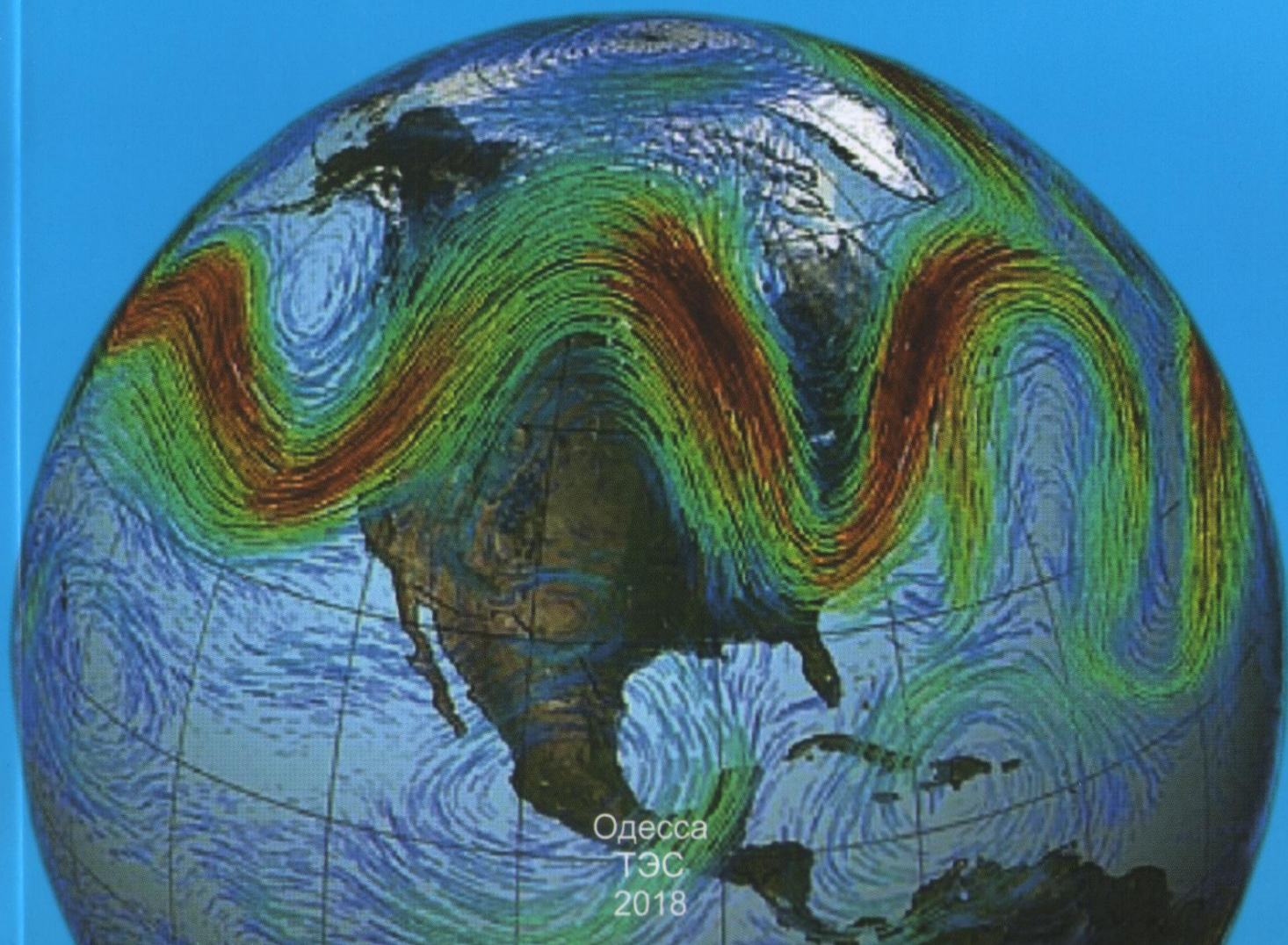


Г.П. Ивус
А.Б. Семергей-Чумаченко

СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ НИЖНИХ УРОВНЕЙ АТМОСФЕРЫ

Монография



Одесса
ТЭС
2018

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ УКРАИНЫ
ОДЕССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Г.П. Ивус, А.Б. Семергей-Чумаченко

СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ НИЖНИХ УРОВНЕЙ АТМОСФЕРЫ

Монография

рекомендовано к печати решением ученого совета
Одесского государственного экологического университета
Министерства образования и науки Украины
(протокол № 7 от 04.07.2016)

Одесса
ТЭС
2018

ББК 26.23
И 17
УДК 551.(515.7+555.9)

Печатается по решению ученого совета Одесского государственного экологического университета (протокол № 9 от 26.10.2017)

Рецензенты:

С.И. Снежко, доктор географических наук, профессор
Г.В. Ляшенко, доктор географических наук, профессор

И 17 Ивус, Галина Петровна

Струйные течения нижних уровней атмосферы: Монография /
Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б.; ОГЭУ. Одесса: ТЭС, 2018. – 156 с.
ISBN 978-617-7337-96-5

Излагаются вопросы современного представления о физике образования струйных течений нижних уровней. Рассматриваются принципы моделирования ветровых аномалий. Особое внимание уделено аэросиноптическим процессам формирования низкотропосферных струй. Приведены результаты климатологического исследования возникновения низких струй над Украиной.

Монография рассчитана на специалистов метеорологов и климатологов, а также студентов и аспирантов по специальности «Метеорология».

The problems of modern view on physics of a foundation low level jet are set up. The principles of simulation of wind anomalies are esteemed. The special attention is given to the aerosynoptic processes of lowtroposphere jet formation. Results of climatically analyses low jet over Ukraine is reviewed.

The monograph is counted for the specialists of the meteorologists and climatologists, and also students and post-graduate students on a specialty "Meteorology" as well.

Викладаються питання сучасного уявлення щодо фізики утворення струминних течій нижніх рівнів. Розглядаються принципи моделювання вітрових аномалій. Особлива увага приділяється аеросиноптичним процесам формування низькотропосферних струменів. Наведені результати кліматологічного аналізу низьких течій над Україною.

Монографія розрахована на фахівців метеорологів і кліматологів, а також студентів та аспірантів за фахом «Метеорологія».

ISBN 978-617-7337-96-5

© Г.П.Ивус, Семергей-Чумаченко А.Б. 2018

© Одесский государственный
экологический университет, 2018

ПРЕДИСЛОВИЕ

Последние десятилетия XX столетия и начало XXI века, протекающие на фоне глобального изменения климата, повысили интерес к аномалиям погоды и стихийным явлениям, возникающим в различных частях земного шара. В настоящее время создана возможность путем правильного выбора макро- и мезометеорологических факторов выявить и количественно оценить общие условия возникновения и развития многих опасных и стихийных гидрометеорологических явлений. Знание этих условий позволяет определить климатические зоны, в которых развиваются опасные и стихийные явления, даже при отсутствии непосредственных наблюдений в данном регионе.

Перечисленные выше соображения побудили авторов к созданию предлагаемой публикации. Авторы стремились систематизировать сведения об особенностях формирования ветровых аномалий, причем особое внимание уделялось их генезису на территории Украины.

В память о профессоре Ефимове В.А. в книгу включены последние разработки авторов, посвященные таким проблемам как физика антициклогенеза и струйные течения нижних уровней, возникающие в различных циркуляционных системах. Динамико-стохастическое моделирование облачных полей и струй токов вовлечения, а также численные эксперименты расчета струйных течений и их анализ позволили получить предикторы, выделяющие указанные явления в антициклональных циркуляциях.

Созданию этого труда способствовал коллектив кафедры метеорологии и климатологии ОДЕКУ. В составлении обзора современного состояния проблемы струйных течений нижних уровней (глава 1) активный вклад внесли аспиранты Дмитренко А.П. и Озимко Р.Р. Раздел 2.5, посвященный процессам формирования низких струй при слабом приземном ветре, написан совместно с к.геогр.н. Агайар Э.В., подраздел 3.3.1 – со старшим преп. Гурской Л.М., подраздел 3.3.2 - с д.геогр.н. Семёновой И.Г. В расчетах принимали участие к.геогр.н. Пишняк Д.В., аспиранты Дмитренко А.П. и Ковальков И.А. (разделы 2.1 и 3.5).

Компьютерная вёрстка и графические работы полностью выполнены к.геогр.н., доц. Семергей-Чумаченко А.Б.

Всем им, а также доценту Г.В. Хоменко, инженерам Моринец-Кубанской Л.И. и Герасименко В.Б. за помощь в подборе материалов для книги мы выражаем свою искреннюю благодарность.

Мы особо признательны рецензентам докторам географических наук Ляшенко Г.В. и Снежко С.И., прочитавших книгу в рукописи и сделавших ряд ценных замечаний, способствовавших улучшению книги.

Наконец, мы приносим благодарность авторам статей, на основании которых создана эта книга.

ВВЕДЕНИЕ

В цикле теоретических и экспериментальных работ по физике пограничного слоя атмосферы, выполняемых на рубеже XX–XXI веков, одна из приоритетных задач связана с исследованием феномена усиления скорости ветра в узкой полосе, ограниченной сверху и снизу слоями, в которых скорость ветра значительно меньше.

Актуальность тематики определяется необходимостью выявления причин возникновения и развития такого опасного явления, как струйное течение нижних уровней (СТНУ), разработки методов его диагноза и прогноза, а также численной оценки гидродинамической структуры пограничного слоя атмосферы (ПСА) в период существования СТНУ.

Требования к безопасности хозяйственной, авиакосмической и других сфер деятельности в нижнем 2-х километровом слое атмосферы, необходимость мониторинга уровня загрязнения воздуха и обеспечения защиты населения в случаях техногенных и природных катастроф, связь СТНУ с различными опасными и стихийными гидрометеорологическими явлениями (СГЯ) делают проблему диагноза и прогноза струеобразного усиления ветра первоочередной.

Поскольку струйные течения нижних уровней образуются в разнообразных аэросиноптических условиях, отличающихся широким спектром характеристик полей метеорологических величин, то всесторонний анализ физических механизмов возникновения низких струй и явлений различных масштабов, предшествующих и сопутствующих СТНУ, становится одним из важных этапов на пути к разработке новых и совершенствованию существующих методов их диагноза и прогноза.

Помимо практической значимости, изучение СТНУ представляет собой интересную теоретическую задачу. Это связано с необходимостью построения математических моделей пограничного слоя атмосферы и атмосферных фронтов, выявляющих струи нижних уровней, а также с весьма актуальной проблемой накопления и переноса примесей в нижних слоях атмосферы в условиях существования СТНУ и инверсий температуры воздуха.

Книга посвящена наиболее актуальным проблемам синоптической метеорологии, связанным с методами краткосрочных прогнозов ветровых аномалий.

По замыслу авторов книга должна представлять характеристику процессов формирования низкотропосферных струй над разными регионами планеты и, в первую очередь, над Украиной. При подборе ссылок мы старались дать приоритет обзорным публикациям, классическим работам, а также статьям, в которых обсуждаются научные результаты, полученные в последнее десятилетие.

Книга содержит четыре главы. В первой главе приводится обзор современного состояния исследований СТНУ по литературным источникам и определяются основные направления авторских разработок.

Во второй главе представлены общая характеристика структурных параметров СТНУ над Украиной и особенности температурно-ветрового режима пограничного слоя атмосферы при наличии низкотропосферных струй. Описана новая типизация СТНУ по распределению скорости и направления ветра с высотой. Рассмотрены низкие струи, формирующиеся в пограничном слое при слабом ветре у поверхности земли.

В третьей главе рассматриваются синоптические условия развития СТНУ, дана характеристика низкотропосферных струй, связанных с фронтальными разделами, анализируется физическая взаимосвязь низких струй и СГЯ, а также зависимость формирования СТНУ от активности конвективных процессов.

В четвертой главе исследуются циркуляционные и термодинамические условия возникновения СТНУ в полях высокого давления, предложено динамико-стохастическое моделирование облачных полей и струй токов вовлечения, проведены численные эксперименты.

ПЕРЕЧЕНЬ УСЛОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ

АТ – абсолютная топография
АЦ - антициклон
ВГВ – внутренние гравитационные волны
ВМО – Всемирная Метеорологическая Организация
ВП – водяной пар
ВФЗ – высотная фронтальная зона
ГМО – гидрометеорологическая обсерватория
ДМРЛ – доплеровский метеорологический радиолокатор
ЕТР – Европейская территория России
ИК – инфракрасный
МКК – мезомасштабный конвективный комплекс
ОТ – относительная топография
ПСА – пограничный слой атмосферы
СГЯ – стихийное гидрометеорологическое явление
СТНУ – струйное течение нижних уровней
ТФП – термический фронтальный параметр
УВ – усиление ветра
Ц - циклон
UTC (BCB) – всемирное скоординированное время

1 ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ, МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ НИЖНИХ УРОВНЕЙ

1.1 Методология изучения низкотропосферных струй

Исследование струйных течений нижних уровней, в сущности, представляет собой изучение распределения скорости и направления ветра по вертикали в пределах пограничного слоя атмосферы. Таким образом, рассматривается вертикальный профиль ветра, в формировании которого участвуют тип циркуляции синоптического масштаба, термическая стратификация, степень бароклинности нижней части атмосферы, упорядоченные и конвективные вертикальные движения, адвекция на нижних уровнях, степень турбулизации пограничного слоя атмосферы и особенности физико-географического положения исследуемого пункта (рельеф, водные объекты, крупные города). Различный вклад перечисленных факторов обуславливает многообразие профилей ветра.

Необходимо учитывать, что ПСА подразделяется на два горизонтальных слоя. Нижний слой – приземный подслой (слой Прандтля) распространяется от поверхности земли до высоты 50–100 м (в некоторых случаях до 200–250 м). Основное свойство приземного подслоя – постоянство с высотой турбулентных потоков количества движения, тепла, водяного пара при возрастании с высотой коэффициента турбулентности. Направление ветра в приземном подслое практически не меняется с высотой, а скорость возрастает, как правило, по логарифмическому закону. Эта закономерность впервые была обнаружена Прандтлем. При отличии температурной стратификации от безразличной распределение скорости ветра по вертикали лучше аппроксимируется степенным законом [58, 78]. Выше приземного слоя располагается слой Экмана, который является переходным между турбулизированным приземным подслоем и свободной атмосферой, где силой трения можно пренебречь, поскольку динамическое и термическое воздействие подстилающей поверхности уже не прослеживается. Этот слой простирается до высоты 1,5–2,0 км, изменение скорости и направления ветра в нем приближенно описывается спиралью Экмана. Наличие струеобразных профилей скорости ветра характерно для верхнего подслоя. Такие профили отличаются от стандартных и составляют феномен струйного течения нижних уровней, иногда называемого мезоструей.

Сопоставление литературных сведений по изучаемому явлению несколько затрудняет использование различными исследователями разных критериев при выявлении СТНУ. По-видимому, это обусловлено особенностями решаемой прикладной задачи и географическим фактором. На-

пример, в ряде исследований [15, 77, 84] не накладывается никаких ограничений на значение скорости ветра на оси струи, т.е. СТНУ определяются как горизонтальные потоки относительно большой скорости, ограниченные сверху и снизу потоками с меньшей скоростью. В [52, 53, 62-69] к низким струям относят усиление ветра с вертикальным градиентом скорости более $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на 100 м выше и ниже оси струи, значение скорости ветра на самой оси – выше $6-8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. М.А. Петросянц [81] критерием СТНУ считает наличие пика скорости не менее $17 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, Л.С. Шевченко [105, 106] в свою очередь – более $30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

В большинстве работ [7-10, 16-52, 71, 73, 74, 88, 89, 91-98 и др.] принято следующее определение: СТНУ – это пик скорости ветра более $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ в пределах пограничного слоя атмосферы, если уменьшение скорости ветра в 300 м слоях выше и ниже уровня максимума не менее, чем на $4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Именно это определение с некоторыми дополнениями использовано в настоящей работе.

Выбор значения максимума скорости на оси струи обусловлен тем, что для авиации опасными являются ветры более $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и особенно опасно наличие таких усиления ветра на малых высотах [1, 85-87], так как на них производятся взлет и посадка воздушных судов, выполнение полетов на предельно малых высотах и др.

Существует некоторая неопределенность с самим названием явления. Так, термин СТНУ впервые ввел Л.Л. Минс [135] в 1944 г. Кроме того используется термин “мезоструя”, так как явление обычно относится по своему пространственному и временному масштабу к мезо-диапазону β (по шкале И. Орлански [140] от 25 до 250 км и от 1 ч до 1 суток). Однако СТНУ может сохраняться в течение нескольких суток и, таким образом, выходить за временные рамки мезомасштаба. Поэтому применяемая терминология может быть не всегда корректна. Помимо этого, есть и другие термины: струйное течение на малых высотах [119], струйное течение ПСА [16], тропосферная мезоструя [75, 77], низкотропосферная или низкая струя [17-21, 34, 44-48], мезомасштабные ветровые струи [76].

Однако, несмотря на расхождения в определениях обычно используются следующие параметры, характеризующие пространственную и динамическую структуру СТНУ (рис. 1.1):

- мощность СТНУ – разность между высотами в ПСА, где скорость ветра не менее $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (ΔH , м);
- высота оси СТНУ – уровень максимума скорости ветра (H_0 , м);
- интенсивность СТНУ – скорость ветра на оси струи (V_0 , $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$).

При определении структурных параметров СТНУ наибольшую точность дают наблюдения на высотной метеорологической башне и специальные комплексные эксперименты. В этих случаях разрешение по вертикали довольно высокое, значительна и временная дискретность наблюдений, что позволяет выявить наличие низкой струи. Но редкая сеть таких

башен и то, что их высоты не превышают 300 м, не позволяют выяснить пространственную структуру струй, так как большинство СТНУ наблюдается на высотах 500–800 м. Шаропилотные данные обладают еще большей погрешностью, чем измерения на метеорологических башнях.

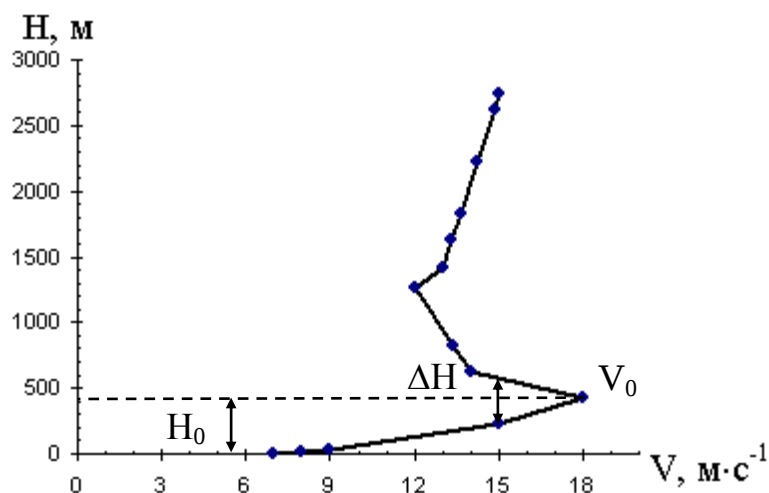


Рис. 1.1. Схематичное изображение структурных параметров низкотропосферной струи

Поэтому для решения практических задач чаще всего используются данные сети радиозондирования, поскольку они могут дать представление о пространственно-временной изменчивости СТНУ. Однако из-за низкого разрешения по вертикали за счет быстрого подъема радиозонда в ПСА ($250\text{--}300\text{ м}\cdot\text{мин}^{-1}$ при дискретности регистрации координат радиозонда 0,5 мин) существует возможность как “просеивания” струи, так и некоторых погрешностей при расчете их параметров.

