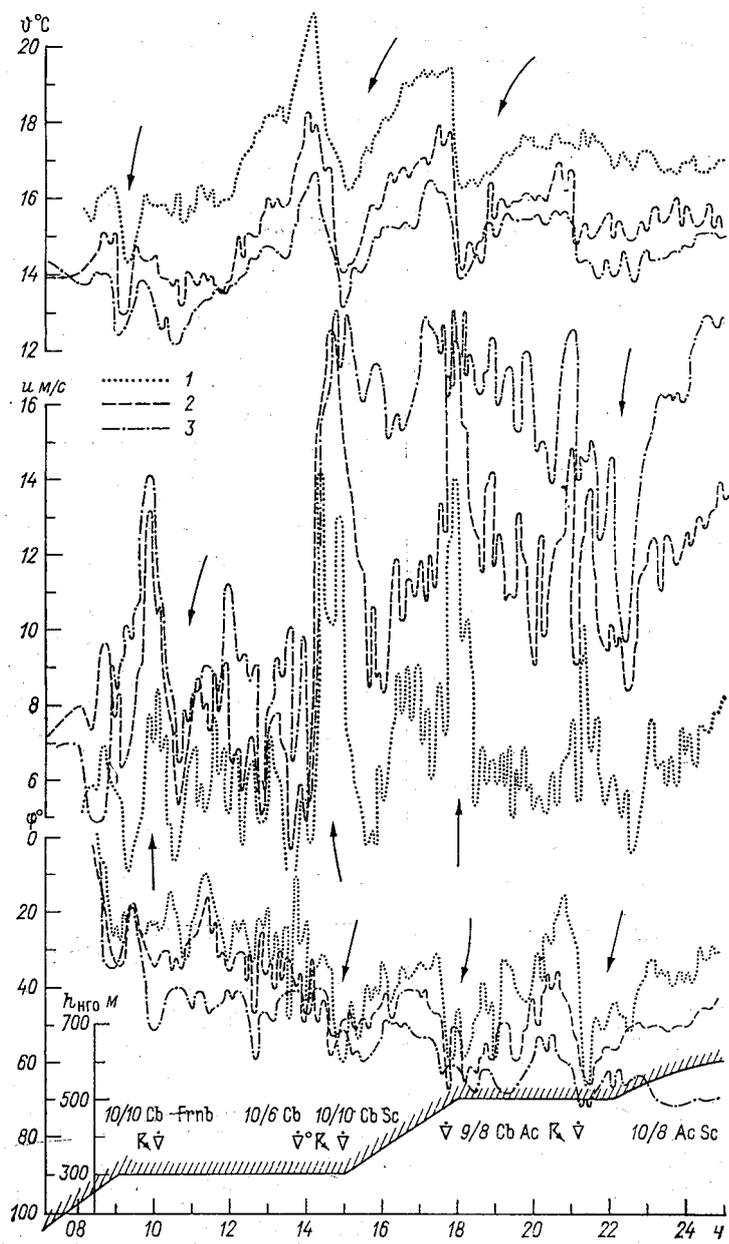


Рис. 6.5. Изменение температуры t , скорости u и направления φ ветра в нижнем слое атмосферы. 2 VII 1973 г. Москва.

1) 85 м, 2) 169 м, 3) 503 м.

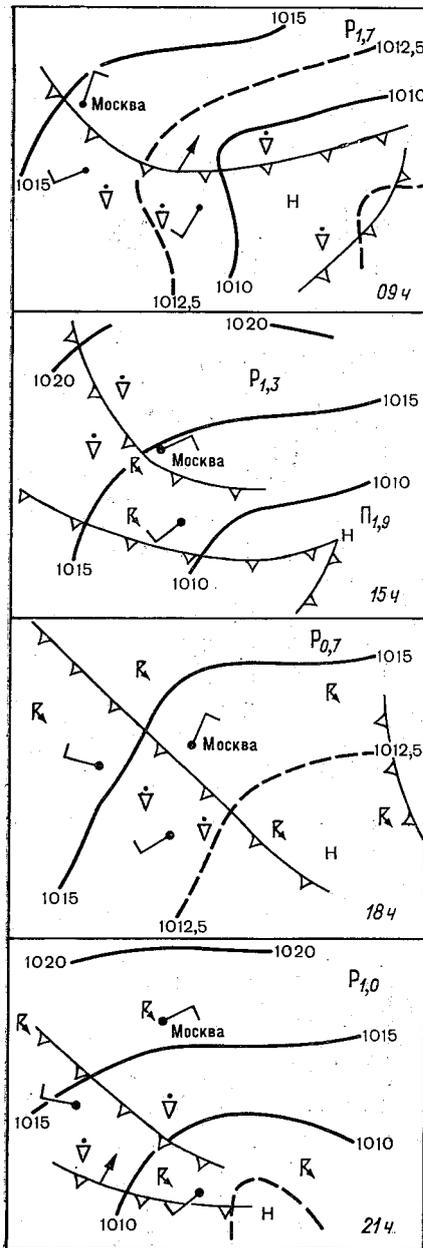


Рис. 6.6. Синоптические условия грозового состояния 2 VII 1973 г. в Москве.

В отличие от условий внутримассовых гроз и гроз на холодном фронте, грозе в теплом секторе циклона предшествовал рост скорости ветра. При грозе отмечался не порыв ветра, а его ослабление. К началу грозы скорость ветра в низу слоя была 3 м/с, а к верхним уровням достигала почти 4-кратного превышения.

Показательно постоянство направления ветра в предусловии гроз. Значительны вихревые возмущения воздуха при грозе и в условиях ее последствия. Скорость вращения вектора ветра в период грозы (T_2) по всему слою была примерно одинакова: $\psi_{\Phi_B} = \psi_{\Phi_H} = 9 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, т. е. вращение воздушной массы в слое происходило без проскальзывания прослоек относительно друг друга. Кривизна линий тока воздуха в период грозы с высотой уменьшалась, т. е. вихревая неоднородность с высотой разрушалась.

Последствие грозы (после 21 ч) определялось возмущающим действием мезомасштабной вихревой динамической неоднородности с верхним ветровым и нижним вихревым эффектами.

В последствии грозы для вихревых движений воздуха отношение $\psi_{\Phi_B} / \psi_{\Phi_H}$ было равно 4 при левом вращении вектора ветра и 3 при правом, т. е. происходило заметное проскальзывание прослоек относительно друг друга.

Длительное грозное состояние нижнего слоя атмосферы прослеживалось 2 VII 1973 г. (рис. 6.5 и 6.6). Москва в это время находилась под воздействием северо-западной периферии обширной депрессии с несколькими центрами низкого давления. Погода

в Москве обуславливалась прохождением вторичных холодных фронтов в тыловой части циклона. Вся система смещалась с северо-востока со скоростью 20—30 км/ч.

Нарушения суточного изменения метеопараметров в слое отмечались в условиях гроз и характеризовались мезомасштабными изменениями температуры, скорости и направления ветра (на рис. 6.5 обозначены стрелочками), представляющими вихревые температурно-ветровые мезонеоднородности. Наиболее выразительны эти изменения в промежутках времени 09 ч—10 ч 30 мин, 14—17 ч, 17 ч 30 мин—20 ч и 21—23 ч. В первых трех из них через Москву проходили вторичные холодные фронты, в последнем вторичный холодный фронт проходил в 50 км юго-западнее Москвы. При этих мезонеоднородностях отмечалось повышение нижней границы низкой облачности, что могло быть связано с нисходящими токами воздуха в вихревых неоднородностях [100].

Показательные характеристики мезонеоднородностей вторичных холодных фронтов при грозе с осадками приведены в табл. 6.9.

Таблица 6.9

Метеопараметр	Характеристики мезонеоднородностей		
	$\pm A$	$\pm \Delta T$	$\pm \psi$ (ч ⁻¹)
θ °С	1,5—4,0	0,1—2,0	0,2—6,0
u м/с	1,5—13	0,0—10	2,0—25
φ °	0,0—40	0,0—15	5—60

Ширина фронтальных зон составляла $L = \bar{u}T = 20 \div 30$ км (здесь $u \approx 20 \div 30$ м/с — скорость смещения зоны, $T = 1 \div 3$ — промежуток времени между началом и концом перемещающейся зоны).

Размеры вихревых образований во фронтальных зонах определяются из выражения $R_z = 57,7u_z/\psi_\Phi$, где R_z — радиус кривизны линий тока воздуха, z — уровень, а u_z — скорость ветра на этом уровне. При $R_{85} = 60 \div 180$ км, $R_{503} = 130 \div 180$ км в среднем кривизна линий тока вихревых образований с высотой убывает.

В структуре вторичных холодных фронтов с грозами и ливневыми осадками можно различить соответственно согласованное понижение (повышение) температуры и увеличение (уменьшение) скорости ветра. Такое согласование обусловлено, надо полагать, действием локальных температурных и барических градиентов.

В исследуемых фронтальных зонах большее изменение температуры и направления ветра (вихревое движение) прослеживается у подстилающей поверхности, а большее изменение скорости ветра — на верхних уровнях слоя, т. е. распределение температуры в нижней части слоя атмосферы во фронтальной зоне в существенной мере обуславливается теплообменом с подстилающей поверхностью. Мезомасштабные вихревые процессы в слое также

зарождаются от мезонеоднородности подстилающей поверхности. Обмен количеством движения в слое происходит с верхних его уровней.

6.2. О структурных особенностях нижнего слоя атмосферы в условиях гроз

При грозном возмущении атмосферного воздуха $T_{гр}$ в различались периоды ближней грозы $T_{б. гр}$, отдаленной грозы и грозного последствия $T_{гр. пд}$ (табл. 6.10).

Длительность периода ближней грозы составляла 10—20% всего времени грозного возмущения, а грозного последствия — 20—90%. Отношение времени грозного последствия ко времени ближней грозы находилось в пределах 2,5—7.

В нижнем слое атмосферы в условиях гроз различалось монотонное изменение температуры и скорости ветра с высотой перед грозой и по ее окончании и сложное изменение этих метеопараметров при грозе и ее последствии. Последнее обусловлено расслоением нижнего слоя атмосферы на прослойки с инверсионным, изотермическим и другими включениями (рис. 6.7). При грозе и ее последствии профили температуры и скорости ветра заметно трансформируются ($\Psi_{v_j} > 2\delta f$) в течение нескольких минут.

До грозного разряда нижний слой атмосферы был термически однороден. С началом грозы в нижнем слое атмосферы прослеживалось возникновение двух или трех подслоев с разными вертикальными градиентами температуры. Это расслоение сохранялось некоторое время после грозы, в ее последствии. Затем структура всего нижнего слоя атмосферы вновь становится термически однородной.

Отношение длительности времени такого расслоения T_p к длительности грозы $T_{гр}$ в 10 случаях было в пределах 3—30. В других 15 случаях такое расслоение прослеживалось только в промежутках до грозы, в начале ее и в последствии.

Расслоение ветровой структуры нижнего слоя атмосферы во всех случаях наблюдений отмечалось задолго до грозы, при ней и в последствии. Поэтому можно предположить, что динамические возмущения нижнего слоя атмосферы благоприятствовали грозному возмущению, но не определяли его длительность.

6.3. О трансформации полей метеопараметров в условиях гроз

Трансформация полей температуры, скорости и направления ветра в нижнем слое атмосферы в условиях гроз прослеживалась по данным синхронных измерений этих параметров на мачте в Обнинске и телебашне в Москве.

По данным этих измерений, 22 VI 1972 г. (00—04 ч) (рис. 6.8 и 6.9) погода в Москве и Обнинске обуславливалась влиянием юго-восточной периферии циклона с центром над Прибалтикой и связанной с ним системой фронтов. Последовательно через

Таблица 6.10

Дата	Время, ч мин.	Тип грозы	$T_{гр. в. ч}$	$T_{б. гр. ч}$	$T_{гр. пд. ч}$	$\frac{T_{б. гр.}}{T_{гр. в.}}$	$\frac{T_{гр. пд.}}{T_{гр. в.}}$	$\frac{T_{гр. пд.}}{T_{б. гр.}}$
16 VIII 1967 г.	18 35—19 45	Внутримассовая	2,0	0,2	1,4	0,1	0,7	7,0
2 VIII 1968 г.	15 30—20 00	На фронте окклюзии	4,0	0,5	3,5	0,1	0,9	7,0
7 VII 1966 г.	15 30—18 20	То же	3,5	0,5	2,0	0,1	0,6	4,0
3 VIII 1965 г.	18 00—22 00	На холодном фронте	4,0	0,5	2,8	0,1	0,7	5,6
27 VII 1966 г.	17 00—20 00	То же	3,0	0,8	2,0	0,3	0,7	2,5
13 VIII 1968 г.	18 30—22 00	В теплом секторе холодного фронта	4	0,3	1,2	0,1	0,3	4,0
13 VII 1966 г.	13 40—17 30	На холодном участке арктического фронта	3,8	0,7	2,3	0,2	0,6	3,3

Обнинск и Москву проходил простирающийся в меридиональном направлении холодный фронт с сопутствующим порывом ветра, осадками и грозой. Ко времени прохождения холодного фронта через Обнинск (01 ч 35 мин) Москва располагалась примерно в 200 км

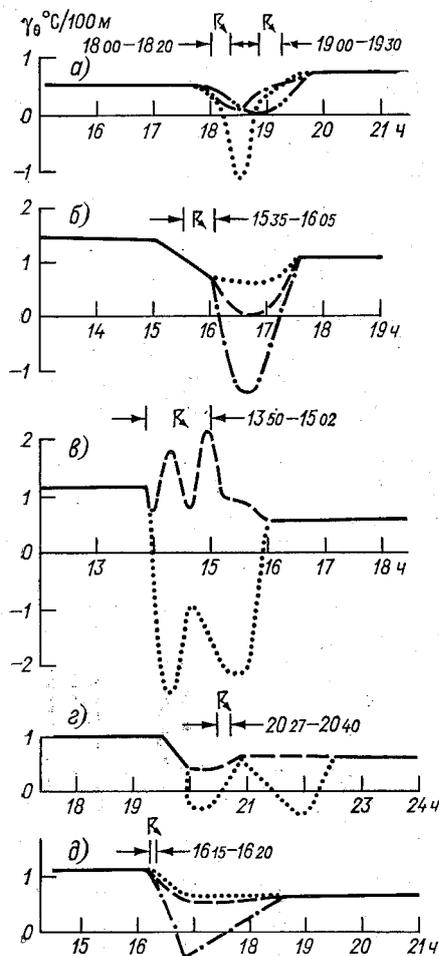


Рис. 6.7. Изменения вертикальных градиентов температуры в нижнем слое атмосферы в условиях гроз.

а) 13 VIII 1965 г., б) 7 VII 1966 г., в) 13 VII 1966 г., г) 13 VIII 1966 г., д) 2 VIII 1968 г.

Его влияние на изменение метеорологических параметров в промежутке 18—19 ч 30 мин в Обнинске не отмечалось. Вторичный холодный фронт в этом промежутке прослеживался в 50—70 км восточнее Обнинска. В Москве при прохождении вторичного

фронта находились в разнородных воздушных массах. Через Москву холодный фронт проходил в 02 ч 30 мин, после чего Москва и Обнинск оказались в теплом секторе циклона, в неустойчивой воздушной массе с ливневыми осадками и грозами. Сдвиг во времени прохождения холодного фронта через Обнинск и Москву составлял около 1 ч. Перемещение фронтальной зоны происходило со скоростью 50 км/ч. Температура у поверхности земли в обоих пунктах наблюдения была 14—16°C. При перемещении фронтальной зоны от Обнинска к Москве происходила ее трансформация. Количественные оценки промежутков изменения T , амплитуды A и изменчивости ψ в зоне фронта в Обнинске и Москве приведены в табл. 6.11.

Согласно приведенным в таблице оценкам, зона холодного фронта в Обнинске и Москве по температурным параметрам T_{θ} , A_{θ} , ψ_{θ} имеет близкую структуру, а по ветровым T_u , A_u , ψ_u отличается изменчивостью порыва ветра ($\psi_{u(O)}/\psi_{u(M)} = 1,5 \div 3,0$) и промежутками времени ($T_{u(O)}/T_{u(M)} \approx 0,33$).

5 VII 1973 г. (рис. 6.10) к 18 ч Москва и Обнинск находились на юго-восточной периферии антициклона. На юге ЕТС отмечалась активная циклоническая деятельность. Вблизи Москвы проходил вторичный холодный фронт.

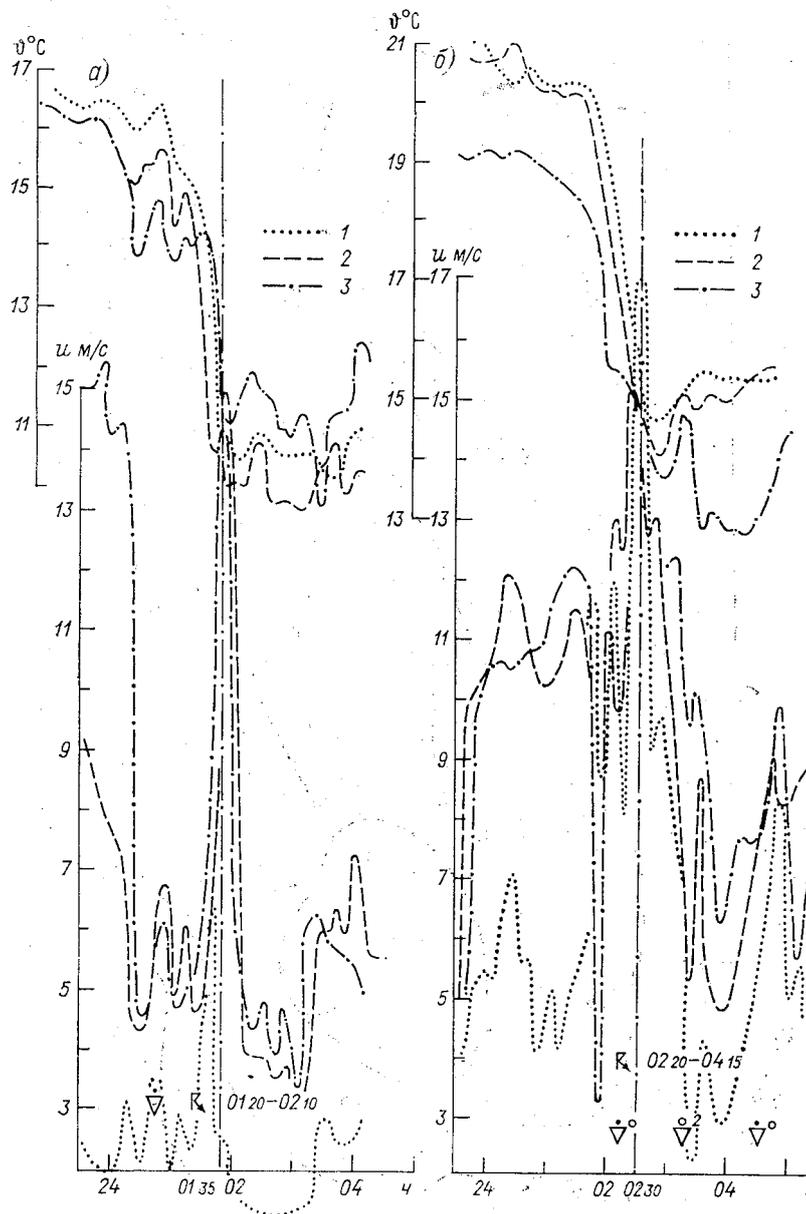


Рис. 6.8. Синхронные записи изменения температуры ϕ и скорости ветра u в нижнем слое атмосферы в условиях грозы на холодном фронте в Обнинске (а) и Москве (б). 22 VI 1972 г.

1) 25 и 85 м, 2) 169 и 253 м, 3) 301 и 503 м.

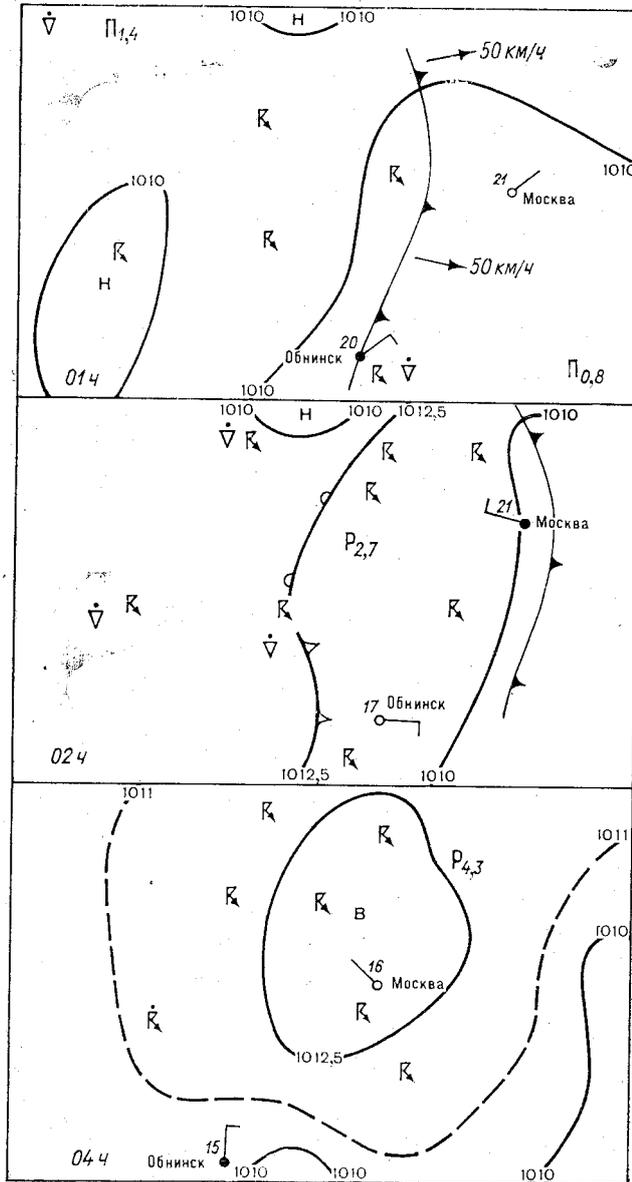


Рис. 6.9. Синоптическая обстановка в условиях грозы на холодном фронте при синхронной записи метеопараметров в Обнинске и Москве. 22 VI 1972 г.

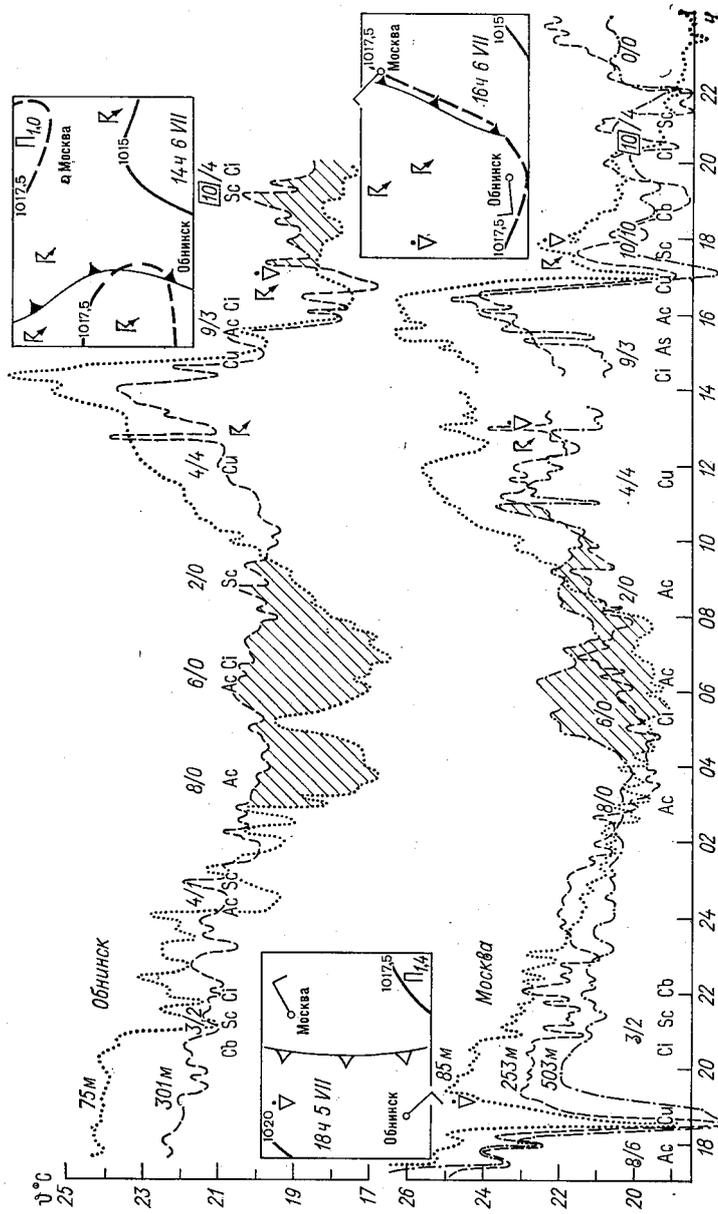


Рис. 6.10. Изменение температуры ϕ в нижнем слое атмосферы и синоптическая обстановка в Обнинске и Москве в условиях грозы на вторичном и холодном фронтах. 5—6 VII 1973 г.

Таблица 6.11

Уровень	T_{Φ} ч		A_{Φ} °С		Φ_{Φ} °С/ч		T_{Π} ч	
	О	М	О	М	О	М	О	М
Верхний	1,0	1,25	5,5	6,0	2,2	2,4	0,5	1,5
Средний	1,0	1,25	6,0	6,0	3,0	2,5	0,5	1,5
Нижний	1,0	1,25	6,0	6,0	3,0	3,4	0,5	0,5

Уровень	A_{Π} м/с				Φ_{Π} м/с в час			
	+		-		+		-	
	О	М	О	М	О	М	О	М
Верхний	11	15	11,5	11	44	30	23	7,3
Средний	11	89	11,5	12	44	16	23	7,5
Нижний	4	—	5,0	12	16	—	20	11,5

Примечание. В таблице принято: верхний уровень 301 м для Обнинска (О) и 503 м для Москвы (М), средний уровень соответственно 169 и 253 м, нижний 25 и 85 м.

фронта с грозой и ливневыми осадками отмечались обратимое изменение температуры и скорости ветра (18—19 ч) с большим перепадом (амплитудой) у основания слоя ($A_{f85} - A_{f503}$ составляли 0,5—2,0°С и 0—10 м/с) и вынос тепла и количества движения с верхнего уровня слоя (ΔT_f на уровне 85 м были равны нулю, а ΔT_f на 503 м составляли 1,5°С и 1,5 м/с). Таким образом, потеря энергии и возможное разрушение вторичного холодного фронта происходят с его верхних уровней. Это противоположно тому, что наблюдалось в условиях внутримассовых гроз. Вихревые процессы в промежутке прослеживаемого вторичного холодного фронта были более активны у подстилающей поверхности.

В 14—18 ч 6 VII 1973 г. погода в Москве и Обнинске была обусловлена влиянием южных циклонов и связанной с этими циклонами системой фронтов. Циклоническая деятельность на юге ЕТС заметно усиливалась к 12 ч 6 июля. В районе Москвы и Обнинска в это время отмечались грозовые разряды и ливни. Холодный фронт с грозами и ливневыми осадками смещался в восточном направлении со скоростью 50 км/ч; он прошел через Обнинск в 14 ч 30 мин и через Москву в 16 ч 30 мин. Прохождению холодного фронта предшествовали, начиная с 05—06 ч 6 июля, значительный нагрев воздуха, его турбулизация и заметный поворот вектора ветра по всему слою. В Москве перед прохождением хо-

лодного фронта (12—16 ч) отмечалось вторжение непрослеживаемого по карте холодного ядра воздуха.

Изменение температуры при прохождении холодного фронта приведено в табл. 6.12, а изменение направления ветра (скорость ветра из-за некачественной записи не рассматривалась) — в табл. 6.13.

Таблица 6.12

Уровень	t ч				φ °С				ψ _φ °С/ч	
	нач.		кон.		нач.		кон.		О	М
	О	М	О	М	О	М	О	М		
Верхний	14	16,5	16	17,5	24	24	18	19	3	6
Нижний	14	16,5	16	17,5	26	26	18	19	4	7

Таблица 6.13

Уровень	t ч						φ °						ψ _φ °/ч			
	нач.		экстр.		кон.		нач.		экстр.		кон.		—		+	
	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М
Верхний	14	16	17	18,5	20	21	110	80	310	360	350	40	55	45	15	20
Нижний	14	17	17	10,5	20	21	110	70	320	290	40	10	50	60	25	30

Примечание. В табл. 6.12 и 6.13 приведены начальные (нач.), экстремальные (экстр.) и конечные (кон.) моменты времени и соответствующие им значения метеопараметров в Обнинске (О) и Москве (М).

Трансформация структуры холодного фронта при перемещении его от Обнинска к Москве выражается в том, что ширина фронтальной зоны, оцениваемая промежутком перепада температуры, сужается почти вдвое, перепад температуры в зоне уменьшается на 1°С, а изменчивость температуры в зоне Москвы в 1,5—2 раза больше, чем в Обнинске. Вихревые движения воздуха на пути от Обнинска к Москве не ослабевают.

Выводы

В исследованных случаях внутримассовых гроз перед грозой происходил рост температуры во всем слое при постоянстве вертикального градиента температуры. С порогового момента ожидания грозы до момента грозового разряда температура на уровнях и вертикальный градиент температуры были постоянными. В промежутке грозы изменчивость температуры и скорости ветра при их убывании и увеличении была одинаковой. Результирующий

прирост температуры в этом промежутке с высотой убывал, т. е. потеря тепла у подстилающей поверхности была большей, чем на более высоких уровнях слоя.

Вихревые процессы в слое были большими у его основания.

В случаях гроз на холодном фронте перед грозой также происходил рост температуры во всем слое при постоянстве вертикального градиента температуры. С момента грозового разряда происходило понижение температуры в слое с уменьшением вертикального градиента температуры. В отдельных наблюдениях отмечались два пороговых момента, в промежутке между которыми температура и вертикальный градиент температуры оставались постоянными. С момента понижения температуры можно определить промежуток ожидания грозы с заблаговременностью 1—2 часа.

Рост и понижение скорости ветра отмечались с большей изменчивостью и амплитудой на верхних уровнях слоя, что свидетельствовало соответственно о притоке и выносе количества движения на верхних уровнях слоя. Значение наибольшей скорости (порыв) ветра, равное 6—10 м/с, близко к значениям, отмечавшимся при внутримассовых грозах. Изменения скорости ветра с периодом 2—3 ч затухали с отношениями последовательных амплитуд 1—2,5 (на 301 м) и 2—7 (на 25 м). Вихревые движения воздуха, равные $(0,25 \pm 1,0) \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, по порядку величин близки к их значениям при внутримассовых грозах.

В условиях гроз на фронте окклюзии и в теплом секторе циклона период гроз был примерно одинаков (2—3 ч). Близкими были предгрозовой нагрев воздуха (1—1,5° С/ч) и его охлаждение при грозовом разряде (10°С/ч). В промежутке гроз понижение температуры воздуха на верхних уровнях слоя было меньше, чем у его основания. В последствии гроз нагрев воздуха на верхних уровнях слоя был в 1,5 раза больше, чем у основания. Для порыва ветра показательно возрастание с высотой изменчивости скорости ветра, т. е. приток и вынос количества движения в слое происходил на его верхних уровнях. Порыв ветра в условиях гроз на фронте окклюзии возникал от очага над верхней границей слоя и достигал значений, больших, чем в условиях внутримассовых гроз, когда порыв ветра происходил от очага у подстилающей поверхности. Изменчивость направления ветра $((0,2—0,7) \times 10^{-3} \text{ с}^{-1})$ и промежутки вихревых и температурно-вихревых мезонеоднородностей (0,5—1,5 ч) при грозах на фронте окклюзии и внутримассовых грозах были близкими. В промежутках гроз отмечалось увеличение скорости ветра в верхней части слоя и уменьшение в нижней части, т. е. осуществлялся перенос количества движения внутри слоя вверх. В отличие от условий внутримассовых гроз и гроз на холодном фронте грозе в теплом секторе циклона предшествовал рост скорости ветра, а в предусловии грозы отмечалось не увеличение скорости ветра, а ее ослабление. Скорость вращения вектора ветра в период гроз была по всему слою примерно одинакова, т. е. вращение воздушной массы в слое

происходило без проскальзывания прослоек относительно друг друга. В последствии гроз для вихревых движений воздуха соотношение в верхней и нижней частях слоя было >1 , т. е. происходило заметное проскальзывание прослоек воздуха относительно друг друга.

В условиях сложных (двойных, тройных и т. д.) гроз температурные и вихревые возмущения воздуха в слое, оцениваемые изменчивостью их амплитуды и изменением в промежутке возмущения, были большими в нижней части слоя, а ветровые — в верхней.

Длительность периодов исследованных гроз составляла 10—20% всего времени грозового возмущения. Грозное последствие составляло 30—90% времени возмущения, а отношение времени грозового последствия к времени возмущения ближней грозы было равно 3—7. Тенденция изменения температуры и скорости ветра, показательная для предусловий гроз, составляла 1—6 ч до грозы. Периоды гроз длились в основном 1—2 ч, а периоды последствия грозового возмущения — от 2 до 6 ч и только в отдельных случаях несколько больше. Экстремальные значения температуры при грозах были на нижних уровнях слоя в основном 20—25°C, несколько реже 16—18°C и в единичных случаях 3—5°C; на верхних уровнях — соответственно 17—20 и около 3°C. Наибольшие изменения температуры в промежутках гроз составляли 10°C. Экстремальные значения скорости ветра при грозах были на нижних уровнях слоя 18 м/с, а на верхних 12 м/с, однако в отдельных случаях превышали 20 м/с. Амплитуда порыва ветра достигала 13 м/с.

7. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НИЖНЕГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ПРИ МЕТЕЛЯХ

7.1. Температурно-ветровые характеристики

Температурно-ветровые характеристики нижнего слоя атмосферы рассматриваются на ряде наблюдавшихся случаев общей метели — при переносе снега в условиях снегопада. Случаи общей метели отмечались при температуре от 1,0 до -12°C и скорости ветра от 3 до 11 м/с на нижних уровнях (8—25 м) и при температуре от $-1,5$ до -16°C и скорости ветра от 9 до 30 м/с на верхних уровнях (до 301 м).