С 1992 г. и до сих пор в США для диагноза СТНУ применяются еже-часные данные радарных наблюдений системы Wind Profiler Network, организованной Лабораторией прогностических систем (Forecast Systems Laboratory), входящий в состав НОАА США (National Oceanic and Atmospheric Administration, USA). Большинство платформ этой системы расположена в центральной части Соединенных Штатов (рис. 1.2). Измерения проводятся с помощью акустических ветровых профиллеров (SODAR - SONic Detection And Ranging) и лидаров, т.е. доплеровских лазеров с высоким разрешением (LIDAR - Light Detection and Ranging). Использование информации с такой дискретностью по времени (рис. 1.3) предоставляет возможность более тщательного исследования структуры и динамики СТНУ, поскольку часть струй наблюдается между стандартными сроками зондирования [133].

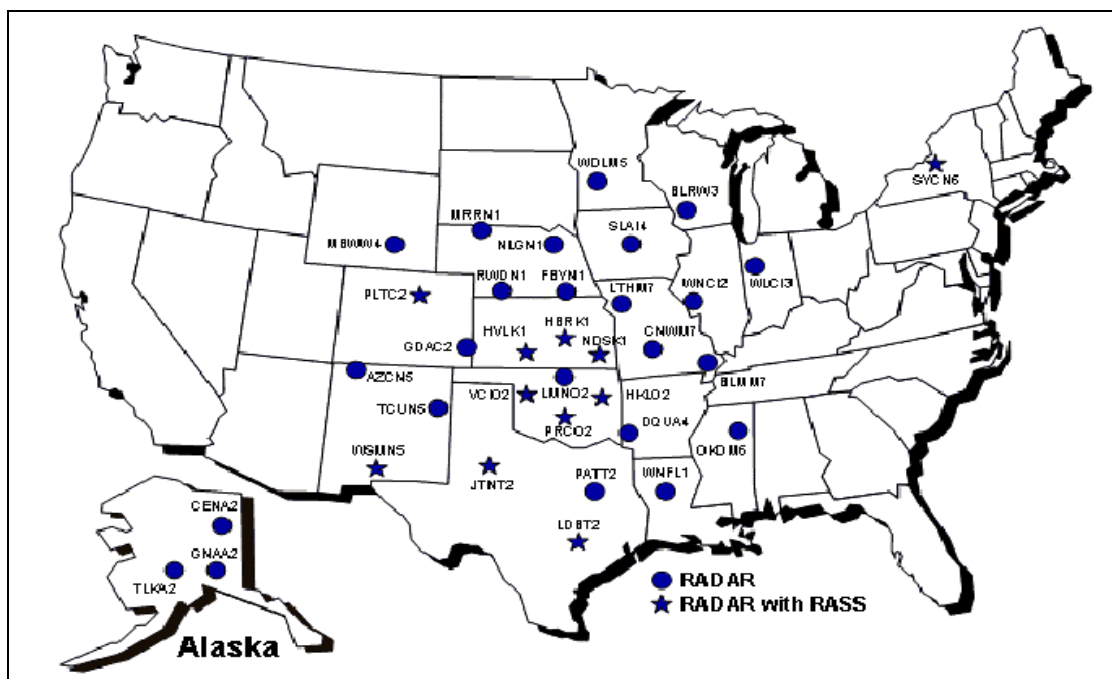


Рис. 1.2. Схема размещения элементов системы Wind Profiler Network в США, где RASS – экспериментальная Radio Acoustic Sounding System [123]

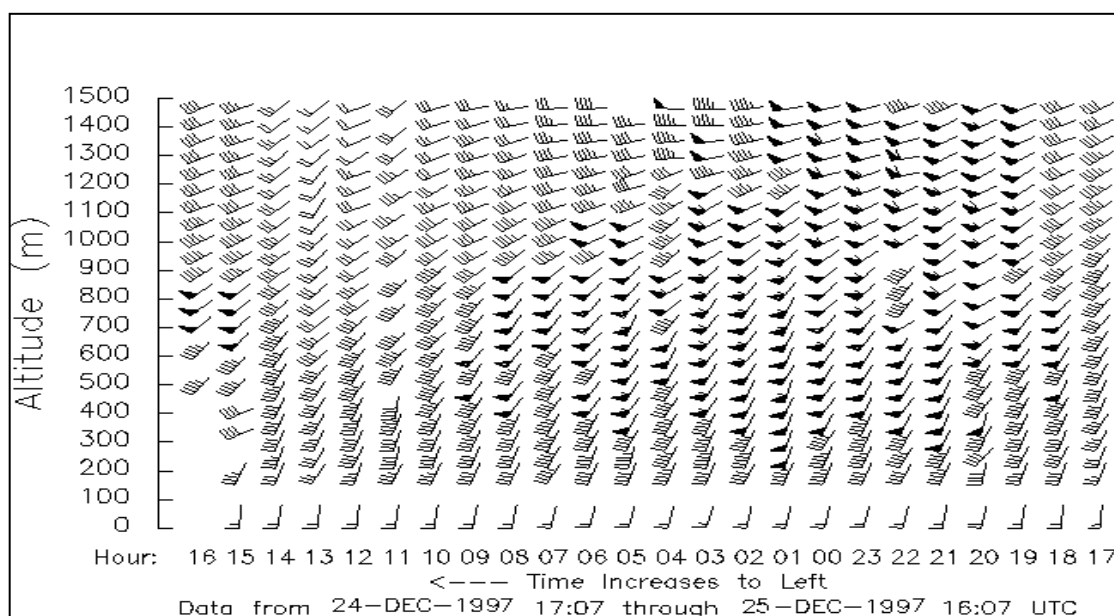


Рис. 1.3. Пример формирования СТНУ над станцией Ньюпорт 24 декабря 1997 г., штат Орегон, США [133]

Однако и эта методика не лишена некоторых недостатков: во-первых, нижняя граница измерений составляет 500 м и, следовательно, наиболее низкие струи могут быть пропущены, во-вторых, радиолокационный сигнал в ряде случаев отражается не от гидрометеоров, что сказывается на

точности определения вертикального профиля скорости и направления ветра.

Кроме вышеуказанных способов наблюдений, в США активно используются радиозонды, опускающиеся на парашюте с определенной высоты - дропзонды (dropsonde), потому что при достаточно медленном спуске существует возможность более детального измерения метеорологических величин в нижних слоях атмосферы.

В 2007 г. впервые в Украине в аэропорту Борисполь был установлен доплеровский метеорологический локатор нового поколения "Метеор-Метеоячейка", основное назначение которого - получение информации об опасных метеорологических явлениях (грозы, град, шквал, смерч, сильные осадки, сдвиги ветра, турбулентность, обледенение и другие характеристики), влияющих на безопасность полетов самолетов, а также для определения скорости и направления перемещения опасных очагов и своевременное предупреждение об их возникновении [98]. Доплеровский метеорологический радиолокатор "Метеор-Метеоячейка" (ДМРЛ) работает в автоматическом режиме с периодом обновления информации 10 минут. В ДМРЛ используются режимы "отражаемость" и "доплеровская скорость". Дальность определения метеорологических объектов в режиме "отражаемость" составляет 500 м и позволяет получить такие метеорологические продукты: карты метеорологических явлений, высоту верхней границы облачности, отражаемость радиозахвата на разных уровнях (от 1 до 11 км по вертикали), видимость в осадках, зоны с опасными конвективными явлениями (сильными ливневыми осадками, случаями грозы, града, шквала, смерча), зоны обледенения, карты контуров зоны осадков и количества осадков.

Таким образом, для расчета структурных характеристик СТНУ оптимальным вариантом является комплексное использование данных высотных метеорологических башен, радиолокационных и разнообразных радиозондовых наблюдений. При этом, в связи с недостаточной плотностью сети радиозондирования, имеет смысл применения методик интерполяции полей метеорологических величин и учета спутниковой информации (по оценкам дрейфа облачных полей, по характеру морского волнения, путем фиксации синоптической обстановки по результатам нефанализа или с помощью математической обработки спутниковых данных).

1.2 История исследования струйных течений нижних уровней

С освоения человеком воздушного пространства началось и изучение особенностей воздушных течений. Поэтому уже в 1841 г американский исследователь И.П. Эспи упоминает в работе "Философия штормов" случаи усиления скорости ветра на малых высотах [116]. На подобную особенность распределения ветра с высотой обратили внимание аэрологи, запуская воздушные змеи. По сообщению А.И. Воейкова, Тейсеран де Бор,

выступая на собрании Международной комиссии по научному воздухоплаванию в 1904 г, заявил, что ему нередко приходилось наблюдать “увеличение силы ветра на некоторой высоте над землей”. Этот же факт подтверждали Хергезель, Шоу, Дайне и другие аэрологи. Впервые, по-видимому, замеченное явление предстало как неслучайное.

Регулярные данные о скорости ветра стали доступными уже в начале XX века с введением шаропилотных наблюдений. Однако для выводов и заключений они использовались только в виде средних величин большого ряда наблюдений, единичные сведения рассматривались как случайные, “не делающие погоды”. Поскольку при осреднении скоростей по стандартным высотам СТНУ сглаживались, метеорологи не интересовались ими. Вместе с тем, в среднемесячных сводках СТНУ все же прослеживались. В 1910 г А.А. Роч обнаружил, что они характерны для лета, а в 1915 г М.М. Рыкачев [77] обнаружил их в зимние, весенние и летние месяцы. П.А. Молчанов [72] в 1938 г, изменив методику обработки информации, нашел, что СТНУ наиболее отчетливо проявляются при скорости геострофического ветра $12-16 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, причем летом – в более высоких слоях, вблизи 1000 м, а зимой – в более низких. В 40-х годах XX века в США активизировалось исследование термодинамической структуры ПСА, в том числе и при наличии СТНУ. Однако, в эти годы, встречается сравнительно мало советских и европейских публикаций по рассматриваемому вопросу: спираль Экмана в этот период рассматривалась в качестве единственного закона распределения ветра с высотой в ПСА.

Повышенный интерес к низким струям появляется в 50-80-е годы [12, 13, 114, 117, 126, 132, 145, 152, 156] в связи с исследованиями торнадо, гроз, шквалов, а также появлением реактивной авиации. Исследования привели к организации метеорологических полигонов и к постановке широких экспериментов по мезоанализу атмосферных процессов. К этому периоду относится появление гипотез относительно физической природы возникновения и эволюции СТНУ (А.К Блакадер, П.А Воронцов, Н.И. Новожилов, Н.П. Шакина и др.). Формируются три основных направления в исследованиях:

- теоретическое, т.е. математическое моделирование процессов, при которых образуются низкие струи, постановка численных экспериментов;
- прикладное, т.е. исследование непосредственного влияния низких струй на практическую деятельность человека и их связи с опасными и стихийными гидрометеорологическими явлениями; выявление физико-статистических зависимостей, заложивших основу диагноза и прогноза СТНУ;
- климатологическое, т.е. изучение географического распределения СТНУ и их статистических характеристик.

В 70–90 годы сохраняются те же тенденции в исследованиях: активно развиваются все три направления [4, 5, 70, 77, 103, 104, 108, 110, 115, 118,

122, 144, 146, 151, 160 и др.] и предлагаются методики прогноза скорости ветра на оси струи на 6 ч и более [59, 64, 65, 79]. В этот период в Одесском гидрометеорологическом институте, ныне ОГЭКУ, также начинается изучение статистической структуры распределения СТНУ и их характеристик над Украиной и другими регионами, выявляется связь низкотропосферных струй с процессами разных масштабов, апробируются различные модели и методы прогноза [8, 22-25, 28-33, 35-41, 50 и др.]. Эти исследования продолжают до настоящего времени.

Начиная с 90-х годов XX века можно заметить некоторый всплеск интереса к данной тематике в США, связанный с использованием новых измерительных систем и разработкой большого числа мезомасштабных моделей [112, 113, 119, 123-125, 127-131, 133, 139, 141-145, 148, 151-159].

Исследования атмосферных феноменов Эль-Ниньо и Ла-Нинья [141, 142], мезомасштабных конвективных комплексов и сильных штормов обнаруживает низкую струю в качестве одного из необходимых элементов развития. Известно [43], что СТНУ значительно влияет на перенос пыли и других загрязняющих веществ нижней тропосфере, и поэтому привлекается как действующий фактор к моделированию процессов трансмиссии.

Таким образом, изучение струйных течений нижних уровней, продолжающиеся с начала XX века, не теряет своей актуальности по сегодняшний день, а также стимулирует развитие и использование новых информационных технологий в метеорологии.

1.3 Влияние низких струй на практическую деятельность и их связь с опасными и стихийными гидрометеорологическими явлениями

Струйные течения нижних уровней непосредственно препятствуют различным видам человеческой деятельности. Впервые о практическом значении СТНУ упомянул Л.Л. Минс в 1952 г [135], отметивший их роль в формировании шкваловых линий и опасных явлений погоды.

Рассмотрим подробнее непосредственное влияние СТНУ на различные виды человеческой деятельности. Сложность пилотирования летательных аппаратов при выполнении захода на посадку или взлете в случае наличия СТНУ состоит в том, что сначала происходит быстрое нарастание скорости встречного ветра, которое затем сменится ее убыванием выше оси струи. Присутствие струи вблизи земли [114], сопровождающейся значительным сдвигом ветра ниже оси, оказывает существенное влияние на потерю подъемной силы снижающегося самолета, что особенно опасно при наличии короткой взлетно-посадочной полосы для полетов на высоких скоростях. Таким образом, с появлением реактивных самолетов оказалось необходимым принять во внимание влияние СТНУ на посадку самолетов [87], что и было реализовано в нормативной документации Всемирной Ме-

теорологической Организации (ВМО). Согласно заключению Комиссии по авиационной метеорологии ВМО, прогноз вертикального сдвига ветра в нижнем 60-метровом слое является крайне важным для авиации. Комиссия впервые в 1969 г сформулировала определение вертикального сдвига ветра и предложила градации величин сдвига по степени их опасности [1].

Связь низких струй с болтанкой самолетов освещена в [87, 89, 103 и др.]. Н.И. Новожиловым [77] описан случай, когда реактивный бомбардировщик не мог подняться выше оси струи вследствие сильной тряски самолета и вынужден был прекратить подъем. СТНУ располагалось на высоте 1500 м, скорость ветра на оси составляла всего $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, но перепад скорости в слое 800–1500 м составлял $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Влияние СТНУ на запуск и полет ракет оказалось столь значительным, что с 1961 г при обеспечении космических запусков используются сведения о профилях ветра с дискретностью по высоте не более 30 м [76].

При исследовании распространения лесных пожаров отмечено [116], что особо интенсивное горение происходит при наличии струи вблизи земной поверхности, а не просто сильного приземного ветра. Появилась необходимость учитывать СТНУ при планировании высотного строительства, при изучении маршрута перелета птиц, при строительстве ветроэнергетических станций [149].

Низкие струи могут влиять на формирование некоторых черт ландшафта. Есть предположение, что формирование полонин на пологих вершинах и в седловинах, а также расположение верхней границы распространения леса в Украинских Карпатах связаны с воздействием низкотропосферных струй [84]. Струи являются причиной значительных сплошных и выборочных ветровалов леса: обнаружено, что высоты максимальной повторяемости СТНУ, максимальной частоты ветровалов леса и нижней границы распространения полонин в Карпатах примерно одинаковы [60].

Струи играют существенную роль в формировании катастрофических ливней, приводящих к селям и наводнениям. Так, во время катастрофического наводнения 7–9 июня 1969 г. в Украинских Карпатах сильная восточная струя, направленная вдоль фронта, под фронтальной поверхностью, с большой нормальной составляющей к горам, располагалась на высоте 1,0–1,5 км [60].

Низкотропосферные струи являются одним из климатообразующих факторов для Великих Равнин (США), поскольку они стимулируют рост количества ночных осадков в летнее время, что, в свою очередь, увеличивает влагосодержание более чем на 45 % по сравнению с климатическими показателями [139]. Причем, усиление количества ночных осадков (на 25% по сравнению с дневными) над Великими Равнинами и севером центральных штатов приводит [148] к уменьшению количества осадков над побережьем Мексиканского залива и восточным побережьем США. Анализ переноса влаги на центр США [128] за период с 1958 по 1997 гг. выявляет

наличие тесной связи между географическим распределением интенсивных СТНУ и областей максимальных осадков.

Наиболее исследованными являются низкие струи, возникающие над Великими Равнинами США (Great Plains LLJ), где они значительно влияют на режим осадков и формирование стихийных гидрометеорологических явлений. Активные низкотропосферные струи наблюдаются над штатами Техас, Оклахома, Канзас, Небраска, Айова, Миссури и Арканзас. Характерной чертой указанных течений является южное направление, ширина 200-300 км, относительно небольшая скорость $15\text{--}18\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ с максимумом $30\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на высоте 500-1000 м и снижение интенсивности выше оси на 50-75% (рис. 1.4). В большинстве случаев скорость на оси струи превышает геострофический ветер. Над Великими Равнинами СТНУ преимущественно образуются весной и летом с максимальной скоростью ветра на оси (чаще всего в 02.00 местного времени) в районе ночной инверсии [157]. Наиболее благоприятным условием для их формирования [139, 147, 148, 150] является одновременное наличие значительного градиента давления, направленного с запада на восток через Великие Равнины, и мощного потока воздуха со стороны Мексиканского залива (рис. 1.5).