Характерным для рассмотренных случаев было нормальное распределение температуры и скорости ветра во всем нижнем слое атмосферы перед метелью, во время метели и непосредственно после ее окончания. Профили температуры и скорости ветра в этой последовательности не изменялись. Структура нижнего слоя атмосферы по распределению температуры и скорости ветра оставалась практически неизменной ($\psi_{vf} < 4\delta f$).

Можно выделить отдельные периоды метели при умеренных скоростях ветра в слое, от 4 м/с (уровень 25 м) до 13 м/с (уровень 301 м) (рис. 7.1 а), и несколько следовавших друг за другом периодов метелей при большем диапазоне скорости ветра в слое, от 2 м/с (уровень 25 м) до 20 м/с (уровень 301 м) (рис. 7.1 б).

В ночное время суток метели наблюдались при сравнительно больших периодах ($T = 1 \div 2$ ч) и малых изменениях скорости ветра ($A = 1 \div 2$ м/с), а в дневное время — при меньших периодах ($T = 15 \div 20$ мин) и больших изменениях скорости ветра ($A = 3 \div 4$ м/с).

Увеличение скорости ветра в слое прослеживается за 1—3 ч до начала метели, а уменьшение — с порогового момента ее изменения, который определяется условием $\partial^2 u / \partial t^2 < 0$. Изменение скорости ветра в слое прослеживается с возрастающей по высоте изменчивостью ψ_u , т. е. характер изменения скорости ветра в период метели определяется условиями на верхней границе слоя.

В условиях наблюдавшихся метелей отмечались сравнительно длинные периоды изменения скорости ветра (8—10 ч), соизмеримые с периодами самих метелей, и более короткие периоды (от 15 мин до 3 ч), характеризующие мезомасштабные возмущения.

В изменении температуры в условиях метели отсутствовала составляющая, соизмеримая с периодами метели. Определяющими условиями метелей были динамические процессы в атмосфере. По характеру этих процессов (их длительности, изменчивости, периодичности и т. д.) может быть дана характеристика условий метели.

Во всех рассмотренных случаях метели в последовательности предусловие—явление—последствие нижний слой атмосферы был термически устойчив: $(\gamma_{\phi_p} - \gamma_{\phi_u}) < 0$. Значение $\Delta_t \gamma_{\phi}$ не пре-

вышало погрешности измерения вертикальных градиентов температуры в слое. Иначе говоря, профили температуры на всем протяжении этой последовательности не трансформировались. Средний вертикальный градиент скорости ветра в слое γ_u соответственно имел значения 1—3, 1,5—25, 1,5—3 м/с на 100 м. В четырех из пяти рассмотренных случаев величины ψ_{γ_u} в предусловии и в последствии метели отмечались в более широком диапазоне значений, чем при метели, т. е. атмосферный слой воздуха при метели был динамически более стабилен. Наиболее трансформируемой частью профиля скорости ветра в рассматриваемой последовательности была нижняя часть, наименее трансформируемой — верхняя.

Термодинамическое состояние слоя, характеризуемое критерием $\eta = \frac{\Delta\phi}{u^2}$, в условиях метели было близко к состоянию безразличного равновесия. В последствии метели имело место усиление неустойчивости слоя. В условиях метели отмечалась изменчивость скорости ветра и интенсивность турбулентности слоя, оцениваемая критерием $\kappa = u'/\bar{u}$. Последний определен по среднему в часовом промежутке отклонению величины скорости ветра от ее среднего часового значения, нормированному на среднюю скорость ветра на нижнем (25 м) уровне слоя. В исследуемых метелях были выделены случаи с малой изменчивостью скорости ветра и с большой изменчивостью. В первом случае изменчивость скорости ветра в последовательности предусловие—явление—последствие по всем уровням слоя укладывалась в синусоидальную волну с положительным полупериодом в предусловии метели и в ее начальной части и с отрицательным полупериодом к концу метели и в ее последствии. Изменчивость скорости ветра в этих случаях не превышала 1,0—1,5 м/с в час и атмосферный слой был турбулизирован по оценке интенсивности κ на 20—30%. Во втором случае при большей турбулизации атмосферного слоя ($\kappa = 40\%$) величина изменчивости скорости ветра увеличивается до 4 м/с в час и изменчивость эта по уровням слоя в последовательности предусловие—явление—последствие не укладывается с определенностью в какую-либо периодичность.

В первом случае имеется большая определенность в ожидании метели и ее окончания, чем во втором случае.

При синхронных измерениях температуры, скорости и направления ветра в нижнем слое атмосферы на метеорологической мачте в Обнинске и телевизионной башне в Москве были определены горизонтальные градиенты этих параметров при метели и в условиях ясной погоды (рис. 7.2).

Анализ рис. 7.2 дает представление о характере распределения и возможных величинах положительных (знак +) и отрицательных (знак —) значений горизонтальных градиентов температуры, скорости и направления ветра в нижнем слое атмосферы при метели в сопоставлении с условиями при ясной погоде.

Горизонтальные градиенты температуры в исследованных случаях метели на верхнем и нижнем уровнях слоя в преобладающем числе случаев составляли $2,0^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$, при этом на верхнем

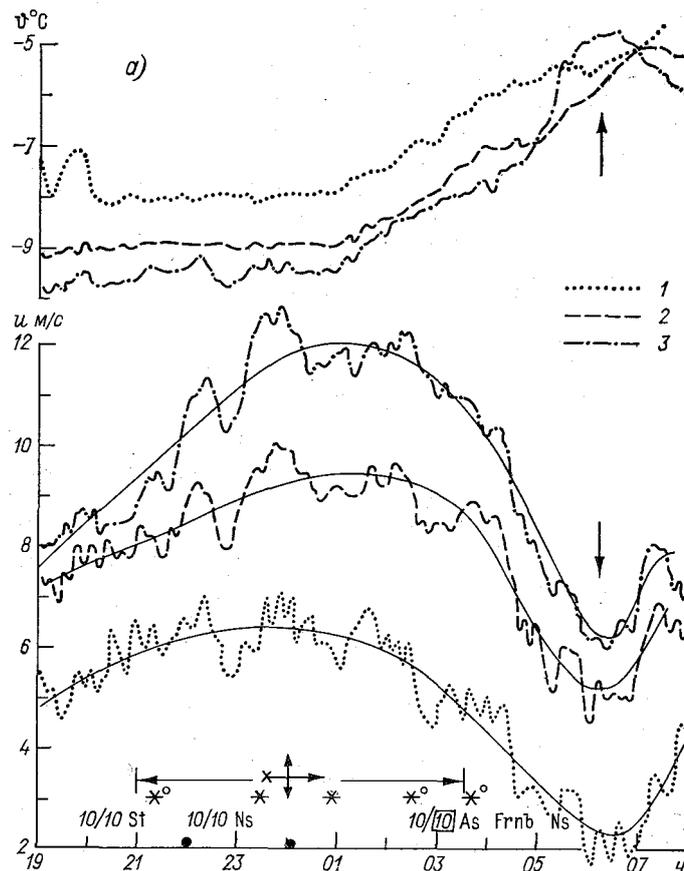
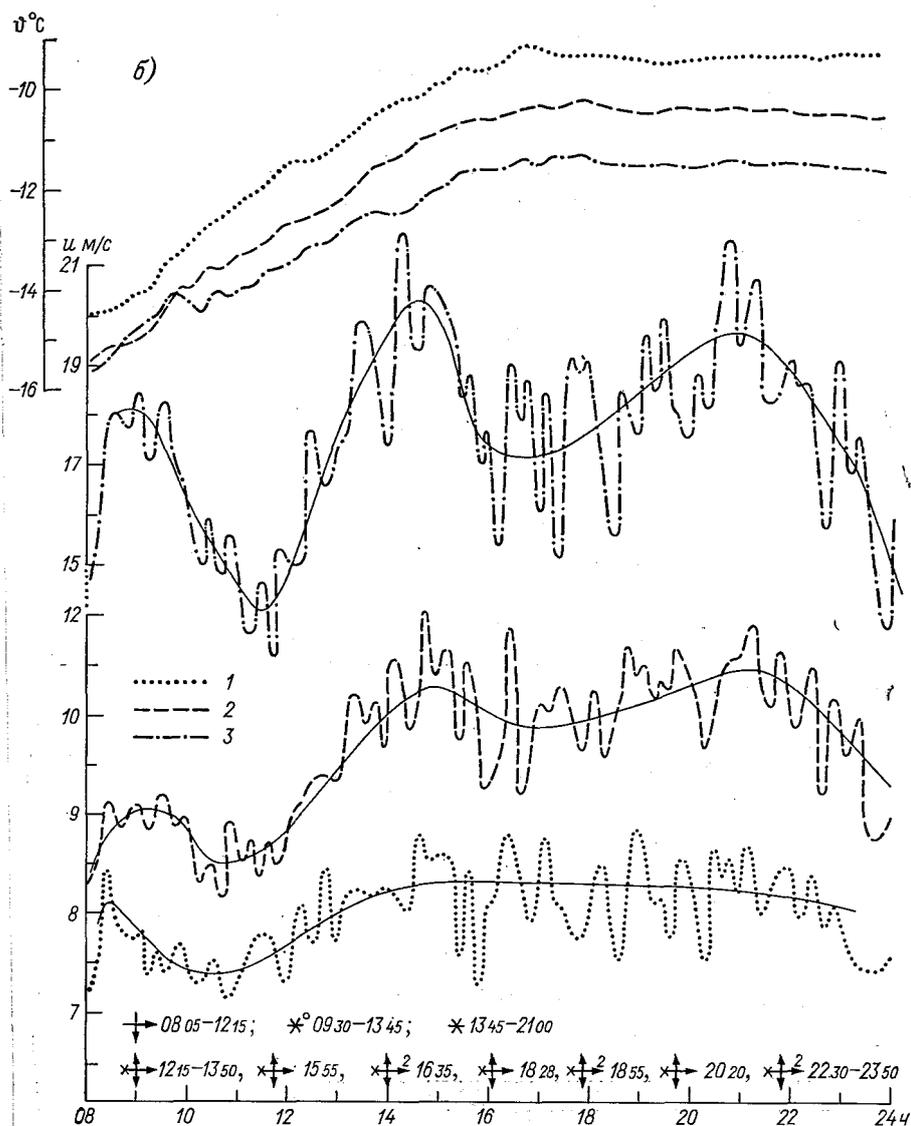


Рис. 7.1. Изменение температуры и скорости ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы в условиях метелей 22—23 I 1965 г. (а) и 18 XII 1969 г. (б). Обнинск.

1) 25 м, 2) 169 м, 3) 301 м.

уровне чаще положительные (в направлении от Обнинска к Москве), а на нижнем чаще отрицательные (в обратном направлении). При ясной погоде на верхнем и нижнем уровнях преобладали значения 2,0—4,5°C/100 км (чаще отрицательные). Горизонтальные градиенты скорости ветра в преобладающем числе случаев на верхнем и нижнем уровнях слоя в условиях метели и при ясной погоде составляли главным образом 1—5 м/с на 100 км, при этом в условиях метели несколько чаще отрицательные, а при



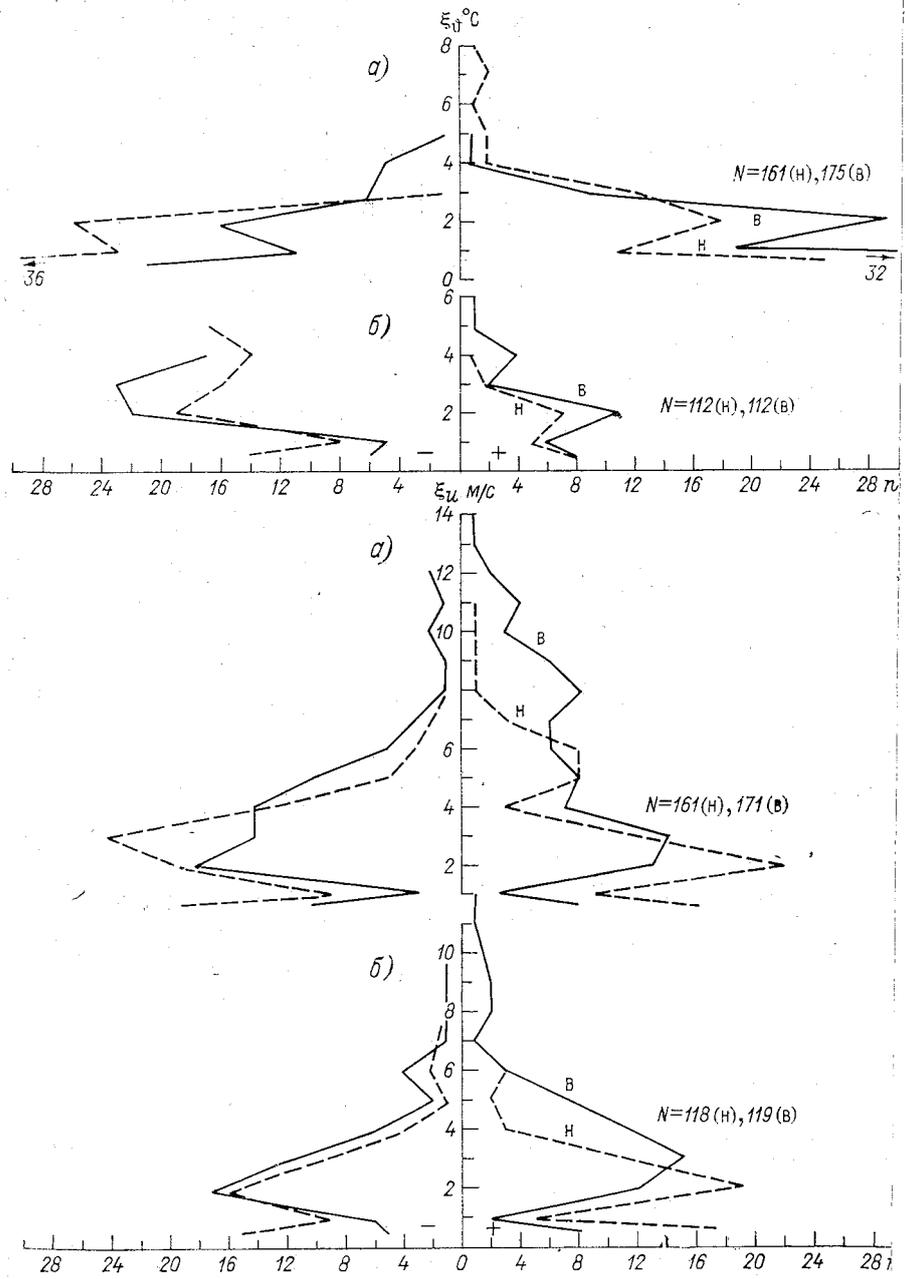
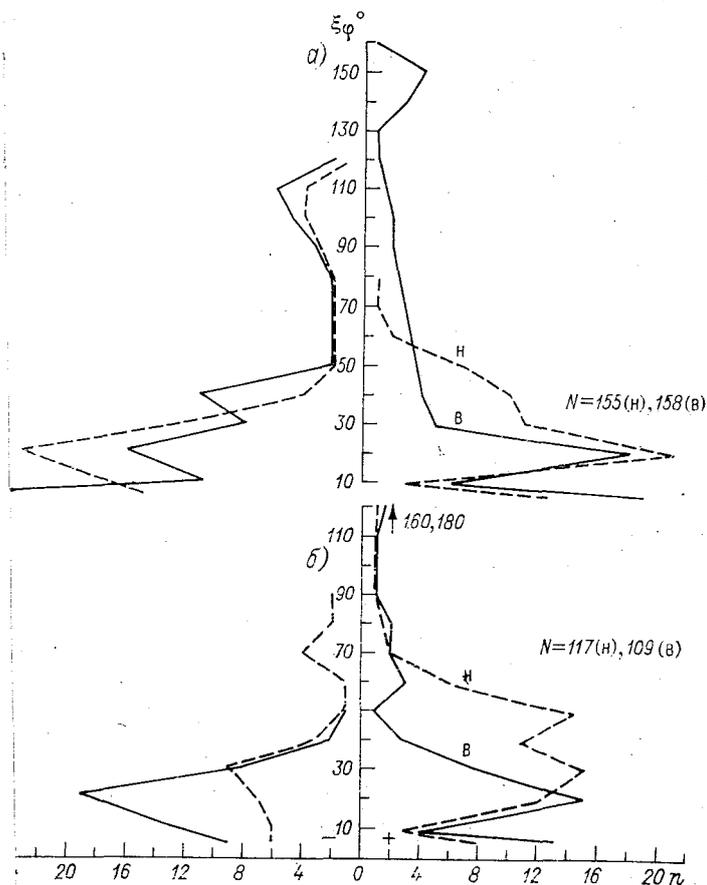


Рис. 7.2. Горизонтальные градиенты температуры ξ_ϕ °C, скорости ξ_u м/с по погоде (б), рассчитанные по N -выборкам для верхнего (в) и нижнего

ясной погоде, наоборот, несколько чаще положительные. Горизонтальные градиенты направления ветра в условиях метели и при ясной погоде на верхнем и нижнем уровнях слоя составляли в основном $0-60^\circ/100$ км, при этом на нижнем уровне чаще отмечались в более узких пределах ($10-60^\circ/100$ км). Значения градиентов $60-120^\circ/100$ км и более в условиях метели отмечались несколько чаще, чем при ясной погоде.

7.2. О возможности уточнения ожидаемых условий метели

Имея данные наблюдений за изменением метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы, главным образом скорости ветра, представляется возможным в ряде случаев уточнять с некоторой заблаговременностью прогноз начала и окончания метели.



направления ξ_φ° ветра в условиях метели (а) и при ясной погоде нижнего 500-метрового слоя атмосферы за 1972-73 г.

В табл. 7.1 приведены значения максимальных скоростей ветра при метелях и моменты времени их наступления, полученные по записям скоростей ветра на мачте в Обнинске и телебашне в Москве.

Таблица 7.1

Дата	Продолжительность метели, ч	z м	t ч мин	u м/с
Обнинск				
11—12 I 1967 г.	22—07	301	04 00	16,0
		169	04 20	10,5
		25	04 00	7,5
1 III	08—18	301	13 00	14,5
		168	13 10	10,5
		25	13 00	7,5
22 III	10—17	301	14 00	19,0
		169	14 00	14,0
Москва				
24 IV 1972 г.	05—11	503	09 00	19,2
		253	09 00	13,8
		85	08 55	10,0
1—2 IV	22—10	503	07 55	22,8
		253	08 00	18,5
		85	08 05	12,0
4 IV	05—14	253	08 25	11,8
		85	08 10	8,5

Из таблицы следует, что метели наблюдались и в дневное (4 случая) и в ночное (2 случая) время. Наибольшая длительность их составляла 12 ч, наименьшая — 6 ч. Временные ряды измерений скорости ветра по всем уровням слоя имеют флуктуации с периодом от нескольких минут до 1,5 ч. Для выделения сглаженной кривой периода, соизмеримого с длительностью метели, эти флуктуации отфильтровывались (рис. 7.3).

Задача решалась в следующей последовательности¹: а) выявлялись по уровням слоя вероятные изменения скорости ветра за 10 мин, 30 мин, 1 ч, 1,5 ч. Эти изменения определены при скольжении указанных разностей с шагом 2 мин. Наибольшие изменения скорости ветра при этом достигали 3,8 м/с (рис. 7.4), их вероятность составляла 5%; б) отбрасывались все флуктуации, превышающие 3,8 м/с; в) проводилось скользящее часовое осреднение временных рядов изменений скорости ветра со сдвигом 10 мин. Такой период осреднения несоизмеримо мал по сравнению с периодом основного изменения скорости ветра при метели и не искажает этого изменения.

¹ Выполнено совместно с В. С. Кругловой.

Например, 24 III 1972 г. в Москве период метели длился 6 ч. Измерения скорости ветра велись с дискретностью 2 мин. Следовательно, для каждого уровня имелся временной ряд, состоящий из членов

$$\frac{u_1 + u_2 + \dots + u_{30}}{30}; \quad \frac{u_6 + u_7 + \dots + u_{35}}{30}; \quad \frac{u_{151} + u_{152} + \dots + u_{180}}{30}.$$

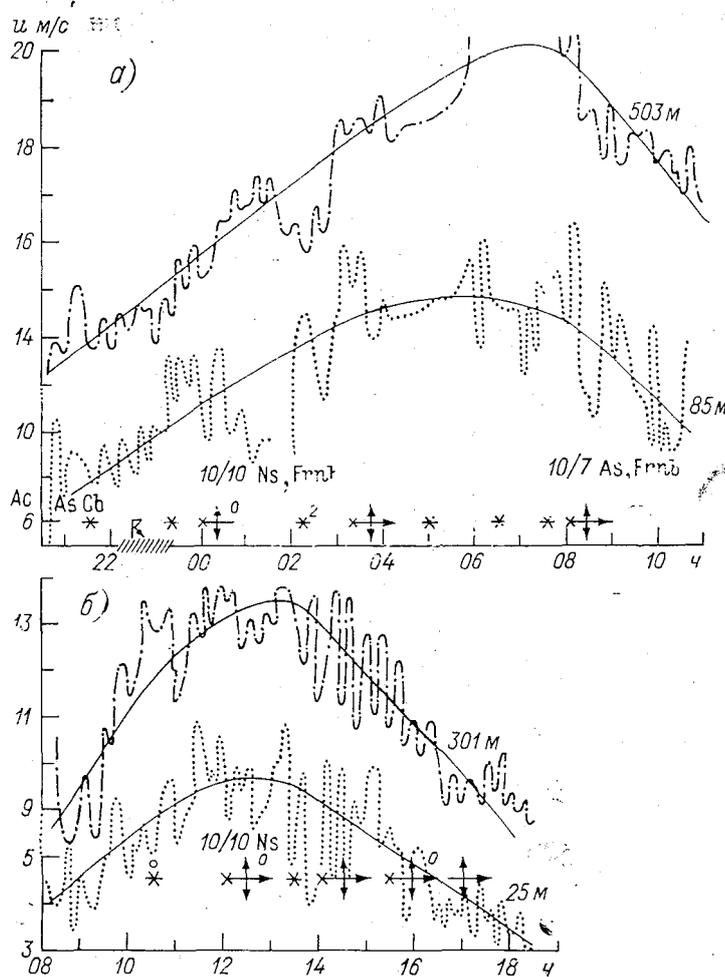


Рис. 7.3. Изменения скорости ветра в нижнем слое атмосферы в условиях метели, по наблюдениям в Москве 1—2 IV 1972 г. (а) и в Обнинске 1 III 1967 г. (б).

Такой временной ряд существенно более сглажен. По сглаженным временным рядам строились плавные кривые, которые аналитически аппроксимируются полиномом $u(t) = A_0 + A_1 t + \dots + A_5 t^5$.

Ограничение полинома коэффициентом A_5 связано с тем, что погрешность аппроксимации определяется по формуле $\varepsilon = \sqrt{\sum_0^k \varepsilon_i/k + 1}$, где $\varepsilon_i = |f(x_i) - Q_n(x_i)|$, и минимальное ее значение наступает при $k=5$. Коэффициенты полинома рассчитаны при помощи ЭЦВМ методом наименьших квадратов. Хорошо аппроксимируются ряды длительностью не более 6 ч. По коэффициентам, рассчитанным для пяти предшествующих значений скорости ветра,

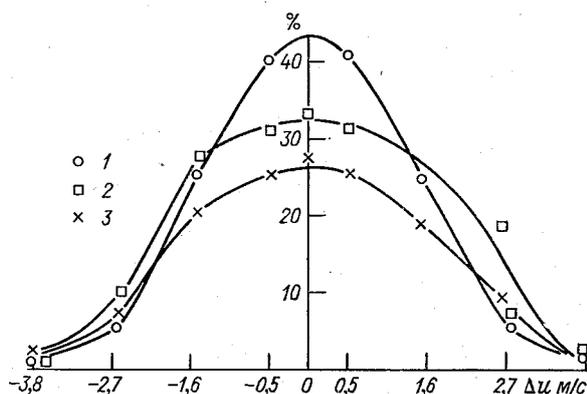


Рис. 7.4. Вероятностные распределения разностных значений скорости ветра по их изменениям в нижнем слое атмосферы на уровнях 503 м в условиях метели. 4 IV 1972 г.

1) 10 мин, 2) 30 мин, 3) 1 ч.

предвычисляется следующее (шестое) значение скорости ветра с точностью $\pm 0,5$ м/с.

В условиях метели для каждого часового промежутка изменения скорости ветра при наблюдениях, например, 4 V 1972 г., экспериментальные (осредненные) и рассчитанные значения скорости ветра составляли:

t ч	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$u_{\text{эксп}}$ м/с	4,0	4,8	5,2	5,4	5,7	6,0	6,6	7,4	8,3	8,5	8,0	6,8
$u_{\text{расч}}$ м/с	3,8	4,5	5,7	5,5	5,2	6,0	6,6	7,5	8,1	8,4	7,7	6,9

Значение скорости ветра для шестого часа периода метели рассчитывалось по полиному, коэффициенты которого были определены по экспериментальным значениям скорости ветра в промежутке от первого до пятого предшествующих часов. Вычисленное значение скорости ветра для шести часов совпадает с экспериментальным. Таким же образом по пяти предшествующим значениям скорости ветра вычислялось значение скорости ветра для седьмого часа метели и т. д. Вычисления последующих часовых значений с одинаковым результатом производилось по четырем

предшествующим часовым экспериментальным значениям и одному вычисленному значению.

Достаточно точно вычисляется значение скорости ветра, следующее непосредственно за максимальным (амплитудным) значением — в рассматриваемом примере в промежутке метели 10—11 ч. Коэффициент полинома при этом рассчитывается по значениям скорости ветра с шестого по десятый предшествующие часы. Для 11-го часа скорость ветра u_{11} , рассчитанная по предшествующим коэффициентам полинома, должна быть $> 8,5$ м/с, однако она равна 7,7 м/с (см. вывод). Объясняется это тем, что коэффициенты полинома A_i ($i = 1, 2, 3, \dots$) быстро убывают с увеличением степени: $A_0 > A_1 > A_2 > \dots > A_5$, а аргумент t растет. Этот рост таков, что члены $A_4 t^4$, $A_5 t^5$ осуществлены в расчете $u(t)$.

Изложенным методом может быть вычислена скорость ветра с заблаговременностью 1—2 ч, а по известным пороговым значениям скорости ветра в начале и конце можно определить моменты начала и окончания метели.

Выводы

Различались отдельные периоды метели при умеренных скоростях ветра в слое от 4 м/с (25 м) до 13 м/с (301 м) и несколько следовавших друг за другом периодов метелей в большем диапазоне скорости ветра в слое — от 2 до 10 м/с соответственно.

В период метели увеличение и уменьшение скорости ветра в слое прослеживалось с возрастающей с высотой изменчивостью, т. е. изменение скорости ветра в период метели определялось условиями над верхней границей слоя. Периоды изменения скорости ветра были соизмеримы с периодами метелей. Связь изменения температуры и скорости ветра при метели не была очевидной. Составляющие изменения температуры, соизмеримые с периодами метели, отсутствовали. Определяющими условиями метелей были динамические процессы в атмосфере. По характеру этих процессов (их длительности, изменчивости, периодичности и т. д.) может быть дана характеристика условий метели.

В последовательности предусловий метели, при ней и в последствии нижний слой атмосферы был термически устойчив. Профили температуры на всем протяжении этой последовательности не трансформировались.

Выделялись периоды метели с малой изменчивостью скорости ветра (1,0—1,5 м/с в час) при малой интенсивности турбулентности (10—20%) и с большей изменчивостью скорости ветра (до 4,0 м/с в час) при большей интенсивности турбулентности (40%). В первом случае изменчивость скорости ветра по всем уровням слоя укладывалась в синусоидальную волну с положительным полупериодом в предусловии метели и в начале ее возникновения и с отрицательным полупериодом к концу метели и в последствии. Во втором случае изменчивость эта не укладывалась с определенностью в какую-либо периодичность. В первом случае определенность ожидания метели и ее окончания большая, чем во втором.

Горизонтальные градиенты температуры, скорости и направления ветра (горизонтальный сдвиг вектора ветра), обуславливавшие, надо полагать, атмосферные процессы в условиях метели, составляли соответственно в преобладающем числе исследованных случаев метелей $\leq 2,0^\circ\text{C}/100\text{ км}$; $1\text{--}5\text{ м/с}$ на 100 км , $10\text{--}60^\circ/100\text{ км}$. При ясной погоде горизонтальные градиенты температуры, скорости и направления ветра в нижнем слое атмосферы по величине и направлению (от Обнинска к Москве и наоборот) несколько отличались от значений в условиях метели.

Слежение за изменением метеорологических параметров, особенно скорости ветра, в нижнем слое атмосферы позволяет в ряде случаев уточнить время начала и окончания метели. По сглаженным временным рядам строятся плавные кривые, которые аналитически аппроксимируются полиномом пятой степени. Хорошо аппроксимируются длительностью до $5\text{--}6\text{ ч}$. По коэффициентам, рассчитанным для пяти предшествующих значений скорости ветра, вычисляется следующее (шестое) значение. Таким образом может быть вычислена скорость ветра с заблаговременностью $1\text{--}2\text{ ч}$.

У сглаженных кривых изменения скорости ветра в нижнем слое атмосферы в условиях метели можно выделить пороговый момент, с которого отмечается интенсивный рост скорости ветра и может быть уточнено начало (н) метели, экстремум (э) скорости ветра при метели и конец (к) метели.

Пороговый момент (п) определяется условиями:

$$\partial f/\partial t \leq 0 \rightarrow \partial f/\partial t > 0; \quad \partial^2 f/\partial t^2 > 0, \quad f \sim u.$$

Промежуток предусловия (п—н) метели, в котором существует тенденция изменения параметров (в анализируемых примерах — скорость ветра), характерная для ожидания метели, определяется условиями:

$$\partial f/\partial t > 0, \quad \partial^2 f/\partial t \partial z > 0.$$

Промежуток предусловия метели подлежит уточнению из статистики множества случаев метели или в каждом случае вычисляется из выражения

$$\Delta t_{п-н} = \frac{f_n - f_p}{\partial f/\partial t} \approx \frac{(\partial f/\partial z)_n - (\partial f/\partial z)_p}{\partial^2 f/\partial z \partial t}.$$

Величины f_n , $(\partial f/\partial z)_n$ являются также статистическими характеристиками.

Экстремальный момент изменения скорости ветра, с которого метель ослабевает, определяется условием $\partial^2 f/\partial t^2 < 0$. Окончание метели с экстремального момента определяется условиями:

$$\partial f/\partial t < 0; \quad \partial^2 f/\partial z \partial t < 0.$$

Этот промежуток подлежит уточнению из статистики множества случаев метели или в каждом случае вычисляется из выражения

$$\Delta t_{э-к} = \frac{f_k - f_e}{\partial f/\partial t} \approx \frac{(\partial f/\partial z)_k - (\partial f/\partial z)_e}{\partial^2 f/\partial z \partial t}.$$

Величины f_k , $(\partial f/\partial z)_k$ являются также статистическими характеристиками.

8. СИЛЬНЫЕ ВЕТРЫ В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

8.1. Основные характеристики сильных ветров

Сильные ветры, зарегистрированные в течение 1973—1977 гг. в нижнем 500-метровом слое атмосферы на телевизионной башне в Москве, условно разграничены по градациям: 12—15, 15—20, 20—25 и >25 м/с.

Наблюдавшиеся изменения скорости сильных ветров во времени представлены на рис. 8.1, а распределения их по высотам — на рис. 8.2.

В табл. 8.1 представлена повторяемость (число случаев) периодов сильных ветров по принятым градациям, полученная по данным ежечасных измерений за 1973—1977 гг. в Москве по сезонам года: зима (XII—II), весна (III—V), лето (VI—VIII), осень (IX—XI), по времени суток: ночь (00—05 ч), утро (05—11 ч), день (11—17 ч), вечер (17—24 ч), и по длительности периодов.

Из рассмотрения исключены крайне редкие случаи сильных ветров >25 м/с на уровнях 305 и 85 м и 20—25 м/с на уровне 85 м, а также наземные измерения, которые анализируются ниже в связи с порывами сильных ветров.

Сильные ветры 12—15 и 15—20 м/с отмечались на верхних уровнях слоя (503 и 305 м) в 6—15% всех случаев измерений, на нижнем уровне (85 м) — на один-два порядка реже. Сильные ветры градации 20—25 м/с на уровне 503 м отмечались лишь в 2% всех случаев, на уровне 305 м — в 0,4%, а на уровне 85 м не отмечались вовсе.

В сезонном распределении сильные ветры наиболее показательных градаций 12—15 и 15—20 м/с на верхних уровнях прослеживались чаще всего осенью и зимой (примерно по 30% всех отмечавшихся случаев), несколько реже (25%) — весной и еще реже (15%) — летом. В суточном распределении наиболее часто сильные ветры этих градаций на верхних уровнях слоя отмечались вечером и ночью (по 25—30% случаев), реже (20% случаев) эти градации ветра отмечались утром и еще реже (15—17% случаев) днем.

По длительности сильные ветры 12—15 м/с (по их максимальным значениям) на всех уровнях слоя (503, 305 и 85 м) в преобладающем числе случаев (80—90% всех зарегистрированных

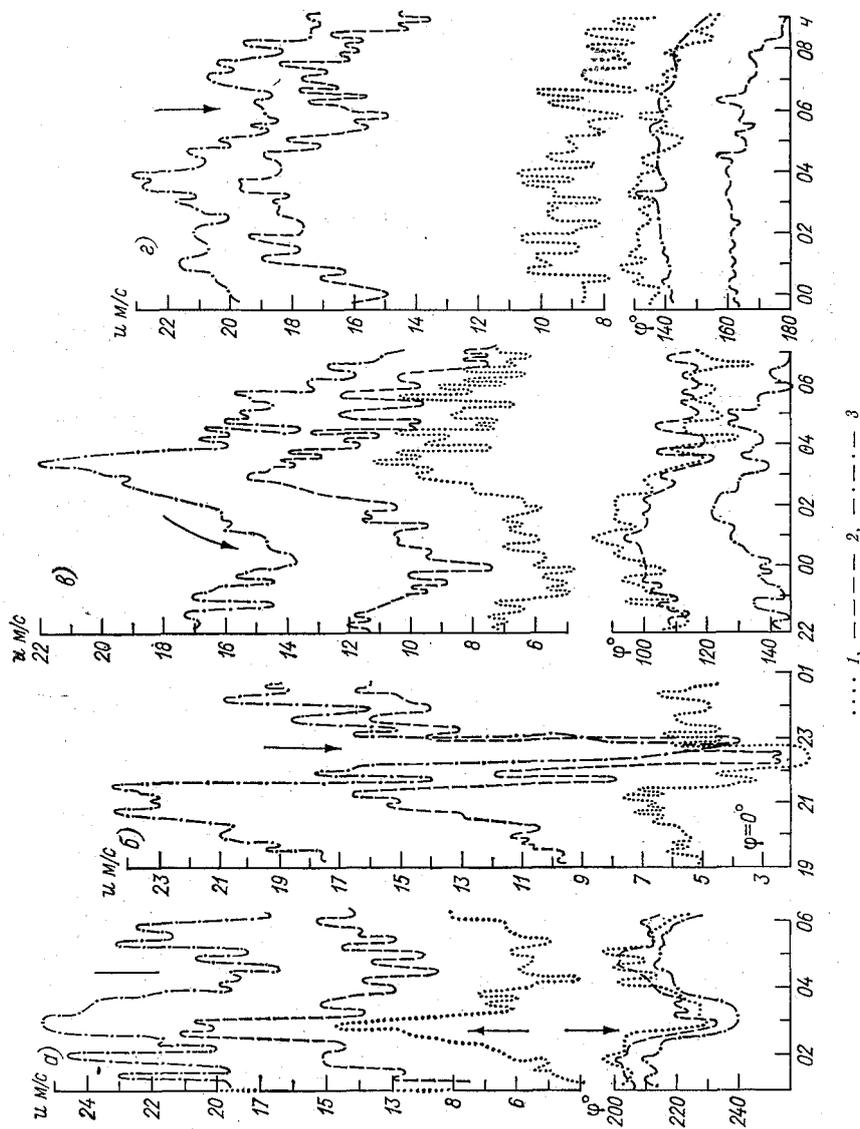


Рис. 8.1. Изменения скорости сильных ветров и их направления в нижнем слое атмосферы в Обнинске 10 III 1965 г. (а), 24 IV 1970 г. (б) и в Москве 13—14 VIII 1970 г. (е), 28 III 1972 г. (з). Для Обнинска: 1) 25 м, 2) 169 м, 3) 301 м; для Москвы: 1) 85 м, 2) 253 м, 3) 503 м.

Таблица 8.1

z м	N	и м/с	n ₁										n ₂			
			всего	по сезонам года				по времени суток				всего	по длительности в ч			
				зима	весна	лето	осень	ночь	утро	день	вечер		1-3	3-12	12-24	24-72
503	26 422	12-15	1109	1023	641	1191	1037	816	688	1423	427	102	7	1		
		15-20	741	693	254	948	804	596	422	814	116	154	38	11		
		20-25	169	159	20	157	181	113	65	146	24	26	30	27		
		> 25	11	5	—	2	4	9	2	3	2	—	6	1		
305	30 041	12-15	1125	1014	685	1314	1393	917	668	1160	709	143	10	2		
		15-20	809	357	174	637	676	428	317	556	363	162	68	28		
		20-25	49	20	—	28	19	30	21	27	40	4	11	20		
		> 25	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	1	1		
85	29 756	12-15	105	76	19	90	64	60	100	66	136	9	—	—		
		15-20	6	3	—	14	8	1	6	8	11	4	7	—		
		20-25	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—		

Примечание. В таблице обозначено: N — общее число проанализированных случаев; n₁ — число случаев, проанализированных по сезонам года и по времени суток, n₂ — по длительности периодов.

периодов) отмечались в пределах 1—3 ч, реже (10—20%) — в пределах 3—12 ч, в единичных случаях — в пределах 24—72 ч. По длительности сильные ветры 15—20 м/с на уровнях 503 и 305 м отмечались чаще всего (35—45%) в пределах 3—12 ч, несколько реже (30—40%) — в пределах 1—3 ч, в 10—20% случаев — в пределах 12—24 ч и в 3—8% случаев — в пределах 24—72 ч. Сильный ветер 20—25 м/с в основном на уровне 503 м отмечался примерно в 25% случаев во всех рассматриваемых пределах времени.

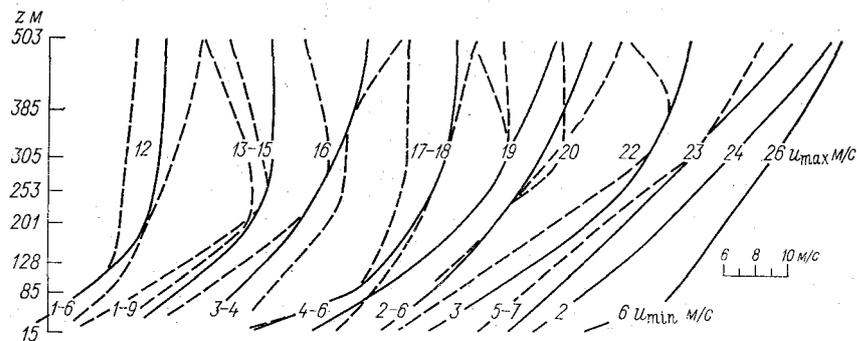


Рис. 8.2. Распределение скорости сильных ветров в нижнем слое атмосферы в Москве за 1973—1975 гг.

Во всем периоде действия сильного ветра различаются промежутки увеличения (+), постоянства (=) и убывания (—) его скорости. Эти промежутки являются как бы составляющими периода сильного ветра. Период сильного ветра при сопоставлении длительности его положительного (+) и отрицательного (—) промежутков может рассматриваться как симметричный и асимметричный. Указанные промежутки периода сильного ветра характеризуются длительностью T_u и изменчивостью скорости ветра $\pm\psi_u = \Delta u / \Delta t$. В табл. 8.2 приведены повторяемости (число случаев) этих характеристик, полученные по данным измерений за 1972—1977 гг.

Длительность промежутков 12—24 и 24—72 ч и изменчивость сильных ветров 3—5 и >5 м/с в час отмечались в единичных случаях, поэтому в табл. 8.2 не рассматриваются.

Таблица 8.2

u м/с	T_u ч						ψ_u м/с в час			
	1-3			3-12			1-2		2-3	
	+	=	-	+	=	-	+	-	+	-
12-15	30	86	33	13	88	11	38	43	2	—
15-20	164	167	145	104	116	118	239	229	15	15
20-25	38	57	34	65	52	64	85	83	8	11
>25	1	5	2	7	4	5	8	7	—	1

Выборки даны в соответствующих градациях сильных ветров по максимальным их значениям. Этим объясняется заметное преобладание повторяемости сильного ветра 15—20 м/с. Сильные ветры 12—15 и 20—25 м/с отмечались намного реже, а ветры >25 м/с — лишь в единичных случаях.

Наиболее часто (около 60% случаев) промежутки расщепления периодов сильных ветров 12—15 и 15—20 м/с отмечались длительностью 1—3 ч, несколько реже (до 40% случаев) — 3—12 ч. В случае сильных ветров 20—25 м/с соотношение повторяемости рассматриваемых промежутков обратное — соответственно 40 и 60%.

В случаях увеличения и уменьшения скорости ветра соответствующие промежутки отмечались с приблизительно одинаковой (до 50% случаев каждый) повторяемостью, что свидетельствует о преобладании симметрии периодов сильных ветров по положительному и отрицательному промежуткам. Эта симметрия подтверждается и тем, что по всем градациям сильного ветра изменчивость скорости ветра в преобладающем числе случаев отмечалась в пределах 1—2 м/с в час — примерно в равной доле (почти по 45% случаев) как положительной, так и отрицательной изменчивости. В остальных 5% случаев изменчивость скорости ветра была в пределах $\pm (2-3)$ м/с в час.

Повторяемость промежутков постоянства сильных ветров по первым трем градациям соизмерима, а в ряде случаев и больше, чем повторяемость промежутков увеличения и уменьшения скорости сильных ветров.

К основным характеристикам сильных ветров в нижнем слое атмосферы можно отнести также средний уровень нижней гра-

ницы слоя сильного ветра $\bar{h} = 1/n \sum_{i=1}^n h_i$, среднее отклонение

(пульсация) уровня этой границы $|\bar{h}'| = 1/n \sum_{i=1}^n |\bar{h} - h_i|$, верти-

кальный градиент скорости ветра γ_u в слое сильного ветра и под ним, промежуток $T = t_1 - t_2$ и скорость понижения (—) и повышения (+) нижней границы сильного ветра $\pm v = (h_{t_1} - h_{t_2}) / (t_1 - t_2)$.

Взаимосвязь этих характеристик — предмет особого исследования и в настоящем анализе не рассматривается. Однако некоторое представление об этих величинах и их повторяемости (число случаев) можно получить из рассмотрения табл. 8.3, составленной по данным наблюдений в 1973—1977 гг. в Москве.

В преобладающем числе случаев (70—80%) нижняя граница слоя сильных ветров отмечалась в пределах 100—300 м для 12—15 м/с, 200—400 м для 15—20 м/с и 300—500 м для 20—25 м/с. С увеличением скорости ветра от первой к третьей градации преобладающие уровни нижней границы слоя сильных ветров повышались.

Таблица 8.3

u м/с	\bar{h} м				
	< 100	100–200	200–300	300–400	> 400
12–15	13	44	58	14	4
15–20		9	36	30	16
20–25			1	7	11

u м/с	\bar{h}' м				
	< 25	25–75	75–125	125–175	> 175
12–15	67	49	11	4	
15–20	37	38	15		
20–25	7	11	1		1

u м/с	γ_u м/с в час				
	0,2–0,5	0,5–1,0	1,0–1,5	1,5–2,0	2,0–3,0
12–15	13	27	37	23	30
15–20	6	19	19	15	14
20–25	1	1	2	3	6

u м/с	характер изменения	v м/ч				
		< 20	20–50	50–100	100–200	> 200
12–15	+	84	15	29	21	1
	–		5	26	19	5
15–20	+	63	1	18	20	2
	–			16	19	7
20–25	+	11			4	2
	–				6	3

Среднее ежечасное отклонение (пульсация) уровня нижней границы сильных ветров от его среднего значения $|\bar{h}'|$ в преобладающем числе случаев (80–90%) составляло примерно 75 м.

Вертикальные градиенты скорости ветра γ_u в слоях сильных ветров преобладали (около 90%) в пределах 0,5–3,0 м/с на 100 м.

Некоторые особенности согласования вертикальных градиентов скорости ветра в слое сильных ветров и под ним очевидны из рассмотрения повторяемостей (числа случаев), полученных по данным измерений за 1973–1975 гг. (табл. 8.4).

Таблица 8.4

u м/с	γ_u м/с на 100 м					
	0	0-3		3-6		> 6
	в слое	под слоем	в слое	под слоем	в слое	под слоем
Апрель 1973 г.—март 1974 г.						
12-15	105	224	200	86	—	—
15-20	68	92	242	192	5	16
20-25	2	4	47	47	11	7
Май 1974 г.—апрель 1975 г.						
12-15	89	317	307	85	—	2
15-20	29	149	282	163	9	3
20-25	—	15	38	39	29	11

Значение $\gamma_u = 0$ под слоем сильных ветров отмечалось лишь в одном случае, при $u = 25$ м/с в 1973—1974 гг., а $\gamma_u < 6$ м/с на 100 м в слое сильного ветра не отмечалась вовсе.

В слое сильных ветров 12—15, 15—20 и 20—25 м/с (сильные ветры > 25 м/с отмечались в единичных случаях) вертикальные градиенты скорости ветра в преобладающем числе случаев отмечались в пределах 0,5—3,0 м/с на 100 м и лишь в единичных случаях 3—6 м/с на 100 м и более. Под слоем сильных ветров вертикальные градиенты скорости ветра отмечались в более широких пределах от 0 (единичные случаи) до 3—6 и > 6 м/с на 100 м.

Из рассмотрения табл. 8.3 следует, что преобладали скорости понижения (повышения) уровня сильных ветров в пределах 50—100 и 100—200 м/ч (примерно по 40% случаев). Значения 20—50 и > 200 м/ч прослеживались приблизительно по 10% случаев.

Представление о температурах при сильных ветрах и о преобладающих направлениях сильного ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы можно получить из анализа табл. 8.5, в которой приведены повторяемости числа случаев сильных ветров по градациям при различных температурах ΔT_{θ} и направлениях ветра ΔT_{φ} . В табл. 8.5 представлены соответствующие значения по данным наблюдений за 1973—1977 гг.

Таблица 8.5

u м/с	n	ΔT_{θ} °C				n	ΔT_{φ} °			
		-20, -10	0 -10	0-10	10-20		0-90	90-180	180-270	170-360
12-15	2071	98	783	722	468	2150	274	422	900	554
15-20	1578	94	631	527	226	1561	132	287	688	454
20-25	279	16	134	95	44	309	11	84	149	65
> 25	10	1	8	1	—	8	2	—	5	1

Сильные ветры при $\Delta T \theta = 20 \div 25^\circ\text{C}$ отмечались лишь в 1975—1976 гг. (12—15 м/с в 21 случае, 15—20 м/с в 6 случаях, 20—25 м/с в 3 случаях), поэтому в настоящем анализе они не рассматриваются.

Сильные ветры первых трех градаций прослеживались в основном в диапазоне температур от 0 до -10°C (около 35% всех случаев) и от 0 до 10°C (35—40%). В 10—15% случаев они прослеживались в диапазоне температур от 10 до 20°C и в 5% случаев — в диапазоне от -10 до -20°C .

Направление сильных ветров отмечалось в пределах $0-360^\circ$, при этом в преобладающем числе случаев (40—50%) сильные ветры имели направление $180-270^\circ$, реже (20—30% случаев) — $270-360^\circ$ и примерно в 10% случаев — $0-90^\circ$.

8.2. О возможности прогноза сильных ветров

В прогнозе сильных ветров в нижнем слое атмосферы могут быть использованы наблюдавшиеся их особенности: 1) понижение уровня сильного ветра до наземного, где фиксируется порыв сильного ветра; 2) трансформация «ветрового импульса» сильного ветра в нижнем слое атмосферы при его перемещении по пространству и во времени.

Первая из этих особенностей прослеживается, например, по распределению (по профилям) скорости ветра (м/с) в нижнем слое атмосферы при сильном ветре (табл. 8.6). Вторая особенность прослеживается на примере наблюдавшегося 23 VIII 1972 г. изменения основных характеристик сильного ветра (A , ψ , T) в промежутке ветрового импульса в нижнем слое атмосферы при его перемещении от Обнинска к Москве (см. рис. 8.3).

Таблица 8.6

z м	Время, ч.											
	16	17	18	20	21	07	08	09	08	09	10	11
	11 IV 1973 г.					29 XII 1973 г.			8 II 1974 г.			
503	18	21	49	21	23	16	18	17	22	19	21	20
385	18	20	18	20	20	17	18	17	23	22	22	20
305	17	20	18	19	19	17	18	16	15	16	16	14
253	17	19	17	16	18	16	17	17	14	14	14	14
201	16	18	16	15	16	16	17	16	15	16	13	12
128	14	16	14	12	13	9	17	9	10	11	11	9
85	14	15	13	11	12	6	7	7	9	10	9	8
15	—	—	6 (17)	—	5 (13)	—	—	5 (12)	—	8 (14)	—	7 (16)

В приведенной последовательности профилей сильных ветров очевидно изменение их уровней. При понижении уровня сильного ветра до наземного (15 м) отмечается (не во всех случаях) порыв ветра у земли, скорость которого превосходит в 2—3 раза

среднюю скорость ветра на этом уровне. Данные наблюдений ($N = 10\,280$) в нижнем 500-метровом слое атмосферы на телевизионной башне в Москве за 1973—1977 гг. дают некоторое представление о повторяемости n^* (число случаев) наземных порывов ветра при сильных (>12 м/с) ветрах в слое по сезонам года и во времени суток (табл. 8.7). Данные эти взяты по измерениям в сроки: 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 ч.

Таблица 8.7

u м/с	u^* м/с	n_c	n_c^*								
			всего	зимой				весной			
				ночь	утро	день	вечер	ночь	утро	день	вечер
12—15	12—15 15—20	2105	10 87	2 10	1 6	— 10	— 8	— 4	— 4	4 17	— 3
15—20	12—15 15—20	1568	203 42	23 11	23 9	33 3	25 7	10 —	8 1	11 5	19 1
20—25	12—15 15—20	320	80 23	9 3	4 1	7 4	15 3	5 1	4 —	6 2	11 4
Итого		3993	445	58	44	57	58	20	17	45	38
Всего по сезонам				217				120			

u м/с	u^* м/с	n_c	n_c^*								
			всего	летом				осенью			
				ночь	утро	день	вечер	ночь	утро	день	вечер
12—15	12—15 15—20	2105	10 87	— —	— —	— 9	2 2	— 5	— 1	1 3	— 5
15—20	12—15 15—20	1568	203 42	1 —	1 1	2 —	6 2	7 2	5 —	16 —	13 —
20—25	12—15 15—20	320	80 23	1 —	— —	— —	3 —	3 —	2 1	4 2	6 2
Итого		3993	445	2	2	11	15	17	9	26	26
Всего по сезонам				30				78			

Наземные порывы ветра u^* рассматриваются в случаях, когда их скорости ≥ 12 м/с. Они разграничены по тем же градациям, что и сильные ветры: 12—15, 15—20, 20—25 и >25 м/с.

Наземные порывы ветра в сезонном распределении наиболее часто (45% всех случаев) отмечались зимой, реже весной и осенью (соответственно 27 и 17% случаев) и совсем редко (7%) летом. В суточном распределении наиболее часто наземные

порывы ветра отмечались днем и вечером (соответственно 139 и 137 случаев), реже ночью и утром (97 и 72 случая).

Сильные наземные порывы ветра (≥ 12 м/с) отмечались в 11% всех случаев (3993) сильных ветров в слое, а по отношению ко всем случаям (6287) слабых ветров (< 12 м/с) лишь в 0,2%, т. е. почти на два порядка реже. Наземные порывы ветра 12—20 м/с согласовывались в 4% случаев с сильными ветрами 12—15 м/с, в 18% случаев — с сильными ветрами 15—20 м/с и в 32% случаев — с сильными ветрами 20—25 м/с. Это свидетельствует об определенной обусловленности наземных порывов ветра сильными ветрами в нижнем слое атмосферы. Отсюда следует возможность прогнозирования наземных порывов ветра при известных характеристиках сильных ветров в слое (см. п. 1.1).

Промежуток снижения уровня сильного ветра очевиден из анализа последовательности профилей сильных ветров (см. табл. 8.6) и определяется из выражения $T_{\text{сн}} = t_z - t_{\text{наз}}$. Здесь t_z — момент времени сильного ветра 12—15 м/с (может определяться и по другим градациям) на высоте z' , предшествующий моменту времени наземного порыва ветра $t_{\text{наз}}$. Скорость снижения определяется из выражения $v = (z' - z_{\text{наз}}) / (t_z - t_{\text{наз}})$.

Рассчитанные таким образом скорости снижения сильного ветра до уровня наземного порыва приведены в табл. 8.3. Данные эти дают начальное представление об упрощенной методике расчета и о величинах указанных характеристик.

Изменение сильного ветра в промежутке ветрового импульса в нижнем слое атмосферы при его перемещении от Обнинска к Москве можно проследить по данным наблюдений 23 VIII 1972 г., когда происходила трансформация порыва ветра и следовавшего за ним вихревого образования (рис. 8.3).

К 22 ч 23 VIII 1972 г. Москва и Обнинск находились под влиянием западной периферии антициклона, в условиях теплой однородной воздушной массы (рис. 8.4). Над Прибалтикой и Скандинавией в это время развивалась активная циклоническая деятельность с серией фронтов в меридиональном и широтном направлениях. К 01 ч холодный фронт с грозами располагался в 200—300 км западнее Москвы и вблизи (25—30 км) Обнинска. Около 02 ч между Обнинском и Москвой располагалась ложбина и проходил холодный фронт. С этой активной циклонической деятельностью могут быть связаны значительные порывы ветра в промежутках 17—24 ч в Обнинске и 19—01 ч в Москве. При резком ослаблении ветра отмечалась (в 24 ч в Обнинске и в 01 ч 30 мин в Москве) вихревая мезонеоднородность, перемещавшаяся за порывом ветра от Обнинска к Москве. Этот «вихревой след» за порывом ветра составлял с ним единую динамическую систему. Система эта, перемещаясь, трансформировалась, о чем можно судить по приведенным в табл. 8.8 данным.

Из анализа рис. 8.3 и данных табл. 8.8 видно, что увеличение и уменьшение скорости ветра происходит от верхней границы слоя, а вихревое образование возникает от подстилающей

Таблица 8.8

Уровень	f ч						и м/с						ψ _ц м/с в час			
	нач.		экстр.		кон.		нач.		экстр.		кон.		+		-	
	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М
Верхний	18	19	22,5	24,5	24	01,5	15,0	12,5	25,0	23,0	7,5	10,0	3,0	3,0	17,5	—
Средний	18	19	22,5	24,5	24	01,5	14,0	8,5	20,0	13,0	5,0	6,5	2,0	1,4	15,0	6,5
Нижний	18	19	22	24	24	01	5,0	5,5	4,5	7,0	2,0	4,0	0,3	0,4	2,5	3,0

Уровень	f ч						φ°						ψφ °/ч			
	нач.		экстр.		кон.		нач.		экстр.		кон.		+		-	
	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М	О	М
Верхний	22,5	24,5	23,5	01,5	24,5	02	165	155	230	215	195	195	30	60	35	20
Средний	23,5	24,5	23,5	01,5	24,5	02	160	155	230	200	180	175	30	90	50	50
Нижний	22,5	24,5	23,5	01	24,5	02	130	150	330	195	140	150	50	90	90	90

Примечание. В таблице приведены начальные (нач.), экстремальные (экстр.) и конечные (кон.) моменты времени и соответствующие им значения метеопараметров в Обнинске (О) и Москве (М); знак плюс «+» означает увеличение скорости ветра и поворот вектора ветра вправо, знак минус «-» означает уменьшение скорости ветра и поворот вектора ветра влево.

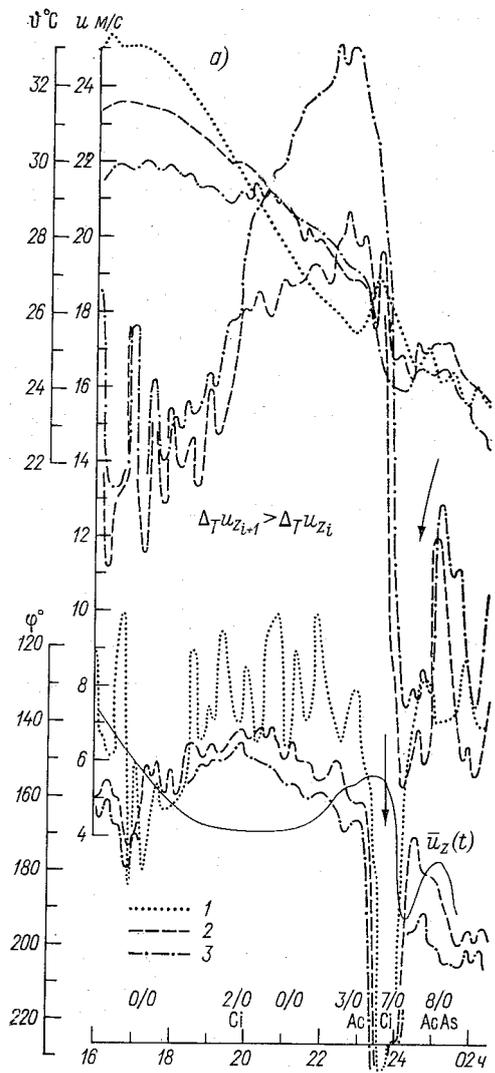


Рис. 8.3. Изменение температуры, скорости сферы в условиях сильного ветра, по дан и Москве (б)

Для Обнинска: 1) 25 м, 2) 169 м, 3) 301 м; для

поверхности. При перемещении от Обнинска к Москве этой динамической системы (ветровой импульс—вихревой след) происходило уменьшение скорости ветра, главным образом в начальный и

экстремальный моменты времени на верхнем и нижнем уровнях слоя: $u_{i0} - u_{iM} > 0$.

Динамический процесс (прирост и убывание скорости ветра) внутри перемещающейся массы воздуха ослабевает: $|\psi_{i0}| - |\psi_{iM}| > 0$. В вихревом следе в Москве (относительно Обнинска) отмечалось левое отклонение вектора ветра в начальный момент его возникновения с усилением этого отклонения к экстремальному моменту и сближение векторов ветра в Обнинске и Москве к моменту разрушения вихревого образования.

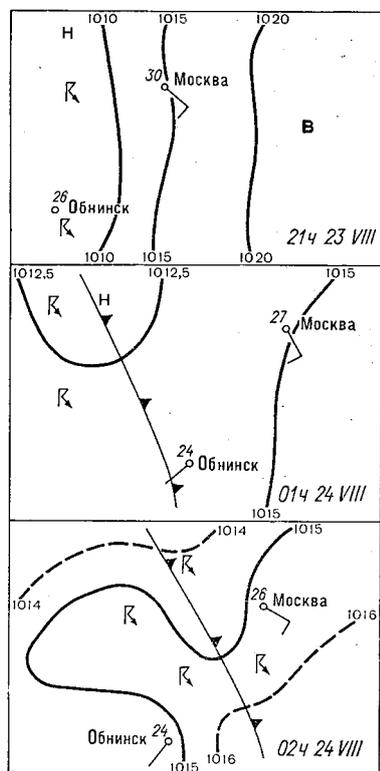


Рис. 8.4. Синоптическая обстановка, обусловившая сильный ветер 23 VIII 1972 г.

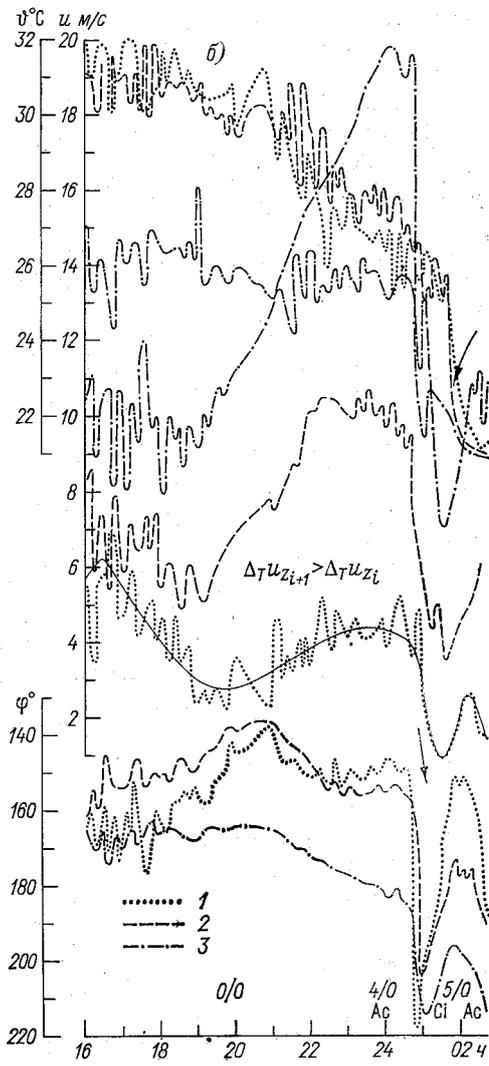
ных градаций (12—15 и 15—20 м/с) прослеживались чаще всего осенью и зимой (до 30% всех случаев в каждый из этих сезонов), реже весной (до 25%) и летом (до 15%). В суточном распределении наиболее часто эти градации сильных ветров отмечались вечером и ночью (по 25—30% всех случаев), реже утром (до 20%) и днем (15—17%).

Длительность периодов сильных ветров 12—15 м/с в преобладающем числе случаев (80—90% всего числа зарегистрированных периодов) отмечалась в пределах 1—3 ч, реже (10—20%) в пределах 3—12 ч и в единичных случаях до 24 ч и более (72 ч). Сильные ветры 15—20 м/с отмечались главным образом в пределах 1—3 ч (30—40%), несколько чаще (35—45%) в пределах 3—12 ч и в незначительном числе случаев в пределах 12—24 ч (10—20%) и 24—72 ч (3—8%). Сильные ветры 20—25 м/с отмечались

Выводы

Сильные ветры от 12 до 20 м/с на верхних уровнях нижнего 500-метрового слоя атмосферы отмечались в 6—15% всех случаев измерения ветра в слое, на нижнем уровне — на один-два порядка реже. Сильные ветры 20—25 м/с отмечались в 2% случаев на верхнем уровне (503 м), в 0,4% на среднем (300 м) и не отмечались вовсе на нижнем уровне слоя (85 м).

В сезонном распределении сильные ветры наиболее показательные



направления ветра в нижнем слое атмосферы
 синхронных измерений в Обнинске (а)
 23 VIII 1972 г.

Москва: 1) 85 м, 2) 253 м, 503 м

в основном на верхнем (503 м) уровне слоя и одинаково часто (около 25%) в пределах 1—3, 3—12 и 12—24 ч.

Период действия сильного ветра может быть разграничен на промежутки увеличения (+), постоянства (=) и убывания (—) скорости ветра. Наиболее часто (около 60% всех анализируемых случаев) эти промежутки сильных ветров отмечались длительностью 1—3 ч, реже (до 40% случаев) — 3—12 ч. При сильных ветрах 20—25 м/с соотношение повторяемости рассматриваемых промежутков обратное — соответственно 40 и 60%.

В случаях увеличения и уменьшения скорости ветра соответствующие промежутки отмечались с приблизительно одинаковой (до 50% случаев каждый) повторяемостью, что свидетельствует о преобладании симметрии периодов сильных ветров по положительному и отрицательному промежуткам. Эта симметрия подтверждается и тем, что повторяемость преобладающей изменчивости скорости сильных ветров 1—2 м/с в час по положительному и отрицательному промежуткам одинакова. Повторяемость промежутков постоянства сильных ветров была соизмерима (а в ряде случаев и больше) с повторяемостью промежутков увеличения и уменьшения скорости сильного ветра. Изменчивость скорости сильного ветра в преобладающем числе случаев отмечалась в пределах 1—2 м/с в час (примерно по 45% случаев) как при положительной, так и при отрицательной изменчивости, а в пределах \pm (2—3) м/с в час — по 5% случаев.

В преобладающем числе случаев (70—80%) нижняя граница сильных ветров 12—15 м/с отмечалась в пределах 100—300 м, 15—20 м/с — в пределах 200—400 м и 20—25 м/с — в пределах 300—500 м. Среднее ежечасное отклонение уровня нижней границы сильных ветров от его среднего значения в преобладающем числе случаев (80—90%) было около 75 м.

Вертикальные градиенты скорости ветра в слое сильных ветров в преобладающем числе случаев составляли 0,5—3,0 м/с на 100 м и лишь в единичных случаях 3—6 м/с на 100 м и более, а под слоем сильных ветров в более широком пределе — от 0 (единичные случаи) до 3—6 и >6 м/с на 100 м. Постоянство уровня нижней границы сильных ветров отмечалось немногим более чем в 40% всех случаев. Скорости понижения (повышения) нижней границы сильных ветров отмечались в основном в пределах 50—100 и 100—200 м/ч (примерно по 40% случаев), а в пределах 20—50 и >200 м/ч — примерно по 10% случаев.

Сильные ветры 12—25 м/с прослеживались в основном в диапазоне температур от 0 до -10°C (около 35% всех случаев) и от 0 до 10°C (35—40%), реже (в 10—15% случаев) — в диапазоне температур от 10 до 20°C и совсем редко (около 5%) — в диапазоне от -10 до -20°C . Направление сильных ветров отмечалось в пределах 0— 360° . При этом чаще всего (40—50% всех случаев) сильные ветры имели направление 180 — 270° , реже (в 20—30% случаев) — 270 — 360° и примерно в 10% — 0 — 90° .

Наземные порывы ветра в сезонном распределении наиболее часто (49% всех случаев) отмечались зимой, реже весной и осенью (соответственно 27 и 17%) и наиболее редко (7%) летом. В суточном распределении наземные порывы ветра отмечались наиболее часто (по 31%) днем и вечером, реже ночью и утром (соответственно 22 и 18%).

Сильные наземные порывы ветра (≥ 12 м/с) отмечались в 11% всех случаев (3993) сильных ветров в нижнем 500-метровом слое атмосферы, а по отношению ко всем случаям (6287) слабых ветров (< 12 м/с) лишь в 0,2%, т. е. почти на два порядка реже. Наземные порывы ветра 12—20 м/с согласовывались в 4% случаев с сильными ветрами 12—15 м/с, в 18% случаев — с сильными ветрами 15—20 м/с и в 32% случаев — с сильными ветрами 20—25 м/с. Это свидетельствует об определенной обусловленности наземных порывов ветра сильными ветрами в нижнем слое атмосферы. Отсюда следует возможность прогнозирования наземных порывов ветра при известных характеристиках сильных ветров в слое.

9. НИЖНИЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ ПРИ ЗНАЧИТЕЛЬНЫХ ОСАДКАХ

9.1. Некоторые характеристики нижнего слоя атмосферы при значительных осадках¹

Исходным материалом исследований послужили данные ежедневных наблюдений семи метеостанций и восьми постов, расположенных в различных районах Москвы, за период 1971—1976 гг. и измерения в этот период температуры, влажности и скорости ветра на телебашне в Москве с дискретностью 1—3 ч. Исследовано 23 случая со значительными осадками, когда за дождь их выпадало 30 мм и более. С ними сопоставлялись аналогичные, или, как мы их будем далее называть, аналоговые случаи отсутствия явления (значительных осадков) за то же время суток и в близких условиях погоды (количество и форма облачности, диапазоны температуры, влажности и скорости ветра у земли и т. д.). Таких случаев было взято 62.