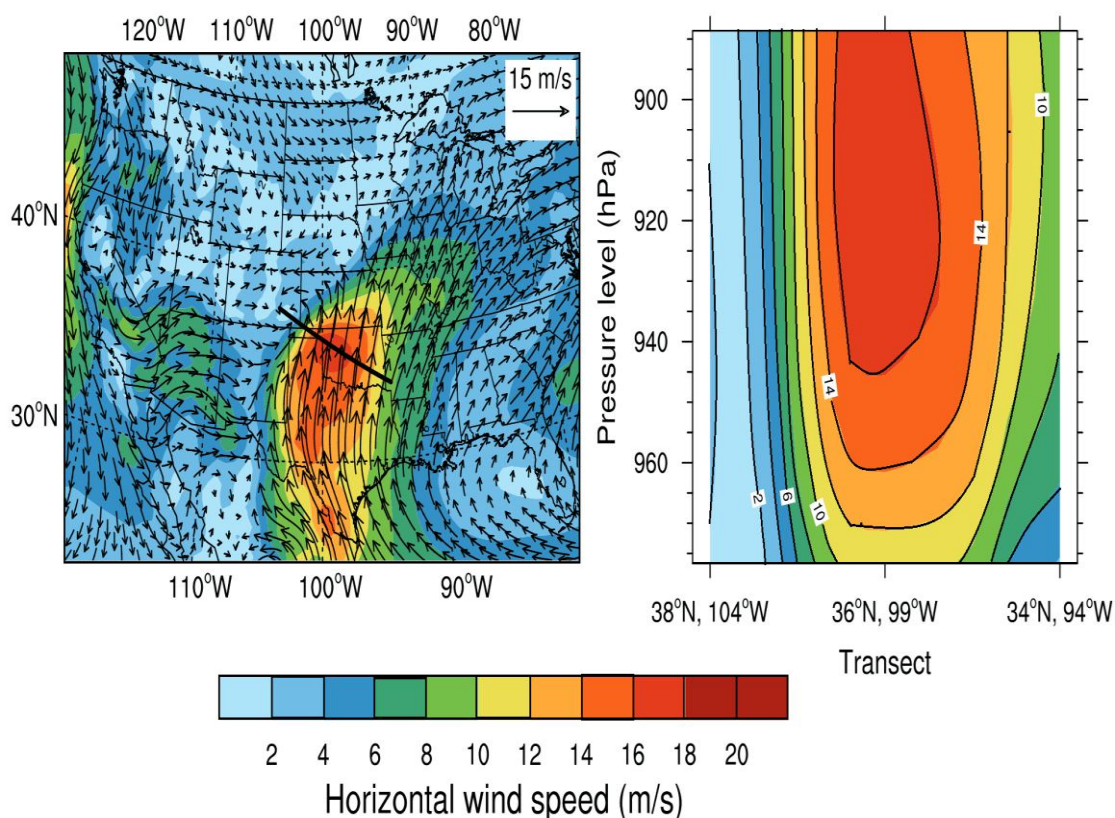


Рис. 1.4. Пример формирования СТНУ над Великими Равнинами [136]

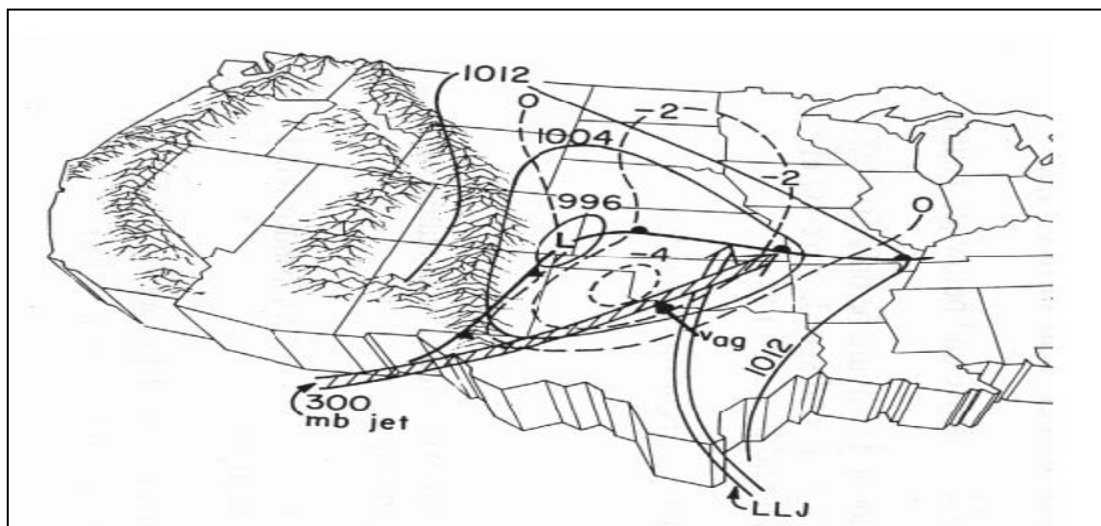


Рис. 1.5. Схема процессов, благоприятных для возникновения СТНУ над Великими Равнинами, США [150]

В [114] предложена гипотеза (рис. 1.6), заключающаяся в том, что струя в нижней тропосфере является механизмом, создающим конвергенцию воздушных течений внизу вертикального вихря и дивергенцию вверху. Авторы гипотезы представили математическую модель процесса формирования торнадо под воздействием низкой струи и считают, что низкие струйные течения над Великими Равнинами служат механизмом, благодаря которому влажный и неустойчивый воздух из Мексиканского залива передвигается на север США и дает осадки. Возникновение мезомасштабных конвективных комплексов над этим регионом также практически всегда связано с наличием СТНУ.

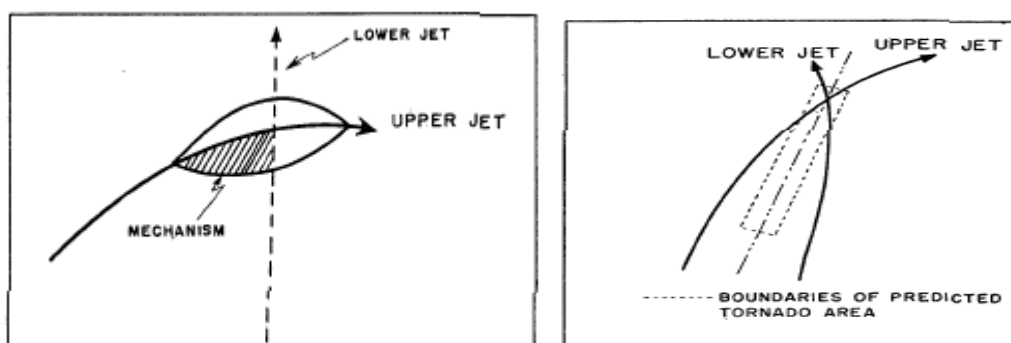


Рис. 1.6. Схема процессов, способствующих возникновению торнадо над Великими Равнинами, США [114]

Таким образом, наличие СТНУ над Великими Равнинами приводит к:

- повышению транспортировки влаги на уровне струи;
- усилению конвергенции потоков около оси струи;
- способствует возникновению ночной грозовой деятельности.

Также известными географическими феноменами являются ночная струя Курин в Австралии (Koorin Jet), дневной австралийский южный Бас-

тер (Southerly Buster) и перуанская СТНУ (Paracas LLJ). Исследование пограничного слоя атмосферы над пустыней Атакама (Чили) выявило формирование двух максимумов скорости ветра: юго-западного в послеполуденные часы и северо-восточного ночью [130].

Сомалийское течение (Somali Jet или African easterly jet) над Восточной Африкой может сохраняться несколько дней круглосуточно летом в пределах 10-20° с.ш. [110]. Указанный феномен влияет на формирование юго-западного муссона и усиливает тропические волны, распространяющиеся через тропическую часть Атлантического и восток Тихого Океана в течение теплого сезона. Наличие потока теплого воздуха над Северной Африкой приводит к возникновению низкой струи, направленной на запад с июня по октябрь.

Существование субтропического антициклона над юго-востоком Тихого Океана обеспечивает формирование низкой струи южного направления над западным побережьем Южной Америки [130] в районе 26-36° ю.ш. Указанная низкая струя в 60% случаев наблюдается весной и летом и приводит к апвеллингу у побережья, влияющим на рыбные ресурсы региона.

В указанных районах СТНУ не является редким явлением, так над Австралией они отмечаются у 19% ночных сроков зимой. Над центральной частью Великих Равнин низкие течения наблюдаются значительно чаще - 30% от числа радиозондирований, особенно над Канзасом и Оклахомой.

Помимо непосредственного влияния на различные сферы деятельности человека, низкие струи находятся в тесной связи с различными опасными и стихийными гидрометеорологическими явлениями [3, 12, 41-43, 48, 60, 61, 95, 100, 109, 114, 127, 142, 144, 158].

В 1966 г Т. Фуджита и др. [126] составили карту различных мезосиноптических объектов (мезоциклонов, мезоантициклонов, мезоочагов тепла и холода и др.) в 11 пунктах, в которых наблюдались торнадо. Характерно, что над всеми этими пунктами вблизи уровня 1000 м (лишь над одним - около 3000 м) наблюдались СТНУ. Уже на расстоянии 200-300 миль от места торнадо низкие струи в срок наблюдения или не отмечались, или находились выше 3000 м. Приведенные выводы подтверждаются Б.С. Хэйджмейером [127], который проанализировал 1448 случаев вторжений торнадо на полуостров Флорида (с 1950 по 1994 гг.) и показал, что наличие струй и сильных сдвигов ветра в нижнем слое атмосферы является "основным ингредиентом" для развития торнадо в указанном регионе.

Поскольку при образовании торнадо характерна неустойчивая стратификация вверху и устойчивая внизу, то прогноз опасных явлений, обычно сопровождающих торнадо, сводится к выяснению механизма реализации неустойчивости нижнего слоя атмосферы.

В.Д. Боннер [117], впервые в 1968 г обобщивший результаты наблюдений за СТНУ на территории США в климатологическом плане, указыва-

ет, что максимальная 10-летняя повторяемость торнадо приходится на среднюю часть Оклахомы, которая расположена в пределах 50 миль от места максимальной повторяемости СТНУ. Помимо того, В.Д. Боннер в своем климатическом обзоре указывает, что территория максимальной повторяемости ночных гроз, выявленная за 20 лет, совпадает с северным участком зоны максимальной повторяемости ночных усиления ветра. По данным В.Д. Боннера [117], ночные грозы чаще всего наблюдаются тогда, когда высота оси СТНУ понижается при возрастающей скорости ветра на оси струи, т.е. интенсификация ночной струи способствует созданию благоприятных условий для образования грозы. Х. Векслер [156] обнаружил, что формирование СТНУ в США характерно для полосы от Южного Техаса до Небраски в пределах $95\text{--}100^\circ$ з.д., и в этом же районе отмечаются сильные ночные грозы.

Следует заметить, что при анализе гроз основное внимание обычно уделяется особенностям термической стратификации, однако при исследовании распределения воздушных потоков часто выявляется низкая струя [83, 109]. Причиной тесной связи ночных гроз и низких струй, по мнению А.К. Блакадера [116], является тот факт, что суточные колебания ветра на нижних уровнях вызывают ночное усиление адвекции холода, которое может быть существенным фактором в увеличении частоты ночных гроз. Ориентация грозовых очагов, в свою очередь, неплохо совпадает с осью максимальных ветров в нижней тропосфере, и, в известной мере, наличие СТНУ определяет продолжительность грозовой деятельности [139].

Формирование дивергенции воздушных потоков в верхней тропосфере и их конвергенции в ПСА над Великими Равнинами наблюдается часто в теплое полугодие, особенно летом. Наличие СТНУ сопровождается жаркую и ветреную погоду с южным приземным ветром или ночные грозы. Основным фактором подобной погоды является перпендикулярное расположение полярного фронта и СТНУ (рис. 1.7).

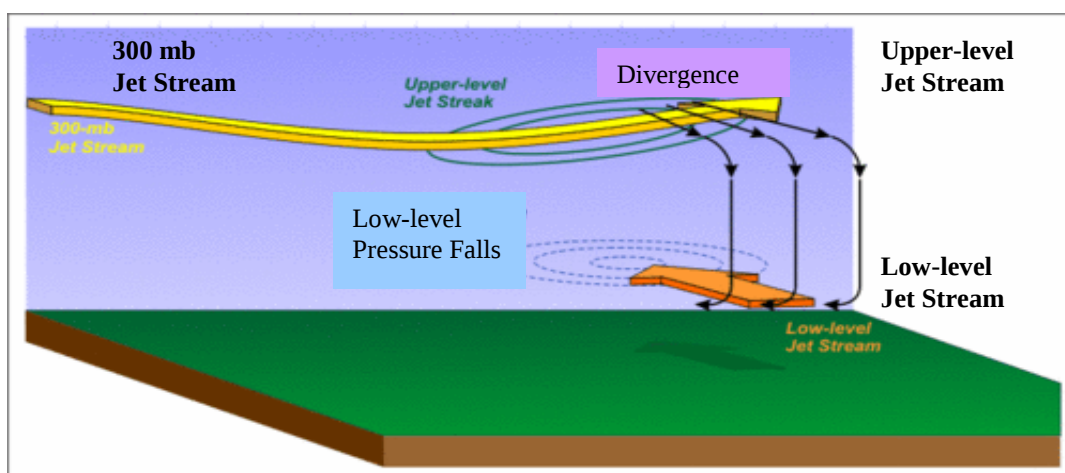


Рис. 1.7. Схема процессов летом над Великими Равнинами, США [136]

Многие авторы обнаруживают взаимосвязь местоположения линии шквалов и области наиболее сильного приземного ветра с высотой оси и интенсивностью СТНУ [3, 41, 48, 80, 95], а также с взаимной ориентацией струйных течений нижних и верхних уровней [13]. Практически всегда низкие струи сопровождают пыльные бури над Украиной [12, 43] и югом России [61].

Во многих случаях СТНУ сопровождаются инверсионным распределением температуры и ослаблением приземного ветра, что иногда, вследствие ослабления вертикального воздухообмена, может привести к накоплению загрязняющих веществ у поверхности земли выше предельно допустимых норм [2, 14, 23, 27, 39, 40, 52].

1.4 Эксперименты по исследованию низких струй в США

Тесная связь, обнаруженная между СТНУ и стихийными явлениями погоды, дала значительный импульс исследованиям в этой области, в том числе и постановке различных экспериментов. Так, начиная с 1 декабря 1997 по 31 марта 1998 г, в течение зимнего Эль-Ниньо-Южного колебания (ЭНЮК), Национальной службой погоды США (U. S. National Weather Service) совместно с университетами Оклахомы и Невады над побережьем Калифорнии и северо-восточной частью Тихого океана был проведен широкомасштабный эксперимент CALJET (California Land-Falling Jets Experiment) по изучению механизма, формирующего интенсивные зимние осадки и сильные ветры. Одной из характерных особенностей исследуемого процесса явилось образование в теплом секторе циклона в пределах нижних 1000 м интенсивных струйных течений (рис. 1.8а,б). Однако перед холодным фронтом струи локализовались выше 1000 м. Такие СТНУ, расположенные внутри внетропического циклона, являются “ключевым фактором” [142] для улучшения прогноза выхода циклона на западный берег США и обеспечения более точных штормовых предупреждений. Для осуществления эксперимента была создана обширная интегрированная наблюдательная система [141, 142], обеспечивающая измерение изменений метеорологических величин внутри штормовой системы и СТНУ (рис. 1.8в) даже на удалении (600–1000 км) от побережья. Дистанционные наблюдения производились с помощью спутниковых измерений и самолетного зондирования с использованием доплеровских локаторов, дроп-зондов и авиационных батитермографов (самопишущих термометров). Рассмотренные в течение CALJET “понижающиеся” циклоны сопровождались широкомасштабными разрушениями, поскольку скорость ветра у земли в них превышала $50 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (1 и 3 октября 1995 г., 11 февраля 1996 г. и 1 января 1997 г.), а количество выпавших осадков составляло более 100 мм за 24 ч (12 ноября 1995 г. и 11 февраля 1996 г.).

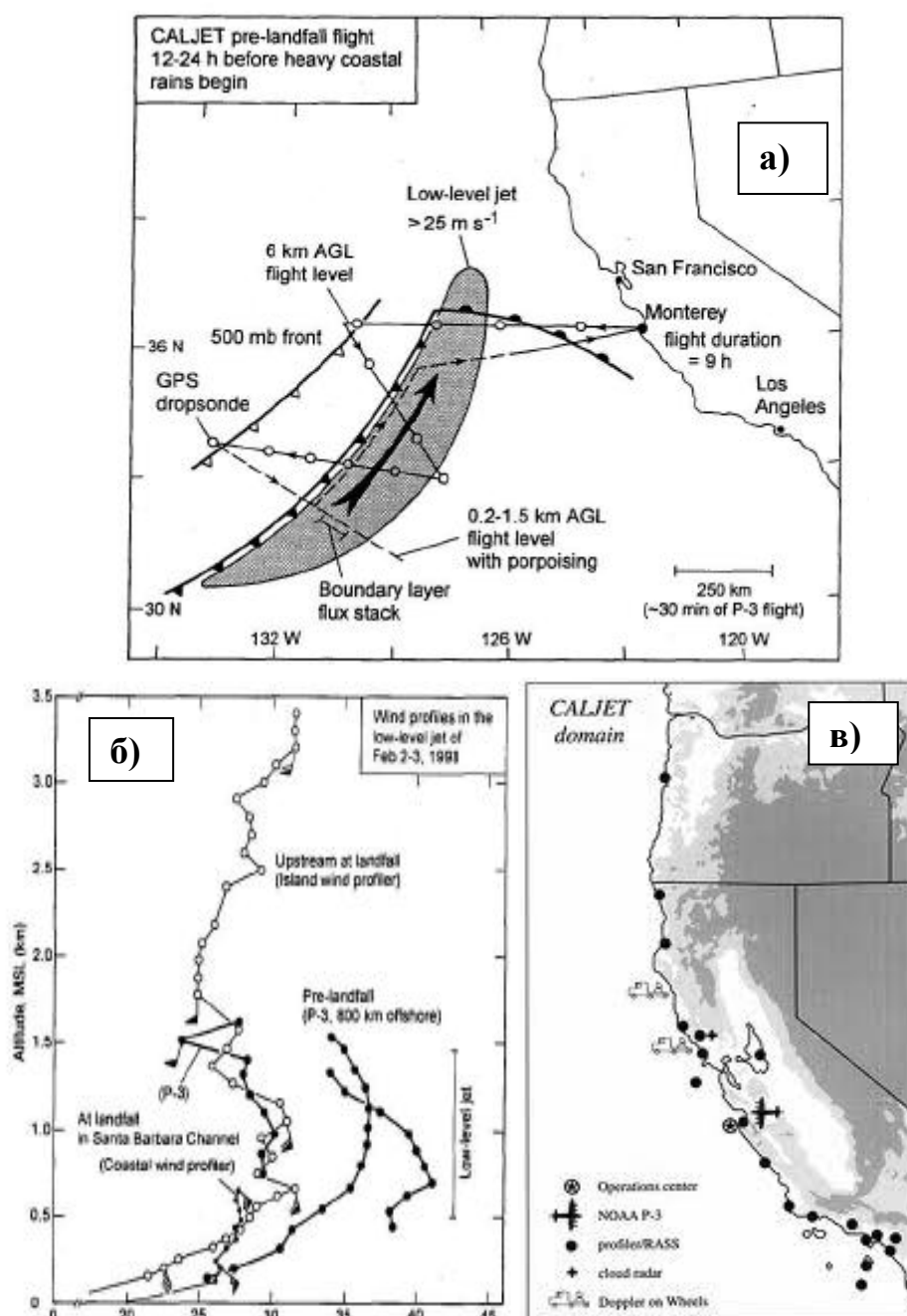


Рис. 1.8. Основные результаты (а, б) и схема полигона эксперимента CALJET, юго-запад США (в) [154]

Низкотропосферные струи могут служить причиной экстремальных осадков в прибрежных районах с наветренной стороны гор [128-130, 158]. В оперативных прогнозах интенсивности осадков и ветра на побережье Калифорнии уже давно используют информацию об интенсивности СТНУ, их расположении и влагосодержании. Так как значительные ошибки в прогнозе величины ключевых параметров происходят из-за ограниченности доступной информации на некотором удалении от берега, то уточнение структурных параметров СТНУ имеет большое значение для повышения

качества прогноза, принимая во внимание то обстоятельство, что это явление играет немаловажную роль в процессе циклогенеза.