Были рассмотрены особенности изменения во времени профилей температуры в нижнем 500-метровом слое атмосферы в последовательности предусловие—явление—последствие (под явлением подразумевается выпадение значительных осадков или аналоговые условия).

В качестве основных характеристик рассматривались осредненный вертикальный градиент температуры $\bar{\gamma}_{\phi} = 1/n \sum_{i=1}^n \gamma_{\phi_i}$ (γ_{ϕ_i} — вертикальный градиент температуры i -го случая) и разность температур $\Delta\phi$ на верхнем (503 м) и нижнем (85 м) уровнях слоя, погрешность определения которой не зависит от толщины слоя.

По материалам высотных метеорологических наблюдений на телебашне в Москве за 1970—1975 гг. по числу случаев около 1000 было определено среднее месячное для данного времени суток значение $\bar{\Delta\phi}$, принятое за норму величины $\Delta\phi$. Рассматривалась величина $\Delta\phi(t) - \bar{\Delta\phi}(t)$ отклонения текущей вертикальной разности температур в слое от нормы, а также осредненная по

¹ Исследование выполнено с участием Г. Г. Яковлевой.

рассмотренным случаям значительных осадков величина $\eta(t) = 1/n \sum_{i=1}^n [\Delta\phi(t) - \overline{\Delta\phi(t)}]_i$.

Как видно из данных табл. 9.1, в которой приведено число случаев со значительными осадками, их количество, продолжительность, а также время начала и окончания (1971—1976 гг., Москва), значительные осадки длительностью ≤ 4 ч отмечались в 7 случаях из 23 и только днем, а длительностью 5—24 ч в 16 случаях, причем днем только в 10 случаях.

Таблица 9.1

Дата	Время		Продолжительность осадков, ч	Количество осадков, мм
	суток	начала и окончания осадков, ч		
Продолжительность осадков 1—4 ч				
24 VII 1974 г.	День	12—14	2	35,0
12 VIII		13—15	2	40,6
25 VII 1975 г.		12—15	3	39,6
7 VII 1973 г.		15—17	2	43,0
9 VIII		17—21	4	33,4
20 VI 1974 г.		17—18	1	30,9
10 VI 1975 г.		18—21	3	36,6
Продолжительность осадков 5—24 ч				
16 VI 1976 г.	День	08—21	13	30,8
3 VI		06—21	15	37,3
19 VII 1973 г.		11—20	9	44,9
18 VI 1974 г.		11—20	9	53,1
27 VII		11—17	6	40,4
21 VII 1971 г.		19—24	5	44,4
17 VIII		17—24	6	30,9
21 VIII 1973 г.		16—24	8	32,8
13 VII 1976 г.		15—01	10	60,3
26 IX 1972 г.	День—ночь	13—09	20	37,6
5 VII 1975 г.	Вечер—ночь	20—08	12	38,5
14 VIII 1973 г.	Ночь	00—09	9	58,2
22 VI 1972 г.	Ночь—утро	02—07	5	39,4
9 VIII 1973 г.		03—11	8	33,0
24 VII	Ночь—день	00—21	21	43,0
18 V 1976 г.		00—24	24	39,2

В табл. 9.2 приведены повторяемости (число случаев и %) значительных (≥ 30 мм), умеренных (10—20 мм) осадков и аналоговых условий без осадков при облачности Сб 7—10 баллов, которые отмечались при разных синоптических условиях на уровне 700 мбар.

Значительные и умеренные осадки отмечались чаще, когда скорость ветра на уровне 700 мбар не превышала 50 км/ч. При скорости ветра > 50 км/ч значительные осадки отмечались лишь в 4 случаях из 23, а умеренные в 11 случаях из 52, т. е. в 20—

30% случаев. При отсутствии осадков (в аналоговых случаях) соотношение было обратное.

Таблица 9.2

Количество осадков, мм	Общее число случаев	Синоптические условия	Повторяемость	
			число случаев	%
≥30	23	Квазистационарные	19	83
		Значительный перенос	4	17
10—20	52	Квазистационарные	41	79
		Значительный перенос	11	21
Без осадков	62	Квазистационарные	24	39
		Значительный перенос	38	61

На рис. 9.1 приведен пример нарушения суточного хода температуры во всем нижнем 500-метровом слое атмосферы в условиях значительных осадков, а на рис. 9.2 — ход кривых разностей

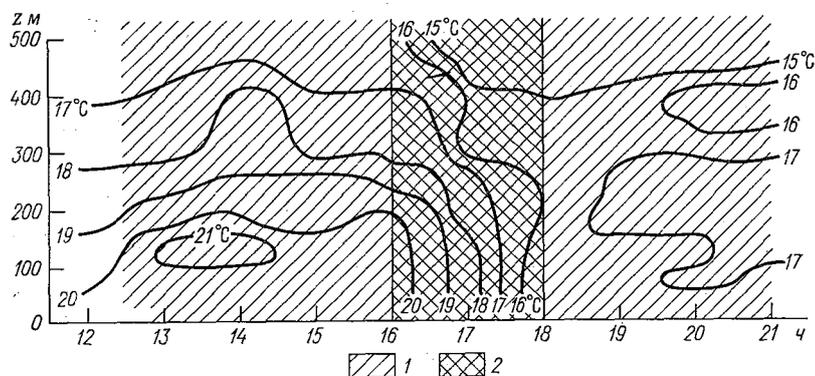


Рис. 9.1. Пространственно-временной разрез поля температуры нижнего слоя атмосферы до возникновения и по окончании выпадения значительных осадков (≥30 мм) (1) и при их выпадении (2). 20 VI 1974 г. Москва.

текущей и средней месячной температуры $\Delta T_{\theta}(t)$ при значительных осадках и в аналоговых условиях. Средняя температура на уровнях 503 и 85 м за 6, 3 и 1 ч до начала выпадения значительных и умеренных осадков, а также для аналоговых условий приведена в табл. 9.3.

При значительных и умеренных осадках средняя температура на верхнем и нижнем уровнях слоя за 1—6 ч до начала их выпадения была на 2—3°C выше, чем в аналоговых условиях.

На уровне 503 м за 6, 3, 1 ч до выпадения значительных и умеренных осадков и появления аналоговых условий временные изменения температуры были незначительные ($\leq 1^\circ\text{C}$). На уровне 85 м за 3—6 и 1—3 ч до выпадения значительных и умеренных

осадков средняя температура воздуха менялась также незначительно ($0,1-0,6^{\circ}\text{C}$), а в аналоговых случаях заметно росла ($\geq 2^{\circ}\text{C}$).

Таблица 9.3

Время до начала осадков, ч	Осадки, мм	z м	
		503	85
6	≥ 30	15,6	18,9
	10—20	14,5	17,5
	Без осадков	12,2	13,5
3	≥ 30	15,6	18,8
	10—20	15,5	18,8
	Без осадков	12,6	15,5
1	≥ 30	15,9	19,4
	10—20	15,1	18,5
	Без осадков	12,5	17,8

С начала выпадения значительных осадков в течение 1—2 ч прослеживается резкое понижение температуры воздуха (на $3-6^{\circ}\text{C}$), главным образом в нижней части слоя. Выше уровня 250—300 м это понижение происходит менее интенсивно ($2-3^{\circ}\text{C}$).

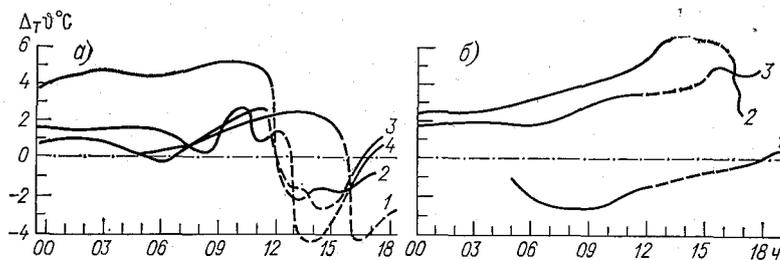


Рис. 9.2. Изменения температуры во времени в нижнем слое атмосферы для случаев 1—4 при облачности S_b 7—10 баллов в условиях значительных осадков (а) и для случаев 1—3 в аналоговых условиях (б).

В дальнейшем ход температуры стабилизируется до момента окончания выпадения осадков.

В течение 5—7 ч до выпадения значительных осадков значения $\Delta T_{\phi}(t)$ остаются постоянными, около 2°C (20 VI и 24 VII 1974 г., 25 VII 1975 г.) и 4°C (12 VIII 1975 г.). В аналоговых условиях эта величина в течение 5—7 ч до их появления чаще всего росла (22 VII 1974 и 25 VII 1975 г.).

Таким образом, постоянство положительного значения величины ΔT_{ϕ} , очевидно, является признаком возможности выпадения значительных осадков с заблаговременностью до 5—7 ч.

В табл. 9.4 приведены значения вертикальных градиентов температуры в нижнем 500-метровом слое атмосферы за 6, 3 и 1 ч до выпадения значительных осадков в сопоставлении со значениями вертикальных градиентов температуры в аналоговых условиях.

Таблица 9.4

Время до начала осадков, ч	Число случаев	Осадки	Δz м	
			385—503	85—123
6	15	≥ 30	0,66	1,45
	11	Без осадков	0,63	0,19
3	18	≥ 30	0,95	1,07
	11	Без осадков	0,89	1,00
1	12	≥ 30	0,91	1,06
	12	Без осадков	0,81	1,34

В верхней части нижнего 500-метрового слоя атмосферы вертикальные градиенты температуры в случаях выпадения значительных осадков и в аналоговых случаях различаются незначительно. В нижней части слоя за 3—6 ч перед выпадением значительных осадков отмечается заметное уменьшение вертикальных градиентов температуры (от 1,45 до 1,07°C/100 м) и относительное постоянство их за 1—3 ч до осадков (1,07—1,06°C/100 м). В аналоговых условиях значение вертикального градиента температуры во всем промежутке времени растет (от 0,19 до 1,34°C/100 м). Если за 6 ч до выпадения значительных осадков вертикальный градиент температуры больше, чем в аналоговых условиях (1,45 по сравнению с 0,19°C/100 м), то за 1 ч это соотношение меняется на обратное (1,06 по сравнению с 1,34°C/100 м).

На рис. 9.3 приведена зависимость изменения температуры на верхнем и нижнем уровнях слоя за 1—3 ч перед выпадением значительных осадков от средней их интенсивности. Из рисунка следует, что температура значительно повышается за 1—3 ч до

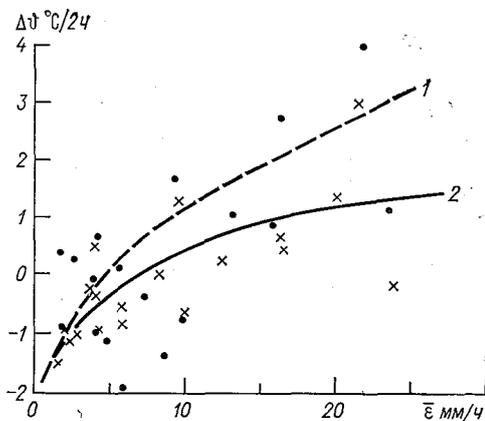


Рис. 9.3. Распределение температуры на уровнях 503 м (1) и 85 м (2) при облачности Сб 7—10 баллов, значительных (≥ 30 мм) и умеренных (10—20 мм) осадках, по данным измерения на телевизионной башне в Москве за 1971—1975 гг.

выпадения осадков по мере роста их интенсивности. При слабой интенсивности температура за 1—3 ч до осадков немного падает (на 1—2°C), при интенсивности осадков около 15 мм/ч температура растет на 1—2°C, а при интенсивности >20 мм/ч растет на 1—4°C. Это, возможно, связано с тем, что воздух, охлажденный интенсивными осадками, охватывает очень узкую зону, которая не прослеживается при измерениях с дискретностью 1 ч.

9.2. О состоянии нижнего слоя атмосферы при значительных осадках в связи с атмосферными явлениями и составляющими синоптических образований

Состояние нижнего 500-метрового слоя атмосферы может быть охарактеризовано его структурными особенностями, протекающими в нем атмосферными процессами и находится в определенной связи с атмосферными явлениями и обуславливающими их синоптическими образованиями. С целью установления этой связи в условиях выпадения значительных осадков используется система кодов, в которую входят формы кодирования (Фк) факторов погодных условий (Фк-I), например I-01, ..., I-05; структурных особенностей нижнего слоя атмосферы (Фк-II), например II-01, ..., II-04, ...; атмосферных процессов в слое (Фк-III); атмосферных явлений (Фк-IV) и составляющих синоптических образований (Фк-V) в зоне пункта наблюдений (табл. 9.5).

Перечисленные факторы включают качественные характеристики и количественные оценки погодных условий, атмосферных процессов и явлений. Анализируются действующие факторы, которые отмечаются в пункте наблюдения и в его зоне радиусом 300—500 км. Активность факторов (их воздействие на погодные условия в пункте наблюдения) определяется соответствующими корреляционными связями.

По форме Фк-I кодируются: облачность (ее балльность, форма и высота), дальность видимости D , градиент давления ∇p , давление p , барическая тенденция a , температура ϑ , точка росы d , направление φ и скорость u ветра в пункте наблюдения.

По форме Фк-II кодируются: уровень h , максимальное значение скорости u и направление φ сильного ветра, уровень верхней h_v и нижней h_n границы, вертикальный градиент инверсий скорости ветра (мезоструи) γ_u и температуры γ_ϑ , уровень верхней и нижней границы низкой облачности.

По форме Фк-III на принятых уровнях закодированы характер (ϑ , u , φ), виды (А, Б, В, Г, Д) атмосферных процессов и показательные для них значения метеорологических параметров — начальное (нач.), экстремальное (экстр.) и конечное (кон.), амплитуда A_f , изменчивость ψ_f и результирующее изменение ϵ_f параметра f . При этом раздельно кодируются термические (ϑ), динамические (u), вихревые (φ) и другие процессы, а также их сочетания — термические вихревые (ϑ , φ), динамические вихревые (u , φ), термодинамические невихревые (ϑ , u), термодинамические

Таблица 9.5

Фк-I												Погода в пункте наблюдения			
Облачность				$D \cdot 10^{-1}$ м	∇p мбар/100 м	p мбар	a мбар/3 ч	ϑ °C	d °C	φ °	u м/с				
общая	нижняя	средняя	верхняя												
01				02	03	04	05								

Фк-II												Структура нижнего слоя атмосферы			
Сильный ветер			$u_{инв}(z)$			$\vartheta_{инв}(z)$			Низкая облачность						
h м	u м/с	φ °	h_B м	h_H м	γ м/с на 100 м	h_B м	h_H м	γ °C/100 м	h_B м	h_H м	...				
01			02			03			04						

Фк-III												Атмосферные процессы — общие, мезомасштабные			
Вид процесса	ϑ °C, u м/с, φ °			T ч			A_f		ψ_f		ϵ_f				
	нач.	экстр.	кон.	нач.	экстр.	кон.	+	-	+	-	+	-			
	01			02			03		04		05				

Фк-IV											Атмосферные явления			
01	02	03	04	05	06	07	08	09	10					

Фк-V												Синоптические образования			
Составляющие синоптических образований	ориентация		зона	смещение		p мбар	a мбар/3 ч	ϑ °C	d °C	φ °	u м/с				
	φ °	z км	км	φ °	V км/ч			П, Ц, Т							
	01		02	03		04	05	06	07	08					

вихревые (Φ , u , φ) и другие при соответствующем изменении («+» или «—») параметров.

По форме Фк-IV кодируются ориентация и расстояние по горизонтали атмосферных явлений относительно пункта наблюдения. При этом различаются очаги и зоны (отмечены звездочкой «*») атмосферных явлений, ширина, длина и ориентация последних по большой оси.

По форме Фк-V кодируются составляющие синоптических образований — их ориентация φ , расстояние по горизонтали относительно пункта наблюдения L , ширина, длина и ориентация большой оси их зон, направление φ и скорость смещения V , давление p и барическая тенденция a в центре зоны (см. Фк-I-03), температура Φ , точка росы d , направление φ и скорость ветра u в передней (П), центральной (Ц) и тыловой (Т) их частях.

Составляющие синоптических образований и их соответствующая индексация представлены в принятом перечне. Например, цифрой 10 кодируется циклон (Zп), цифрой 20 — мезомасштабное ядро пониженного давления (Н*), цифрой 30 — антициклон (Az), цифрой 40 — мезомасштабное ядро повышенного давления (В*), цифрой 50 — размытое барическое поле (РБП), цифрой 60 — ложбина, 65 — гребень, 70 — седловина, 80 — холодный фронт, 81 — малоподвижный, 82 — вторичный, 90 — теплый фронт.

Формы кодирования Фк-I, Фк-II, ... при их согласовании в последовательные моменты времени выражены в виде соответствующих кодовых рядов Кр-I, Кр-II, ..., представленных в табл. 9.6 на примере случая выпадения значительных осадков (40,6 мм) с 13 ч 10 мин до 15 ч 40 мин 12 VIII 1974 г.

В этой таблице указаны лишь факторы, действующие в рассматриваемых условиях. При этом различаются факторы заведомо не эффективные — не чувствительные к смене погоды, например Фк-I-02, кратковременные, значительно удаленные, ограниченные непосредственно действующими факторами, Фк-V-50, 01—08; 81-01—03.

В кодовых рядах форм кодирования (см. табл. 9.5) каждый из факторов представлен шестизначной группой. При отсутствии знака или его неопределенности в группе ставится буква X. Цифры в группах обозначают абсолютные величины параметров согласно кодам форм кодирования.

По формам кодирования и схеме анализа в структурных особенностях нижнего 500-метрового слоя атмосферы (Фк-II) выделяются мезоструйное образование, инверсия температуры и низкая облачность. Уровень слоя с инверсией скорости ветра (мезоструйное образование) в предусловии явления (выпадения осадков) заметно колеблется. К началу явления он стабилизируется и сохраняется на установленном уровне в течение всего промежутка явления. В промежутке последствия уровень слоя инверсии скорости ветра понижается. Интенсивность этого слоя, оцениваемая вертикальным градиентом скорости ветра, ко времени наступления явления с заблаговременностью до двух часов и

Таблица 9.6

Код	Время суточное									
	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	Время относительное									
04	03	02	01	00	01	02	03 (00)	01	02	02
	Кодовые ряды (КР)									
Индекс	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Форма (Фк)	I	II	III-ф							
01	200901	530931	515631	625631	659630	759530	759530	699530	429731	229700
02	100020	100040	100040	100040	100024	100025	100027	100020	100025	100025
03	143902	138501	137502	137704	129707	138400	140804	133301	133507	140711
04	1613XX	2014XX	2112XX	2212XX	2212XX	2314XX	1814XX	1816XX	1815XX	2215XX
05	XX00XX	XX00XX	3605XX	3604XX	0705XX	0693XX	2901XX	XX00XX	XX00XX	0505XX
02	503008	200807	200813	503004	502508	502500	503006	200808
03	60XXXX	30XXXX	10XXXX	0XXXX	10XXXX	200807	200809	06XXXX	15XXXX	15XXXX
04	067032	074033	046043	023024	063072	033008	06XXXX	06XXXX	050030	068075
		101213	111213		131417	131517				
		050050	056027		022045	022064				
		025050	056027		011023	022021				
		000AXX	029AXX		AXX029	AXX042				
		060025	060050	070055	020030	040190	015310	...	020350	020060
	091213	091213			131517	141518				
	030050	035025			006008	085085				
	010050	011025			003004	035038				
	AXX020	010AXX			002БХХ	000БХХ				

Код		Время, суточное															
		09	10	11	12	13	14	15	16	17	18						
		Время относительное															
Форма (Фк) Индекс		04	03	02	01	00	01	02	03 (00)	01	02	03 (00)	01	02			
		Кодовые ряды (Кр)															
I		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X						
IV	06 08	36060X	36060X	36060X		XX000X 09060X 60...27	XX000X 0475X 50...04 09175X 50...09	XX000X 04200X 90...24	XX000X 04100X	XX000X 09175X 90...07							04300X 90...30 18200X
V	5004 8101 03 05 06 07 08	XX0020 09175X 09085X 191919 151515 1010HU 160400	XXX040 09100X 27075X 202020 151515 101007 040404	XXX040 09050X 27050X 213121 161515 202007 040303	XX0040 XX000X 27060X 232323 161515 202009 030303	XX0024 XX000X XX000X 222324 161515 060402 050505	XXX025 XX000X XX000X 231824 161414 HU3030 000303	XX0027 XX000X XX000X 231824 151614 35HU10 030004	XX0020 XX000X XX000X 232221 151513 102005 030303	XXX025 27030X 29050X 29020X 222223 151412 060204 040304							XX0025 29050X 29020X 222223 151412 060204 040304

Примечание. Из таблицы для упрощения исключены непоказательные в рассматриваемом примере факторы Фк-II-01; Фк-III-а; Фк-IV-07; Фк-V-60, 81, 02, 04 (непосредственный), 81 (последовательный). Формы кодирования Фк-I, II, III определены в пункте наблюдения, а Фк-IV, V — в пункте наблюдения и его окрестности в радиусе 300—500 км.

в промежутке явления заметно уменьшается, а в промежутке последействия вновь увеличивается. Инверсия температуры прослеживается лишь в промежутке явления, низкая облачность — в предусловии при сравнительно медленном (200—300 м/ч) понижении нижней границы с заблаговременностью 2—3 ч, в промежутке явления и в последействии.

Для атмосферных процессов в нижнем 500-метровом слое атмосферы (Фк-III) очевидны мезомасштабные изменения температуры, скорости и направления ветра в предусловии явления вида фБ—иА—фА и в его промежутке вида фА—иА—фБ.

С мезомасштабными особенностями структуры и атмосферных процессов в нижнем 500-метровом слое атмосферы согласуются в рассматриваемой схеме определенные погодные условия (Фк-I), атмосферные явления (Фк-IV) и составляющие синоптических образований (Фк-V). Это согласование целесообразно рассматривать в последовательности кодовых рядов в предусловии явления.

В предусловии явления во временном согласовании с мезоструйным образованием и мезомасштабной неоднородностью вида фБ—иА—фА прослеживается увеличение барического градиента (обострение размытого барического поля), незначительное понижение давления и возрастание барической тенденции, увеличение температуры, незначительные изменения влажности и увеличение скорости ветра после штиля. В этом промежутке в некотором отдалении от пункта наблюдения отмечаются очаги тумана и за 1—2 ч до явления (сухой грозы). С востока к пункту наблюдения в этом промежутке перемещается фронтальная зона холодного фронта с устойчивым распределением по всей ее ширине температуры, влажности (точки росы), скорости и направления ветра. При переходных условиях происходит смена состояния почти по всем факторам. Фронтальная зона приближается к пункту наблюдения и установившееся в ней распределение температуры, направления и скорости ветра нарушается.

В промежутке явления в согласовании с мезоструйным образованием, инверсией температуры и мезомасштабной неоднородностью вида фА—иА—фБ прослеживаются устойчивое размытое барическое поле с пониженным градиентом, установившееся давление, значительные колебания барической тенденции, понижение температуры до определенного значения, смена направления и уменьшение скорости ветра. В этом промежутке в пункте наблюдения и на расстоянии до 100—200 км отмечаются грозы с ливнем как в отдельных очагах, так и по обширным зонам. Фронтальная зона в этом промежутке неподвижна и охватывает пункт наблюдения. Поле температуры, влажности, скорости и направления ветра, характеризуется значительной изменчивостью во времени и по всей ширине зоны.

В промежутке последействия происходит установление нового состояния нижнего 500-метрового слоя атмосферы — понижается уровень инверсии скорости ветра при увеличении ее интенсивности, завершается мезомасштабный процесс вида фА—иА—фБ,

протекавший в основном при выпадении значительных осадков, при значительных колебаниях градиента, барическое поле остается размытым, давление несколько увеличивается, заметно возрастает величина барической тенденции, повышается температура, происходит значительное изменение направления и увеличение скорости ветра. В этом промежутке в отдалении от пункта наблюдения в отдельных очагах и по обширным зонам отмечаются последовательно гроза с ливнем и сухая гроза. Фронтальная зона удаляется от пункта наблюдения на запад, а поля температуры, влажности, направления и скорости ветра становятся однородными. Различие в рассмотренном примере мезомасштабных явлений в нижнем слое атмосферы по их виду и характеристикам при разных погодных условиях, разных атмосферных явлениях и составляющих синоптических образований очевидно.

Все действующие факторы 12 случаев выпадения значительных осадков, обеспеченных данными наблюдений, в табл. 9.7 разграничены на одиночные, отмечавшиеся менее чем в 30% случаев, групповые, отмечавшиеся в 50—70% случаев, и универсальные, отмечавшиеся в 90—100% случаев. При таком разграничении в одиночных случаях (до 4 из 12) очевидны согласования погодных факторов (I), структурных факторов (II), атмосферных процессов (III) и атмосферных явлений (IV) с факторами составляющих синоптических образований (V). В групповых случаях (в 8 из 12) согласуются факторы I, II, III, IV. Факторы V (исключая V-50 — размытое барическое поле) в этих случаях являются не действующими. В универсальных случаях (9—12 из 12) согласуются факторы I, II, III, а факторы IV, V (исключая V-50) являются не действующими.

Из погодных факторов (I) наиболее активным является низкая облачность (I-01), которая прослеживается почти во всех анализируемых случаях (8—12) в последовательности предусловие—явление—последствие. Заметно активен структурный фактор II-02 — (мезоструйное образование), который прослеживается почти во всех анализируемых случаях (9—11) в указанной последовательности. Факторы II-01, 03 (сильный ветер, инверсия температуры) более активны в промежутке явления (8—9 случаев) и в последствии (5—7 случаев). Факторы атмосферных процессов III- θ , u , φ — согласованные мезомасштабные изменения температуры (θ), скорости (u) и направления (φ) ветра — были действующими в 6—7 случаях, в предусловии и во всех 12 случаях при явлении. В последствии эти факторы отмечались крайне редко. Факторы атмосферных явлений (IV) и составляющие синоптических образований (V) прослеживались в пункте наблюдения и в его окрестностях. Фактор IV-01 (ливни) отмечался довольно часто (8—9 случаев) в пункте наблюдения и в его окрестностях в предусловии и последствии, а фактор IV-02 (обложные осадки) — реже (5—7 случаев) и только в зоне пункта наблюдения. Фактор IV-06 (туман) отмечался лишь в одиночных случаях в пункте

Таблица 9.7

Фк-индекс	Случаи																	
	одиночные						групповые						универсальные					
	предус- ловие		явление		последей- ствие		предус- ловие		явление		последей- ствие		предус- ловие		явление		последей- ствие	
	пункт	окрестность	пункт	окрестность	пункт	окрестность	пункт	окрестность	пункт	окрестность	пункт	окрестность	пункт	окрестность	пункт	окрестность	пункт	окрестность
I-01																		
верхняя	3		2		1													
средняя			3															
нижняя										8			10			12		9
II-01	1									5			9			11		10
02																9		
03										7						11		
III-Ф					1			6								11		
и								7								12		
Ф								6								12		
IV-01				1														9
02		4				3		8	7	6								
06	2	1	2	2	1													
07		3		3		3												
08				3			6	5			6							
V-10	3		2		4													
20	1		2			4												
40			2	1														
50									8			8		9				
60	1	3	2	1														
65			1	1														
80	1		1	3	1													
82		2	2	2	1	2												
90	1	2	2	4	1	4												
91	1			2		1												
92	1	1		2		1												
95		1		1														

наблюдения и в его окрестностях в предусловии и промежутке явления, фактор IV-07 (сухая гроза) — тоже в одиночных случаях и лишь в зоне пункта наблюдения. Чаше (до 6 случаев) отмечался фактор IV-08 (гроза с ливнем), при этом в зоне пункта наблюдения в предусловии и последствии и в пункте наблюдения в промежутке явления. Синоптические факторы (исключая V-50) отмечались сравнительно редко (до 4 случаев) в пункте наблюдения и в его зоне в последовательности предусловие—явление—последствие. В большинстве анализируемых случаев (8—9) пункт наблюдения в этой последовательности находился в размытом барическом поле (фактор V-50).

Таким образом, степень активности рассматриваемых факторов проявляется в последовательности:

<i>Предусловие</i>	<i>Явление</i>	<i>Последствие</i>
I-01, 02, . . .	I-01, 02, . . .	I-01, 02, . . .
II-02	II-02, 03	II-02, 03
—	III-ф, и, ф	—
IV-01*, 08*	IV-01, 08	IV-01*, 08*
V-50	V-50	V-50
III-ф, и, ф	—	—

В этой последовательности в промежутке явления исключаются факторы IV-01*, 08* (в зоне пункта наблюдения) и «включаются» в действие факторы II-03, IV-01, 08 (в пункте наблюдения). В промежутке последствий исключаются факторы III-ф, и, ф и включаются факторы IV-01*, 08*. В большинстве случаев наиболее активны погодные факторы (I-01), структурные факторы (II), факторы атмосферных процессов (III) и явлений (IV).

Погодные факторы действуют по всем своим индексам во всех анализируемых случаях. Действие синоптических факторов прослеживается в одиночных случаях, т. е. факторы эти в анализируемых случаях были недостаточно активны. Их действие, как и действие других факторов при малом ряде случаев, может быть определено в связи с изменением их значений. Действие это может проявляться, например, в связи с изменением расстояния и ориентации по отношению к пункту наблюдения, где выпадают осадки, фронтальной зоны, ложбины (гребня), мезобарического ядра и других составляющих синоптических образований, а также в связи с изменением количественного распределения метеорологических параметров по пространству и др.

При анализе указанных связей из рассмотрения исключаются не действующие факторы — атмосферные явления и синоптические образования, значительно удаленные (>300—400 км) от пункта наблюдения и кратковременные факторы (<1 ч), действующие лишь по окончании выпадения значительных осадков.

Рассмотренные факторы могут сопоставляться по принципу: действует или не действует, и по тенденции изменения их значений: увеличивается (уменьшается), усиливается (ослабевает), обостряется (размывается) и т. д. Такой анализ был выполнен по данным кодовых рядов исследуемых случаев.

Во взаимосвязи действующих факторов в случаях выпадения значительных осадков прослеживались следующие особенности.

В предусловии выпадения значительных осадков отмечался рост барического градиента (фактор I-02) от 0 до 1,3 мбар/100 км. К началу явления барический градиент уменьшался до 0,2—0,9 мбар/100 км, а в промежутке явления увеличивался до 3—7 мбар/100 км. В последствии он вновь уменьшался до 0,7—1,2 мбар/100 км. Таким образом, барическое поле соответственно обострялось, размывалось и т. д.

Сильный ветер (фактор II-01) отмечался лишь в единичных случаях и в промежутке явления; он усиливался на 2—4 м/с от-

носителем скорости ветра в предусловии явления. В последствии явления сильный ветер ослабевал на 2—3 м/с относительно скорости ветра в промежутке явления.

Уровень экстремума мезоструи (фактор П-02) в предусловии явления изменялся в пределах 300—500 м. Толщина (мощность) динамической инверсии (инверсия скорости ветра) над этим уровнем изменялась от 150 до 300 м, а ее интенсивность, определяемая вертикальным градиентом скорости ветра, к началу явления несколько возрастала — от 0 до 0,4 м/с на 100 м. В промежутке выпадения значительных осадков динамическая инверсия сокращалась по мощности (250—500 м) и интенсивности (0,0—2,0 м/с на 100 м). Мощность динамической инверсии почти не изменялась и в последствии явления, а интенсивность несколько возрастала — до 0,3—4,0 м/с на 100 м.

Отмечавшаяся в отдельных случаях инверсия температуры в предусловии явления располагалась в слое 250—500 м при малом значении вертикального градиента температуры (0—0,4°C/100 м). Она сохранялась на одном уровне в промежутке явления и в его последствии. Вертикальный градиент температуры в промежутке явления увеличивался до 1,4°C/100 м, а в последствии явления он был в большинстве случаев равен нулю.

Разнообразие мезомасштабных процессов и диапазоны значений их характеристик в последовательности предусловие—явление—последствие очевидны из рассмотрения табл. 9.8.

Таблица 9.8

Дата	Качественные характеристики мезопроцессов								
	предусловие			явление			последствие		
	ϑ	u	φ	ϑ	u	φ	ϑ	u	φ
19 VII 1973 г.	А	Б	В*	А	Б/А	Б	А/В	Б/В	В/Д*
18 VI 1974 г.	А	Б	А*	А	Б/А	Б	В	А	В/Б
20 VI	Д/Г	В/Б	В	В	Б	А/В	Г/Д	А	А/Г
24 VII	В	Г	Г/Б				Г	А/В	Б*
27 VII	Б	А	А		А	Б			
12 VIII	А/Б	Д/А	А*	В/Б	В	А			
3 VI 1976 г.	Г	А/Б	Б/Г*	Д/Б	Б	Г/А			
16 VII									

Метеопараметр	Количественные оценки мезопроцессов					
	$\pm A_f$		$\pm \psi_f (ч^{-1})$		$\pm \varepsilon_f$	
ϑ °С	-6,2	-4,2	-6,2	-5,3	-6,2	-5,3
u м/с	-17,0	-15,5	-7,3	-9,4	-7,0	-15,5
φ °	10	270	10	110	10	110

Примечание. Звездочкой (*) отмечены мезопроцессы, протекающие в смежных промежутках.

В последовательности предусловий выпадения значительных осадков в промежутке их выпадения и по окончании мезомасштабные процессы отмечались в неповторимой совокупности.

Приведенные в табл. 9.8 данные дают некоторое представление о возможных значениях A_f , ψ_f и e_f в условиях выпадения значительных осадков.

Анализируемые случаи выпадения значительных осадков (факторы IV-01, 02, 08) прослеживались в ряде случаев в связи с перемещением к пункту наблюдения зон осадков. Ширина зон была в пределах 50—200 км, а длина 80—230 км в основном с северной ориентацией большой оси. По окончании выпадения значительных осадков прослеживаемые зоны, как правило, разрушались на отдельные очаги. В ряде случаев за 1—2 часа до выпадения значительных осадков вблизи пункта наблюдения отмечалось образование мезоложбин. Прослеживались связи выпадения значительных осадков с прохождением через пункт наблюдения холодного фронта (фактор V-80, 82) и теплого фронта (фактор V-90, 92), соответственно 3 и 4 случая. В этих случаях начало выпадения осадков отмечалось в основном при прохождении фронтов через пункт наблюдения, а иногда за 1 ч до или через 4 ч после их прохождения. Скорость перемещения фронтов на расстоянии до 200—300 км от пункта наблюдения отмечалась в пределах 20—50 км/ч, а в промежутке значительных осадков уменьшалась до 5—10 км/ч. Временами фронты стационарировали.

Выводы

Значительные осадки в 89% случаев отмечались при скорости ветра на уровне 700 мбар < 50 км/ч, а аналоговые случаи без осадков при 7—10 баллах кучево-дождевой облачности, в 61% случаев — наоборот, при ветре > 50 км/ч. Значительные осадки (30 мм и более) чаще бывают в восточной части Москвы, а сильные (50 мм и более) — в северо-восточной. В 44% случаев продолжительность значительных осадков составляла 5—10 ч, а в 30% — менее 5 ч. Значительные дожди длительностью менее 5 ч отмечались только с 12 до 21 ч, а более продолжительные — в любое время суток, но чаще в дневное время. При значительных осадках температура практически не меняется в течение 6 ч до их выпадения. При интенсивных осадках (более 10 мм/ч) температура за 3—1 ч до их начала растет, причем тем сильнее, чем интенсивнее осадки. В случаях умеренных осадков (10—20 мм) и в аналоговых случаях температура за 6—3 ч до наступления соответствующих условий в среднем растет. За 3—1 ч при умеренных осадках температура остается постоянной, а в случаях без осадков продолжает расти.

За 6 ч до начала выпадения значительных осадков вертикальный градиент температуры в слое 85—128 м равен в среднем $1,4^{\circ}\text{C}/100$ м, а за 3—1 ч он равен $1,1^{\circ}\text{C}/100$ м. В случаях же без осадков при кучево-дождевой облачности 7—10 баллов за 6 ч до

ее появления градиент температуры равен всего $0,2^{\circ}\text{C}/100$ м; затем он увеличивается до $1,0^{\circ}\text{C}/100$ м за 3 ч и до $1,3^{\circ}\text{C}/100$ м за 1 ч до ее появления.

Оценка условий значительных осадков, как и условий других опасных явлений, по отдельным критериям недостаточна. Более полный анализ этих условий охватывает комплекс определяющих их факторов. Посредством их комплексного анализа выражается сам факт и даются количественные оценки наземных погодных условий, состояния нижнего слоя атмосферы в пункте наблюдения, атмосферных явлений и составляющих синоптических образований. Основой такого комплексного анализа является сжатая информация в виде форм кодирования и кодовых рядов.

При синхронном анализе кодовых рядов может быть дан диагноз состояния нижнего слоя атмосферы, а при анализе кодовых рядов со сдвигом во времени и известной их трансформации — прогноз ожидаемых изменений состояния нижнего слоя атмосферы.

Полное множество членов кодовых рядов (N) характеризует определенный атмосферный процесс или явление. Если атмосферный процесс или явление выражаются в данный момент некоторым числом членов n совокупности кодовых рядов, то отношением $K = n/N$ можно выразить «степень зрелости» этих процессов и явлений. Последовательность значений $K_i = n_i/N$ будет выражать трансформацию состояния нижнего слоя атмосферы при усилении и ослаблении этих процессов и явлений. Наступление определенного атмосферного процесса или атмосферного явления выражается условием $n = N$ и $K = 1$. Число N при достаточной полноте наших знаний о возникших атмосферных процессах (явлениях) определяется приблизительно по числу действующих факторов, полный учет которых практически трудно осуществим. С некоторым приближением эту задачу можно решить путем сопоставления кодовых рядов (формы кодирования), построенных для определенных стадий процесса (явления), в последовательности предусловие—явление—последствие.

Изложенная методика может оказаться полезной при объективном машинном анализе атмосферных процессов в нижнем слое атмосферы с целью диагноза, а при достаточной статистической обеспеченности и вероятностного краткосрочного прогноза погоды. Эта методика предусматривает ведение анализа в системе машинного слежения высотных метеорологических наблюдений на телебашне в Москве [112].

10. О СЛЕЖЕНИИ ЗА СОСТОЯНИЕМ НИЖНЕГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ И ПОДАЧЕ ИНФОРМАЦИИ СЛЕЖЕНИЯ ПОТРЕБИТЕЛЯМ

10.1. Распознавание информации метеорологических измерений

Одной из существенных форм дальнейшего усовершенствования системы наблюдений в нижнем слое атмосферы на башнях и мачтах является освоение машинного слежения за состоянием нижнего слоя атмосферы с автоматизированной подачей информации слежения потребителям — народнохозяйственным организациям, прогностическим центрам и научно-исследовательским учреждениям.

Под слежением за состоянием нижнего слоя атмосферы понимается детальный анализ метеорологических характеристик слоя в реальном масштабе времени с целью определения динамики протекающих в нем атмосферных процессов. Информация слежения за состоянием нижнего слоя атмосферы предназначена для распознавания, оценки, отображения и подачи потребителю основных метеорологических характеристик слоя (см. п. 10.2 и 10.3). Машинное слежение осуществляется посредством комплекса ЭВМ с отображающими и оповещающими устройствами по алгоритмам слежения. Алгоритмы слежения представляют собой совокупность расчетных характеристик нижнего слоя атмосферы и свод предписаний, определяющих содержание и последовательность операций по оценке состояния слоя и выявлению особенностей его изменения.

Мгновенное («застывшее») множество первичных, производных и комплексных характеристик нижнего слоя атмосферы, определяющих его состояние в данный момент, составляет метеорологический образ слоя. Образ этот в момент измерения отображается в виде совокупности множества измеряемых и вычисляемых характеристик состояния слоя. Следящая система обучается распознаванию этого образа, его отображению и слежению за его преобразованием. При преобразовании (трансформации) образа в принятой дискретной последовательности определяется совокупное множество характеристик образа. По этой совокупности и другим формализованным статистическим и логическим соотношениям детерминистскими или вероятностными решениями устанавливается ожидаемое множество характеристик через пред-

определяемый промежуток ожидания. Это множество составляет ожидаемый образ распознаваемых условий.

Распознавание образов возможно при обнаружении сходства с запрограммированными в следящей системе образами атмосферных явлений, которые типизируются, например, по распределению метеорологических параметров в слое, условиям устойчивости слоя, мезонеоднородностям в нем и др. Эти запрограммированные образы являются моделями атмосферных явлений, с которыми они сходны в существенном по форме, но не обязательно тождественны и даже могут значительно различаться по их характеристикам. Например, запрограммирован (смоделирован) образ мезоструи. Мезоструйное распределение скорости ветра в слое системой слежения распознается «внешне», без различия меняющихся характеристик распределения уровня и значений экстремальной скорости ветра, вертикального градиента скорости ветра в слое динамической инверсии над уровнем экстремума мезоструи (аналогично для температурной инверсии).

Выполняемый к настоящему времени анализ материалов метеорологических измерений в нижнем слое атмосферы главным образом на телевизионной башне в Москве и метеорологической мачте в Обнинске позволяет рекомендовать некоторые методы распознавания и критерии оценки состояния нижнего слоя атмосферы. Эти методы, иллюстрируемые ниже на ряде примеров, основаны на анализе графического представления цифровых рядов данных измерений и могут быть применены также к другим не рассмотренным случаям. Тем самым представляется возможным расширение в практике использования информации метеоконплексов башен и мачт круга распознаваемых и оцениваемых явлений нижнего слоя атмосферы, особенно в связи с текущей и ожидаемой погодой малой заблаговременности.

В нижнем слое атмосферы не наблюдаются строгие аналогии особенностей структуры слоя и атмосферных процессов в нем. Поэтому в случаях их подобия эти особенности группируются по их главным признакам и основным характеристикам. Например, инверсия температуры или адвекция тепла в слое могут быть определены по их началу, усилению, ослаблению и окончанию, по уровню их границ, мощности охватываемого этими явлениями слоя, по длительности явлений, его периодичности в связи со временем суток, сезонам года, метеорологическими условиями и др. Эти главные признаки и отдельные характеристики рассматриваются как параметры явления.

Подобные атмосферные явления в нижнем слое атмосферы показаны на рис. 10.1—10.3.

При наблюдении 26 VI 1970 г. (рис. 10.1) адвекция тепла на верхних уровнях нижнего слоя атмосферы прослеживается с момента t_1 , в промежутке $t_2 - t_1$. Возникновение адвективной инверсии отмечается с момента t_2 . Ее усиление происходит в промежутке $t_3 - t_2$, ослабление с момента t_3 в промежутке $t_4 - t_3$, разрушение вблизи момента t_4 и окончание адвекции тепла к моменту t_5 .

В этой последовательности пороговые моменты смены условий t_1 , t_3 и t_5 могут быть определены по смене знака первой производной функции $\Phi(t)$ на уровне 503 м.

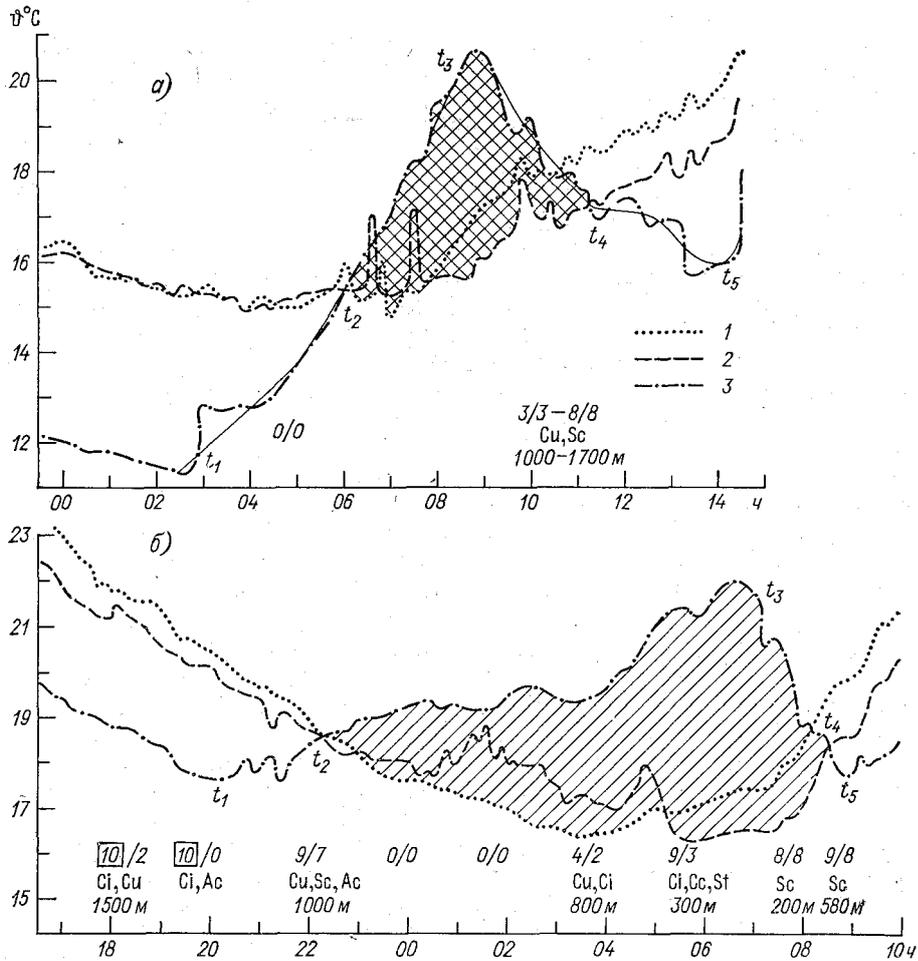


Рис. 10.1. Пространственно-временное представление адвекции тепла на верхних уровнях нижнего 500-метрового слоя атмосферы 26 VI (а) и 2—3 VIII (б) 1970 г. Москва.

1) 85 м, 2) 253 м, 3) 503 м.

В наблюдении 2—3 VIII 1970 г. начало адвекции тепла в слое отмечается с момента t_1 . В промежутке $t_2 - t_1$ вертикальный градиент температуры в верхней части слоя заметно уменьшается. Это указывает на возможную перестройку структуры слоя и образование в его верхней части инверсии температуры. В промежутке $t_3 - t_2$ оценивается изменение мощности и интенсивности

адвективной инверсии. С момента времени t_3 прослеживается ослабление адвекции тепла в ожидании ее возможного окончания (момент t_4).

На рис. 10.2 дано пространственно-временное представление радиационных инверсий температуры в нижнем 500-метровом слое

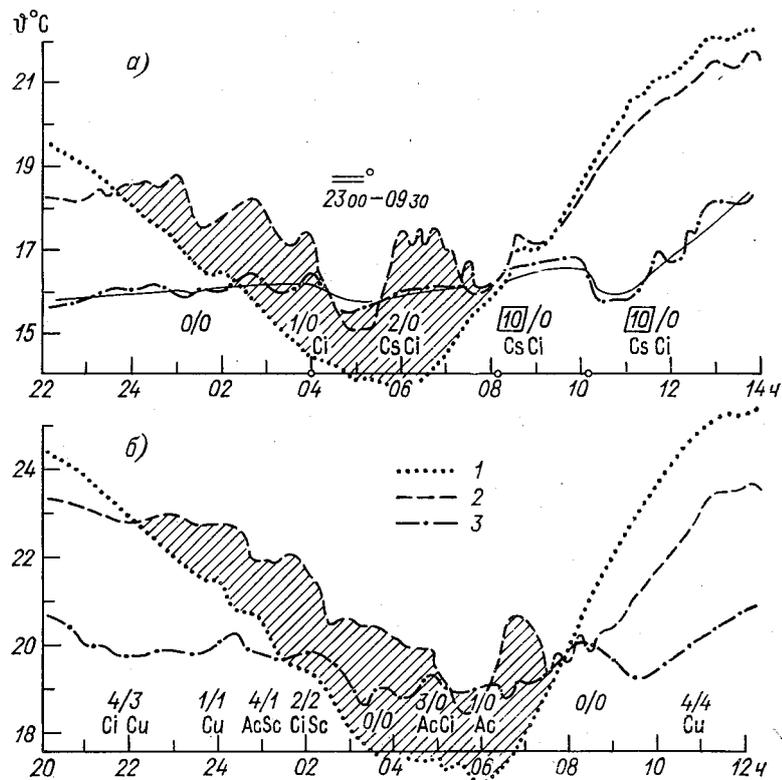


Рис. 10.2. Пространственно-временное представление радиационных инверсий температуры в нижнем 500-метровом слое атмосферы при нарушенном процессе их образования и разрушения 23 V (а) и 28—29 VII (б) 1970 г. Москва.

1) 85 м, 2) 253 м, 3) 503 м.

атмосферы при нарушенном процессе образования и разрушения радиационной инверсии.

Подобные изменения температуры и скорости ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы в условиях гроз на холодном фронте представлены на рис. 10.3.

Подобные атмосферные явления в нижнем слое атмосферы прослеживались в последовательности профилей температуры и скорости ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы при адвекции тепла (19—20 и 26—27 I 1966 г., Обнинск) и в условиях образования тумана (12 IV 1966 г., Обнинск; 5 VIII 1975 г.,

Москва). По последовательно трансформированным профилям температуры и скорости ветра определялись начало и окончание инверсий температуры и скорости ветра (мезоструи), их длитель-

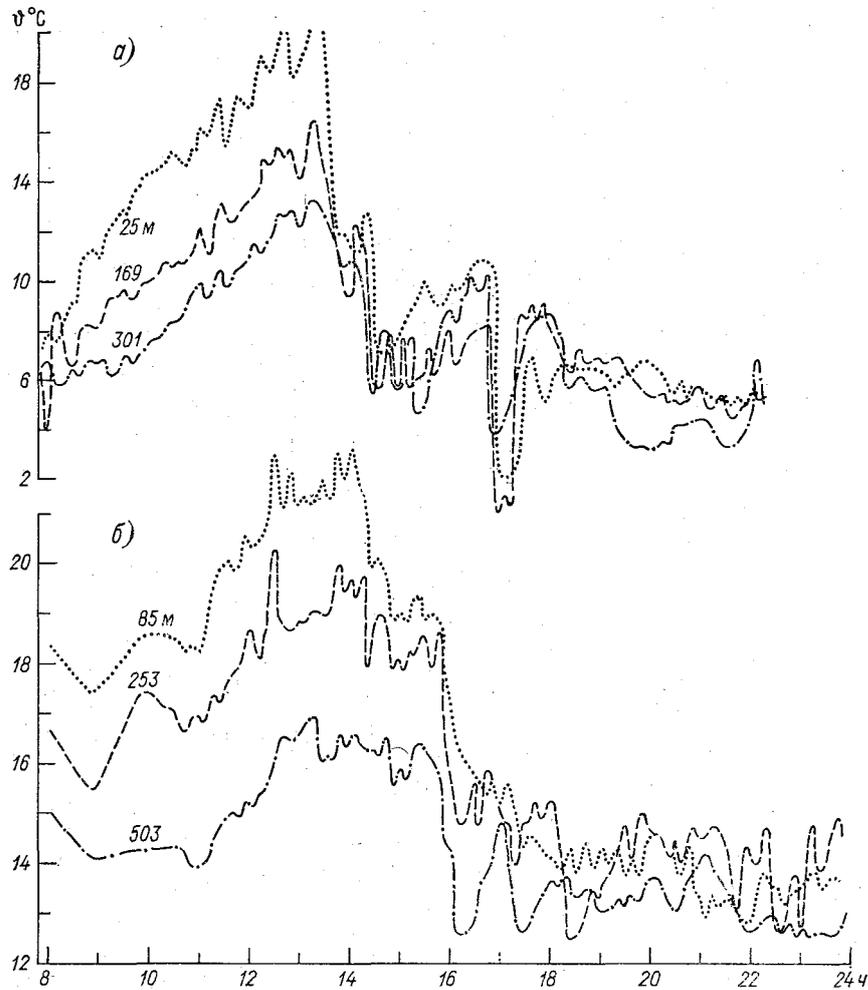


Рис. 10.3. Изменение температуры в нижнем 500-метровом слое атмосферы в условиях гроз на холодном фронте 2 VIII 1967 г. в Обнинске (а) и 25 V 1973 г. в Москве (б).

ность, уровень верхней и нижней границы, мощность и интенсивность в срок наблюдения и изменение этих характеристик между сроками. Последнее характеризует процесс образования, усиления, ослабления и окончания явлений.

Вне связи с главными признаками и характеристиками атмосферных явлений и процессов в нижнем слое атмосферы могут

распознаваться, просматриваться и оцениваться по текущим характеристикам метеопараметров структура слоя и ее трансформация (см. гл. 2), текущие характеристики изменения во времени метеопараметров (период, амплитуда, изменчивость, согласование, вырождаемость и др.), выражающие атмосферные явления и процессы при разных погодных условиях и составляющих (деталей) синоптических образований (см. гл. 3).

Распознавание состояния нижнего слоя атмосферы (его структурные особенности, устойчивость), атмосферных процессов в нем по данным текущих измерений осуществляется на ЭВМ посредством алгоритмов слежения и схем их реализации, рассматриваемых ниже.

10.2. Алгоритмы слежения за состоянием нижнего слоя атмосферы

Начальные алгоритмы слежения представляются следующим образом. Вертикальные градиенты метеорологических параметров: температуры ϕ , влажности e , скорости u и направления φ ветра, в слое определяются из выражений вида

$$\gamma_f = (f_{z_1} - f_{z_2}) / (z_1 - z_2) \cdot 100, \quad z_1 < z_2,$$

где f — значение параметра на высоте z .

При нормальном распределении параметров вертикальный градиент соответствующего параметра положителен ($\gamma_f > 0$), при аномальном — отрицателен ($\gamma_f < 0$). Последнее может относиться ко всему слою или к его части. Постоянство параметров в слое в его прослойках рассматривается как частный случай их инверсионного (аномального) распределения и представляется условием $\gamma_f = 0$.

Состояние устойчивости воздуха в слое может разграничиваться адиабатическим значением вертикального градиента температуры. При этом сверхадиабатическое (неустойчивое) состояние определяется выражением $(\gamma_{\phi} - 1) > 0$, где γ_{ϕ} — фактическое значение вертикального градиента температуры; а устойчивое состояние — выражением $(\gamma_{\phi} - 1) < 0$. Состояние устойчивости воздуха может определяться также числом Ричардсона Ri и другими критериями.

При однородной структуре, т. е. в случае, когда градиент не меняет знака в распределении параметров по высоте, могут различаться части слоя, резко разграниченные по значению его вертикального градиента.

Если знак вертикального градиента с определенного уровня z_3 меняется на обратный, то структура слоя неоднородна. Например, при

$$\frac{\partial f}{\partial z} < 0, \quad z < z_3; \quad \frac{\partial f}{\partial z} > 0, \quad z > z_3,$$

где f — значение метеопараметров ϕ и u , распределение температуры в нижней части слоя ($z < z_0$) нормальное, а скорости ветра — аномальное; в верхней части слоя ($z > z_0$), наоборот, распределение температуры аномальное, а скорости ветра — нормальное. При

$$\frac{\partial f}{\partial z} > 0, \quad z < z_0; \quad \frac{\partial f}{\partial z} < 0, \quad z > z_0$$

распределение температуры в нижней части слоя ($z < z_0$) аномальное, а скорости ветра — нормальное; в верхней части слоя ($z > z_0$) распределение температуры, наоборот, нормальное, а скорости ветра аномальное. При

$$\frac{\partial f}{\partial z} < 0, \quad z < z_1; \quad \frac{\partial f}{\partial z} > 0, \quad z_1 < z_2; \quad \frac{\partial f}{\partial z} < 0, \quad z_2 < z_3$$

распределение температуры в нижней части ($z < z_1$) нормальное, а скорости ветра аномальное; в средней части ($z_1 < z_2$) распределение температуры аномальное, а скорости ветра нормальное; в верхней части ($z_2 < z_3$) распределение температуры нормальное, а скорости ветра аномальное. Прослеживаются также распределение температуры и скорости ветра, выражаемые неравенствами:

$$\frac{\partial f}{\partial z} > 0, \quad z < z_1; \quad \frac{\partial f}{\partial z} < 0, \quad z_1 < z_2; \quad \frac{\partial f}{\partial z} > 0, \quad z_2 < z_3.$$

Уровни z_1 и z_2 могут рассматриваться как верхняя (h_B) и нижняя (h_H) границы аномальных включений в нижнем слое атмосферы температуры, влажности, скорости ветра, аномального сдвига вектора ветра. Разность этих уровней $\Delta h = h_B - h_H$ выражает мощность (толщину) этих включений.

Для однородной структуры как нормального, так и аномального распределений параметров в нижнем слое атмосферы изменчивость (изменение в единицу времени) их вертикальных градиентов $\psi_{v_f} = (\gamma_{f_{t_1}} - \gamma_{f_{t_2}})(t_1 - t_2)$ характеризует изменение структуры слоя. При постоянстве вертикального градиента метеопараметра между уровнями измерения ($\psi_{v_f} = 0$) структура

слоя стабильная ($\overline{N_r}, \overline{A_n}$). При увеличении или уменьшении вертикального градиента параметра на величину, превышающую значение погрешности его измерения $|\psi_{v_f}| > (4\delta f)$, имеет

место соответственно усиление структуры слоя ($\overline{N_r}, \overline{A_n}$) — $\psi_{v_f} <$

< 0 или ее ослабление ($\overline{N_r}, \overline{A_n}$) — $\psi_{v_f} > 0$. При усилении или ослаблении структуры слоя определяется ее консервативность: $T_R = 4\delta f / |\psi_{v_f}|$, т. е. промежуток времени, в течение которого $|\psi_{v_f}| = (4\delta f)$.

Смена знака в последовательности $\psi_{\gamma_f} \geq 0 \rightarrow \psi_{\gamma_f} \leq 0$ свидетельствует об изменении процесса формирования структуры слоя. Например, последовательность $\psi_{\gamma_f} < 0 \rightarrow = 0 \rightarrow > 0$ указывает на то, что процесс усиления структуры прекратился, структура стабилизировалась и далее началось ее ослабление. При ослаблении структуры слоя возможна ее перестройка на обратную. В момент перестройки структуры слоя вертикальный градиент параметра принимает значение $\gamma_f = 0$, а его знак меняется на противоположный $\gamma_f \geq 0 \rightarrow \gamma_f \leq 0$, т. е. смена знака вертикального градиента параметра свидетельствует о перестройке структуры слоя. Так, например, смена положительного знака на отрицательный является признаком начала инверсионного распределения температуры или появления мезоструи в слое, а смена отрицательного знака на положительный свидетельствует об исчезновении инверсии температуры или мезоструи.

В схеме программирования слежения за состоянием нижнего 500-метрового слоя атмосферы (рис. 10.4) массив первичных данных измерений на высотном метеорологическом комплексе в Москве поступает в электронную вычислительную систему, где обрабатывается по алгоритмам текущих оценок, накопления и обобщения информации.

При текущих оценках состояния атмосферного слоя на телегайпе (дисплее) отмечаются оцениваемые характеристики нижнего слоя атмосферы и визуализируются профили параметров в слое $f(z)$.

В начальный момент t_1 при нормальном распределении параметров ($\gamma_{\phi, e, \varphi} > 0, \gamma_u < 0$) определяются их вертикальные градиенты γ_f и критерии устойчивости ($\gamma_{\phi, \varphi} - 1 \leq 0, Ri$ и др. При аномальном распределении ($\gamma_{\phi, l, \varphi} < 0, \gamma_u > 0$) определяются вертикальные градиенты параметров. При чередовании частей слоя с нормальным и аномальным распределением параметров для части слоя с Nr распределением определяются критерии устойчивости и вертикальные градиенты параметров, а для части слоя с An распределением определяются вертикальные градиенты параметров, уровни верхней и нижней границы и толщина слоя.

Для периода ($t_2 - t_1$) усиления структуры слоя ($\psi_{\gamma_f} < 0$) при нормальном распределении параметров (\overrightarrow{Nr}) определяются критерии устойчивости в слое, вертикальные градиенты параметров, их изменчивость и консервативность структуры слоя. При аномальном распределении параметров (\overrightarrow{An}) определяются вертикальные градиенты параметров, их изменчивость и консервативность структуры слоя. Аналогично определяются соответствующие характеристики при чередовании в слое прослоек \overrightarrow{Nr} и \overrightarrow{An} распределения параметров.

Высотный метеорологический комплекс (ВМК)
на телевизионной башне в Останкине (Москва)

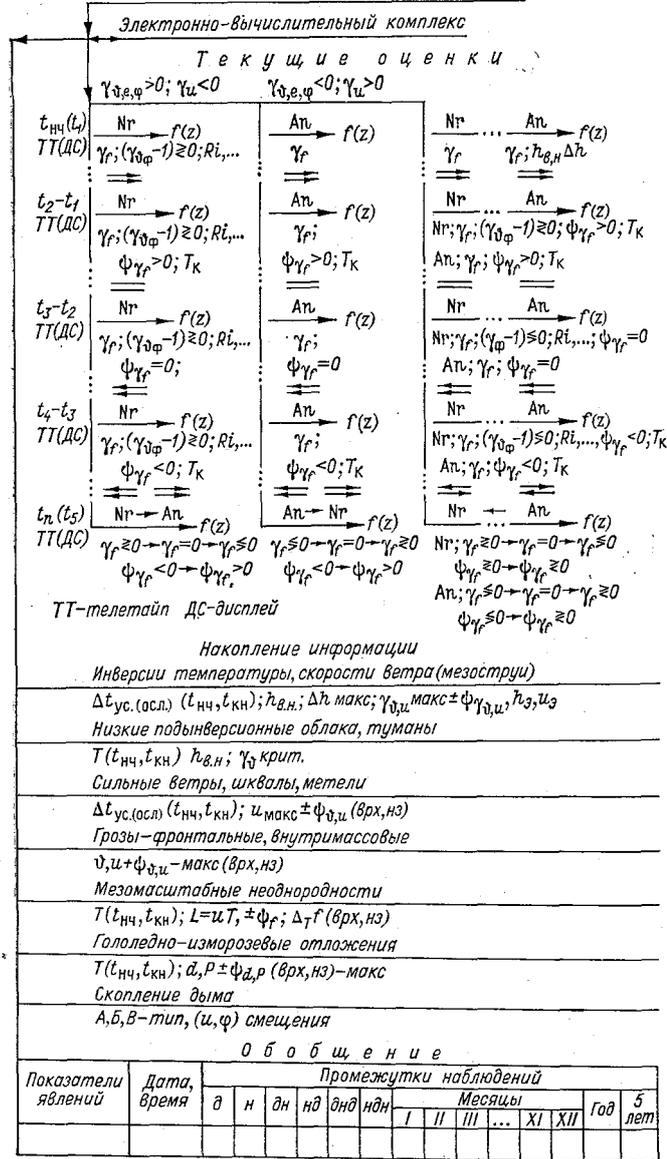


Рис. 10.4. Схема программирования слежения за состоянием нижнего 500-метрового слоя атмосферы. Москва.

Для периода $(t_3 - t_2)$ стабильной структуры слоя ($\psi_{\gamma_f} = 0$) при нормальном распределении параметров ($\overline{\text{Nr}}$) определяются критерии устойчивости воздуха и вертикальные градиенты параметров.

При аномальном распределении параметров ($\overline{\text{An}}$) определяются вертикальные градиенты параметров. Аналогично определяются соответствующие характеристики при чередовании в слое прослоек $\overline{\text{Nr}}$ и $\overline{\text{An}}$ распределения параметров.

Для периода $(t_4 - t_3)$ ослабления структуры слоя ($\psi_{\gamma_f} > 0$) при нормальном распределении параметров ($\overleftarrow{\text{Nr}}$) определяются критерии устойчивости воздуха, вертикальные градиенты параметров, их изменчивость и консервативность структуры слоя. При аномальном распределении параметров ($\overleftarrow{\text{An}}$) определяются вертикальные градиенты параметров, их изменчивость и консервативность структуры. Аналогично определяются соответствующие характеристики при чередовании в слое прослоек с $\overleftarrow{\text{Nr}}$ и $\overleftarrow{\text{An}}$ распределением параметров.

В момент $t_n(t_3)$ перестройки структуры слоя при ее обращении с нормального распределения на аномальное ($\overleftarrow{\text{Nr}} \rightarrow \overrightarrow{\text{An}}$) или с аномального на нормальное ($\overleftarrow{\text{An}} \rightarrow \overrightarrow{\text{Nr}}$) прослеживаются последовательности изменения вертикальных градиентов $\gamma_f \geq 0 \rightarrow \gamma_f = 0 \rightarrow \gamma_f \leq 0$ и их изменчивости $\psi_{\gamma_f} > 0 \rightarrow \psi_{\gamma_f} < 0$. При обращении структуры слоя с чередующимися в нем прослойками нормального и аномального распределения на обратное ($\overleftarrow{\text{Nr}} \rightleftharpoons \overrightarrow{\text{An}}$) прослеживаются последовательности изменения вертикальных градиентов и их изменчивости по прослойкам.

Текущие оценки структурных особенностей нижнего слоя атмосферы в начальный момент $t_{\text{нч}}(t_1)$, в промежутках усиления $(t_2 - t_1)$, стабилизации $(t_3 - t_2)$ и ослабления $(t_4 - t_3)$ структуры слоя проводятся для слоев, лежащих между уровнями измерения. В момент перестройки структуры слоя $t_n(t_3)$ текущие оценки даются для слоя перестройки.

В случаях инверсии температуры и скорости ветра (мезоструи) указываются моменты начала $\overleftarrow{\text{Nr}} \rightarrow t_{\text{нч}} \rightarrow \overrightarrow{\text{An}}$ (при условии $\gamma_f > 0 \rightarrow \rightarrow \gamma_f = 0(t_{\text{нч}}) \rightarrow \gamma_f < 0$), окончания $\overleftarrow{\text{An}} \rightarrow t_{\text{кн}} \rightarrow \overrightarrow{\text{Nr}}$ (при условии $\gamma_f < 0 \rightarrow \gamma_f = 0(t_{\text{кн}}) \rightarrow \gamma_f > 0$) и длительность промежутка $T_{\text{инв}} = t_{\text{кн}} - t_{\text{нч}}$.

В промежутке инверсии не реже чем через 1 ч отмечаются уровни верхней $h_{\text{в}}$ и нижней $h_{\text{н}}$ границы инверсии, ее мощность Δh , вертикальные градиенты параметров γ_f и их изменчивость

$\pm \psi_{\gamma_f}$. При оценке характеристик инверсии скорости ветра (мезоструи) отмечается уровень h_{θ} и величина u_{θ} экстремальной скорости ветра.

В случаях низкой подынверсионной облачности и туманов указываются начало явления $\overleftarrow{N\Gamma} \rightarrow t_{\text{нч}} \rightarrow \overrightarrow{A\text{п}}$ при условии $\gamma_{\theta}(\overrightarrow{A\text{п}}) = \gamma_{\theta \text{ крит}}$, значения $h_{\text{н}}(t_{\text{нч}})$ (низкие облака) и $h_{\text{в(н)}}$, $L < 1000$ м ($t_{\text{нч}}$) (туманы), определяется момент окончания явления $\overleftarrow{A\text{п}} \rightarrow t_{\text{кн}} \rightarrow \overrightarrow{N\Gamma}$ при условии $\gamma_{\theta}(\overleftarrow{A\text{п}}) = \gamma_{\theta \text{ крит}}$ (низкие облака), $\gamma_{\theta}(\overleftarrow{A\text{п}}) = \gamma_{\theta \text{ крит}}$, $L > 1000$ м (туманы) и длительность промежутка $T = t_{\text{кн}} - t_{\text{нч}}$.

При низкой облачности и туманах не реже, чем через 1 ч, отмечаются уровни верхней границы $h_{\text{в}}$ низкой облачности и туманов по отметке нижней границы инверсии температуры над ними. Кроме того, отмечается нижняя граница низких облаков $h_{\text{н}}$ и мощность низких облаков и туманов $\Delta h = h_{\text{в}} - h_{\text{н}}$.