Другой экспериментальный проект Atmospheric Radiation Measurement-Cloud and Radiation Test Bed (ARM-CART) проходил в течение нескольких суток в сентябре 2007 г. в штатах Небраска, Канзас и Техас (США) с целью изучения эволюции струи низкого уровня. Массив данных был собран по измерениям на многоуровневой башне и по информации отдаленных (SODAR) датчиков. В ходе реализации проекта установлено, что активность и структура СТНУ хорошо согласуются с данными предыдущих исследований [155]. Изучение ночного ПСА проводилось с помощью региональной системы моделирования атмосферы ARM-CART NBL с высоким разрешением для расчета взаимодействия между движениями различных масштабов. Указанная модель точно смоделировала формирование и распад струи в синоптической ситуации, когда область низкого давления при адвекции тепла с юга заменялась атмосферным гребнем (рис. 1.9).

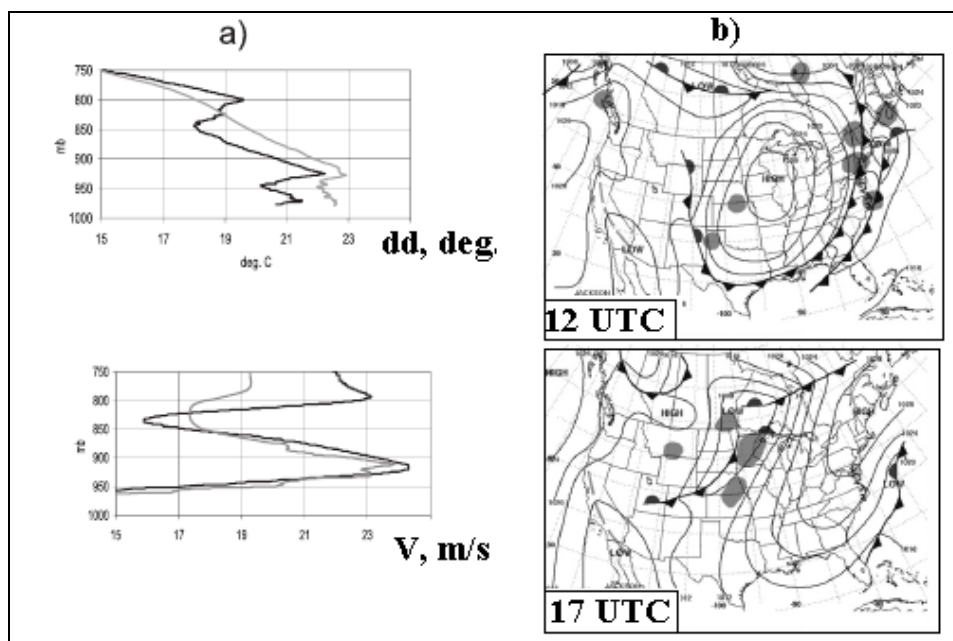


Рис. 1.9. Результаты эксперимента ARM-CART, 18.09.2007 [155]

В сентябре 2003 г. над юго-восточным Колорадо исследователями из лаборатории NOAA системы исследований Земли (Earth System Research Laboratory, ESRL) и Национальной лаборатории возобновляемых источников энергии (National Renewable Energy Laboratory, NREL) начат проект Lamar Low-Level Jet Program (LLLPJ) [125]. Проект финансируется NREL Департамента США энергетики (U.S. Department of Energy, DOE), а отдельные участки проекта получают поддержку от Исследовательского бюро армии США (U.S. Army Research Office). Задачей проекта ставится определение возможности высокого разрешения доплеровского лидара (High-Resolution

Doppler Lidar, HRDL) для оценки ветровых ресурсов и измерения условий турбулентности в слое атмосферы от высоты, на которой расположены турбины, до уровня 300 м.

Актуальность проекта определяется быстро растущим спросом на альтернативную энергию ветра, требующей разработки новых ветровых электростанций и увеличения мощности ветровых турбин, захватывающих более сильные ветры на больших высотах. Важным регионом ветровых ресурсов в США являются Великие Равнины (Great Plains), где основным источником энергии ветра служат ночные струи низкого уровня (nocturnal LLJ). Точные оценки параметров струй, ресурсного потенциала ветра и турбулентной структуры ПСА на высотах расположения роторов турбин очень важно, так как высоты коммерческих турбин доходят до 200-250 м.

В 2001-2003 гг. скоординированными усилиями между DOE, NREL и General Electric Wind Energy (GE Wind) создана программа LLLPJ (рис. 1.10) с целью изучения ветровой структуры низких уровней и турбулентности среды на участке, расположенном примерно в 20 милях к югу от города Ламар, в юго-восточной части штата Колорадо. Участок находится на плато к югу от бассейна реки Арканзас. Локально, местность относительно плоская и однородная, но с более сложными элементами на западе и севере. Выбранный пункт, как часть Великих Равнин, характеризуется частыми, сильными ветрами во все сезоны года, и, таким образом, имеет высокий ресурсный ветропотенциал для использования ветровых турбин. В указанной части штата Колорадо в настоящее время вырабатывается 166 МВт с помощью «зеленой» ветро-электростанции (Green Wind Plant).

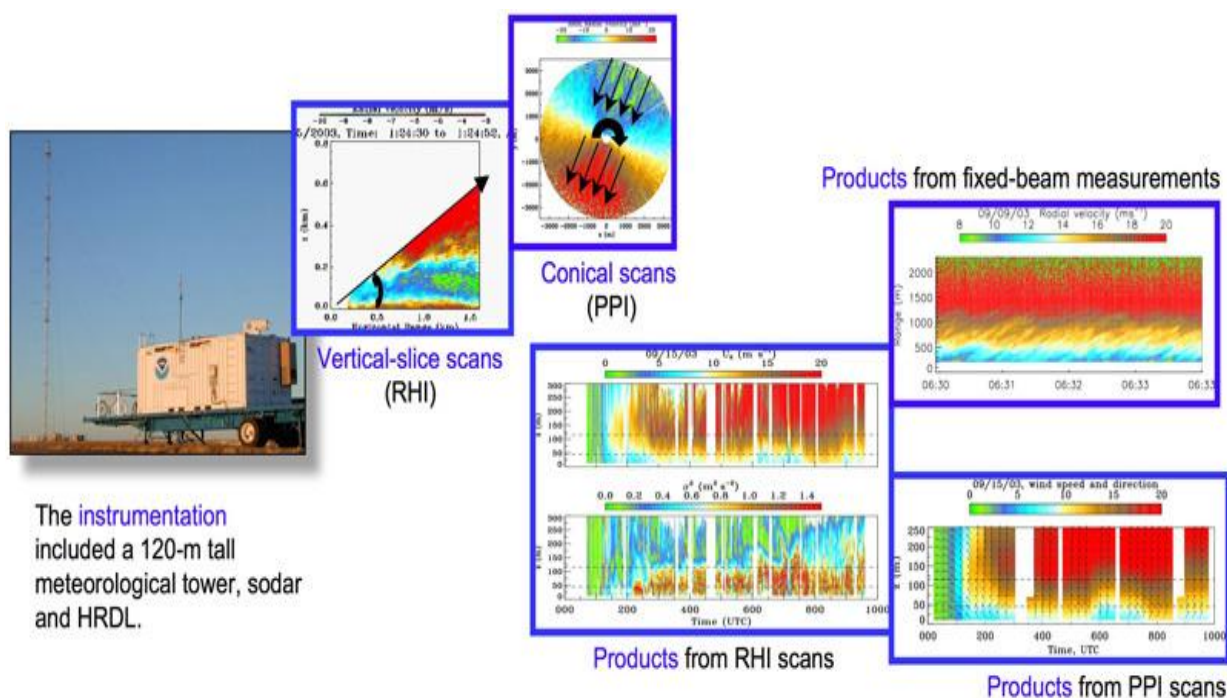


Рис. 1.10. Образцы продукции эксперимента LLLPJ [125]

Измерительные приборы в этом эксперименте располагались на 120-метровой метеорологической башне, установленной GE Wind; использовался акустический профиллер (Profiler или SODAR), эксплуатируемый NREL; также были собраны и обработаны данные акустических анемометров, которые измеряли три компоненты ветра и температуры на четырех уровнях башни 54, 67, 85 и 120 м. В первой половине сентября 2003 года NOAA ESRL присоединился к программе LLLPJ и развернул доплеровские локаторы высокого разрешения (HRDL) для определения средней и турбулентной структуры ветра на высотах уже стоящих и проектируемых турбин, а также для выявления структуры СТНУ, представляющей интерес для ветроэнергетики.

Продукты проекта делают возможным мониторинг воздушного потока (рис. 1.11) с помощью вертикальных разрезов горизонтального ветра (U_H) и турбулентности (σ^2), которые вычисляются по вертикальному срезу сканирования. На рис. 1.11 вертикальная ось показывает высоту над уровнем земли (AGL), а пунктирные линии указывают высоту ротора ветровой турбины (45-115 м). Временные ряды радиальной скорости получены по измерениям при 10° по азимуту.

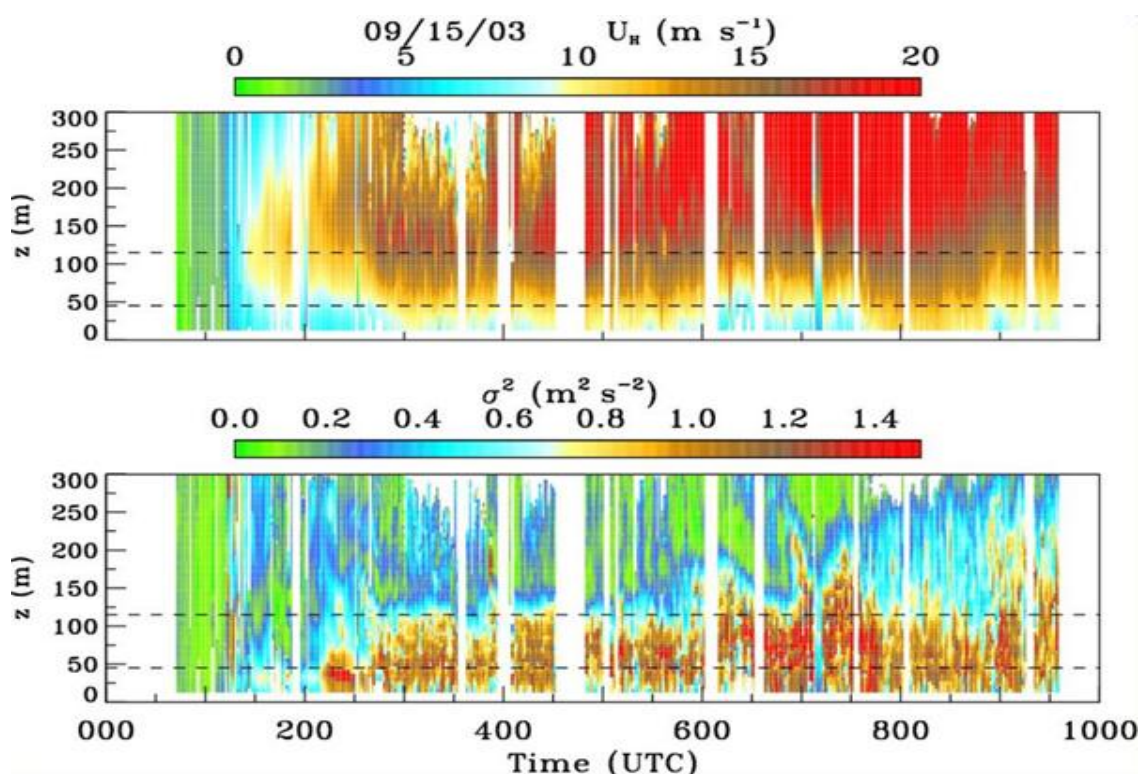


Рис. 1.11. Пример мониторинга низкой струи с помощью ресурсов полигона LLLPJ [125]

Как указывалось выше, в теплое полугодие низкие струи являются основным ресурсом для ветроэнергетики над Великими Равнинами [125] и играют важную роль в формировании сдвига ветра и турбулентности в

слое атмосферы, в котором находятся роторы турбин. Интенсивные сдвиги ветра могут вызвать повреждения турбин, вплоть до их остановки от чрезмерной вибрации.

Во время эксперимента в Ламаре СТНУ присутствуют в 86 % профилей скорости ветра, полученных с 10-минутным интервалом, и большинство из этих струй наблюдаются в ПСА ниже 500 м. Гистограммы интенсивности струи (U_x , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) и высоты (Z_x , м) максимальной скорости для 10-минутных осреднений отображаются на рис. 1.12. Выявлена связь между измеренной HRDL дисперсией скорости ветра и максимумом скорости ветра на оси СТНУ, а именно: максимум СТНУ служит верхней границей для слоя приземной турбулентности. Профили горизонтальной скорости и дисперсии (рис. 1.13), скомпонованные в течение нескольких ночей, показывают самую сильную турбулентность ниже оси низкой струи.

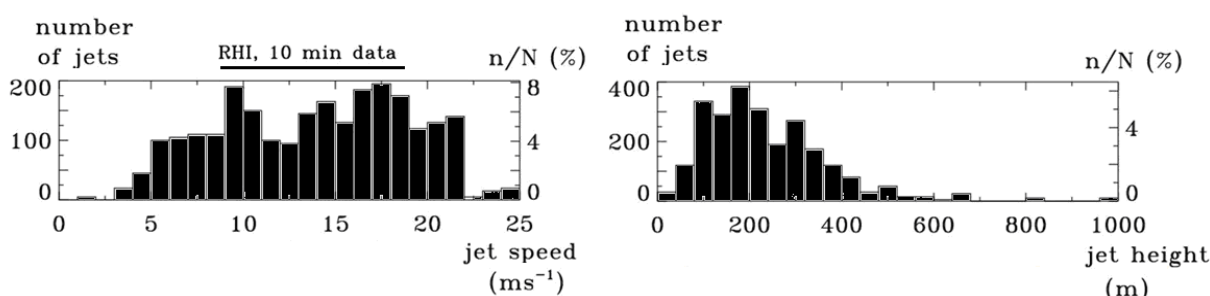


Рис. 1.12. Гистограммы интенсивности и высоты оси СТНУ [119]

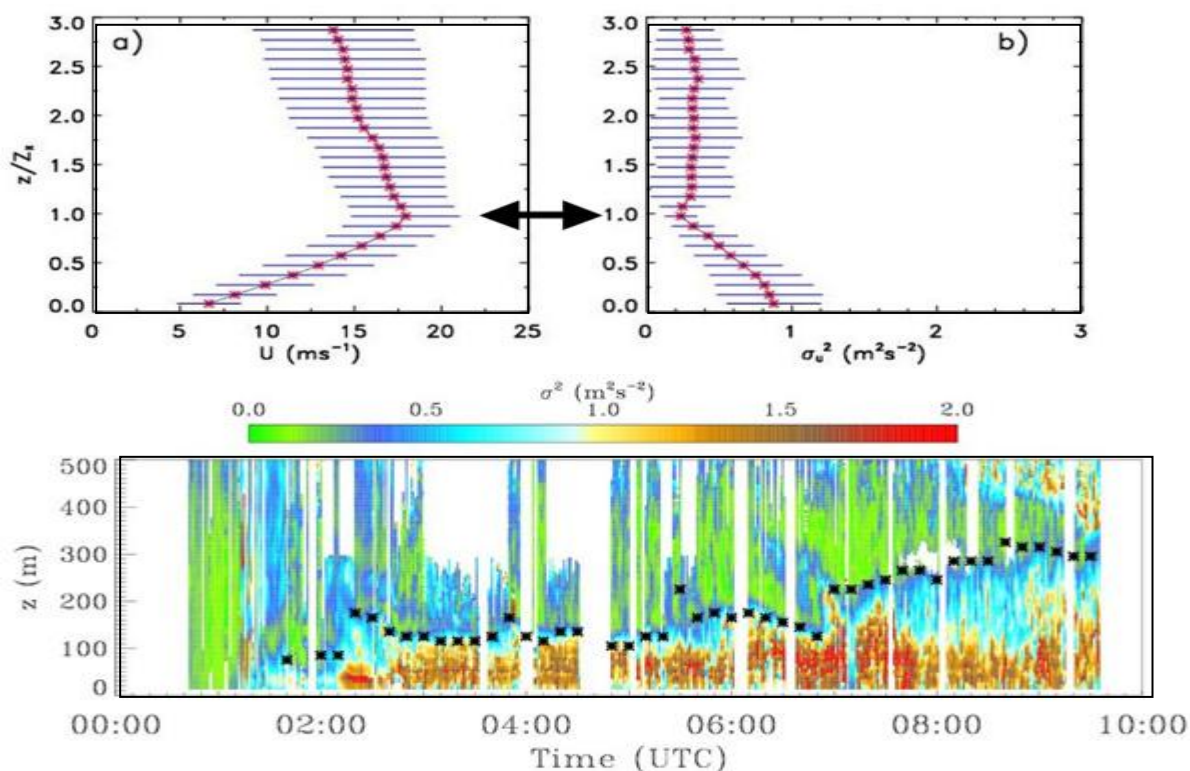


Рис. 1.13. Пример осредненного профиля СТНУ и показателя турбулентности [125]

Таким образом, анализ работ, представленных в этом разделе позволяет сделать вывод о необходимости более детального изучения СТНУ, поскольку низкие струи непосредственно представляют собой серьезную опасность для различных сфер человеческой деятельности и, кроме того, являются неотъемлемой частью механизма формирования ряда стихийных явлений.

1.5 Анализ гипотез физического механизма возникновения и развития струйных течений нижних уровней

Изучение особенностей термического и динамического состояния ПСА при наличии струйных течений нижних уровней началось ещё в 30–40-е годы XX века. В [135] объяснялись суточные колебания ветра в пределах ПСА дневными колебаниями полей давления и температуры, а также суперпозицией местных циркуляций. Один из первых комплексных экспериментов по изучению структуры и климатологии струй был проведен в 40-х годах над югом и юго-востоком США. Причем именно тогда появился термин “струйное течение нижних уровней” или “low-level jet”. Для ночного пограничного слоя была создана первая математическая модель ПСА [116], как одного из приложений классической теории ПСА. А.К. Блакадер предложил свою теорию формирования СТНУ, обратив внимание на то, что ветер в них оказывается сильнее геострофического. Допуская, что барический градиент в период эволюции струи не меняется, автор полагал, что изменения ветра в струе (рис. 1.14) могут происходить только за счет инерционных колебаний скорости ветра, обусловленных суточным изменением активности турбулентного обмена.