В случаях сильных ветров, шквалов, метелей отмечается начало усиления ветра $du/dt \leq 0 - t_{\text{нч}} - du/dt > 0$, момент экстремального (макс.) значения скорости ветра, начало ослабления ветра $du/dt > 0 \rightarrow d^2u/dt^2 < 0(t_{\theta}) \rightarrow du/dt < 0$, окончание промежутка сильного ветра $du/dt < 0 \rightarrow t_{\text{кн}} \rightarrow du/dt \geq 0$, периоды усиления $\Delta t_{\text{ус}} = t_{\theta} - t_{\text{нч}}$, ослабления $\Delta t_{\text{осл}} = t_{\text{кн}} - t_{\theta}$ ветра и общая длительность периода сильного ветра $T = \Delta t_{\text{ус}} - \Delta t_{\text{осл}}$. При метели отмечается также скорость ветра $u_{\text{крит}}$ в начале и при ее окончании, экстремальная скорость ветра $u_{\text{макс}}$, изменчивость температуры, влажности, скорости и направления ветра при его усилении и ослаблении.

В условиях гроз (фронтальных и внутримассовых) по ходу температуры отмечается момент достижения и значение экстремальной (макс.) температуры $du/dt \geq 0 - \theta_{\text{макс}}(t_{\text{нч}}) - d\theta/dt < 0$, момент достижения и значение экстремума (мин.) температуры $d\theta/dt < 0 - \theta_{\text{мин}}(t_{\text{кн}}) - d\theta/dt \geq 0$ (фронтальная гроза), $d\theta/dt < 0 - \theta_{\text{мин}} - (t_{\theta}) - d\theta/dt > 0$ (внутримассовая гроза), окончание промежутка и значение экстремума (макс.) температуры воздуха при внутримассовой грозе $d\theta/dt > 0 \rightarrow \theta_{\text{макс}}(t_{\text{кн}}) \rightarrow d\theta/dt \leq 0$. По ходу скорости ветра отмечается момент начала грозы и значение экстремальной (мин.) скорости ветра $du/dt < 0 \rightarrow u_{\text{мин}}(t_{\text{нч}}) \rightarrow du/dt \geq 0$, значение экстремальной (макс.) скорости ветра $du/dt > 0 \rightarrow u_{\text{макс}} \rightarrow du/dt < 0$, момент окончания и значение экстремальной (мин.) скорости ветра $du/dt < 0 \rightarrow u_{\text{мин}}(t_{\text{кн}}) \rightarrow du/dt \geq 0$. Кроме того, отмечаются временной промежуток условий грозы $T = t_{\text{кн}} - t_{\text{нч}}$, изменчивость температуры при ее понижении (фронтальная гроза) и последовательном понижении и повышении (внутримассовая гроза), а также изменчи-

вость скорости ветра при ее последовательном возрастании и убывании.

При регистрации мезомасштабных неоднородностей отмечаются начальный момент и начальное значение параметра $\partial f/\partial t \geq 0 \rightarrow t_{\text{нч}}(f_{\text{нч}}) - \partial f/\partial t \leq 0$; момент достижения экстремума и соответствующее значение параметра $\partial f/\partial t \leq 0 \rightarrow t_{\text{о}}(f_{\text{мин, макс}}) \rightarrow \partial f/\partial t \geq 0$; конечный момент и конечное значение параметра $\partial f/\partial t \leq 0 - t_{\text{кн}}(f_{\text{кн}}) - \partial f/\partial t \geq 0$; временной промежуток неоднородности $T = t_{\text{кн}} - t_{\text{нч}}$; перепад (амплитуда) метеопараметра в промежутках между начальным, экстремальным и конечным значениями внутри неоднородности $A_f = f_{\text{нч(кн)}} - f_{\text{о}}$; изменчивость параметра при его росте и убывании $\pm \psi_f = \Delta f/\Delta t$; изменение в промежутке неоднородности $\Delta_T f = \xi_f = f_{\text{нч}} - f_{\text{кн}}$; тип неоднородности: вихревая $\partial \varphi/\partial t \neq 0$, невихревая $\partial \varphi/\partial t = 0$; вырождаемость неоднородности: $\partial A_f/\partial z > 0$ у подстилающей поверхности, $\partial A_f/\partial z < 0$ к верхнему уровню слоя; перенос субстракции: $\partial \xi_f/\partial z > 0$ у верхней части слоя, $\partial \xi_f/\partial z < 0$ у нижней части слоя.

При регистрации гололедно-изморозевых отложений отмечаются начало образования отложения $(d, P) = 0 \rightarrow t_{\text{нч}} \rightarrow (d, P) = (5 \text{ мм}, 100 \text{ г/пог. м})$, смена процесса роста и разрушения отложений на обратный процесс, экстремальные значения отложений $\partial(d, P)/\partial t \geq 0 \rightarrow t_{\text{о}}(d, P)_{\text{мин, макс}} \rightarrow \partial(d, P)/\partial z \leq 0$ и окончание периода отложений $(d, P) = (5 \text{ мм}, 100 \text{ г/пог. м}) \rightarrow t_{\text{кн}} \rightarrow (d, P) = 0$.

В процессе образования (разрушения) отложений не реже чем через 3 ч отмечается изменчивость отложения.

Слежение за ливневыми осадками, градом, скоплением дымов включает определение начала и окончания явления, оценку интенсивности, усиления, ослабления (ливневые осадки, град), направления и скорости сноса (скопление дымов) и других характеристик этих явлений.

Накопление информации о состоянии нижнего слоя атмосферы и погодных условий в нем осуществляется на магнитной пленке или перфоленте в виде, удобном для дальнейшего использования в оперативных целях и научно-исследовательских работах.

Обобщение информации слежения за структурными особенностями нижнего слоя атмосферы и погодными условиями в нем представляется в форме статистических таблиц [113], содержащих данные о каждом метеорологическом параметре, текущих и обобщенных характеристиках нижнего слоя атмосферы и погодных условиях в нем.

Блок-схема слежения за состоянием нижнего 500-метрового слоя атмосферы по приведенным выше алгоритмам показана на рис. 10.5.

Данные измерений метеопараметров (температура, влажность, скорость и направление ветра) из информационно-измерительной системы высотного метеокомплекса поступают через ввод в ЭВМ на вычислительное устройство и в память ЭВМ. В логическое устройство вводятся дата, время, уровни z измерения параметров

и их значения f . В вычислительном устройстве определяются вертикальные градиенты параметров γ_f , их изменчивость Φ_f и уровни верхней h_v и нижней h_n границ неоднородной прослойки. Значения последних вводятся непосредственно в память ЭВМ и по-

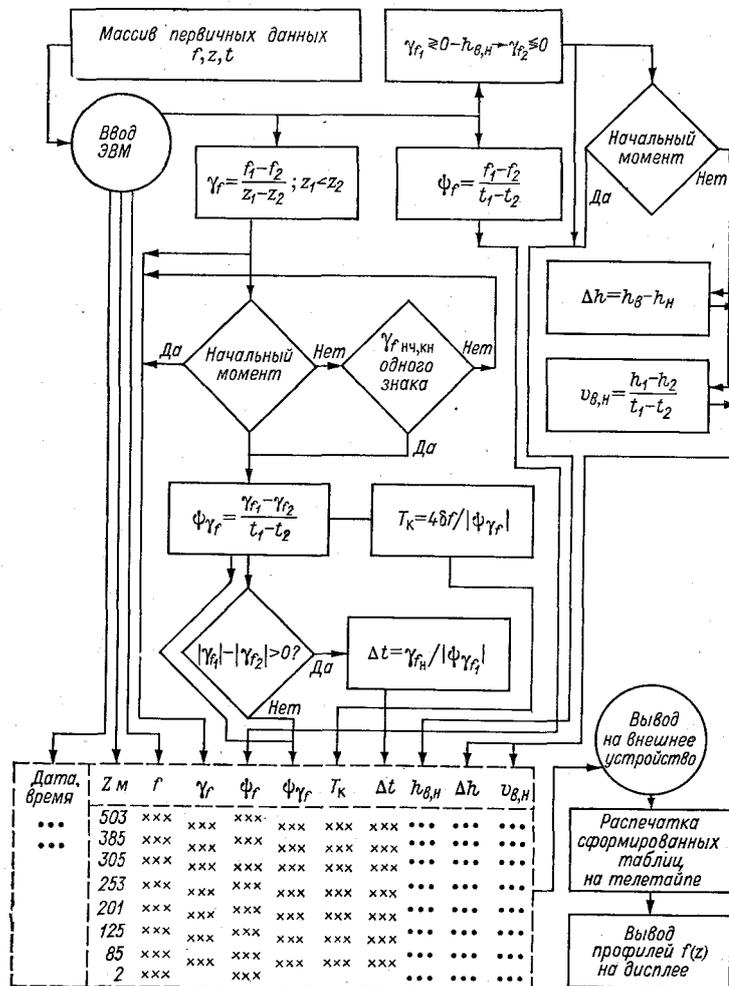


Рис. 10.5. Блок-схема алгоритмов слежения за распределением по высоте и изменением во времени метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы.

даются на логическое устройство. Непосредственно в память ЭВМ подаются вычисленные значения вертикальных градиентов и изменчивости метеопараметров.

В логическом устройстве устанавливается, в начальный («да») или не в начальный («нет») момент вычислены вертикальные гра-

диенты параметров и определены уровни верхней и нижней границ неоднородных прослоек. Если «да», то величины этих характеристик вводятся непосредственно в память ЭВМ, если «нет», то значения верхней и нижней границ неоднородной прослойки поступают в вычислительные устройства, где определяется мощность прослойки Δh и скорость повышения (понижения) уровня границы прослойки v .

Из этих устройств вычислительные характеристики выводятся в память ЭВМ. Если вертикальный градиент параметра вычислен не в начальный момент («нет»), то в следующем логическом устройстве определяется, одного («да») или не одного («нет») знака значение данного вычисленного вертикального градиента параметра с предшествующим значением. Если «нет», то вычисленный градиент поступает непосредственно в память ЭВМ; если «да», то в вычислительных устройствах определяются изменчивость вертикальных градиентов параметров и консервативность структуры слоя. Вычисленное значение консервативности структуры фиксируется в памяти ЭВМ. В логическом устройстве определяется знак изменчивости градиентов — меньше («да») или не меньше («нет») нуля. Если «нет», то вычисленная изменчивость градиентов поступает непосредственно в память ЭВМ; если «да», то в вычислительном устройстве может быть определен промежуток ожидания перестройки структуры слоя, значение которого фиксируется в памяти ЭВМ.

Все характеристики, занесенные в память ЭВМ, выводятся на внешние устройства и распечатываются в виде сформированной таблицы на телетайпе и в форме профилей параметров на дисплее.

Ниже в качестве примера рассматриваются модели и тесты машинного слежения за распределением температуры и скорости ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы.

Модели возможных профилей температуры при их трансформации в нижнем 500-метровом слое атмосферы даны на рис. 10.6. Они представлены по всему слою в последовательности ослабления нормальной структуры слоя, ее перестройки на аномальную и усиления аномальной структуры слоя и по частям слоя в последовательности ослабления нормальной структуры слоя, ее перестройки на аномальную, усиления и ослабления аномальной структуры слоя, ее перестройки на нормальную с усилением последней. Символически эти процессы могут быть представлены

соответственно в виде $\overset{\leftarrow}{\rightleftarrows} \text{Nr} \rightarrow \text{An}$ и $\overset{\leftarrow}{\rightleftarrows} \text{Nr} \rightarrow \text{An} \rightarrow \text{An} \rightarrow \text{Nr}$.

Модели возможных профилей скорости ветра при их трансформации в нижнем 500-метровом слое атмосферы даны на рис. 10.7. Они представлены по частям слоя в последовательности ослабления нормальной структуры слоя, усиления и ослабления аномальной структуры слоя, ее перестройки на нормальную

с усилением последней. Символически эти процессы можно представить в виде $\text{Nr} \rightarrow \text{Ap} \rightarrow \text{Ap} \rightarrow \text{Nr}$.

Тесты распознавания и оценки критических значений выше-названных профилей и их трансформации представлены в табл. 10.1—10.3.

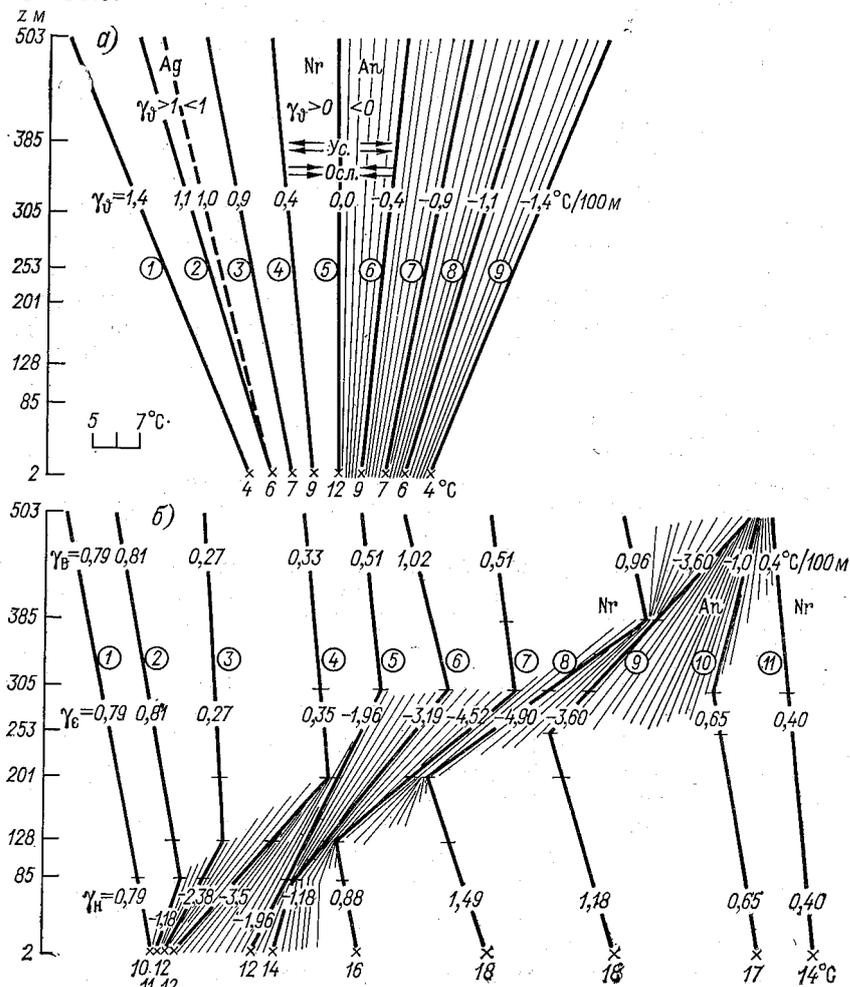


Рис. 10.6. Моделирование профилей температуры в нижнем 500-метровом слое атмосферы в последовательности $\text{Nr} \rightarrow \text{Ap} \rightarrow \text{Ap} \rightarrow \text{Nr}$ (а) и по частям слоя в последовательности $\text{Nr} \rightarrow \text{Ap} \rightarrow \text{Ap} \rightarrow \text{Nr}$ (б).

В тесте табл. 10.1 представлены характеристики однородного поля температуры в нижнем 500-метровом слое атмосферы в процессе его трансформации по типу $\text{Nr} \rightarrow \text{Ap}$ при $\delta\theta = 0,25^{\circ}\text{C}$. При

этом процессе во временной последовательности профилей 1, 2, 3, ... по их моделям (см. рис. 10.8) определяется вертикальный градиент профиля температуры γ_ϕ в $^\circ\text{C}/100\text{ м}$ и из выражения $\phi_{z_n} = \phi_{z_0} + k\gamma_\phi$ (k — нормирующий множитель) вычисляются значения температуры ϕ в $^\circ\text{C}$ для принятых уровней измерения на телевизионной башне в Москве (2—8, 85, 128, 201, 253, 305, 385 и 503 м).

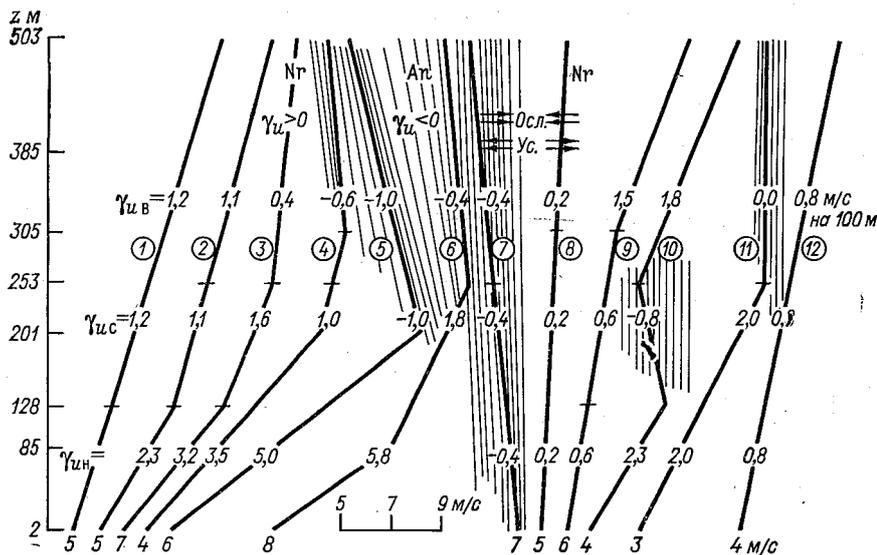


Рис. 10.7. Моделирование профилей скорости ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы по частям слоя в последовательности $\text{Nr} \rightarrow \text{Ap} \rightarrow \text{Ap} \rightarrow \text{Nr}$.

По данным профилей 1—2, 2—3, ... рассчитываются изменчивость температуры на уровне измерения $\psi_\phi = (\phi_1 - \phi_2)/(t_1 - t_2)$ в $^\circ\text{C}/\text{ч}$; изменчивость вертикального градиента температуры $\psi_{\gamma_\phi} = (\gamma_{\phi_1} - \gamma_{\phi_2})/(t_1 - t_2)$ в $^\circ\text{C}/100\text{ м}$ за час и промежуток консервативности структуры слоя $T_K = 4\delta\phi \cdot 100^{-1}/\psi_\phi$ в часах.

В тесте (табл. 10.1) выделен момент времени (между профилями 2 и 3), когда $\gamma_\phi = 1^\circ\text{C}/100\text{ м}$, т. е. можно определить (что важно при прогнозе температуры) момент перехода состояния слоя из термически неустойчивого ($\gamma_\phi > 1^\circ\text{C}/100\text{ м}$) в состояние термически устойчивое ($\gamma_\phi < 1^\circ\text{C}/100\text{ м}$). В этом тесте выделен также (между профилями 4 и 6) момент формирования профиля 5, который является переходным ($\gamma_\phi = 0$) от нормальной структуры температурного поля к структуре аномальной. К этому моменту происходит уменьшение вертикального градиента температуры ($|\gamma_{\phi_1}| - |\gamma_{\phi_2}| > 0$), т. е. ослабление структуры температурного поля, а с этого момента — увеличение вертикального

Таблица 10.1

z м	Профили															
	1		2		2-3		3		3-4		4		4-5		5	
	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ
503	-3.0	3.5	0.5	2.0	2.5	4.5	7.0	5.0	12.0							
385	-1.4	3.2	1.8	1.7	3.5	4.0	7.5	4.5	12.0							
305	-0.2	2.9	2.7	1.6	4.3	3.5	7.8	4.2	12.0							
253	-0.5	2.7	3.2	1.5	4.7	3.3	8.0	4.0	12.0							
201	-1.2	2.6	3.8	1.4	5.2	3.0	8.2	3.8	12.0							
128	-2.2	2.4	4.6	1.2	5.8	2.7	8.5	3.5	12.0							
85	-2.8	2.3	5.1	1.1	6.2	2.5	8.7	3.3	12.0							
0	4.0	2.6	6.6	0.4	7.0	2.0	9.0	3.0	12.0							
γφ	1.4	—	1.1	1.0	0.9	—	0.4	—	0.0							
ψγφ	—	-0.3	—	-0.2	—	-0.5	—	-0.4	—							
Тк	—	3.3	—	5.0	—	2.0	—	2.5	—							
z м	Профили															
	5-6		6		6-7		7		7-8		8		8-9		9	
	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ	φ	ψφ
503	-1.0	11.0	0.5	11.5	11.5	0.0	11.5	0.0	11.5	0.5	11.5	-0.5	11.0			
385	-1.5	10.5	0.0	10.5	10.5	-0.3	10.2	-0.3	10.2	-0.8	9.4	-0.8	9.4			
305	-1.8	10.2	-0.5	9.7	9.7	-0.5	8.8	-0.5	8.8	-1.1	8.3	-1.1	8.3			
253	-2.0	10.0	-0.7	9.3	9.3	-0.6	8.2	-0.6	8.2	-1.3	7.5	-1.3	7.5			
201	-2.2	9.8	-1.0	8.8	8.8	-0.8	7.4	-0.8	7.4	-1.4	6.8	-1.4	6.8			
128	-2.5	9.5	-1.3	8.2	8.2	-0.9	6.9	-0.9	6.9	-1.6	5.8	-1.6	5.8			
85	-2.7	9.3	-1.5	7.8	7.8	-0.9	6.0	-0.9	6.0	-1.7	4.0	-1.7	4.0			
0	3.0	9.0	-2.0	7.0	7.0	-1.0	—	-1.0	—	-2.0	—	-2.0	—			
γφ	—	-0.4	—	-0.9	-0.9	—	—	—	-1.1	—	—	—	-1.4			
ψγφ	0.4	—	0.5	—	—	0.3	—	0.3	—	0.3	—	0.3	—			
Тк	2.5	—	2.0	—	—	3.3	—	3.3	—	3.3	—	3.3	—			

градиента температуры ($|\gamma_{\phi_1}| - |\gamma_{\phi_2}| < 0$), т. е. усиление структуры температурного поля. Слежение за этими процессами важно для выявления динамики температурного поля при уточнении краткосрочного прогноза погоды.

В тесте табл. 10.2 представлены характеристики неоднородного поля температуры в нижнем 500-метровом слое атмосферы в процессе трансформации его профилей по типу $\overleftarrow{\text{Ng}} \rightarrow \overrightarrow{\text{Ap}} \rightarrow \overleftarrow{\text{Ap}} \rightarrow \overrightarrow{\text{Ng}}$. В этом процессе для последовательности профилей 1, 2, 3, ... по их моделям (рис. 10.9) определяются уровни точек перегиба — уровни верхней и нижней границ неоднородных прослоек $h_{в,н}$ в метрах из условий $\gamma_{\phi_1} \geq 0 \rightarrow h_{в,н} \rightarrow \gamma_{\phi_2} \leq 0$ и мощность этих прослоек $\Delta h = h_{в} - h_{н}$. Между этими точками по модели профиля определяется вертикальный градиент температуры γ_{ϕ} в $^{\circ}\text{C}/100$ м и из выражения $\phi_{z_n} = \phi_{z_0} + k\gamma_{\phi}$ (k — нормирующий множитель) вычисляются значения температуры ϕ в $^{\circ}\text{C}$ по принятым уровням измерений между точками перегиба. В промежутке между профилями 1—2, 2—3, ... в слоях между точками перегиба профилей температуры рассчитываются, как и в табл. 10.1, изменчивость температуры Φ_{ϕ} в $^{\circ}\text{C}/\text{ч}$ на уровне измерения, изменчивость вертикального градиента температуры и промежутков консервативности структуры в слое между точками перегиба и граничными (нижней и верхней) точками профиля температуры. Кроме того, рассчитывается скорость $v_{в}$ в м/ч повышения (понижения) уровней верхней и нижней границы неоднородных прослоек из выражения $v_{в} = (h_{в(н)1} - h_{в(н)2}) / (t_2 - t_1)$.

В тесте между профилями 2—6 в нижней части слоя, между профилями 5—7 в средней части слоя и между профилями 8—10 в верхней части слоя выделены процессы трансформации структуры слоя в последовательности ослабления нормальной структуры слоя, перестройки ее на аномальную, ее усиления и т. д.

В тесте табл. 10.3 представлены характеристики неоднородного поля ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы в процессе трансформации профилей скорости ветра (u м/с) по типу $\overleftarrow{\text{Ng}} \rightarrow \overrightarrow{\text{Ap}} \rightarrow \overleftarrow{\text{Ap}} \rightarrow \overrightarrow{\text{Ng}}$ при $\delta u = 0,5$ м/с (см. рис. 10.9). По этому тесту аналогичным образом, что и по тесту табл. 10.2, определяются характеристики профилей скорости ветра и их трансформация, а также по частям слоя в промежутках между профилями 4—7, 9—10, 11—12 выделяются процессы трансформации структуры поля ветра.

10.3. Некоторые рекомендации по слежению за состоянием нижнего слоя атмосферы и подаче информации потребителям

Этапы процесса слежения включают: а) наблюдения за метеопараметрами и атмосферными явлениями в установленные сроки 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 ч и в учащенные сроки, например

z м	Про									
	1	1-2	2	2-3	3	3-4	4	4-5	5	5-6
	Характе									
	ϑ	ψ_{ϑ}								
503	6,0	4,0	10,0	3,7	13,7	4,1	17,8	-0,8	17,0	3,0
385	7,0	3,2	10,2	4,1	14,3	4,0	18,3	-0,7	17,6	3,6
305	7,6	4,0	11,6	2,9	14,5	4,1	18,6	-0,6	18,0	4,0
253	8,0	4,0	12,0	2,7	14,7		18,8	-1,3	17,5	2,9
201	8,4	4,1	12,5	2,3	14,8	4,2	19,0	-2,9	16,1	2,5
128	9,0	4,0	13,0	2,0	15,0	1,6	16,6	-2,1	14,5	1,9
85	9,3	4,1	13,4	0,6	14,0		15,0	-1,3	13,7	1,3
0	10,0	1,0	11,0	1,0	12,0	0,0	12,0	0,0	12,0	2,0
γ_B	0,79	—	0,81	—	0,27	—	0,35	—	0,51	—
γ_{cp}	0,79	—	—	—	—	—	—	—	—	—
γ_H	0,79	—	-1,18	—	-2,32	—	-3,50	—	-1,96	—
ψ_{γ_B}	—	0,02	—	-0,54	—	0,08	—	0,16	—	0,51
$\psi_{\gamma_{cp}}$	—	—	—	—	—	3,77	—	2,31	—	1,23
ψ_{γ_H}	—	1,97	—	1,14	—	1,18	—	-1,54	—	0,78
$T_{к.в}$	—	50	—	1,85	—	12,5	—	6,2	—	2,0
$T_{к.ср}$	—	—	—	—	—	0,26	—	0,43	—	0,8
$T_{к.н}$	—	0,5	—	0,85	—	0,86	—	0,65	—	1,25
h_B	—	—	85	—	128	—	201	—	305	—
h_H	—	—	0	—	0	—	0	—	0	—
Δh	—	—	85	—	128	—	201	—	305	—
v_{h_B}	—	85	—	43	—	73	—	104	—	0
v_{h_H}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

z м	Про										
	1	1-2	2	2-3	3	3-4	4	4-5	5	5-6	6
	Характе										
	u	ψ_u	u	ψ_u	u	ψ_u	u	ψ_u	u	ψ_u	u
503	11,10	0,9	12,0	2,1	14,1	-4,2	9,9	3,1	13,0	1,9	14,9
385	9,50	1,2	10,70	2,9	13,6	-3,0	10,6	3,6	14,2	1,2	15,4
305	8,70	1,1	9,85	3,5	13,3	-2,2	11,1	3,9	15,0	0,7	15,7
253	8,05	1,3	9,30	3,8	13,1	-1,6	11,5	4,0	15,5	0,4	15,9
201	7,42	1,3	8,73	3,6	12,3	-1,3	11,0	5,0	16,0	-0,2	15,8

Фили											
6-7	7	7-8	8	8-9	9	9-10	10	10-11	11	11-12	12
ристки											
ψ_u	u	ψ_u	u	ψ_u	u	ψ_u	u	ψ_u	u	ψ_u	u
-7,2	6,5	-1,2	5,3	1,4	6,7	0,2	6,9	-1,3	5,6	-0,6	5,0
-6,2	6,7	-1,5	5,2	1,3	6,5	-0,5	6,0	-1,3	4,7	0,0	4,7
-1,0	7,0	-2,0	5,0	1,0	6,0	-2,0	4,0	-1,0	3,0	-1,0	4,0
—	-0,4	—	0,2	—	1,5	—	1,8	—	0,0	—	0,8
—	-0,4	—	0,2	—	—	—	-0,8	—	—	—	0,8
—	-0,4	—	0,2	—	0,6	—	2,3	—	2,0	—	0,8
0,0	—	-0,6	—	1,3	—	-0,3	—	1,8	—	-0,8	—
2,2	—	-0,6	—	—	—	-1,4	—	-2,8	—	—	—
6,2	—	-0,6	—	0,4	—	1,7	—	0,3	—	-1,2	—
—	—	1,7	—	0,7	—	3,3	—	0,6	—	1,2	—
0,9	—	1,7	—	—	—	0,7	—	0,3	—	—	—
0,2	—	1,7	—	2,5	—	0,6	—	3,3	—	0,8	—
—	>503	—	—	—	—	—	253	—	—	—	—
—	0	—	—	—	—	—	128	—	253	—	—
—	—	—	—	—	—	—	>125	—	>252	—	—
250	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

сковский главный авиаметцентр (МГАМЦ) — в аэропорты Московского авиатранспортного узла, — может производиться вне связи с прогнозом погоды (режим I), при наличии прогноза (режим II) и по автоматизированной системе машинного слежения (режим III).

В режиме I ведутся учащенные (через 1 ч, 30 мин, ...) наблюдения. При этом по показаниям аппаратуры определяются: а) барическая тенденция, изменение видимости, внесуточное повышение температуры, усиление ветра, образование инверсии, появление мезоструи, адвекция тепла (холода) и др.; б) признаки характеристики изменения структуры слоя и атмосферных явлений в нем — ослабление (усиление) инверсий, мезоструй, понижение нижней границы низкой облачности, образование туманов и др.

Тенденции и признаки характеристики уточняются анализом данных срочных измерений. При явлениях длительностью более 10—15 ч (инверсия температуры, инверсия скорости ветра — мезоструя, адвекция тепла, холода, метель, низкие облака, туманы, гололедно-изморозевые отложения) уточнение производится через 3, 2 или 1 ч в зависимости от устойчивости явления. При сравнительно кратковременном атмосферном явлении длительностью до

2—5 ч (прохождение барических и мезобарических образований, фронтальных зон, при сильных ветрах, шквалах, грозах, ливнях) регистрация основных метеорологических параметров осуществляется непрерывно. Показательные (оценочные) и по возможности призначные характеристики рассчитываются в зависимости от изменчивости метеорологических параметров.

Эта информация подается наблюдателем ВМК синоптикам Гидрометцентра СССР, МГАМЦ, и по их запросу производится включение измерительной аппаратуры и устанавливается дискретность наблюдений.

При наличии прогноза погоды (режим II) аппаратура включается на слежение за наблюдаемыми явлениями для уточнения прогноза с ориентировочной заблаговременностью 5—8 ч до явления, в период его осуществления и в течение 5—8 ч после него. Операции выполняются по взаимным консультациям наблюдателей ВМК и дежурных синоптиков Гидрометцентра СССР, МГАМЦ. За 4—5 ч до наступления явления определяются его призначные характеристики — пороговый момент, изменчивость метеорологических параметров, их вертикальных градиентов, время перестройки структуры нижнего слоя атмосферы; устанавливаются экстремальные (штормовые) показатели. В период максимального развития метеорологического процесса определяются показательные (оценочные) характеристики явления — границы, мощность изотермии, инверсии температуры, скорости ветра (мезоструи), наличие облачности, тумана, отмечаются экстремальные и критические значения метеорологических параметров, интенсивность инверсий, время их образования и разрушения, вид мезонодородностей и др. Далее устанавливаются призначные характеристики окончания явления — пороговый момент, изменчивость метеопараметров, их вертикальных градиентов, ожидаемое время окончания явления и др. С момента окончания явления в течение 4—5 ч прослеживаются атмосферные возмущения явления до установления нормального распределения метеопараметров.

При автоматизированной системе машинного слежения (режим III) через пульт индикации и оповещения осуществляется программное слежение по вышеприведенной схеме, а подача информации производится либо автоматически в определенные моменты времени (при необходимости — непрерывно), либо в режиме «запрос—ответ».

Прослеживаемые особенности состояния нижнего слоя атмосферы и выявляемые признаки ожидания, начала, усиления, ослабления и окончания погодных явлений в слое (низкие облака, туманы, грозы, шквалы, метели и др.) визуализируются на пульте индикации (дисплее).

На пульте индикации высвечиваются надписи режимов измерений — климатологический, тематический, сторожевой (штормовой) [86], уровней и репрезентативной вертикали измерения, измеряемых параметров и оценочных характеристик.

Символика распределений параметров по высоте в слое может

приниматься по естественному виду их изменений. Например, для изменения температуры с высотой — рисунок ее нормального профиля или аномальных профилей с приземной инверсией и инверсией приподнятой; для изменения скорости ветра с высотой — рисунок ее нормального профиля или аномального струйного распределения с одним экстремумом, с двумя или несколькими экстремумами; для изменения направления ветра с высотой или аномального левого отклонения, для возможных переносов в слое тепла, влаги, масс воздуха — вектор направления переноса вверх, вниз и др.

Для изменения параметров во времени символика должна выражать их увеличение, уменьшение или установившийся ход. Различаются символы с параллельными изменениями метеорологических параметров на уровнях измерений, с их схождением или расхождением. Параллельность изменения метеорологических параметров указывает на их устойчивое распределение по высоте в слое; схождение или расхождение — на ожидаемое появление и усиление или исчезновение приподнятой инверсии, адвективных слоев, струйного распределения скорости ветра и др. Символика проходящих мезонеоднородностей может сводиться к засвечиванию изменений параметров или сочетаний изменений параметров, характеризующих вид неоднородности: вихревая, невихревая, температурная, температурно-ветровая и др., со знаком вырождаемости или невырождаемости мезонеоднородности сверху или снизу слоя. Например, символика температурной невырождающейся мезонеоднородности представляется в виде засвеченных изменений температуры и соответствующего знака невырождаемости неоднородности, символика вихревой температурно-ветровой неоднородности с нижним вырождением представляется в виде засвеченных изменений температуры, скорости и направления ветра и соответствующего знака вырождаемости неоднородности снизу. Для барической вихревой неоднородности с верхним вырождением засвеченными будут изменения давления, направления ветра и соответствующий знак вырождения неоднородности сверху. Ожидаемые и проходящие опасные явления погоды обозначаются засвеченной символикой этих явлений, принятой в метеорологии и вновь вводимой; при этом ожидаемое явление обозначается, например, точечным контуром соответственного символа, а проходящее — сплошным.

Оповещение прослеживаемых метеорологических условий нижнего слоя атмосферы должно осуществляться по внутренним каналам (внутреннее оповещение) и по внешним (внешнее оповещение). Внутреннее и внешнее оповещения даются по текущей информации и predeterminedому ожиданию изменения погодных условий и опасных явлений погоды. Внутреннее оповещение осуществляется на пульте индикации (дисплее), внешнее — на пульте индикации (дисплее) у потребителя — Гидрометцентр СССР, МГАМЦ и др.

На пульте индикации должно быть обеспечено отображение графиков изменения метеорологических параметров по уровням слоя с принятой дискретностью и пространственно-временных изменений метеорологических параметров в слое (изоплет).

В плоскости изоплет выделяются области приземной и приподнятой инверсии температуры, струйного распределения скорости ветра, термической устойчивости и неустойчивости воздуха в слое, термодинамического состояния воздуха в слое по принятым критериям и др.

В отображаемой информации должно обеспечиваться сглаживание изменений во времени и распределения по высоте в слое основных метеорологических параметров скольжением выбранного промежутка осреднения по принятому дискретному ряду текущих значений параметров. Промежуток осреднения и дискретность его скольжения во времени при этом принимается исходя из условия «срезаемости» амплитуды этого изменения не более чем на 5—10%. Промежуток осреднения профиля основных метеорологических параметров в слое принимается в пределах разброса точек около сглаженного профиля (метод наименьших квадратов).

Выводы

Существенным в практическом использовании систем метеорологических измерений в нижнем слое атмосферы на башнях и мачтах и в реализации выполненных посредством этих систем исследований является осуществление машинного слежения за состоянием нижнего слоя атмосферы и автоматизированной подачи информации слежения потребителям — народнохозяйственным организациям, прогностическим центрам и научно-исследовательским учреждениям. Основные принципы слежения включают распознавание атмосферных явлений в слое, представление информации измерений в определенном виде и форме, алгоритмизация атмосферных процессов в слое, их моделирование и составление рекомендаций по порядку слежения и подачи информации потребителям.

В основу распознавания информации метеорологических измерений в нижнем слое атмосферы положены графическое представление структурных особенностей слоя и атмосферных процессов в нем, качественное подобие атмосферных явлений в слое и их количественные оценки. Информация слежения систематизирована по определенным параметрам состояния нижнего слоя атмосферы, видам и формам ее представления.

Посредством машинного слежения осуществляется распознавание, оценка, прослеживание и индикация метеорологических характеристик нижнего слоя атмосферы. Характеристики эти прослеживаются с установившегося невозмущенного режима при ясной погоде или при устойчивом не менее суток облачном покрове в последовательности до наступления явления при нем и по его окончании до восстановления установившегося режима погоды.

Разработанные алгоритмы слежения за состоянием нижнего слоя атмосферы включают расчет и определение знака вертикальных градиентов параметров, определение уровня верхней и нижней границы и мощность слоя, неоднородных включений в структуре слоя, расчет изменчивости параметров по уровням измерений и консервативности структуры слоя, расчет критериев устойчивости; определение характеристик атмосферных процессов в нижнем слое атмосферы — промежутка ожидания и момента перестройки структуры слоя, начала, окончания и длительности промежутков нижней облачности, туманов, сильных ветров, гроз, гололедно-изморозевых отложений, скоплений дыма и других экстремальных значений основных параметров этих явлений и характеристик мезомасштабных возмущений в структуре нижнего слоя атмосферы.

По разработанным алгоритмам составлена блок-схема их реализации при слежении за состоянием нижнего 500-метрового слоя атмосферы и в качестве примера рассмотрены модели и тесты машинного слежения за распределением температуры и скорости ветра в этом слое.

В основе слежения лежат наблюдения за атмосферными явлениями и регистрация метеорологических параметров в комплексе измерений на башне (мачте).

В отсутствие прогноза опасных явлений погоды отмечаются признаки ожидаемого изменения текущей погоды — барическая тенденция, изменение видимости, внесуточное повышение или понижение температуры, связанное с адвекцией тепла или холода, усиление ветра, образование инверсии и др. При этом аппаратура измерения включается на регистрацию с промежутком 30 мин, 1 ч, 2 ч и т. д. Промежуток включения аппаратуры на измерение определяется спросом информации потребителем и техническим состоянием (готовностью) аппаратуры. При этом определяются признаки, штормовые оценочные и статистические характеристики состояния нижнего слоя атмосферы.

По призначным характеристикам может уточняться краткосрочный прогноз ожидаемых явлений и оцениваться промежуток ожидания начала явления. Штормовые показатели предназначены для оповещения о наступлении опасного явления погоды. По оценочным характеристикам процесса определяется его усиление, стабилизация, ослабление. Статистические характеристики используются для уточнения призначных, штормовых и показательных характеристик с учетом времени суток, сезона года и др.

При наличии прогноза атмосферных явлений включение аппаратуры на регистрацию метеорологических параметров и слежение ведутся после уточнения прогноза с ориентировочной заблаговременностью несколько часов до явления. Регистрация метеорологических параметров и слежение продолжают в промежутке явления и в течение нескольких часов после него.

При быстром атмосферном процессе длительностью до 2—5 ч (прохождение барических и мезобарических образований, фронтальных зон, сильных ветров, шквалов, гроз, ливней) регистрация основных метеорологических параметров и слежение осуществляются непрерывно. При процессе длительностью более 10—15 ч (инверсия температуры, адвекции тепла, холода, инверсия скорости ветра (мезоструя), метели, низкие облака, туманы, гололедно-изморозевые отложения) регистрация основных метеорологических параметров и слежение могут осуществляться через 1, 2 или 3 ч в зависимости от устойчивости явления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В практике прогностических центров, народнохозяйственных организаций, в прикладных исследованиях в настоящее время широко используются данные метеорологических наблюдений в нижнем слое атмосферы на башнях и мачтах. Наблюдения эти позволяют: а) различать особенности распределения по высоте и изменения во времени температуры, влажности, скорости и направления ветра при различных атмосферных процессах и явлениях погоды; б) осуществлять оперативную передачу информации наблюдений в прогностические центры, в народнохозяйственные организации, аэропорты для диагноза и уточнения краткосрочных прогнозов погоды; в) накапливать данные о метеорологических характеристиках нижнего слоя атмосферы, включая оценки его структуры, состояния устойчивости, пороговые, штормовые и прогностические характеристики с целью вероятностных и климатологических обобщений, а также для обеспечения научно-исследовательских работ.

Особо стоит задача машинного слежения за состоянием нижнего слоя атмосферы и атмосферными явлениями в нем с автоматизированным оповещением потребителей.

Запросы прогностических центров, народнохозяйственных организаций, авиации и научно-исследовательских учреждений представляются определенным перечнем (см. ниже).

В этом перечне существенной является информация об оценках структуры, устойчивости, пороговых и штормовых характеристиках — величине и уровне сильного ветра, уровне и интенсивности мезоструй, инверсий температуры, нижней и верхней границы низкой облачности, размере, весе и распределении гололедно-изморозевых отложений в слое, величинах метеорологических параметров (первичных, производных и комплексных) в условиях гроз, ливней, метелей и др.

Рассматриваемые оценки и характеристики получены по данным метеорологических измерений в нижнем слое атмосферы — до уровня 300 м на мачте в Обнинске и до уровня 500 м на телебашне в Москве. Измерения эти устойчивые и наиболее надежные в опасных условиях погоды.

В монографии излагаются основные положения и методика стационарных метеорологических наблюдений в нижнем слое

Перечень информации метеорологических наблюдений в нижнем слое атмосферы на башнях и мачтах, запрашиваемой прогнозными центрами, народнохозяйственными организациями, научно-исследовательскими учреждениями

Основные задачи	Решаемые вопросы	Запрашиваемая информация
<p>Диагноз, краткосрочный прогноз погоды, особенно в условиях опасных явлений, штормпредупреждение народнохозяйственных организаций</p>	<p>Уточнение прогноза низких облаков и туманов, сильных ветров, гроз, метелей, ливней, низких температур и др.</p>	<p>Распределение в нижнем слое атмосферы температуры, влажности, скорости и направления ветра, характеристики адиабатического течения, инверсий температуры, мезоструй, фронтальных зон, грозозарядов, возмущений воздуха, шквала, метели и др.</p>
<p>Информационное и прогностическое обеспечение взлета, полета и посадки самолетов транспортной, производственной, учебной авиации</p>	<p>Уточнение летного минимума и режимных условий взлета и посадки самолетов, их полетов на малых высотах в нижнем слое атмосферы</p>	<p>Детальное представление о структуре и турбулентности нижнего слоя атмосферы и динамики атмосферных процессов в нем, особенно при низких облаках и туманах, о граничных полях низких облаков и туманов, гололедно-изморозевых явлениях в слое, о сдвиге ветра, наклонной видимости</p>
<p>Получение прогностических связей метеорологических характеристик нижнего слоя атмосферы</p>	<p>Детализация синоптических образований и выявление механизма их возникновения и разрушения</p>	<p>Пространственно-временные изменения метеорологических характеристик нижнего слоя атмосферы и особенности метеорологических процессов в нем</p>
<p>Проектирование радиотелевизионных, промышленных, энергетических и жилищно-бытовых высотных сооружений</p>	<p>Прочностные расчеты с учетом метеорологических условий сохранности высотных сооружений</p>	<p>Статистические данные о распределении по высоте и изменении во времени в нижнем слое атмосферы температуры, скорости и направления ветра, гололедно-изморозевых отложений</p>
<p>Строительство и эксплуатация радиотелевизионных, промышленных, энергетических и жилищно-бытовых сооружений</p>	<p>Планирование строительных работ и нормирование режимных условий эксплуатации</p>	<p>Текущие статистические данные о распределении по высоте и изменении во времени в нижнем слое атмосферы температуры, скорости и направления ветра, гололедно-изморозевых отложений и радиационных характеристик</p>

<p>Санитарный надзор и нормирование промышленных и транспортных выбросов, разработка рекомендаций по их регулированию</p>	<p>Механизм рассеяния, перемешивания и переноса загрязнений, пространственное распределение (концентрация) загрязнений, экстремальные характеристики метеорологических условий, способствующих увеличению концентрации и рассеянию загрязнений воздуха</p>	<p>Состояние загрязнения нижнего слоя атмосферы — распределение загрязняющих ингредиентов по высоте в слое, пространственная структура, уровень и направление сноса дымовых скоплений, распределение температуры (особенно при инверсии), влажности, скорости и направления ветра, характеристики перемешивания субстанций в слое — пульсации метеорологических параметров, потоки субстанций</p>
<p>Оценка и выбор условий и правильной конструкции приборов взлета и посадки самолетов, определение начальных условий запуска ракет</p>	<p>Выявление флуктуационных явлений распространения звуковых и электромагнитных волн, определение режима приема и передачи радиотелевизионных сигналов</p>	<p>Условия устойчивости нижнего слоя атмосферы, турбулентные характеристики слоя — флуктуация температуры, скорости и направления ветра, мезомасштабная структура слоя и основные характеристики мезомасштабных процессов в слое</p>
<p>Устранение атмосферных помех в прямо-передающих устройствах радиотелевизионной аппаратуры</p>	<p>Выбор режима настройки приемно-передающей аппаратуры оперативной связи</p>	<p>Распределение температуры, влажности, скорости и направления ветра и их флуктуации в нижнем слое атмосферы, мезонеоднородности в слое</p>
<p>Обеспечение диспетчерской радиосвязи судовождения на реках и водохранилищах</p>	<p>Составление строительных норм и правил (СНИП)</p>	<p>Распределение температуры, влажности, скорости и направления ветра в нижнем слое атмосферы</p>
<p>Получение нормативных характеристик для строительных норм и правил (СНИП)</p>	<p>Тематические программы научно-исследовательских работ</p>	<p>Статистические распределения ветровых, гололедных и гололедно-ветровых нагрузок по высотам в слое, распределение влажности и радиационных характеристик в слое</p>
<p>Изучение структурных особенностей и метеорологических условий нижнего слоя атмосферы в связи с прикладными проблемами: турбулентности слоя, загрязнения воздуха в слое, мезомасштабными процессами и опасными явлениями</p>		<p>Непрерывная регистрация метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы в периоды изучаемых явлений погоды и атмосферных процессов и признаки ожидания, усиления, ослабления и окончания опасных явлений погоды</p>

атмосферы, включая натурные наблюдения на мачте в Обнинске и телебашне в Москве, рассматриваются выполненные по материалам этих наблюдений исследования особенностей структуры нижнего слоя атмосферы и главным образом метеорологические характеристики слоя в условиях опасных явлений погоды — при низких облаках и туманах, гололедно-изморозевых отложениях в них, при отрицательных температурах, при грозах (фронтальных и внутримассовых), при метелях, сильных ветрах. Рассмотрены также мезомасштабные явления в нижнем слое атмосферы и изложены принципиальные основания системы машинного слежения за состоянием нижнего слоя атмосферы и погодными условиями в нем с подачей информации слежения потребителям.

Рассмотренные мезомасштабные явления в нижнем слое атмосферы включают соответствующие структурные особенности слоя, атмосферные процессы в нем, которые, надо полагать, обуславливают механизм опасных условий погоды в слое. Эти явления рассматриваются как детали макромасштабных образований.

Введение машинного слежения является в определенной мере обобщением выполненных исследований, полученных характеристик нижнего слоя атмосферы и атмосферных процессов в нем в приложении к оперативной практике диагноза, штормоповещения и краткосрочного прогноза погоды, особенно опасных ее проявлений.

При сравнительно кратковременных атмосферных явлениях длительностью 2—5 ч, например таких, как мезобарические образования, фронтальные зоны, сильные ветры, шквалы, грозы, ливни, слежение может осуществляться в пределах инерции датчиков, практически непрерывно. При явлениях длительностью более 10—15 ч, таких, как инверсия температуры, мезоструя, адвекция тепла и холода, метель, низкие облака, туманы, гололедно-изморозевые отложения, слежение может осуществляться с дискретностью 3, 2, 1 ч в зависимости от устойчивости явления.

Основные принципы машинного слежения освоены в настоящее время в форме разработанных алгоритмов, моделей и тестов слежения с их технической реализацией на ЭВМ.

Конкретные результаты по проведенным разработкам и выполненным исследованиям, рассмотренные в настоящей работе, изложены в выводах соответствующих разделов и положены в основу обоснования и плана развития сети стационарных метеорологических измерений на башнях и мачтах СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович К. Г. Общие условия и прогноз эволюции облачности нижнего яруса.— Методические указания ЦИП, 1961, вып. 39. 45 с.
2. Абрамович К. Г. Некоторые особенности распределения метеорологических элементов в нижней части атмосферы в облачные и безоблачные дни.— Труды ЦИП, 1964, вып. 136, с. 3—11.
3. Абрамович К. Г. Об изменчивости высоты нижней границы облаков.— Метеорология и гидрология, 1968, № 5, с. 30—41.
4. Андреев В. Д. и др. Актинометрические измерения в нижнем 300-метровом слое атмосферы на высотной мачте ИПГ.— Труды ИПГ, 1963, вып. 10, с. 52—59.
5. Афанасьев А. И. и др. Аппаратура измерения температуры, влажности, давления и гололедно-изморозевых отложений в метеорологической измерительно-информационной системе на телевизионной башне в Останкине.— Труды ЦВГМО, 1971, вып. 1, с. 27—34.
6. Багаев Ю. М., Матвеев Л. Т. О статистических закономерностях распределения скорости ветра в пограничном слое атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1973, вып. 1, с. 20—27.
7. Бачурина А. А., Новикова Э. Н. Некоторые данные о профилях температуры и влажности воздуха в нижнем 500-метровом слое атмосферы в районе г. Москвы.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 129, с. 53—75.
8. Бачурина А. А., Новикова Э. Н. Структура термического поля в нижнем слое атмосферы над Москвой.— Труды ЦВГМО, 1976, вып. 7, с. 92—96.
9. Борисенко М. М., Заварина М. Р., Цверава В. Г. Вертикальные профили скорости ветра по наблюдениям на метеорологической мачте в Обнинске.— Труды ГГО, 1969, вып. 246, с. 6—63.
10. Борисенко М. М., Глухов В. Г. О порывистости ветра при гололедно-изморозевых явлениях в нижнем 300-метровом слое атмосферы.— Труды ГГО, 1970, вып. 265, с. 9—20.
11. Борисенко М. М. О вертикальных градиентах температуры внутри нижнего 300-метрового слоя атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1971, № 4, с. 88—93.
12. Борисенко М. М. Суточный и годовой ход больших скоростей ветра на высоте 300 м.— Труды ГГО, 1973, вып. 303, с. 50—59.
13. Борисенко М. М. Максимальные порывы ветра по измерениям на телевизионной мачте в Ленинграде.— Метеорология и гидрология, 1973, № 3, с. 33—36.
14. Борисенко М. М. Вертикальные профили ветра и температуры в нижних слоях атмосферы.— Труды ГГО, 1974, вып. 32. 205 с.

15. Борисенко М. М., Новикова Э. Н. О суточном и годовом ходе скорости ветра в 500-метровом слое атмосферы над Москвой и Ленинградом.— Труды ЦВГМО, 1976, вып. 7, с. 3—7.
16. Борисенко М. М. Распределение ветра в нижнем 200-метровом слое атмосферы над городом.— Труды ГГО, 1977, вып. 368, с. 152.
17. Боровенко Э. В. и др. Оценка влияния конструкции 300-метровой метеорологической мачты на показания датчиков скорости ветра.— В кн.: Исследования нижнего 300-метрового слоя атмосферы. Изд-во АН СССР, 1968, с. 76—84.
18. Бренерман Ю. Б., Кузьминых Г. В. Информационно-следающая система анализа и оповещения на базе комплекса ЦВГМО в Останкине.— Труды Всесоюзной конференции молодых ученых гидрометслужбы СССР. Автоматизация сбора, обработки и хранения гидрометинформации. Л., Гидрометеиздат, 1972, с. 36—39.
19. Бритаев А. С., Киселев Б. А., Халикова Р. Х. Методика спектральных и актинометрических измерений на телевизионной башне в Останкине.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 5, с. 110—117.
20. Бызова Н. Л., Машкова Г. Б. Профили скорости ветра в пограничном слое атмосферы.— Труды ИПГ, 1965, вып. 2, с. 35—43.
21. Бызова Н. Л., Вяльцева Э. Е. Некоторые результаты измерений характеристик температурного поля в нижнем 300-м слое атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1969, № 3, с. 99—102.
22. Бызова Н. Л. Метеорологические измерения и исследования, выполненные на высотной метеорологической мачте ИЭМ.— Труды ИЭМ, 1971, вып. 7, с. 87—95.
23. Бызова Н. Л. Обзор работ, выполненных по материалам измерений на высотной метеорологической мачте.— Труды ИЭМ, 1974, вып. 6(44), с. 3—11.
24. Бызова Н. Л., Машкова Г. Б. Организация метеорологических наблюдений на высотной мачте Института экспериментальной метеорологии.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 5, с. 47—52.
25. Бызова Н. Л., Матковский Б. М. Характеристики фронтальных зон в нижнем слое атмосферы по наблюдениям на высотной мачте.— Метеорология и гидрология, 1976, № 1, с. 31—39.
26. Васильченко И. В. Основные типы вертикальных профилей температуры и ветра в нижнем 500-метровом слое по аэростатным наблюдениям в районе Щекинской ГРЭС.— Труды ГГО, 1965, вып. 172, с. 94—103.
27. Вдовин Б. Н., Царев А. М. О развитии штилей в пограничном слое атмосферы.— Труды ГГО, 1969, вып. 238, с. 191—194.
28. Волков Л. О. К вопросу об изменчивости нижней границы низкой облачности в нижнем 500-метровом слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1971, вып. 1, с. 111—124.
29. Волков Л. О. Некоторые связи морфологических особенностей нижней границы облачности с погодными условиями и метеорологическими характеристиками нижнего 500-метрового слоя атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 6, с. 26—33.
30. Волковицкая З. И. Статистические характеристики изменчивости скорости ветра в пограничном слое атмосферы.— Труды ИЭМ, 1977, вып. 16(69), с. 103—112.
31. Волковицкий О. А., Игнатенко В. И. О поле скоростей ветра возле Останкинской телевизионной башни.— Труды ИПГ, 1967, вып. 10, с. 67—74.

32. Волошин В. Г. Исследование температурной структуры нижнего 500-метрового слоя воздуха над Одессой.— Метеорология, климатология и гидрология. Межведомственный научный сборник, 1969, вып. 4, с. 34—38.
33. Вьяльцева Э. Э., Клинов Ф. Я., Тофанчук Н. П. Оптический прибор для измерения абсолютной влажности атмосферы.— Труды ИПГ, 1967, вып. 10, с. 60—64.
34. Гандин Л. С. К вопросу о трансформации профиля ветра.— Труды ГГО, 1952, вып. 33, с. 71—84.
35. Гаргер Е. К., Иванов В. Н., Орданович А. Е. О временной и пространственной изменчивости мезомасштабной турбулентности в пограничном слое атмосферы при неустойчивой стратификации.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1971, 7, № 9, с. 983—986.
36. Гаргер Е. К. Оценка параметров атмосферных фронтов в нижнем 300-метровом слое атмосферы.— Труды ИЭМ, 1972, вып. 2(36), с. 33—47.
37. Гаргер Е. К., Киреева Н. М., Матковский Б. М. О структуре нижнего 300-метрового слоя атмосферы при прохождении холодного фронта.— Метеорология и гидрология, 1972, № 9, с. 88—92.
38. Глакзон Э. М. О возможном распределении влажности в нижнем слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1971, вып. 1, с. 125—130.
39. Глухов В. Г. О профилях скорости ветра при гололедно-изморозевых явлениях.— Метеорология и гидрология, 1969, № 3, с. 96—98.
40. Глухов В. Г. Метеорологические условия образования гололеда на высотных сооружениях.— Труды ГГО, 1972, вып. 311, с. 99.
41. Гордонов А. С. Язык запросов в системе слежения за состоянием нижнего 500-метрового слоя атмосферы и загрязнением внешней среды.— Труды ЦВГМО, 1976, вып. 7, с. 87—91.
42. Гусев М. А. Возможная модель циркуляции в нижнем слое атмосферы над Москвой.— Труды ЦВГМО, 1974, вып. 3, с. 69—74.
43. Гусев М. А. Некоторые особенности термического режима в пограничном слое атмосферы над Москвой.— Труды ЦВГМО, 1974, вып. 3, с. 36—43.
44. Гусев М. А. Влияние Москвы на метеорологический режим нижнего слоя атмосферы над городом.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 6, с. 69—75.
45. Даценко Н. М. О суточном изменении температуры воздуха в нижнем 500-метровом слое атмосферы в условиях антициклонической погоды.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 6, с. 76—80.
46. Даценко Н. М., Яковлева Г. Г. Исследование деформации нижней части тропосферных фронтов.— Труды ЦВГМО, 1976, вып. 7, с. 23—27.
47. Девятова В. А. Микроаэрологические исследования нижнего километрового слоя атмосферы.— Л., Гидрометеониздат, 1957. 144 с.
48. Дегтярев А. Д., Клинов Ф. Я. О росте и разрушении гололедно-изморозевых отложений в нижнем слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 6, с. 34—44.
49. Дмитриев А. А. Опыт изучения поля ветра около цилиндрической вышки с балконами.— В кн.: Изучение пограничного слоя атмосферы с 300-метровой мачты. Изд-во АН СССР, 1963, с. 124—137.
50. Дмитриев А. А. Основные вопросы, возникающие при организации наблюдений на метеорологической вышке.— В кн.: Изучение пограничного слоя атмосферы с 300-метровой метеорологической башни. Изд-во АН СССР, 1963, с. 41—64.
51. Долгушин Н. П., Новикова Д. Н. Результаты наблюдений над направлением и скоростью ветра на высоте 100 м с использованием теле-

- визионной мачты в г. Горьком.— Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания, т. VII. Л., Гидрометеониздат, 1968, с. 161—169.
52. Жукова Л. П., Трубников Б. Н. О вертикальном распределении в атмосфере мезомасштабных возмущений.— Труды ЦАО, 1967, вып. 76.
 53. Заварина М. В., Цвєрава В. Г. О вертикальном распределении сильных ветров в пограничном слое атмосферы.— Труды ГГО, 1966, вып. 200, с. 45—52.
 54. Заварина М. В., Борисенко М. М. О расчете гололедно-ветровых нагрузок на высотные сооружения.— Труды ГГО, 1967, вып. 210, с. 39—46.
 55. Заварина М. В., Глухов В. Г. К определению максимальных гололедных нагрузок на высотные сооружения.— Метеорология и гидрология, 1970, вып. 7, с. 45—51.
 56. Заварина М. В., Бернгардт Р. П. Характеристика продолжительности сильных ветров на высотах нижнего слоя атмосферы.— Труды ГГО, 1975, вып. 334.
 57. Заварина М. В., Борисенко М. М. О влиянии города на ветровой режим нижних слоев атмосферы.— В кн.: Климат и город. Л., Гидрометеониздат, 1974, с. 149—150.
 58. Заварина М. В., Соколова С. Н. Метод оценки продолжительности сильных ветров в пограничном слое атмосферы.— Труды ГГО, 1976, вып. 379, с. 87—95.
 59. Иванов В. Н., Клинов Ф. Я. О некоторых характеристиках ветрового поля в нижнем 300-метровом слое атмосферы.— Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания, т. VII. Л., Гидрометеониздат, 1963, с. 154—160.
 60. Иванов В. Н., Мазурин Н. Ф. Система автоматического съема, печати и информации сигналов, измеряемых автоматическими мостами и потенциометрами.— Труды ИПГ, 1965, вып. 2, с. 108—113.
 61. Иванов В. Н., Волковицкая З. И. Некоторые характеристики структуры пограничного слоя атмосферы.— Труды ИПГ, 1965, вып. 2, с. 5—34.
 62. Иванов В. Н. Использование высотной метеорологической мачты ИЭМ для изучения пограничного слоя атмосферы.— Труды ИЭМ, 1970, вып. 12, 143 с.
 63. Иванов В. Н. Некоторые вопросы репрезентативности измерений на ВММ.— Труды ИЭМ, 1970, вып. 12, с. 11—13.
 64. Иванов В. Н., Орданович А. Е. Мезомасштабная структура пограничного слоя атмосферы и ее взаимодействие с мелкомасштабной турбулентностью.— Труды ИЭМ, 1972, вып. 26, с. 59—78.
 65. Иванов В. Н., Орданович А. Е., Петрова Л. И. Некоторые особенности спектров скорости ветра и температуры воздуха в низкочастотном диапазоне при конвекции.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, № 8, с. 787—800.
 66. Износкова Е. М. Об использовании метеорологической информации телебашни в Останкине при обслуживании полетов в аэропортах Московской воздушной зоны.— Методическое письмо МГАМЦ, 1976, № 13, с. 10—14.
 67. Калениченко Я. И., Киселева М. С., Непорент Б. С. Авторское свидетельство № 156325. Двухканальное оптическое устройство с одним фотоэлементом.— Бюлл. изобр. и тов. зн., 1963, № 15.
 68. Качурин Л. Г. и др. Авторское свидетельство № 122902. Устройство для дистанционного измерения и регистрации средней скорости ветра.— Бюлл. изобр., 1959, № 19.
 69. Качурин Л. Г., Толстобров Б. Я., Ушаков В. М., Ялыни-

- чев Н. С. Авторское свидетельство № 123740. Устройство для измерения и регистрации температуры и разности температуры между заданными высотами в приземном слое воздуха.—Бюлл. изобр., 1959, № 21.
70. Киселев Б. А. Потоки коротковолновой радиации в слое 0—500 м по наблюдениям на телебашне в Останкине.—Труды ЦВГМО, 1974, вып. 3, с. 75—79.
 71. Клинов Ф. Я. Поле скоростей и давлений свободного воздушного вихря.—Труды МПИ, 1958, № 7—8, с. 273—284.
 72. Клинов Ф. Я. Об исследованиях в приземном слое атмосферы на башнях и мачтах.—Метеорология и гидрология, 1960, № 12, с. 37—42.
 73. Клинов Ф. Я. Вода в атмосфере при низких отрицательных температурах.—Изд. АН СССР, 1960. 171 с.
 74. Клинов Ф. Я. О стационарных метеорологических измерениях в нижнем 300-метровом слое атмосферы.—В кн.: Изучение нижнего слоя атмосферы с 300-метровой метеорологической башни.—Изд-во АН СССР, 1963, с. 3—40.
 75. Клинов Ф. Я. Об автоматических метеорологических измерениях в нижнем 300-метровом слое атмосферы (комплекс высотной башни ИПГ АН СССР).—Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания, т. VII. Л., Гидрометеониздат, 1963, с. 124—143.
 76. Клинов Ф. Я., Андреев В. Д. Об измерении температуры в нижнем 300-метровом слое атмосферы на высотной мачте ИПГ.—В кн.: Исследование нижнего 300-метрового слоя атмосферы. Изд-во АН СССР, 1963, с. 66—70.
 77. Клинов Ф. Я., Полтавский В. В. Об измерениях скорости ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы на высотной мачте ИПГ.—В кн.: Исследование нижнего 300-метрового слоя атмосферы. Изд-во АН СССР, 1963, с. 53—59.
 78. Клинов Ф. Я. и др. Об измерении двух компонентов направления ветра на высотной метеорологической мачте.—Труды ИПГ, 1965, вып. 2, с. 114—121.
 79. Клинов Ф. Я., Лобова Л. Е. О метеорологических условиях в наблюдавшемся случае фронтальной грозы.—Труды ИПГ, 1965, вып. 2, с. 74—83.
 80. Клинов Ф. Я. 300-метровая метеорологическая мачта и комплекс ее аппаратуры как метод исследования нижнего слоя атмосферы.—Метеорология и гидрология, 1965, № 1, с. 53—58.
 81. Клинов Ф. Я. Некоторые характеристики метеорологического режима в нижнем 300-метровом слое атмосферы.—Труды ИПГ, 1965, вып. 2, с. 84—98.
 82. Клинов Ф. Я. К исследованиям гололедно-изморозевых отложений в нижнем 300-метровом слое атмосферы.—Труды ГГО, 1966, вып. 200, с. 33—44.
 83. Клинов Ф. Я. Об изменчивости высоты верхней границы тумана и низкой облачности.—Метеорология и гидрология, 1966, № 8, с. 23—27.
 84. Клинов Ф. Я. Некоторые особенности метеорологического режима нижнего слоя атмосферы при низкой облачности и в тумане.—Труды ИПГ, 1967, вып. 10, с. 31—38.
 85. Клинов Ф. Я. К вопросу о распределении температуры, скорости и направления ветра с высотой в нижнем слое атмосферы.—Метеорология и гидрология, 1968, № 5, с. 83—86.
 86. Клинов Ф. Я. Метеорологические наблюдения в нижнем 500-метровом слое атмосферы на телевизионной башне в Останкине (Москва). Исходные положения.—Информ. письмо ЦВГМО, 1969, № 4. 87 с.

87. Клинов Ф. Я. Эволюция низкой облачности и метеорологические условия в нижнем 300-метровом слое атмосферы.— Труды конференции по проблемам авиационной метеорологии, изд. ЛГМИ, 1969, с. 179—193.
88. Клинов Ф. Я. О постановке наблюдений за гололедно-изморозевыми отложениями в нижнем 300-метровом слое атмосферы. Современное состояние и перспективы развития инструментальных наблюдений за гололедно-изморозевыми явлениями.— Труды Межведомственного совещания. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 9—23.
89. Клинов Ф. Я. Изморозь и гололед в нижнем 300-метровом слое атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970. 68 с.
90. Клинов Ф. Я., Андреев В. Д., Стефанов Н. Г. Об измерении гололедно-изморозевых отложений в нижнем слое атмосферы. Современное состояние и перспективы развития инструментальных наблюдений за гололедно-изморозевыми явлениями.— Труды Межведомственного совещания. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 51—64.
91. Клинов Ф. Я. Метеорологические наблюдения в нижнем 500-метровом слое атмосферы на телевизионной башне в Останкине (Москва).— Труды ЦВГМО, 1971, вып. 1, с. 317.
92. Клинов Ф. Я., Новикова Э. Н. Некоторые характеристики инверсионной структуры нижнего слоя атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1971, вып. 1, с. 98—110.
93. Клинов Ф. Я. О трансформации профилей метеорологических параметров в нижнем слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1971, вып. 1, с. 140—149.
94. Клинов Ф. Я. Начальные алгоритмы слежения за элементами погоды в нижнем слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1971, вып. 1, с. 50—73.
95. Клинов Ф. Я. и др. Мезометеорологические процессы в нижнем слое атмосферы.— «Труды ЦВГМО», 1971, вып. 1, с. 160—170.
96. Клинов Ф. Я., Новикова Э. Н. К вопросу о вертикальном движении воздуха в нижнем слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1971, вып. 1, с. 150—159.
97. Клинов Ф. Я. О возможности прогнозирования низкой слоистой облачности.— Труды ЛГМИ, 1971, вып. 42, с. 63—71.
98. Клинов Ф. Я. Температурно-ветровое поле в нижнем слое атмосферы при грозах.— Труды ЦВГМО, 1974, вып. 3, с. 59—68.
99. Клинов Ф. Я. и др. К вопросу о распределении температуры, скорости и направления ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1974, вып. 3, с. 3—15.
100. Клинов Ф. Я., Гусев М. А. Мезомасштабные вихревые неоднородности в нижнем слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1974, вып. 3, с. 86—93.
101. Клинов Ф. Я., Гусев М. А. Исследование нижнего слоя атмосферы по пространству Обнинск—Москва.— Труды ЦВГМО, 1973, вып. 3, с. 17—89.
102. Клинов Ф. Я., Глакзон Э. М. О детализации синоптических образований по данным измерений метеопараметров в нижнем слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1974, вып. 3, с. 94—100.
103. Клинов Ф. Я., Бойков В. П. Гололедно-изморозевые отложения в нижнем 500-метровом слое атмосферы по наблюдениям на телевизионной башне в Останкине.— Труды ГГО, 1974, вып. 333, с. 22—32.
104. Клинов Ф. Я. Нижний слой атмосферы при низких облаках и туманах.— М., Гидрометеиздат, 1974. 127 с.
105. Клинов Ф. Я. Метеорологические наблюдения в нижнем слое атмосферы на башнях и мачтах в СССР и за рубежом (обзор).— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 5, с. 10—24.