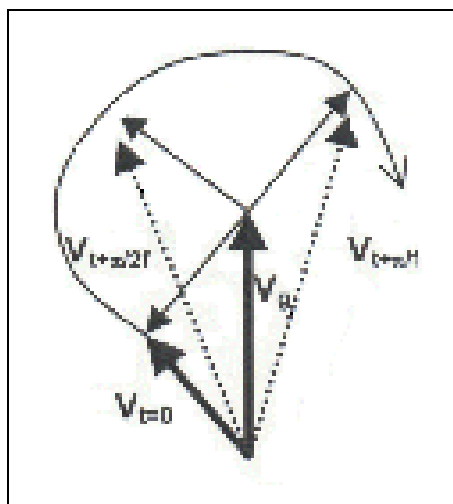


Рис. 1.14. Схема инерционных колебаний скорости ветра, обусловленных суточным изменением активности турбулентного обмена [116]

Такое освобождение “сдержанного дневного трения” приводит к появлению максимума скорости на верхней границе приземной инверсии. Эта гипотеза объясняет суточную эволюцию явления: утреннее обострение и дневное размывание, но не объясняет существование низких струй, сохраняющихся более одних суток. Кроме того, в этой модели для образования СТНУ необходимым условием является наличие инверсии, причем ось струи должна находиться на верхней границе инверсии, тогда как по данным ряда авторов [49, 69, 77 и др.] низкая струя не всегда сопровождается инверсиями, и максимум скорости может располагаться произвольно относительно верхней границы инверсии. Не объясняет данная гипотеза и одновременное существование нескольких СТНУ, хотя такое явление встречается довольно часто [99]. Тем не менее, модель А.К. Блакадера внесла большой вклад в развитие исследований по данному вопросу и получила развитие в современных работах, с включением в нее эффектов параметризации [154, 155] и вертикальных движений [53, 115].

Х. Векслер [156] в 1961 г провел аналогию между СТНУ и Гольфстримом, исходя из того, что Скалистые горы играют роль западной границы системы циркуляции бермудского антициклона, подобно тому, как восточное побережье Северной Америки является западной границей антициклонического вращения в океанической циркуляции. Помимо других условий, образованию низкой струи способствует хорошее развитие субтропического антициклона и его западное расположение. На юго-восток от материка Северной Америки наблюдается интенсивный западный перенос воздуха над районом Карибского моря, а восточное течение, отклоняющееся к северу при приближении к горному барьеру, обеспечивает обильное поступление воздуха в виде сильной южной низкой струи восточнее Скалистых гор. Весной, когда течения такого рода наиболее развиты, воздух на западной периферии течения, нагретый над западным плато, теплее, чем прошедший сравнительно короткий путь над сушей морской воздух на восточной периферии.

Одну из первых гипотез о происхождении СТНУ выдвинул в 1938 г П.А. Молчанов [72], обнаруживший по данным шаропилотных наблюдений в Павловске, что в слое до 1000 м струи чаще наблюдаются зимой в ночные и утренние часы и образуются при наличии инверсий и изотермий, а само усиление ветра происходит при такой ориентации изобар и изотерм, когда области низкого давления соответствует очаг холода.

В 1966 г вышла работа П.А. Воронцова [15], где впервые выделено четыре типа СТНУ: ночные, орографические, термические и общециркуляционные. Если первые три типа связаны с конкретными физико-географическими условиями, то общециркуляционные струи, занимают сравнительно большую площадь и существуют в течение нескольких суток, развиваясь, в основном, в барических образованиях циклонического типа. Очевидно, источником энергии, вызывающим сверхгеострофическое

увеличение скорости ветра на площади в сотни км², могут быть только процессы макромасштаба, связанные с резко выраженными фронтальными разделами и активно развивающимися циклонами. Кроме того, П.А. Воронцов провел сравнительный анализ возможных механизмов образования СТНУ и пришел к выводу, что основной причиной формирования низкой струи является резкое уменьшение турбулентного трения в зоне струи, благодаря чему создаются условия для скачкообразного роста скорости ветра, что согласуется с гипотезой А.К. Блакадера.

В работах Л.З. Проха [83, 84], изучавшего СТНУ над Украиной, также показано преимущественное образование низких струй в областях циклонической циркуляции, что нашло подтверждение в [30, 34, 57 и др.], выполненных по материалам того же региона. Детальные исследования циклонических струй, проведенные М.А. Мастерских [64, 65], подтверждают, что струи в этих барических образованиях, как правило, связаны с прохождением фронтальных разделов. Этим автором предложен метод прогноза скорости ветра на оси фронтального СТНУ.

Поскольку низкотропосферные струи обнаруживаются не только в циклонических полях, но и в областях антициклонической циркуляции, многие исследователи искали связь явления с различными типами инверсий. Так, В.Г. Глазунов [16] указывает, что сильные сдвиги ветра, обусловленные наличием пиков скорости ветра в нижнем 500-метровом слое, формируются в условиях устойчивой стратификации. В процессе исследования инверсий, сопровождающих СТНУ, отмечено, что при наличии сильного сдвига ветра в слое инверсии развивается турбулентность, причем инверсия сохраняется [26]. Как показано в [9, 10], в случае инверсии турбулентность является весьма специфической (квазидвумерной), т.е. при которой практически отсутствует вертикальный компонент. Такой режим возникает, если сначала формируется инверсия, а потом усиление ветра. Кроме того, в подобных ситуациях появляются внутренние волны неустойчивого типа с периодом колебаний около 3–4 минут. В [16] сделаны выводы о наличии связи скорости ветра на оси струи со скоростью градиентного ветра в случаях с адвекцией тепла или холода и о резком ослаблении этой связи при отсутствии адвекции, что свидетельствует о различной природе формирования феномена СТНУ в указанных условиях и иллюстрирует его сложность и многообразие.

М.С. Шелковников [107], исследуя струи в грозовую погоду, придерживался мнения, что существование низких струй обусловлено наличием вихря с горизонтальной осью, размеры которого составляют по вертикали 100–120 м и по горизонтали 7–8 км. Такие “сплюснутые” вихри чаще образуются под грозовыми облаками и с подветренной стороны горных хребтов, для них характерны слабая турбулентность и значительные нисходящие потоки. Однако, Т. Фуджита [126] предлагает несколько иную гипотезу; на его взгляд низкие струи под кучево-дождевой облачностью форми-

руются в результате растекания холодного воздуха, захватываемого ливневыми осадками, без участия в этом вихревых процессов.

Начиная с 60-х годов XX века, стали появляться гипотезы о связи СТНУ и внутренних гравитационных волн (ВГВ), развивающихся в приземной или приподнятой инверсиях [75, 103, 112, 113, 121 и др.]. Так, Н.И. Новожиловым в 1961 г предложена гипотеза о возникновении СТНУ в зонах волнообразных движений. По мнению автора, если бегущая волна захватывает лишь определенный слой, ограниченный сверху и снизу невозмущенными потоками, то с наибольшей амплитудой колеблются частицы, находящиеся в середине этого слоя. Все остальные частицы будут колебаться с меньшими амплитудами, а с удалением от середины слоя вверх или вниз колебания будут менее значительными. При этом, в результате несжимаемости среды, на одних участках наблюдается сгущение линий тока, на других – их разрежение. Сгущение в области ложбины происходит в нижней половине слоя, в области гребня – в верхней (рис. 1.15). Зона наибольшего сгущения, т.е. низкое струйное течение, будет ограничена сверху и снизу слоями с меньшими скоростями ветра. Волновой характер явления подтверждается как наличием волнистых облаков вблизи их уровней, так и колебанием самих уровней низких струй во времени и пространстве. Согласно выдвинутой гипотезе, усиление ветра должно происходить только в задерживающих слоях, ближе к их верхней границе. Однако, низкие струи, как показано в [9, 22, 23, 27 и др.], могут наблюдаться как выше, так и ниже слоя инверсии, либо отсутствовать. К тому же, волновое движение объясняет сравнительно небольшое возрастание скорости ветра при условии незначительного (порядка 100 м) колебания амплитуды инверсионной волны [15].

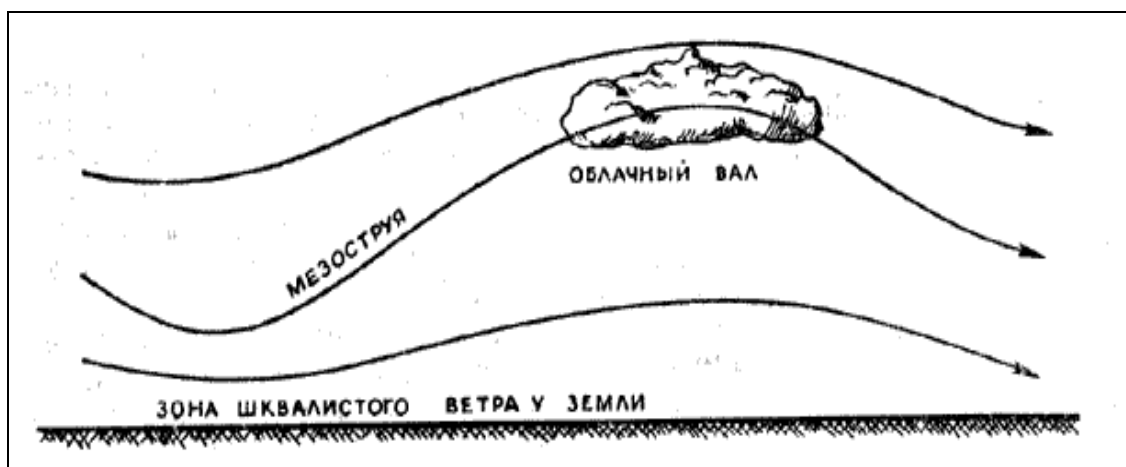


Рис. 1.15. Схема влияния СТНУ на формирование волнистых облаков [77]

Ряд исследователей предусматривают возникновение СТНУ в моделях гидродинамической неустойчивости, в частности, Кельвина-Гельмгольца

[9, 104, 144 и др.]. Так, в 1987 г американские исследователи Жоу Юн и Г.К. Уолтер [160], проанализировав динамику крупномасштабной гравитационной волны, сформировавшейся в ПСА над штатами Виржиния и Каролина, США, пришли к выводу, что наиболее вероятным механизмом развития волны является неустойчивость нижних слоев атмосферы при сильном сдвиге ветра. Американский ученый Н.А. Крук [121] в 1988 г. представил теоретическую модель образования и развития гравитационной волны, в которой СТНУ и инверсия являются наиболее вероятными механизмами реализации энергии волны, и дал более полное обоснование факта наличия струи при неустойчивости Кельвина-Гельмгольца, чем в [144]. Сравнивая гипотезы, предполагающие волновую природу СТНУ, отметим, что в отличие от гипотезы Н.И. Новожилова, носящей скорее качественный характер, в работах [104, 112, 113, 116, 144, 158, 160] представлено математическое описание взаимосвязи СТНУ и волновых движений. Но, к сожалению, результаты моделей не вполне подтверждаются реальными данными, тогда как выводы Н.И. Новожилова основаны на фактических материалах учащенных шаропилотных зондирований и наблюдениях за эволюцией облачности.

Таким образом, предложено множество гипотез, довольно хорошо работающих в одних условиях и практически неприменимых в других. Низотропосферные струи наблюдаются при любом типе атмосферной циркуляции, на фоне как резких изменений метеорологических величин, так и при постепенной трансформации свойств воздушной массы, при этом стратификация температуры воздуха также может быть различной (устойчивой, безразличной и неустойчивой). Обнаружены как фронтальные, так и внутримассовые струи.

Приведенные в настоящем разделе сведения свидетельствуют об участии различных механизмов в формировании и развитии СТНУ. Низкие струи, образующиеся при различных условиях, по-видимому, имеют разную физическую природу (например, ночное усиление ветра в области приземной инверсии и струя под конвективным облаком), и это следует учитывать при исследовании явления.

2 КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ОСНОВНЫХ ПАРАМЕТРОВ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ НИЖНИХ УРОВНЕЙ

2.1 Пространственно-временная изменчивость структурных параметров низких струй над Украиной

2.1.1 Статистический анализ среднесезонной повторяемости и структуры низких струй над Украиной

При изучении того или иного метеорологического явления традиционно проводят анализ его повторяемости в зависимости от времени года и суток, метеорологических условий и синоптических ситуаций. Такой подход позволяет выявить некоторые закономерности, характеризующие исследуемое явление, его генезис и эволюцию. В этой книге проведен подробный анализ повторяемости струйных течений нижних уровней и их структурных параметров над станциями Украины, отличающимися различными физико-географическими условиями, а также выполнено сравнение с результатами других исследований.

Струйные усиления ветра в нижних слоях атмосферы над территорией Украины распространены практически повсеместно и отмечаются относительно редко – от 2 до 10 % от общего числа радиозондирований за год. Как правило, СТНУ сохраняются в течение 1-2 сроков зондирования и лишь в отдельных случаях – 24 ч и более. Время существования СТНУ, в большей степени, определяется типом и продолжительностью существования синоптической ситуации, так, рекордная продолжительность этого явления – более 4 суток (102 ч) зафиксирована над Симферополем [20, 51] в условиях стационарного антициклона, который сохранялся в течение этого периода.

Анализ пространственно-временного распределения СТНУ над Украиной (табл. 2.1) начнём с рассмотрения повторяемости и средних по сезонам значений структурных параметров СТНУ, а также их 95 % доверительных интервалов. Для учета суточного хода градация «день» включает в себя наблюдения за сроки 06 и 12 UTC, а «ночь» - 18 и 00 UTC. Как видно из табл. 2.1, характерной чертой СТНУ является годовой ход повторяемости, так как в большинстве случаев максимум приходится на зимние месяцы, а минимум – на летние. Эта закономерность особенно ярко выражена для равнинных станций.

Так, над Симферополем, Харьковом, Шепетовкой и Киевом зимой СТНУ наблюдаются в 3-8 раз чаще, чем летом, что, вероятнее всего, обусловлено либо наличием в холодный период года мощных радиационных инверсий в антициклоне, либо прохождением над территорией Украины активных южных и атлантических циклонов. Причем зимой ночные струи

Таблица 2.1 – Повторяемость и среднесезонные значения структурных параметров СТНУ над Украиной (1975-1995гг)

Станция	Сезон	Повторяемость				Vo, м·с ⁻¹		Vmax, м·с ⁻¹		ΔH, м		H ₀ , м			
		ночь		день		ночь	день	ночь	день	ночь	день	ночь	день		
		ч.с.	%	ч.с.	%										
1	2	3	4	5	6	7		8		11		13		14	
Киев	Зима	148	8	138	8	21 ± 0,6		21 ± 0,6		30	29	620 ± 42	650 ± 44	850 ± 41	920 ± 42
	Весна	162	9	138	8	22 ± 0,5		20 ± 0,6		30	27	450 ± 37	480 ± 40	950 ± 42	990 ± 49
	Лето	51	3	49	3	19 ± 0,9		21 ± 0,9		25	25	300 ± 59	340 ± 60	850 ± 61	940 ± 62
	Осень	47	3	65	4	21 ± 1,1		20 ± 0,9		27	26	500 ± 66	540 ± 55	700 ± 63	750 ± 54
Кривой Рог	Зима	179	10	155	9	20 ± 0,4		20 ± 0,5		38	34	640 ± 37	610 ± 38	620 ± 41	520 ± 47
	Весна	69	4	56	3	20 ± 0,8		19 ± 0,9		27	33	450 ± 58	410 ± 63	420 ± 64	540 ± 69
	Лето	121	7	35	2	18 ± 0,4		19 ± 0,8		24	26	850 ± 35	350 ± 63	360 ± 45	270 ± 88
	Осень	164	9	74	4	20 ± 0,4		21 ± 0,5		25	33	410 ± 31	430 ± 44	400 ± 41	450 ± 63
Львов	Зима	144	8	193	11	20 ± 0,4		22 ± 0,3		32	36	490 ± 40	400 ± 30	810 ± 48	790 ± 40
	Весна	128	7	120	7	21 ± 0,4		18 ± 0,4		26	28	340 ± 43	280 ± 42	620 ± 48	760 ± 46
	Лето	108	6	72	4	17 ± 0,4		18 ± 0,6		30	21	230 ± 42	230 ± 51	520 ± 47	540 ± 55
	Осень	128	7	160	9	19 ± 0,4		19 ± 0,4		36	35	260 ± 39	330 ± 34	510 ± 46	580 ± 40
Одесса	Зима	196	11	172	10	20 ± 0,5		18 ± 0,5		36	33	690 ± 34	500 ± 35	610 ± 30	610 ± 31
	Весна	167	9	142	8	22 ± 0,6		20 ± 0,5		24	30	530 ± 32	520 ± 33	550 ± 30	590 ± 35
	Лето	183	10	132	7	18 ± 0,4		19 ± 0,5		25	22	360 ± 25	380 ± 28	600 ± 24	940 ± 26
	Осень	122	7	117	6	20 ± 0,4		19 ± 0,5		26	24	560 ± 34	450 ± 35	610 ± 30	780 ± 31
Симфери- поль	Зима	182	10	170	9	21 ± 0,5		19 ± 0,5		34	34	770 ± 33	750 ± 36	950 ± 32	940 ± 48
	Весна	33	2	70	4	21 ± 0,8		19 ± 0,7		20	37	450 ± 79	440 ± 53	790 ± 71	740 ± 50
	Лето	25	1	25	1	19 ± 1,0		18 ± 1,2		20	21	380 ± 84	300 ± 86	730 ± 90	720 ± 79
	Осень	41	2	41	2	20 ± 0,6		19 ± 0,7		30	20	420 ± 66	360 ± 65	700 ± 60	760 ± 62

Продолжение табл. 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ужгород	Зима	161	9	183	10	18 ± 0,3	19 ± 0,3	26	25	690 ± 31	730 ± 30	1350 ± 29	1450 ± 28
	Весна	122	7	43	2	19 ± 0,4	29 ± 0,6	32	55	560 ± 34	660 ± 57	1150 ± 31	1630 ± 50
	Лето	65	4	30	2	18 ± 0,5	18 ± 0,8	22	22	480 ± 50	470 ± 76	1240 ± 50	1410 ± 57
	Осень	57	3	22	1	18 ± 0,6	17 ± 0,9	21	18	270 ± 56	470 ± 85	990 ± 44	1030 ± 65
Харьков	Зима	143	8	214	12	22 ± 0,6	20 ± 0,3	31	30	790 ± 41	800 ± 25	840 ± 50	870 ± 29
	Весна	34	2	80	4	19 ± 1,1	19 ± 0,5	30	31	600 ± 75	430 ± 45	680 ± 101	760 ± 46
	Лето	21	1	50	3	18 ± 1,1	19 ± 0,6	26	33	410 ± 82	400 ± 53	690 ± 117	940 ± 58
	Осень	34	2	84	5	19 ± 0,8	19 ± 0,5	26	26	580 ± 70	440 ± 42	730 ± 96	830 ± 45
Черновцы	Зима	239	13	225	13	22 ± 0,5	20 ± 0,4	37	29	750 ± 28	510 ± 29	970 ± 45	920 ± 27
	Весна	77	4	19	1	20 ± 0,7	18 ± 1,2	25	19	450 ± 49	350 ± 98	910 ± 58	800 ± 96
	Лето	48	3	14	1	19 ± 0,7	18 ± 1,3	21	18	620 ± 57	300 ± 103	740 ± 77	730 ± 96
	Осень	81	5	53	3	22 ± 0,6	20 ± 0,7	30	26	540 ± 45	650 ± 57	830 ± 57	940 ± 56
Шепетовка	Зима	259	14	191	11	21 ± 0,4	20 ± 0,5	30	29	720 ± 33	820 ± 39	990 ± 39	1060 ± 42
	Весна	94	5	65	4	19 ± 0,7	21 ± 0,7	34	30	580 ± 51	350 ± 55	1080 ± 46	1000 ± 53
	Лето	54	3	32	2	19 ± 0,7	18 ± 1,0	24	25	500 ± 65	460 ± 88	960 ± 62	1160 ± 80
	Осень	65	4	32	2	21 ± 0,6	21 ± 0,9	27	26	480 ± 56	590 ± 81	920 ± 53	960 ± 78

чаще всего отмечаются над Черновцами и Шепетовкой (13 и 14 % от общего числа зондирований за сезон), а реже всего – над Киевом, Харьковом и Львовом (8 %). В дневной срок зимой наибольшее число случаев СТНУ зафиксировано над Черновцами (13 %), а наименьшее – над Киевом (8 %). Весной и осенью, как правило, СТНУ практически равновероятны, за исключением Киева, где весной струи формируются в 2-3 раза чаще, чем осенью. Летом, как ночью (10 %), так и днем (7 %), максимум повторяемости низкотропосферных струй приходится на причерноморскую станцию Одесса, возможно, вследствие формирования СТНУ на кольце бризовой циркуляции.

Годовой ход отчетливо прослеживается по значениям основных структурных параметров СТНУ. Так, зимой мощность низких струй над Украиной преимущественно составляет 500-700 м, а летом 200-400 м. Наиболее мощные струи отмечаются над Харьковом и Шепетовкой, а наименее мощные – над Кривым Рогом. Высота оси СТНУ также изменяется по сезонам, но в большей степени определяется рельефом местности. Самые низкие СТНУ со средней высотой оси 220–340 м наблюдаются над Кривым Рогом, высота расположения которого является наименьшей среди украинских станций (50 м). В горах, как правило, струи формируются выше, чем над предгорьями. Так, над Закарпатьем (Ужгород) ось струи, в среднем, расположена на высотах от 990 до 1450 м, а над Предкарпатьем (Львов, Черновцы) – от 510 до 970 м, что согласуется с исследованиями по данному региону [22, 25, 28, 84 и др.]. Как известно из [4, 7, 31, 71, 73, 74, 105, 106 и др.], зависимость высоты оси СТНУ от рельефа местности также характерна для горных систем Западной Сибири, Средней Азии и Казахстана, Сахалина и других регионов Земли.

Интенсивность низкотропосферных струй увеличивается от лета к зиме – $17\text{--}20$ и $18\text{--}22 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, соответственно. Как будет показано в главе 3, над Украиной формирование наиболее интенсивных СТНУ в холодное полугодие, как правило, наблюдается при выходе южных и прохождении активных северо-западных циклонов. Для сравнения, над северными районами Восточно-Европейской равнины образование интенсивных низких струй связано с перестройкой барического поля в переходные сезоны [31, 107]. Таким образом, тип и активность барических образований, определяющих погодные условия над какой-либо территорией, в значительной степени обуславливает интенсивность низких струй. Также прослеживается зависимость от географического расположения станции, рельефа местности и особенностей ландшафта - над регионами со сложной орографией чаще формируются интенсивные СТНУ. Так, максимальная скорость ветра на оси СТНУ на территории Украины в течение последних 25 лет отмечена над Ужгородом - $55 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ [30], тогда как в среднем интенсивность струй над этим пунктом составляет $17\text{--}19 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Суточный ход характеристик СТНУ над большинством регионов одинаков: ночью струи наблюдаются чаще и

выражены более четко, чем днем.

Исследование пространственно-временной изменчивости параметров того или иного явления предполагает анализ его статистических характеристик и установление эмпирических законов распределения. Так, показатели рассеяния значений скорости ветра довольно постоянны и колеблются от 2 до 4. Наименьшие значения среднеквадратических отклонений скорости ветра на оси СТНУ (σ_{v_0}) отмечаются летом (1,9–3,1), а наибольшие – зимой (2,1–3,9), что, по-видимому, обусловлено преобладанием больших скоростей ветра на оси СТНУ зимой. По этой же причине в ночной срок σ_{v_0} больше, чем днем. Пониженные величины σ_{v_0} характерны для Львова и Ужгорода, а повышенные – для Киева.

Изменчивость высоты оси (σ_{H_0}) и мощности ($\sigma_{\Delta H}$) низких струй варьирует от 160 до 270 и от 170 до 350 м, соответственно (табл. 2.1). Зимой величины σ_{H_0} и $\sigma_{\Delta H}$ достигают наибольших значений, а летом – наименьших. Различия между дневной и ночной изменчивостью незначительны для всех станций. Наименьшие значения σ_{H_0} и $\sigma_{\Delta H}$ наблюдаются над Ужгородом, для которого характерны высокие струи, а относительно большие σ_{H_0} и $\sigma_{\Delta H}$ – над Кривым Рогом, Черновцами и Шепетовкой.

Значения коэффициентов асимметрии интенсивности струи над всей Украиной положительны и превышают 0,65, величины эксцесса также выше нуля. Коэффициенты асимметрии для мощности и высоты оси СТНУ положительны. Коэффициенты эксцесса для мощности колеблются от 0,25 до 1,26, для высоты оси струи они не превышают 1. Приведенные результаты подтверждают выводы обширного статистического исследования, проведенного по 10-летнему ряду для той же территории [22].

Более 30 лет в Одесском экологическом университете проводится изучение СТНУ над Украиной и другими регионами. За такое продолжительное время под руководством Ивус Г.П. подготовлены и защищены кандидатские диссертации В.Е. Тимофеева, Сельсо Пасос Альберди (Куба), Хаджи-Страти Е.Д. и автора монографии Семергей-Чумаченко А.Б. [91]. Работы по подбору распределения статистических характеристик СТНУ выполнены на кафедре теоретической метеорологии и метеорологических прогнозов (с октября 2015 г. – метеорологии и климатологии) ещё в 80-90-х гг. прошлого столетия [22, 25, 28-33], и обнаруженные свойства эмпирических распределений параметров низких струй дали возможность применить для их выравнивания распределения Максвелла, Релея, Пирсона типа III, Шарлье типа А, нормальное и Джонсона. Для проверки соответствия эмпирического распределения теоретическому использовался критерий Пирсона на 5%-ом уровне значимости, и выявлено, что наиболее эффективно применение распределения Джонсона, семейство В.

Принимая во внимание, что распределение параметров СТНУ отличается от нормального, целесообразно наряду со средними значениями использовать модальные. Как видно из табл. 2.2, модальные значения основ-

Таблица 2.2 - Модальные значения характеристик СТНУ
над Украиной (1975-1995 гг.)

Станция	Сезон	V ₀ , м·с ⁻¹		ΔH, 10 ² м		H ₀ , 10 ² м	
		ночь	день	ночь	день	ночь	день
Киев	Зима	18	18	4-5	4-5	4-5	5-6
	Весна	18	17	3-4	4-5	6-7	5-6
	Лето	16	17	1-2	1-2	4-5	5-6
	Осень	17	17	3-4	2-3	4-5	4-5
Кривой Рог	Зима	18	17	2-3	2-3	1-2	2-3
	Весна	18	16	2-3	1-2	2-3	2-3
	Лето	16	17	1-2	1-2	2-3	1-2
	Осень	17	17	1-2	2-3	2-3	1-2
Львов	Зима	18	19	2-3	2-3	5-6	5-6
	Весна	18	16	2-3	1-2	4-5	5-6
	Лето	16	16	1-2	1-2	3-4	3-4
	Осень	17	17	1-2	1-2	3-4	3-4
Одесса	Зима	18	18	4-5	3-4	3-4	3-4
	Весна	20	17	3-4	3-4	3-4	3-4
	Лето	16	16	1-2	2-3	4-5	5-6
	Осень	18	17	2-3	2-3	4-5	5-6
Симферополь	Зима	19	17	4-5	4-5	5-6	5-6
	Весна	19	17	2-3	2-3	5-6	4-5
	Лето	17	16	2-3	1-2	4-5	4-5
	Осень	18	17	1-2	2-3	4-5	4-5
Ужгород	Зима	16	17	4-5	5-6	6-7	6-7
	Весна	17	17	4-5	5-6	5-6	7-8
	Лето	16	16	3-4	3-4	6-7	6-7
	Осень	16	16	3-4	3-4	5-6	5-6
Харьков	Зима	18	17	5-6	5-6	4-5	4-5
	Весна	17	16	4-5	2-3	4-5	4-5
	Лето	17	17	2-3	2-3	4-5	6-7
	Осень	16	16	3-4	2-3	5-6	6-7
Черновцы	Зима	19	18	5-6	3-4	5-6	6-7
	Весна	18	16	3-4	2-3	5-6	5-6
	Лето	17	16	3-4	1-2	4-5	5-6
	Осень	19	18	3-4	4-5	5-6	6-7
Шепетовка	Зима	19	18	5-6	5-6	5-6	6-7
	Весна	17	19	3-4	2-3	6-7	6-7
	Лето	17	17	3-4	3-4	5-6	6-7
	Осень	18	19	2-3	4-5	5-6	5-6

ных характеристик низкотропосферных струй смещены в сторону более низких значений. Так, если в среднем скорость ветра на оси струи над Украиной составляет $19\text{--}20\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, то ее наиболее вероятные значения колеблются от 16 до $18\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, то есть менее интенсивные струи формируются чаще. Такая же закономерность характерна для мощности и интенсивности явления.

Над Одессой, Кривым Рогом, Харьковом и Черновцами наблюдалось такое интересное явление как “каскадные” струи, т.е. струи с двумя пиками скорости. Хорошее, а точнее единственное, объяснение происхождению низких струй с двумя и более пиками скорости ветра дает гипотеза Н.И Новожилова [75], которая причиной возникновения СТНУ полагает сгущение линий тока в области гребня и ложбины волны. Согласно [30] примерно 8 % всех дней с СТНУ характеризуется наличием одновременно двух, трех и даже четырех струй различной интенсивности, причем каждая струя развивается независимо от нижележащей. Поэтому каждое струйное усиление ветра в настоящей работе рассматривается как самостоятельное явление. Наиболее интенсивные двойные СТНУ в исследуемый период зафиксированы ночью над Харьковом и Черновцами, где скорость ветра на осях нижних струй достигает 26 и $24\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, соответственно, а на верхних 26 и $28\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Большинство “каскадных” струй отмечено над Кривым Рогом, однако их интенсивность не превышает $20\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, в ряде случаев второй максимум располагается ниже первого и его скорость меньше $15\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Не исключено, что частое формирование двойных низких струй над Кривым Рогом обусловлено расположением станции в центральной части Криворожской котловины. Здесь зимой скапливается холодный устойчиво стратифицированный воздух, над которым при этом формируются значительные сдвиги ветра, что приводит к возникновению волнообразных движений и образованию максимумов ветра в области наибольшего сгущения линий тока.

Таким образом, СТНУ наблюдаются над всеми физико-географическими регионами Украины в течение любого сезона. Генезис и эволюция явления, а также пространственно-временная изменчивость его параметров обуславливается взаимодействием макро- и мезомасштабной циркуляции и географическим фактором.

2.1.2 Особенности формирования низких струй теплого полугодия над Украиной

Поскольку с середины 90-х годов обеспеченность данными радиозондирования ухудшилась, а именно: большинство станций стало осуществлять только ночные запуски (00 UTC), поэтому при анализе явления с использованием современной радиозондовой информации целесообразно оценить её качество. Так, рассматривая аэрологические материалы за пе-

риод 2001-2007 гг. видно (табл. 2.3), что лучшая информационная обеспеченность отмечена в Киеве и Харькове, где она колеблется от 85 до 95% и от 77 до 93%, соответственно. Совсем плохо данными обеспечен Львов - от 8 до 16 выпусков радиозондов в месяц, что составляет 41-46% от нормативного числа.

Таблица 2.3 - Обеспеченность данным радиозондирования
в теплое полугодие над Украиной (2001-2007 гг.)

Пункт	Месяцы											
	IV		V		VI		VII		VIII		IX	
	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%
Киев	183	87	188	87	179	85	204	94	188	86	200	95
Одесса	123	58	126	58	129	61	141	65	119	55	99	47
Харьков	195	93	188	87	188	89	197	91	178	82	163	77
Симферополь	124	59	139	64	127	60	121	56	127	58	129	61
Шепетовка	170	81	138	63	156	74	170	78	141	65	191	91
Львов	94	45	89	41	91	43	101	46	87	40	92	44
Черновцы	107	51	116	53	100	48	107	49	84	39	97	46
Ужгород	95	45	80	37	94	45	88	40	103	47	100	47

Относительно лучшей аэрологической информацией обладают другие станции: в Одессе - 47-65%, Симферополе - 56-64% и Шепетовке - 60-80%. В Шепетовке обеспеченность выше в апреле (81%), июле (78%) и сентябре до 91%. Над Западной Украиной (Львов, Черновцы, Ужгород) обеспеченность не превышает 53%, а в Черновцах и Львове в августе она составляла лишь 39-40% соответственно, тогда как во Львове в июне не превышала 43%, а в Ужгороде в августе и сентябре - по 47%.

Как видно из рис. 2.1, наилучшая обеспеченность данными приходится на 2001-2002 и 2006-2007 годы и составляет от 155 до 183 наблюдений, то есть 65-80%, но в апреле 2001 года она была ниже - 118 выпусков (49%), а в мае и июне 2002 года - 128 и 141 или 53 и 59%, соответственно. В 2003 году количество зондирований снизилось в августе - с 128 до 92 наблюдений в месяц за счет уменьшения выпусков в западных областях и полного отсутствия их над Ужгородом.

В 2004 и 2005 годах из-за нехватки финансирования обеспеченность данными радиозондирования ухудшается и не превышает 60%, то есть 150 выпусков в месяц. В Ужгороде с июня по сентябрь 2005 года данные вообще отсутствуют; в сентябре 2006-2007 гг. обеспеченность данными упала от 170 до 128 наблюдений в месяц по всей Украине. Итак, вследствие такого распределения исходных аэрологических данных над Украиной выводы о режиме формирования СТНУ над западом страны могут быть только приблизительные.

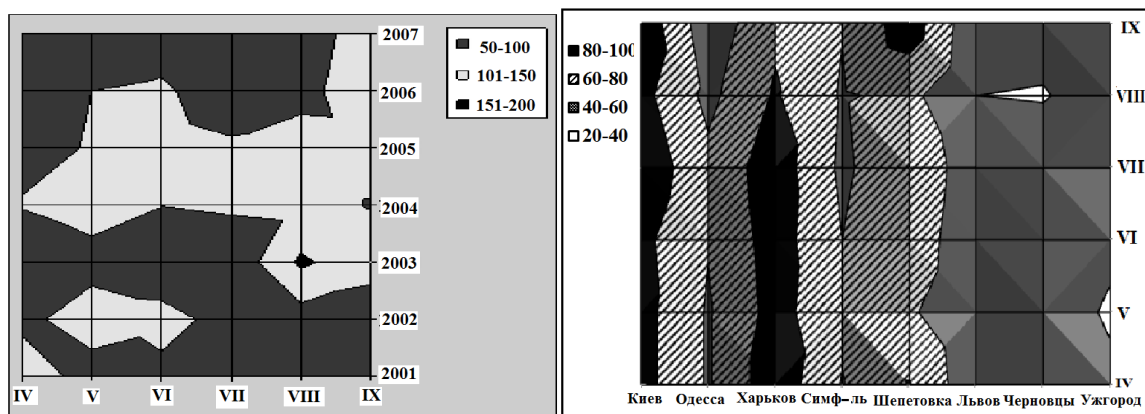


Рис. 2.1. Распределение числа радиозондов по годам над Украиной в теплое полугодие. 2001-2007 гг.

В течение периода исследования 2001-2007 гг. в 00 UTC выявлено 320 случаев усиления скорости ветра в нижней тропосфере, то есть в 5,2% от общего числа зондирований, когда скорость ветра в нижнем 3-км слое достигала $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и более. Как видно из табл. 2.4, всего было осуществлено 6194 радиозондирований, что составляло 60,4% от нормативных 10248.

Таблица 2.4 - Обеспеченность радиозондами, повторяемость (ч.с./%) и максимальная средняя скорость СТНУ в теплое полугодие над Украиной в период 2001-2007 гг.

Пункт	Число РЗ		СТНУ		$V_{\max}, \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$
	ч.с.	%	ч.с.	%	
Киев	1122	87,6	59	5,3	27
Одесса	716	55,9	64	8,9	22
Харьков	985	76,9	35	3,6	27
Симферополь	747	58,3	33	4,4	24
Шепетовка	940	73,4	40	4,3	21
Львов	538	42,0	23	4,3	23
Черновцы	598	46,7	37	6,2	28
Ужгород	548	42,8	29	5,3	25
Украина	6194	60,4	320	5,2	27

Наиболее высокая повторяемость СТНУ наблюдается в Одессе и достигает 64 случаев, то есть 8,9%. Также относительно часто струи отмечаются над Киевом - 59 случаев (5,3%). Почти одинаковая активность формирования явления выявлена над Шепетовкой, Симферополем и Черновцами [46] - по 33-40 низких струй, что составляет от 4,3 до 6,2%. Меньше всего СТНУ обнаружено над Львовом и Ужгородом: 23-29 случаев или 4,3-5,3%. Максимальная скорость ($V_{\max}, \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) низкой струи

зафиксирована над Черновцами ($28 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), а минимальная ($17 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) над Шепетовкой.

В течение периода исследования интенсивность СТНУ ослабла на $1\text{--}2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ по всей территории Украины по сравнению с многолетними данными [20]. В целом, этот параметр довольно устойчив и колеблется от 18 до $19 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, с минимумом над Шепетовкой – $17 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (рис. 2.2). Несколько более интенсивные низкие струи ($19 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) формируются над Одессой, Симферополем и Ужгородом, т.е. в районах со значительным влиянием орографии на атмосферные процессы, а также над Одессой в мае и апреле (рис. 2.3), когда разрыв в свойствах подстилающей поверхности суша-море сильнее влияет на воздушные массы, особенно в момент прохождения атмосферных фронтов.