106. Клинов Ф. Я. и др. Об организации наблюдений за гололедно-изморозевыми отложениями в нижнем слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 5, с. 104—109.
107. Клинов Ф. Я. Мезомасштабные неоднородности в нижнем 500-метровом слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 6, с. 81—89.
108. Клинов Ф. Я., Ахтинов Г. А. Исследование скоплений дыма в нижнем слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 6, с. 10—18.
109. Клинов Ф. Я. О морфологических особенностях слоистых и слоисто-кучевых облаков.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 6, с. 19—25.
110. Клинов Ф. Я. Некоторые вопросы эволюции низких облаков и туманов в нижнем слое атмосферы.— Труды ЦВГМО, 1976, вып. 7, с. 28—31.
111. Клинов Ф. Я. О распознавании информации метеорологических измерений в нижнем слое атмосферы.— Метод. письмо МГAMЦ, 1976, № 13, с. 28—35.
112. Клинов Ф. Я. О слежении за состоянием нижнего 500-метрового слоя атмосферы по данным измерений на телевизионной башне в Останкине (Москва).— Труды ЦВГМО, 1977, вып. 9, с. 32—41.
113. Клинов Ф. Я. Обеспечение потребителей данными метеорологических наблюдений в нижнем слое атмосферы на телевизионной башне в Останкине (Москва).— Труды ЦВГМО, 1977, вып. 9, с. 42—53.
114. Клинов Ф. Я. Об оперативном слежении за изменением температуры и скорости ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы.— Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 199, с. 87—101.
115. Клинов Ф. Я. Кодирование мезомасштабных процессов в нижнем слое атмосферы в связи с синоптическими образованиями.— Труды ЦВГМО, 1978, вып. 11, с. 11—17.
116. Колесникова В. Н. Температурный режим в нижнем километровом слое атмосферы в Тай-Тюбе.— Изв. АН УзССР, сер. физ.-мат. наук, 1957, вып. 4.
117. Колесникова В. Н. Аэрологические особенности нижнего километрового слоя атмосферы в дни с туманами.— Труды САРНИГМИ, 1959, вып. 2 (17), с. 158—168.
118. Колесникова В. Н. Режим ветра в нижнем километровом слое атмосферы в Той-Тюбе.— Труды САРНИГМИ, 1959, вып. 2(17), с. 206—212.
119. Колесникова В. Н. Режим влажности в нижнем километровом слое атмосферы в Той-Тюбе.— «Труды САРНИГМИ», 1959, вып. 2(17), с. 213—222.
120. Колесникова В. Н., Монин А. С. О спектрах колебаний метеорологических полей.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1965, т. 1, № 7, с. 653—669.
121. Кошеленко И. В. Схема образования низких облаков и туманов под влиянием радиационного охлаждения.— «Труды УкрНИГМИ», 1960, вып. 21, с. 16—22.
122. Кузьминых Г. В. и др. О программировании автоматического слежения за вертикальным распределением метеопараметров в нижнем 500-метровом слое атмосферы по данным метеокомплекса Останкинской телебашни.— «Труды ЦВГМО», 1971, вып. 1, с. 93—97.
123. Кузьминых Г. В., Бренерман Ю. Б. Некоторые решения технической реализации информационно-следающей системы анализа и оповещения погоды в нижнем слое атмосферы в комплексе телевизионной башни в Останкине.— «Труды ЦВГМО», 1971, вып. 1, с. 74—80.

124. Курковский А. П. Стыковка метеорологической аппаратуры Останкинской телебашни с вычислительным комплексом М-6000.— «Труды Гидрометцентра СССР», 1975, вып. 144, с. 90—98.
125. Кутепова Л. И., Шаповалова Н. С. Об изменчивости температуры в нижнем 500-метровом слое атмосферы.— «Труды ЦВГМО», 1974, вып. 3, с. 54—58.
126. Лайхтман Д. Л. Современное состояние и основные задачи физики приземного слоя.— «Труды ГГО», 1955, вып. 53(115), с. 3—13.
127. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1970. 341 с.
128. Липманович Я. Р., Курковский А. П., Гордонов А. С. Применение вычислительного комплекса М-6000 для метеорологических целей на телевизионной башне в Останкине.— Труды ЦВГМО, 1975, вып. 5, с. 71—74.
129. Мазурин Н. Ф. Системы автоматического сбора и обработки метеорологических данных, используемые на высотных мачтах и башнях.— ОНТИ Гидрометцентра СССР, 1969, Обнинск. 78 с.
130. Мазурин Н. Ф. Статистические характеристики пограничного слоя атмосферы, полученные с помощью автоматизированного измерительного комплекса высотной метеорологической мачты.— Изд. ИЭМ, 1974.
131. Матковский Б. М. Некоторые вопросы оценки точности измерения параметров фронтов в пограничном слое атмосферы.— Труды ИЭМ, 1972, вып. 2 (36), с. 48—54.
132. Матковский Б. М., Машкова Г. Б. Характеристики фронтальных разделов по одновременным наблюдениям на двух высотных мачтах.— Труды ИЭМ, 1977, вып. 16(69), с. 113—119.
133. Машкова Г. Б. Некоторые результаты метеорологических наблюдений на высотной башне.— В кн.: Изучение пограничного слоя атмосферы с 300-метровой метеорологической башни. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 65—89.
134. Машкова Г. Б. О характеристиках стратификации атмосферы при инверсиях.— В кн.: Исследования нижнего 300-метрового слоя атмосферы. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 41—44.
135. Машкова Г. Б. О профилях температуры воздуха и ветра в нижней части пограничного слоя атмосферы.— Труды ИПГ, 1965, вып. 2, с. 44—56.
136. Машкова Г. Б. Характеристики метеорологического режима нижнего 300-метрового слоя по двухлетним наблюдениям на высотной мачте.— Труды ИЭМ, 1967, вып. 10.
137. Машкова Г. Б. О структуре инверсионных слоев.— Труды ИЭМ, 1967, вып. 10, с. 44—51.
138. Машкова Г. Б. Профили ветра при высоте нижней облачности менее 300 м.— Труды ИПГ, 1967, вып. 10, с. 35—43.
139. Машкова Г. Б. К вопросу о градиенте скорости ветра в пограничном слое.— Метеорология и гидрология, 1971, № 12, с. 53—58.
140. Машкова Г. Б. Характеристики приземных инверсий в нижнем 300-метровом слое атмосферы.— Труды ИЭМ, 1972, вып. 26, с. 88—95.
141. Машкова Г. Б. Характеристики приподнятых инверсий в нижних 300 м атмосферы.— Труды ИЭМ, 1974, вып. 6(44), с. 80—88.
142. Машкова Г. Б. Пример одновременных наблюдений в 300-метровом слое атмосферы в двух пунктах на расстоянии 100 км.— Труды ИЭМ, 1974, вып. 6(44), с. 89—98.
143. Машкова Г. Б. Особенности стратификации температуры воздуха в нижних 300 м атмосферы.— Труды ИЭМ, 1975, вып. 10 (53), с. 69—79.

144. Машкова Г. Б. Характеристики изменчивости метеополей на расстоянии 100 км.—Труды ЦИЛМО, 1976, вып. 7, с. 8—11.
145. Машкова Г. Б., Хачатурова Л. М. Эмпирическая модель профиля ветра и ее использование для оценки адекватности температуры.—Труды ИЭМ, 1972, вып. 16(69), с. 81—89.
146. Михель В. М. Вероятность условий, благоприятных для гололедно-заморозных отложений на высотных сооружениях по территории СССР.—Труды ГГО, 1973, вып. 303, с. 24—33.
147. Михель В. М. Аэроклиматические характеристики влияния облачности нижнего яруса на условия обледенения высотных сооружений.—Труды ГГО, 1971, вып. 283, с. 123—131.
148. Моисейкин В. Л. Структура и технические характеристики информационно-измерительной системы Ленинградского метеокомплекса.—Труды ЦИЛМО, 1975, вып. 5, с. 75—83.
149. Новикова А. М., Парашук Т. Л. Аппаратура измерения скорости и направления ветра в метеорологической измерительно-информационной системе на телевизионной башне в Останкине.—Труды ЦИЛМО, 1971, вып. 1, с. 42—51.
150. Новиков А. М., Федоров В. М., Цифровая регистрация и обработка в метеорологической измерительно-информационной системе на телевизионной башне в Останкине.—Труды ЦИЛМО, 1971, вып. 1, с. 52—59.
151. Новикова Э. Н., Бачурин А. А., Данильчева Т. И., Темпельманн В. В. Режим в нижнем 500-метровом слое атмосферы над Москвой при ясном небе.—Труды ЦИЛМО, 1974, вып. 3.
152. Новикова Э. Н. Метеорологическая информация с высотных башен и матч на службе народного хозяйства.—Труды ЦИЛМО, 1975, вып. 5, с. 25—29.
153. Новикова Э. Н. Метеорологический режим нижнего 500-метрового слоя атмосферы по наблюдениям на телевизионной башне в Останкине.—Труды ЦИЛМО, 1976, вып. 7, с. 15—22.
154. Новикова Э. Н., Бачурин А. А. Вертикальные профили температуры в нижнем 500-метровом слое атмосферы над Москвой в зимний период.—Труды ЦИЛМО, 1977, вып. 9, с. 7—17.
155. Новикова Э. Н., Данильчева Т. И. Вертикальные профили ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы над Москвой в летний период.—Труды ЦИЛМО, 1977, вып. 9, с. 18—24.
156. Новиков Н. И. О мезоструях пораннего слоя атмосферы.—Метеорология и гидрология, 1973, № 5, с. 108—110.
157. Орленко Л. Р., Шкляревич О. В. Об использовании данных метеокомплексов при физико-статистических исследованиях пораннего слоя атмосферы.—Труды ЦИЛМО, 1975, вып. 5, с. 53—60.
158. Орлова Г. Д. Распределение некоторых метеорологических элементов в слое 0—200 м в г. Иркутске.—Сборник работ Иркутской гидрометеорологической обсерватории, 1970, вып. 5, с. 97—98.
159. Петрова Л. И., Иванов В. Н. Некоторые параметры ячейковой конвекции по наблюдениям с метеорологических спутников земли и высотной машины.—Метеорология и гидрология, 1973, № 6, с. 26—35.
160. Петрова Л. И. Метеорологические условия в пораннем слое при конвекции.—Труды ИЭМ, 1972, вып. 26, с. 35—50.
161. Петрова Л. И. Условия возникновения мезомасштабной конвекции в пораннем слое атмосферы.—Труды ИЭМ, 1975, вып. 10(53), с. 3—12.

162. Пьянов В. В., Новиков А. М. Метеорологическая измерительная информационная система на телевизионной башне в Останкине (Москва). — Труды ЦВГМО, 1971, вып. 1, с. 18—26.
163. Рахова С. Н. К вопросу о точности измерения температуры воздуха в схеме метеокомплекса на телевизионной башне в Останкине (Москва). — Труды ЦВГМО, 1971, вып. 1, с. 35—41.
164. Ромов А. И. Мезоструктура фронтальных осадков. — Метеорология и гидрология, 1965, № 6, с. 19—22.
165. Руднева И. А., Угарова К. Ф. О влиянии внутримассовой конвективной облачности на температурный режим приземного 300-метрового слоя атмосферы. — Труды НИИ, 1972, вып. 18, с. 43—49.
166. Снитковская А. И., Кошлякова Г. А. Мезоструи над Москвой. Анализ и прогноз особо опасных явлений погоды. — Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 56, с. 3—13.
167. Сторожко В. С. Вопросы проверки аппаратуры автоматических метеорологических измерений комплекса высотной маяты НИИ. — Труды НИИ, 1965, вып. 2, с. 99—107.
168. Торгаторов В. Я. Порывистость сильного ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы по данным измерений на маяте в г. Ушачи. — Труды ЦВГМО, 1977, вып. 9, с. 93—95.
169. Убушаев В. Н., Цвєрєва В. Т. Об изменении направления ветра с высотой в нижнем 300-метровом слое атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1969, № 9, с. 84—85.
170. Филофеева А. Ф. Особенности суточного хода метеозащелєментов в 300-метровом слое атмосферы. — Труды ИМ, 1972, вып. 26, с. 3—11.
171. Филофеева А. Ф. Мезомасштабная пространственная изменчивость ветра. — Труды ИМ, 1975, вып. 10(53), с. 86—91.
172. Хачатурова Л. М., Цвєрєва В. Т. Связь измерений скорости ветра на высотах 8 и 300 м при больших скоростях. — Труды ИМ, 1975, вып. 10(53), с. 54—60.
173. Хауген Д. А., Кайма И. П. Характеристики колебаний вертикальной скорости, полученной на 430-метровой башне. — Экспресс-информация Гидрометцентра СССР, 1962, вып. 4.
174. Цвєрєва В. Т. Исследование вертикальных сдвигов вектора ветра по наблюдениям на 300-метровой метеорологической маяте. — Метеорология и гидрология, 1967, № 2, с. 82—84.
175. Цвєрєва В. Т. Струйные течения в порывном слое атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1967, № 1, с. 71—75.
176. Цвєрєва В. Т. Некоторые особенности строения нижних слоев атмосферы при больших скоростях ветра. — Метеорология и гидрология, 1968, № 12.
177. Цвєрєва В. Т. О связи между изменениями высоты нижней границы облаков и временным ходом метеозащелєментов в нижнем 300-метровом слое атмосферы. — Труды ИМ, 1972, вып. 26, с. 96—99.
178. Чистяков А. Д. и др. Опыт использования метеорологических данных Останкинской башни в оперативной и исследовательской работе. — Труды ЦВГМО, 1975, вып. 5, с. 30—36.
179. Шаповалова Н. С., Кутєпова Л. И., Степаненко С. Р. Методы регистрации и формы представления метеорологической информации в системе автоматизированного высотного метеокомплекса. — Труды ЦВГМО, 1974, вып. 3, с. 109—110.

180. Andersen G. E. Mesoscale influences in wind fields.— *J. Appl. Met.*, 1971, 10, N 3, p. 377—385.
181. Ahrens D. Abhängigkeit des Windprofils von der Wetterlage.— *Meteorol. Rdsh.*, 1972, 25, N 44, 5, S. 116—126.
182. Arakawa H., Tsutsumi K. Strong gusts in the lowest 250 m layer over the city of Tokyo.— *J. Appl. Met.*, 1967, vol. 6, N 5, p. 848—851; *Boundary-Layer Met.* 1975, vol. 8, N 3—4, p. 359—363.
183. Barthelt H. P. Fern-Registrierung von Temperatur und Feuchte auf einem Funkturm in Hoehbeek.— *Beitr. Z. Phys., Atm.*, 1959, Bd 32 H. 1/2, S. 53—64.
184. Barthelt H. P. Über die Fernregistrierung des Windvektors der Lufttemperatur und relative Luftfeuchte.— *Beitr. Phys. Atm.*, 1963, Bd 36, N 1—2, S. 89—126.
185. Best A. C. e. a. Temperature and humidity gradients in the first 100 meters over South-East England— *Geophys. Met. London*, 1952, N 89, p. 3—60.
186. Boer W., Kollig J. Eine einfache Methode zur Bestimmung von Änderung des Wind-Vektors in den untersten 200—300 m über Grund.— *Ang. Met.*, 1958, Bd 3, H. 6, S. 161—163.
187. Booth R. E. Temperature gradient at Blackpool.— *Met. Mag.*, 1959, vol. 88, N 1042, p. 110—111.
188. Bouvier P. Remarques sur les pressions de vent admises dans le calcul des phlohes de grande hauteur.— *Am. Radio-Electr. Paris*, 1950, vol. 5, N 19, p. 3.
189. Brock F. V. Machine reduction of anemometerbivane data.— *J. Appl. Met.*, 1963, vol. 2, N 6, p. 755—758.
190. Brocks K. Über den täglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperature in den mittleren 300 m der Atmosphäre in Zusammenhang mit Konvektion. *Berichte der Deutsch. Wetterdienstes in der Us-zone*, 1948.
191. Brown R. M. An automatic meteorological data collecting system.— *J. Geophys. Res.*, 1959, vol. 64, N 12, p. 2369—2372.
192. Brundidge K. C. The wind and temperature structure of nocturnal cold fronts in the first 1420 feet.— *Mon. Wea. Rev.*, 1965, vol. 93, N 10, p. 587—603.
193. Brundidge K. C. e. a. Mesoscale circulation of the atmospheric boundary layer. P. 1. U. S. Govt. Res. and Developm. Repts., 1965, 40, N 7, 26.
194. Camp D. W., Kaufman J. W. Comparison of tower influence on wind velocity for NASA's 150-meter meteorological tower and a wind tunnel model of the tower.— *J. Geoph. Res.*, 1970, vol. 75, N 6, p. 1117—1122.
195. Carl D. M., Tarbell T. C., Panofski H. A. Profiles of wind and temperature from towers over homogeneous terrain.— *J. Atmos. Sci.*, 1973, vol. 30, N 5, p. 788—794.
196. Christeansen J. Meteorological measurements at rise. 1962—1964.— *Rise Rep.*, N 121, 1965, p. 75.
197. Church Ph. E., Gosline C. A. Meteorological equipment of the Hanford Engineer Words Richland Wash.— *Bull. Am. Met. Soc.*, 1948, vol. 29, N 2, p. 68—73.
198. Chermak J. E., Horn I. D. Tower shadow effect.— *J. Geoph. Res.*, 1968, vol. 73, N 6, p. 1869—1876.
199. Cohen E. Wind load on towers.— *Met. Monogr.*, 1960, vol. 4, N 22.
200. De Lemibus P. S. Momentum flux measurements at Argus Jisland tower.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1965, vol. 46, N 1, p. 98.
201. De Marrais G. A. Wind speed profiles at Brookhaven. Lab.— *J. Met.*, 1959, vol. 16, N 2, p. 181—190.

202. De Marrais G. A., Gerhardt A. Vertical temperature difference observed over an urban area.—BAMS, 1961, vol. 42, N 8, p. 548—556.
203. De Marrais G. A., Gerhardt A. The temporal changes of vertical temperature difference after sunrise.—J. Appl. Met., 1965, vol. 4, N 4, p. 533—541.
204. Diem M., Zedler P. Der Wind in der bodennahen Schicht bis 100 m Höhe in Karlsruhe und Mühlacker.—Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 1964, Bd 13, N 97, S. 3—13.
205. Fichtl G. H. Characteristics of turbulence observed at the NASA 150m meteorological tower.—J. Appl. Met., 1968, vol. 7, N 5, p. 838—844.
206. Frankenberger E. T., Rudolf W. Windmessungen an den Quickbornen Funkmasten 1947—48.—In: Met. Atm. für N. W. Deutsch Zentralamt, Hamburg, 1949.
207. Frankenberger E. Beziehungen zwischen der Normsichtweite und der relativen Feuchte nach Messungen in Quickborn.—Beitr. Phys. Atm., 1964, Bd 37, N 3—4, S. 183—196.
208. Frankenberger E. Untersuchungen über Intensität Häufigkeit und Struktur von Starkwinden über Quickborn in Holstein.—Met. Rundschau, 1968, Bd 21, N 3, S. 65—69.
209. Frost R. The velocity profile in the lowest 400 ft.—Met. Mag., 1947, vol. 76, N 895, p. 14—17.
210. Fujita Y. Study of mesosystems associated with stationary radar echoes.—J. Met., vol. 16, 1959, p. 38—52.
211. Gandino Claudio. Gradienti termici verticali nella bassa atmosfera di Ispra.—Geofis. e Met., 1965, vol. 14, N 5—6, p. 105—114.
212. Gerhardt J. R. Mesoscale association of a low-level jet stream with a square-line cold front situation.—J. Appl. Met., 1963, vol. 2, N 1, p. 49—55.
213. Gerhardt J. R., Durie S. Y. Wind and temperature distributions to 1400 ft during hurricane Carla.—J. Geoph. Res., 1962, vol. 67, N 9, p. 3560—3561.
214. Gerhardt J. R., Mitcham W. S., Straiton A. W. A 1400 ft meteorological tower with automatic data readout.—Proc. IRE, 1962, vol. 50, N 11, p. 2263—2271.
215. Gille G. C., Olsson L. E., Sela J., Suda M. Accuracy of wind measurements of towers or stacks.—Bull. Amer. Met. Soc., Sept. 1967, vol. 48, N 9, p. 665—676.
216. Goffr C., Duchon C. E. Low-frequency temperature spectra from a 444 meter tower.—J. Atm. Sci., 1974, vol. 31, N 4, p. 1164—1166.
217. Grawford K. C., Hudson R. The diurnal wind variation in the lowest 1500 ft in central Oklahoma June 1966—May 1967.—J. Appl. Met., 1973, vol. 12, N 1, p. 127—132.
218. Griffith H. L., Panofski H. A., Hoven V. J. Power-spectrum analysis over large ranges of frequency.—J. Met., 1956, vol. 27, p. 289.
219. Grisolle H. Etude du vent et de la brise diurne a Paris, au SOWMET de la Tour Saint-Jacques.—Monogr. Met. Nat., 1965, N 46. 30 p.
220. Hayashi M., Gamo M. Profiles in the 500 m layer above the sea surface.—Prelim. Rept. Hakuo Maru Cruise, 1975, N KH-73-3, p. 11—12.
221. Helliwell N. C. Wind over London.—In: Proc. 3d Int. Conf. Wind Eff. Build. and Struct., Tokyo, 1971, p. 23—32.
222. Hewson E. Meteorological measurements.—Air Pollution, 1962, vol. 1, p. 582—67.

223. Hill C. A digital computer controlled micrometeorological data acquisition and analysis system.—Bull. Amer. Met. Soc., 1962, vol. 43, N 7, p. 316.
224. Hoven G. van der. Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0,0007 to 900 cycles per hour.—J. Met. 1957, vol. 14, N 2, p. 160—164.
225. Jamamoto G., Shimanuki A. Profiles of wind temperature in the lowest 250 meter in Tokyo.—Sci. Repts Tokyo Univ., 1964, Ser. 5, vol. 15, N 3.
226. Jehn K. N., Durie S. J. Mesoscale study of an extreme temperature inversion and cold front passage at Dallas, Texas. January 20—22, 1962.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, vol. 44, N 1, p. 54.
227. Jehn K. N., Durie S. J. Summary of boundary layer wind maxima as observed of the 1400 ft television tower Dallas, Texas, 1961—1962.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, vol. 44, N 1, p. 51.
228. Jehn K. N. The experimental micrometeorological field installation at Uanor Texas.—Bull. Amer. Met. Soc., 1948, vol. 29, N 7, p. 367—374.
229. Izumi Vitaka. The evolution of temperature and velocity profiles during breakdown of a nocturnal inversion and a low-level jet.—J. Appl. Met., 1964, vol. 3, N 1, p. 70—82.
230. Kaimal J. C., Haugen D. A., Newman J. T. A computer-controlled mobile micrometeorological observation system.—J. Appl. Met., 1966, vol. 5, N 4, p. 411—420.
231. Kaimal J. C., Haugen D. A. Vertical velocity spectral characteristics observed on a 430 m tower (abstract).—Phys. Fluids, 1967, vol. 10, N 9, P. 2, p. 312. Quart. J. Roy. Met. Soc., 1967, vol. 93, N 397, p. 305—317; 1968, vol. 94, N 401, p. 412—413 (Discussion).
232. Kaufmann J. W., Alexander M. B. Measurements during 1966—1968 from NASA's 150-m meteorological tower facility at Kennedy Space Center, Florida.—Bull. Amer. Met. Soc., 1970, vol. 51, N 10, p. 952—953.
233. Krause H. Spektralanalytische Untersuchungen des Winds von 17 bis 340 m über Grund im Frequenzbereich von 0,008 bis 2,5 Hz.—Z. Met., 1973, Bd 23, N 7—8, S. 242.
234. Le Mone M. A. The structure and dynamics of horizontal roll vortices in the planetary boundary layer.—J. Atm. Sci., 1973, vol. 30, N 6, p. 1077—1091.
235. Lewis I. M., Ogura Y., Gidel R. Large-scale influences upon the generation of a mesoscale disturbance.—Mon. Wea. Rev., 1974, vol. 102, N 8, p. 545—560.
236. Lowry P. H., Mazzarella D. A., Smith M. E. Ground-level measurements of oil-fog emitted from a hundred meter chimney.—Met. Mon., 1951, vol. 4, N 1.
237. Machalek A. Der Einfluss eines Betonturms auf die Temperaturregistrierung.—Wetter und Leben, 1974, Bd 26, N 2, S. 69—86.
238. Madany A., Sorbian S. Pionowy zmiany wiatry w dolnej 500-metrowej Warstwie atmosfery nad miastem.—Arch. ochz. srodow, 1976, 2, p. 77—85.
239. Mc Cready P. B., Lockart T. J. The status and future of direct meteorological observations.—Atmos. Technol., 1973, N 2, p. 70—75.
240. Mazzarella D. A. An all-weather remote-recording Bivane.—Bull. Amer. Met. Soc., 1952, vol. 33, N 2, p. 60—66.
241. Moore D. J. Meteorological measurements on a 187 meter tower.—Atmos Environ., 1967, vol. 1, N 4, p. 367—377.

242. Moses H., Daubek. Errors in wind measurements associated with tower mounted anemometers.—Bull. Amer. Met. Soc., 1961, vol. 42, N 3, March, p. 190—194.
243. Newberry C. W., Eaton K. J., Mayne J. R. Wind pressures on the post office tower. London.—In: Proc. 3d Int. Conf. Wind Eff. Build. Struct. Tokyo, 1971, p. 241—251.
244. Newstein M. An automated meteorological instrumentation and observing system on 1000 ft television tower. Drexel Inst Technol. Philadelphia Pa. Dep. Phys. 1, 1966, 146, U. S. Govt Res. and Develop. Repts, 1967, 67, N 5, p. 12.
245. Panofski H. A., Hoven Van Der Spectra and crossspectra of velocity components on the mesometeorological range.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1955, vol. 81, N 350, p. 603—606.
246. Panofski H. A., Petersen E. L. Wind profiles and change of terrain roughness at Rise.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1972, vol. 98, N 418, p. 853—854.
247. Petchford K. L., London J. The low-level jet as related to nocturnal thunderstorms over midwest United States.—J. Appl. Met., 1963, vol. 1, p. 43—47.
248. Peterson E. W. The Riso profiles: a study of wind and temperature data from the 123-m tower at Riso, Denmark.—Quart. J. Met. Soc., 1975, vol. 101, N 427, p. 107—117.
249. Rachele H., Mc Lardie M. S. The white sands missile geophysics research tower Army (Signal Missile Support) Agency, White Sands (Missile Range), 1957.
250. Ratcliffe C. A. and Sheen E. M. An automatic data collection system for meteorological tower instrumentation.—J. Appl. Met., 1964, vol. 3, N 6, p. 806—809.
251. Richter A. P. A note on horizontal eddies of the mesoscale.—J. Appl. Met., 1964, vol. 3, N 3, p. 339—542.
252. Rider L. J., Armendariz M. A comparison of tower and pibal wind measurements.—J. Appl. Met., 1966, vol. 5, N 1, p. 43—48.
253. Rink J. Fernregistrierung der Temperatur und Feuchtegefälls in den Bodennahen Luftschicht.—Z. Met., 1960, Bd 14, H. 5/6, S. 141—143.
254. Rybak T. B. M. Automatic data acquisition logging and computer control system.—Industr. Chemist., 1963, vol. 39, N 9, p. 476—480.
255. Santomauro L. La torre meteorologica del C.N.R. di Ispra (Varese).—Minerva Nucleare, vol. 3, N 2, 1959, p. 57—60.
256. Sherlock R. H. Variation of wind velocity and gusts with height.—Proc. ASCE, 1952, vol. 78 (Separate N 126), p. 1—26.
257. Scoggins I. R. Some properties of low altitude winds at Cape Kennedy, Florida.—J. Spacecraft and Rockets, 1968, vol. 5, N 10, p. 1222—1225.
258. Singer J. A., Nagle C. M. A study of the wind profile in the lowest 400 ft of the atmosphere.—U. S. Govt. Res. Repts., 1962, vol. 37, N 22, p. 1.
259. Slade D. H. Wind measurements on a tall tower in rough and inhomogeneous terrain.—J. Appl. Met., 1969, N 2, p. 293—297.
260. Stevens D. W., Gerhardt J. R. A new meteorological research tower.—Bull. Amer. Met. Soc., 1959, vol. 40, p. 24—25.

261. Thuiller R. H., Lappe H. O. Wind and temperature profile characteristic from observations on a 1400 ft tower.—*J. Appl. Met.*, 1964, vol. 3, N 3, p. 229—306.
262. Tohscha M. On the wind speed profiles in the lowest atmosphere.—*Pap. Met. and Geoph. Tokyo*, N 4, p. 104—108. 1953.
263. Tohscha M. Temperature inversion in the lower atmosphere.—*J. Met. Res.*, 1953, vol. 5, p. 649.
264. Wanger C., Stilke G. Die Divergenz des turbulenten Stroms Sensiber Wärme und die Temperaturänderung, ein Tagesgang gemessen am 300 m hohen Sendemast des NDR.—*Met. Rasch.*, 1974, Bd 27, N 1, S. 1—4.
265. Wendell L. J. Mesoscale wind fields and transport estimates determined from a network of windtowers.—*Mon. Wea. Rev.*, 1972, N 7, p. 565—578.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Предисловие	5
1. Стационарные метеорологические наблюдения в нижнем слое атмосферы	9
1.1. Постановка метеорологических наблюдений	—
1.2. Метеорологические измерения на высотной мачте в Обнинске	15
1.3. Метеорологические измерения на телевизионной башне в Москве	17
1.4. Вопросы методики метеорологических наблюдений на башнях и мачтах	18
Выводы	25
2. Об особенностях структуры нижнего слоя атмосферы	27
2.1. Распределение (профили) метеорологических параметров	—
2.2. Трансформация профилей метеорологических параметров	31
2.3. Исследование вихревой структуры атмосферного воздуха	33
Выводы	41
3. Мезометеорологические характеристики нижнего слоя атмосферы	43
3.1. Мезомасштабные неоднородности и их особенности	—
3.2. Типизация мезомасштабных процессов	50
3.3. Пространственно-временная мезомасштабная структура	53
3.4. Мезомасштабные составляющие синоптических образований	61
Выводы	70
4. Метеорологические условия нижнего слоя атмосферы при низких облаках и туманах	73
4.1. Некоторые характеристики периодов низких облаков и туманов	—
4.2. Пространственно-временные изменения метеорологических параметров при низких облаках	75
4.3. Пространственно-временные изменения метеорологических параметров при туманах	84
4.4. Особенности метеорологических условий при смежной системе туман—низкие облака	89
4.5. О некоторых признаках возможного появления низкой облачности и туманов	93
4.6. Об эволюции низких облаков и туманов	100
Выводы	104
5. Гололедно-изморозевые отложения в нижнем слое атмосферы	108
5.1. Некоторые характеристики периодов гололедно-изморозевых отложений	—
5.2. Пространственно-временные изменения гололедно-изморозевых отложений	114
5.3. Связь гололедно-изморозевых отложений с метеорологическими характеристиками	116

5.4. Особенности роста и разрушения (таяния) гололедно-изморозевых отложений на высотных сооружениях и их деталях	122
5.5. Экспериментальные наблюдения за гололедно-изморозевыми отложениями	129
Выводы	133
6. Метеорологические условия нижнего слоя атмосферы при грозах	136
6.1. Температурно-ветровые характеристики при грозах	—
6.2. О структурных особенностях нижнего слоя атмосферы в условиях гроз	154
6.3. О трансформации полей метеопараметров в условиях гроз	—
Выводы	161
7. Метеорологические условия нижнего слоя атмосферы при метелях	164
7.1. Температурно-ветровые характеристики	—
7.2. О возможности уточнения ожидаемых условий метели	169
Выводы	173
8. Сильные ветры в нижнем слое атмосферы	175
8.1. Основные характеристики сильных ветров	—
8.2. О возможности прогноза сильных ветров	182
Выводы	188
9. Нижний слой атмосферы при значительных осадках	191
9.1. Некоторые характеристики нижнего слоя атмосферы при значительных осадках	—
9.2. О состоянии нижнего слоя атмосферы при значительных осадках в связи с атмосферными явлениями и составляющими синоптических образований	196
Выводы	206
10. О слежении за состоянием нижнего слоя атмосферы и подаче информации слежения потребителям	208
10.1. Распознавание информации метеорологических измерений	—
10.2. Алгоритмы слежения за состоянием нижнего слоя атмосферы	213
10.3. Некоторые рекомендации по слежению за состоянием нижнего слоя атмосферы и подаче информации потребителям	225
Выводы	232
Заключение	235
Список литературы	239

Филипп Яковлевич Клинов
НИЖНИЙ СЛОЙ АТМОСФЕРЫ
в УСЛОВИЯХ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ

Редактор Л. И. Штанникова. Художник В. Г. Гузь. Техн. редактор Н. Ф. Грачева.
Корректор И. А. Крайнева.

ИБ № 860

Сдано в набор 04.05.78. Подписано в печать 14.09.78. М-14939. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип.
№ 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 16. Уч.-изд. л. 17,82. Тираж 1400 экз. Индекс МЛ-19.
Заказ № 162. Цена 2 р. 80 к.

Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.