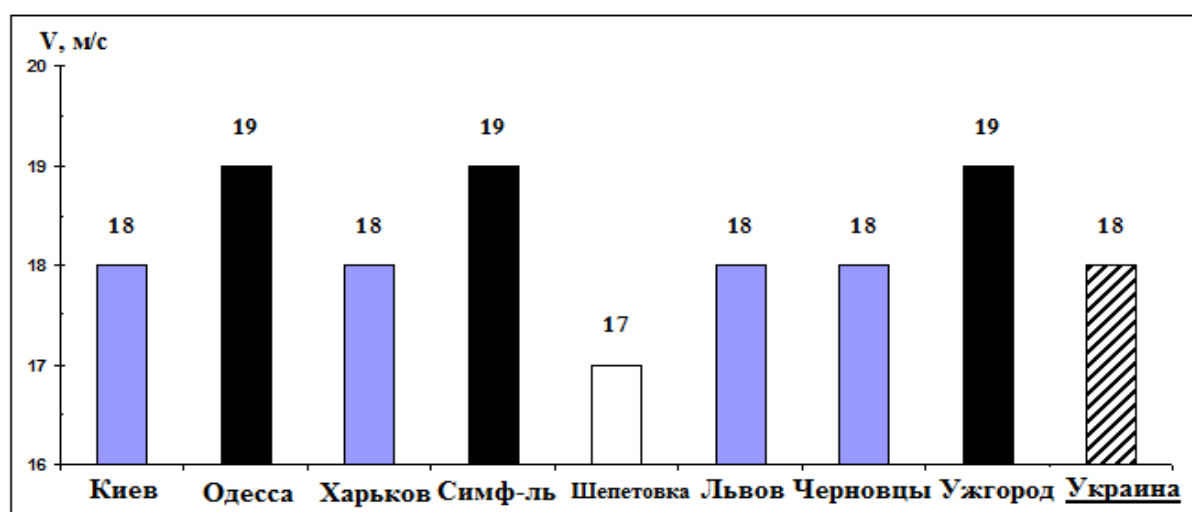


Рис. 2.2. Интенсивность СТНУ над Украиной в теплое полугодие

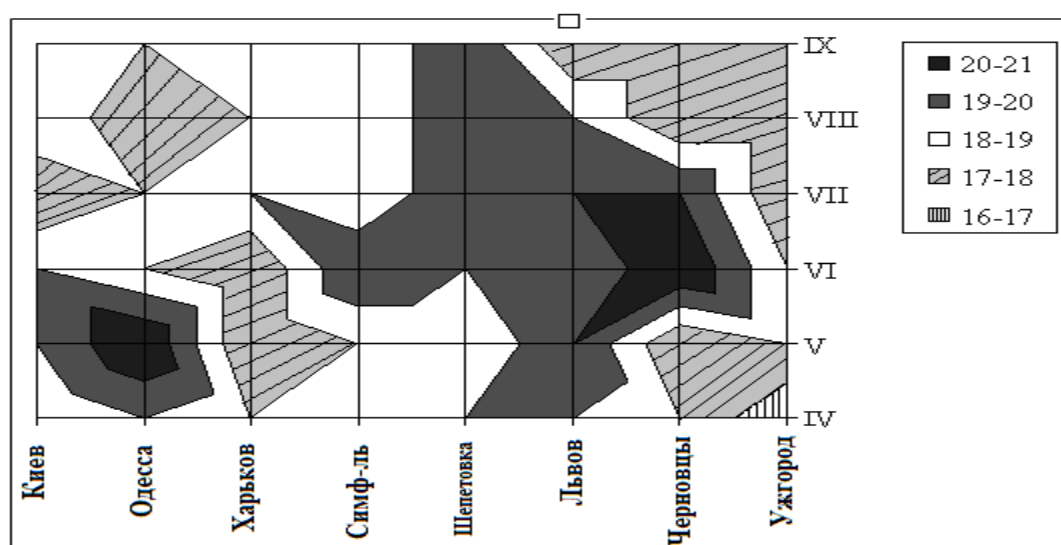


Рис. 2.3. Средняя интенсивность СТНУ над Украиной с апреля по сентябрь 2001-2007 гг.

Наибольшие значения высоты оси струй (H_0 , м) выявлены над Ужгородом (1350 м), а наименьшие (900 м) – над Одессой (табл. 2.5). Мощность струй (ΔH , м) в среднем составляет от 600 до 900 м, причем самые мощные СТНУ отмечаются над Львовом (1010 м), а наиболее тонкие – над Одессой (610 м). Зависимости этого параметра от высоты станции над уровнем моря не обнаружилось, но в пределах теплого сезона более мощные струи формируются с апреля по июль, а в августе и сентябре наблюдается уменьшение толщины слоя с большими скоростями ветра.

Таблица 2.5 - Средние значения высоты оси и мощности СТНУ над Украиной в теплое полугодие (2001-2007 гг.)

Пункт	Місяці						
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	IV-IX
H_0 , м							
Киев	1230	1060	700	580	970	870	960
Львов	1000	1080	1100	1950	1320	700	1150
Одесса	740	1670	850	1200	720	780	900
Симферополь	1110	1200	1000	1170	820	800	1070
Ужгород	980	1500	1440	1550	1200	1500	1350
Харьков	1250	620	1140	1460	700	1020	1100
Черновцы	1340	1030	980	1120	920	950	1090
Шепетовка	800	1180	1060	1180	1060	1060	1050
ΔH , м							
Львов	840	1060	970	270	1030	920	900
Одесса	870	1100	1060	1200	940	850	1010
Симферополь	540	1600	490	760	242	770	610
Ужгород	940	500	1000	790	770	350	820
Харьков	430	1250	1019	650	320	150	760
Черновцы	1130	250	750	1190	550	670	830
Шепетовка	870	460	1530	740	350	570	740
Львов	750	560	910	1050	950	870	840

Итак, над равнинной частью Украины (Одесса, Киев) в теплое полугодие СТНУ наблюдаются чаще, чем над западными регионами со сложными орографическими условиями; над востоком страны (Харьков) повторяемость низких струй составляет 3,6%, что существенно не отличается от периода 1975- 1995 гг.

Сравнение пространственных характеристик СТНУ теплого полугодия над Украиной показало, что в 2001-2007 гг. СТНУ характеризовались меньшей интенсивностью (на $1-2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), но большей мощностью, чем в 1975-1995 гг. при сохранении повторяемости струй в условиях ухудшения

качества исходной информации. Для учёта дополнительной информации рассмотрено формирование СТНУ над Одессой в теплое полугодие, когда с 2011 по 2013 гг. сделано 394 наблюдения, т.е. 72% от положенного числа. При анализе вертикальных профилей скорости ветра с апреля по сентябрь 2011-2013 гг. выявлено 25 случаев [11], когда скорость ветра в нижней тропосфере превышала $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, из которых 22 можно отнести к низким течениям. Повторяемость низких струй в указанный период составила 6,2%, т.е. меньше, чем в предыдущие годы (рис. 2.4): 1975-1995 [20] и 2001-2010 гг. [54, 55, 57]. Уменьшение СТНУ в последние годы может быть вызвано отсутствием данных, однако в апреле, июне и сентябре выявился рост повторяемости по сравнению с 1975-1995 гг.

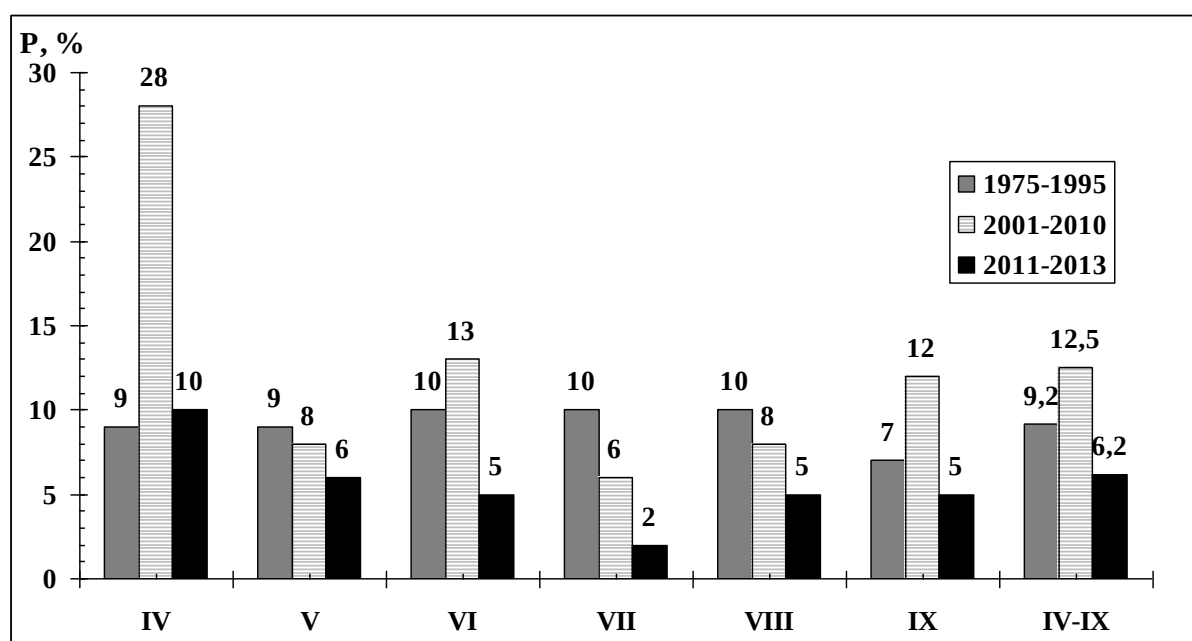


Рис. 2.4. Повторяемость (%) СТНУ на ст. Одесса-ГМО в 1975-1995, 2001-2010 и 2011-2013 гг.

Интенсивность низкотропосферных струй над Одессой в 2011-2013 гг. (табл. 2.6) незначительно снижается (на $1-2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) по сравнению с 1975-1995 гг. [20], практически не изменяется по сравнению с 2001-2010 гг. и составляет $18 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ при относительно более интенсивных СТНУ в апреле.

Высота оси струи за период с 2011 по 2013 гг. меняется от 190 до 1400 м, составляя в среднем 940 м (табл. 2.6), т.е. наблюдается повышение почти вдвое высоты оси по сравнению с 1975-1995 гг. и небольшое ее снижение (на 70 м) в сравнении с 2001-2010 гг. Другой пространственный параметр - мощность СТНУ также претерпел изменения: он повышается на 200 м только в 2001-2010 гг., а в периоды 1975-1995 и 2011-2013 гг. составлял всего 530-550 м: в пределах теплого полугодия менее мощные течения наблюдались, как и следовало ожидать, летом.

Таблица 2.6 – Структурные параметры СТНУ над Одессой в теплое полугодие: 1975-1995, 2001-2010 и 2011-2013 гг.

Місяць	Вісь СТНУ			H _{нг} , м	ΔH, м
	V _o , м·с ⁻¹	V _{max} , м·с ⁻¹	H _o , м		
1975-1995 pp.					
IV-IX	20	30	600	350	550
2001-2010 pp.					
IV	17	31	1170	760	1350
V	17	25	1280	940	880
VI	18	34	750	550	640
VII	19	25	880	560	670
VIII	17	22	820	380	760
IX	18	30	1140	640	810
IV-IX	18	30	1010	640	730
2011-2013 pp.					
IV	19	24	840	540	650
V	18	24	960	560	550
VI	17	19	970	570	520
VII	17	19	940	650	530
VIII	17	18	1020	850	380
IX	17	17	900	800	570
IV-IX	18	24	940	660	530

Таким образом, к особенностям низких струй теплого полугодия над Украиной за указанные периоды можно отнести снижение интенсивности и повышение оси низкой струи.

2.1.3 Повторяемость и структура ночных низкотропосферных струй над Одессой

Для более детальной оценки режима формирования низкотропосферных струй над юго-западом Украины проведены исследования по данным радиозондирования на ст. Одесса-ГМО в срок 00 UTC за все месяцы с 2001 по 2010 гг. В течение указанного периода выполнено 2139 радиозондирований (табл. 2.7), т.е. осуществлено всего 59 % от нормативного количества аэрологических наблюдений. Анализируя аэрологическую информацию за десятилетний период, можно сделать выводы по изменению количества данных из года в год. Как видно из рис. 2.5, наилучшая обеспеченность данными в 2001-2010 гг. выявляется в мае, ноябре и декабре - 68 и 69%, относительно высокой она оказалась в феврале и июле (не ниже 60%), а низкой в сентябре (47%). Несколько больше аэрологической информации

Таблица 2.7 – Обеспеченность исходной аэрологической информацией на ст. Одесса-ГМО, повторяемость скорости ветра выше $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ и низких струй. 2001-2010 гг.

Месяцы	Повторяемость					
	радиозондов		$V \geq 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$		СТНУ	
	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%
I	177	57	43	24	43	24
II	178	63	7	4	2	1
III	184	59	54	29	43	23
IV	145	48	74	51	41	28
V	210	68	22	10	17	8
VI	165	55	31	19	22	13
VII	188	61	24	13	11	6
VIII	165	53	19	12	13	8
IX	142	47	24	17	17	12
X	168	54	38	23	27	16
XI	203	68	65	32	46	23
XII	214	69	111	52	17	8
I-XII	2139	59	512	24	299	14

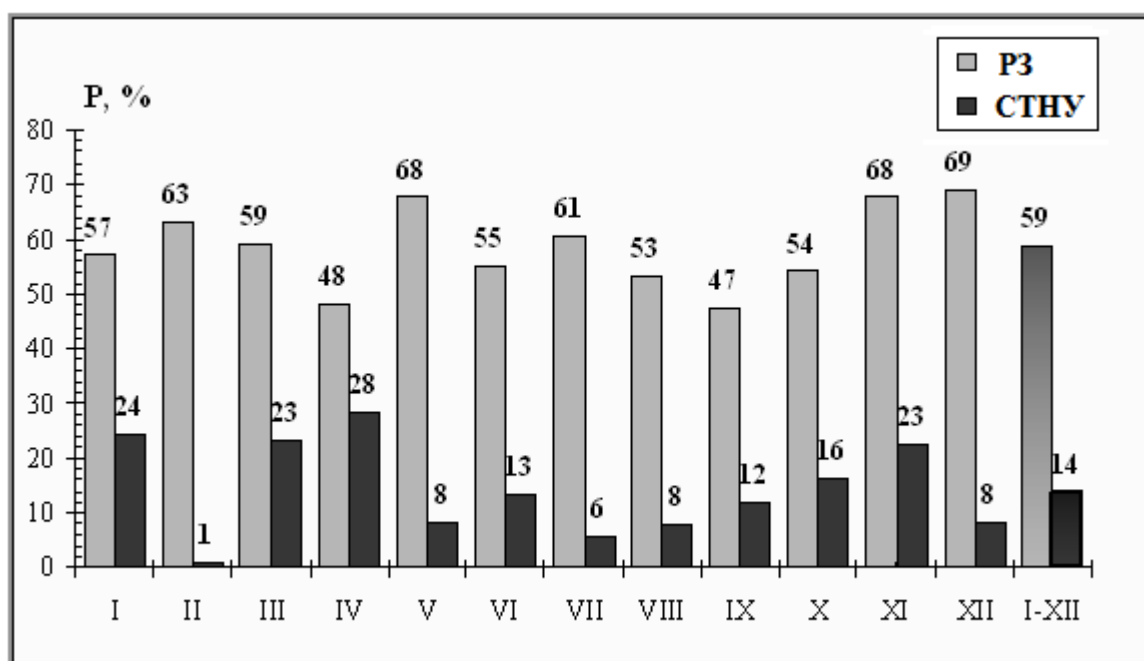


Рис. 2.5. Обеспеченность данными радиозондирования (P3) та повторяемость СТНУ на ст. Одесса-ГМО в 2001-2010 гг.

независимо от сезона приходится на период 2001-2003 гг. (80-85%). Хуже всего обеспеченность данными была в 2008 г., когда радиозондирование проводилось в 20-35% дней. Поэтому для исследования условий формирования ночных СТНУ в 2001-2010 гг. оказались доступны 59% ночных радиозондов над Одессой, что необходимо принимать во внимание при анализе низких течений.

По материалам 2139 радиозондов выявлено 512 случаев, когда скорость ветра в нижней тропосфере превышает $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, из них 299 можно отнести к СТНУ, при которых вертикальный профиль скорости ветра отвечает определению явления [20]. В случае формирования «каскадной струи» каждый отдельный пик скорости ветра считался самостоятельным явлением. Итого, в целом, за десятилетие повторяемость СТНУ составляет 14 %, что на 4 % выше многолетнего показателя.

Сезонное распределение активности образования низкотропосферных струй практически не изменяется, то есть они чаще наблюдаются в холодное полугодие, чем в теплое - 57 и 43%, соответственно. Однако более трети всех СТНУ обнаруживается весной (34% от их общего количества), 30% приходится на осень, тогда как зимой и летом отмечается лишь 21 и 15%. По годам активность формирования низких струй не была одинаковой: они чаще фиксировались в 2001-2003 и 2007-2009 гг. в январе и апреле.

Анализ табл. 2.8 показывает, что в течение периода 2001-2010 гг. интенсивность низких струй незначительно ослабевает по сравнению с [19],

Таблица 2.8 – Структурные параметры СТНУ над Одессой.
2001-2010 гг.

Месяц	Ось СТНУ			ΔH , м	$H_{\text{нг}}$, м
	V_o , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	V_{max} , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	H_o , м		
I	19	29	1060	670	760
II	20	27	980	840	710
III	20	32	890	560	750
IV	17	31	1170	760	1350
V	17	25	1280	940	880
VI	18	34	750	550	640
VII	19	25	880	560	670
VIII	17	22	820	380	0
IX	18	30	1140	640	810
X	18	25	960	830	500
XI	18	35	850	470	660
XII	18	24	750	320	630

снижаясь с 20 до 18 м·с⁻¹ в среднем за год. Относительно более интенсивные низкотропосферные струи отмечены в январе, феврале, марте и июле (19-21 м·с⁻¹), а максимальные значения скоростей ветра на оси СТНУ в среднем составляют 28 м·с⁻¹ и одна струя достигает многолетнего максимума - 35 м·с⁻¹ (рис. 2.6). Опишем этот случай подробнее.

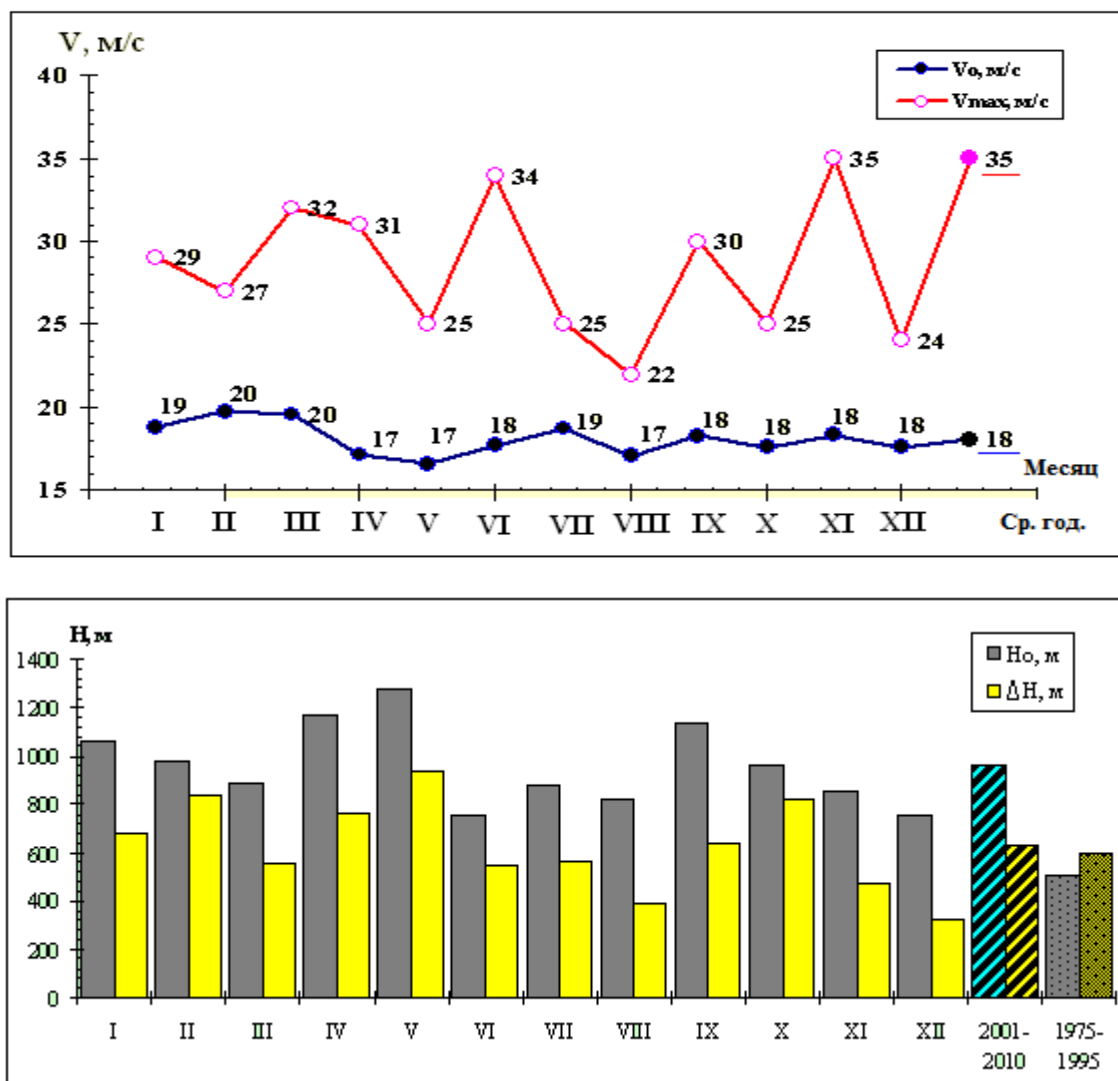


Рис. 2.6. Структурные параметры СТНУ над Одессой. 2001-2010 гг.

Наиболее интенсивная с 1975 г. низкая струя со скоростью на оси 35 м·с⁻¹ сформировалась 6 ноября 2009 г. под влиянием переходной зоны с большими барическими градиентами между антициклоном с центром над севером ЕТР и циклоном с центром над Атлантикой. Низкотропосферное струйное течение отличалось незначительной мощностью (400 м) с максимумом оси на высоте 690 м при безинверсионном состоянии атмосферы (рис. 2.7а). Погодные условия на юго-западе Украины в анализируемые сутки определяет ложбина циклона с центром над Исландией, а к востоку от Днепра - гребень антициклона с центром над Казанью (рис. 2.7б). Непо-

средственно район Одессы находится в барической ложбине, а в 250 км к югу от пункта располагается теплый участок полярного фронта. Указанное барическое образование и атмосферные фронты, связанные с ним, обеспечивали малооблачную погоду без осадков и туман на юге Украины. При этом в Одессе у поверхности земли отмечается слабый ($3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) северо-восточный ветер. Ещё раз подчеркнем, что самая интенсивная низкая струя над Одессой сформировалась перед теплым фронтом в зоне сильной адвекции тепла на уровне 925 гПа.

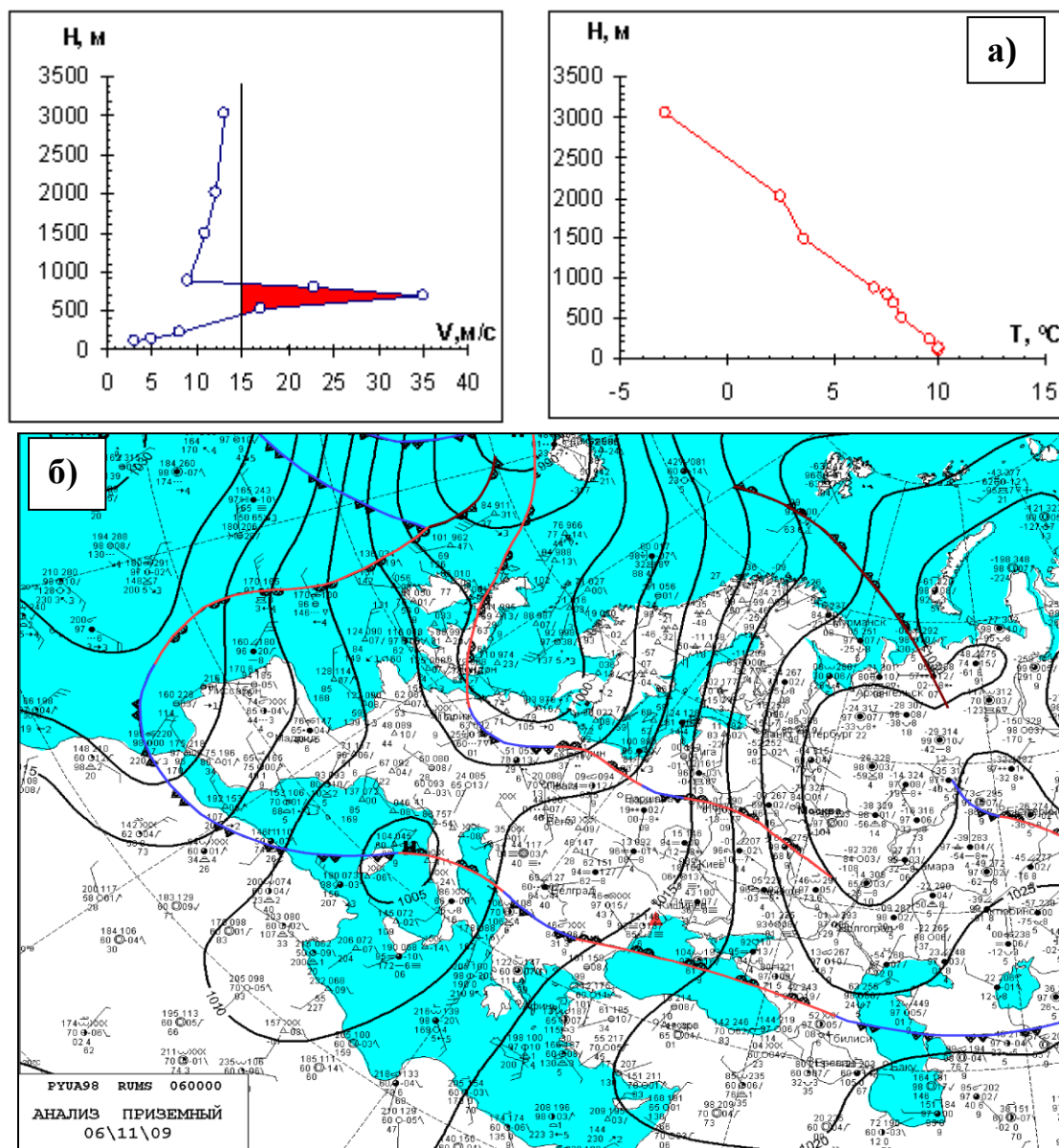


Рис. 2.7. Вертикальные профили скорости ветра и температуры (а) над Одессой и приземный анализ 6 ноября 2009 г. (б)

Как следует из табл. 2.8, в центральные месяца сезонов максимальные значения скорости ветра на оси СТНУ не превышают многолетние данные

- $35 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ [20]. Так, в январе максимум приходится на 7 января 2001 г. и достигает $29 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$; струя наблюдается в области антициклона. В апреле максимальное значение отмечается 23 апреля 2008 г. и составляет $31 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. СТНУ зафиксировано в тыловой части циклона. Летом максимум ($25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) наблюдается 5 июля 2008 г. на периферии циклона, а осенью максимальная скорость регистрируется 29 октября 2002 г. и равняется $25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ в ложбине циклона перед холодным фронтом.

Над Одессой в 2001-2010 гг. (рис. 2.6) низкотропосферные струи расположены выше на 400-500 м, чем в 1975-1995 гг. Нижние границы струй размещены на высоте в среднем 500-800 м. Средняя высота оси течений составляет 1000 м, а ее максимальное значение наблюдается в апреле 2007 г. - 2000 м, то есть «современные» СТНУ формируются в более высоких слоях над поверхностью земли, чем в 1975-1995 гг. Мощность СТНУ в среднем равняется 950 м, максимальное значение - 1590 м (январь 2002 г.), то есть, струя превышает на 400 м свое среднее положение в 1975-1995 гг.

Для детального анализа годовой динамики структурных параметров СТНУ построены классификационные диаграммы (рис. 2.8-2.10), где **серым** цветом обозначены среднемесячные характеристики СТНУ, не отличающиеся существенно от многолетних показателей [20], а именно выбраны следующие градации: интенсивность $18-19 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, мощность 400-600 м и высота оси - 500-800 м. В случае значительного превышения средних значений позиция закрашивалась **темно-серым** цветом, если наоборот - **светло-серым**. Если рассмотреть распределение интенсивности СТНУ по месяцам и годам, то следует, что более интенсивные струи формируются с января по март, при сохранении этой тенденции из года в год. Отдельные случаи возникновения относительно сильных струй наблюдаются в июле в течение года и осенью 2001 и 2008-2010 гг. (рис. 2.8)

Місяць	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
I	22	17	20	22	19	17	17	16	19	19
II	21	19	20	16	26		20	16		
III	21	21	20	17	19	19	17	22	20	
IV	18	16	20	16	16	16	17	17	20	
V	19	19	20	19			21	19	16	
VI	19	20	17		16				19	16
VII	20	16	20	20	20	17	16	21	17	20
VIII	16	16	16						20	
IX	17	19		16		18	17	23		18
X	21	19	16	18	16	17	17	17	19	16
XI	19	19	19	16	16	18	19	16	20	21
XII	17	17	18	17		19	19	16		

16-17 м/с
18-19 м/с
> 20 м/с

Рис. 2.8. Распределение по месяцам и годам интенсивности ночных СТНУ над Одессой. 2001-2010 гг.

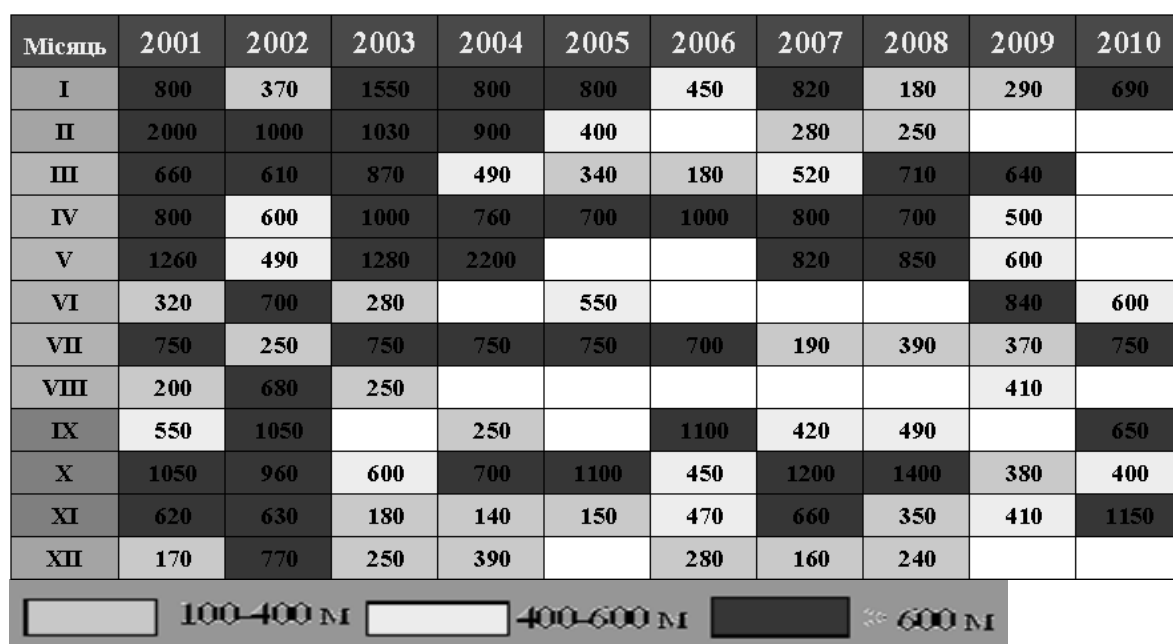


Рис. 2.9. Распределение по месяцам и годам мощности ночных СТНУ над Одессой. 2001-2010 гг.

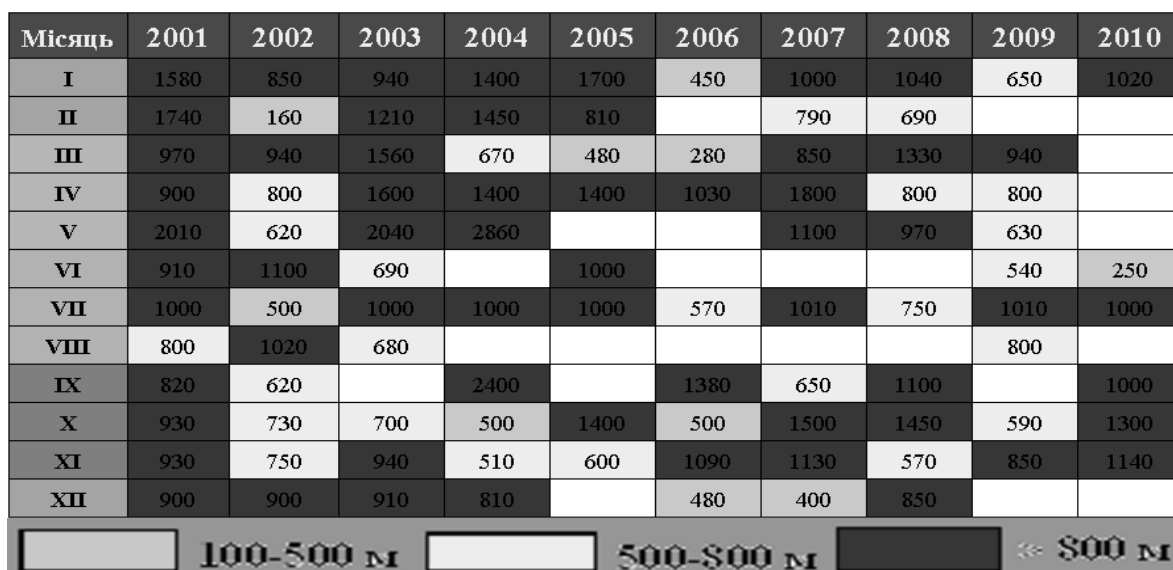


Рис. 2.10. Распределение по месяцам и годам высоты оси ночных СТНУ над Одессой. 2001-2010 гг.

Анализ распределения мощности СТНУ (рис. 2.9) показывает преобладание более мощных струй с января по май из года в год. В отдельные годы, например в 2002 г., практически все обнаруженные струи отличаются значительной мощностью. Рассматривая значение высоты оси СТНУ в течение года (рис. 2.10), можно заметить, что в холодное полугодие большинство низких струй формируется выше среднего уровня (500 м), особенно в марте, и только 8 % среднемесячных значений H_0 не превышает 500 м.

2.2 Направление ветра в нижней тропосфере при наличии низкотропосферной струи

Для более полного исследования состояния нижних слоев атмосферы в период существования СТНУ необходимо принимать во внимание изменение с высотой не только скорости, но и направления ветра. Тщательный анализ направления ветра на оси струи и в сопредельных слоях, у поверхности земли и на изобарических поверхностях, сравнение направлений реального и геострофического ветра способны вскрыть многие закономерности процессов, приводящих к формированию явления.

Над равнинной частью Украины в 1975-1995 гг. преобладали струи западных направлений (рис. 2.11). Над Киевом и Одессой чаще всего возникали северо-западные струи (44 и 50 % соответственно), над Кривым Ро-гом западные и северо-западные струи были почти равновероятны (34 и 29 %), над Харьковом и Симферополем - юго-западные (45 и 47 %).

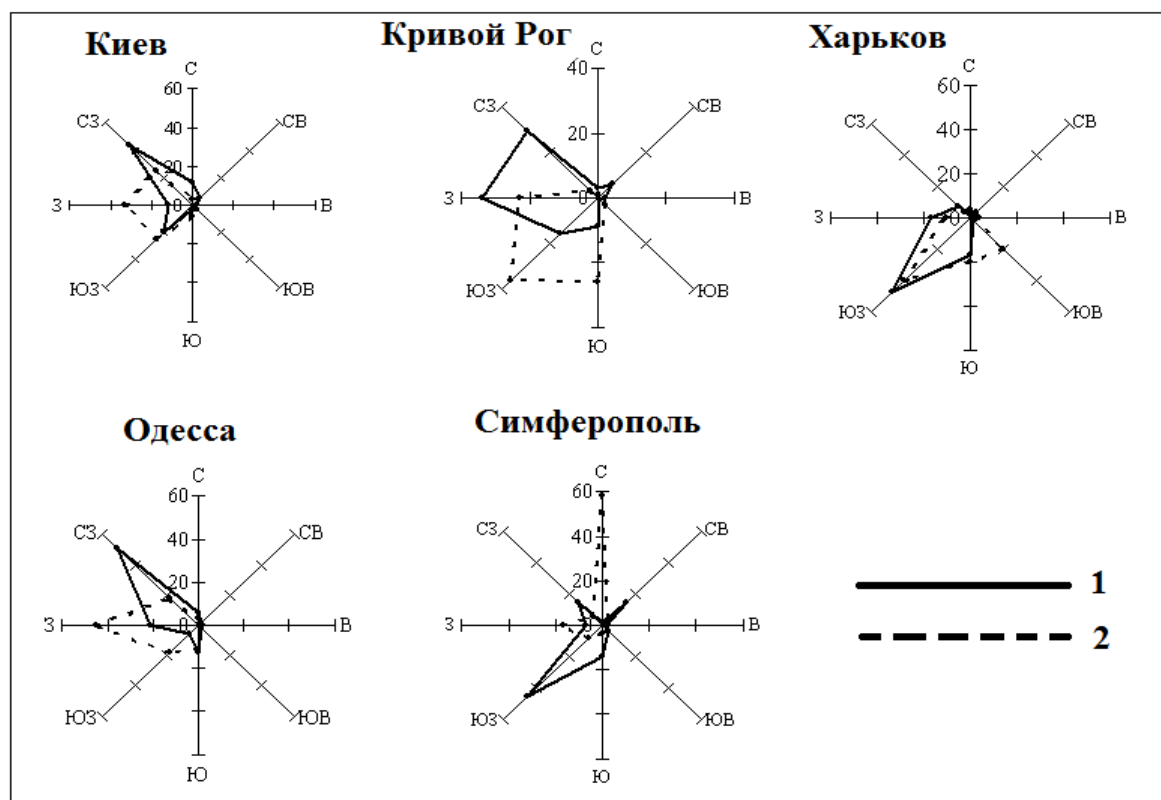


Рис. 2.11. Повторяемость (%) направления ветра на оси СТНУ и у поверхности земли. 1975-1995 гг.
1 - направление ветра на оси СТНУ;
2 - направление ветра у земли при наличии СТНУ.

Над большинством станций преобладающие направления ветра у земли и на оси СТНУ отличались не более, чем на 45° , а над Харьковом их направления совпадали. Исключение составлял Симферополь, где при превалировании юго-западных струй чаще всего наблюдались северные ветры у поверхности земли, что, по-видимому, обусловлено сложным рельефом Крымского полуострова.

Над Предкарпатьем (Львов, Черновцы) и Шепетовкой также превалировали низкие струи западных направлений, что согласуется с [60]. Причем направление ветра у поверхности земли и на оси СТНУ (рис. 2.12) практически одинаково, за исключением Шепетовки, где преобладал юго-западный приземный ветер. Низкотропосферные струи со скоростью более

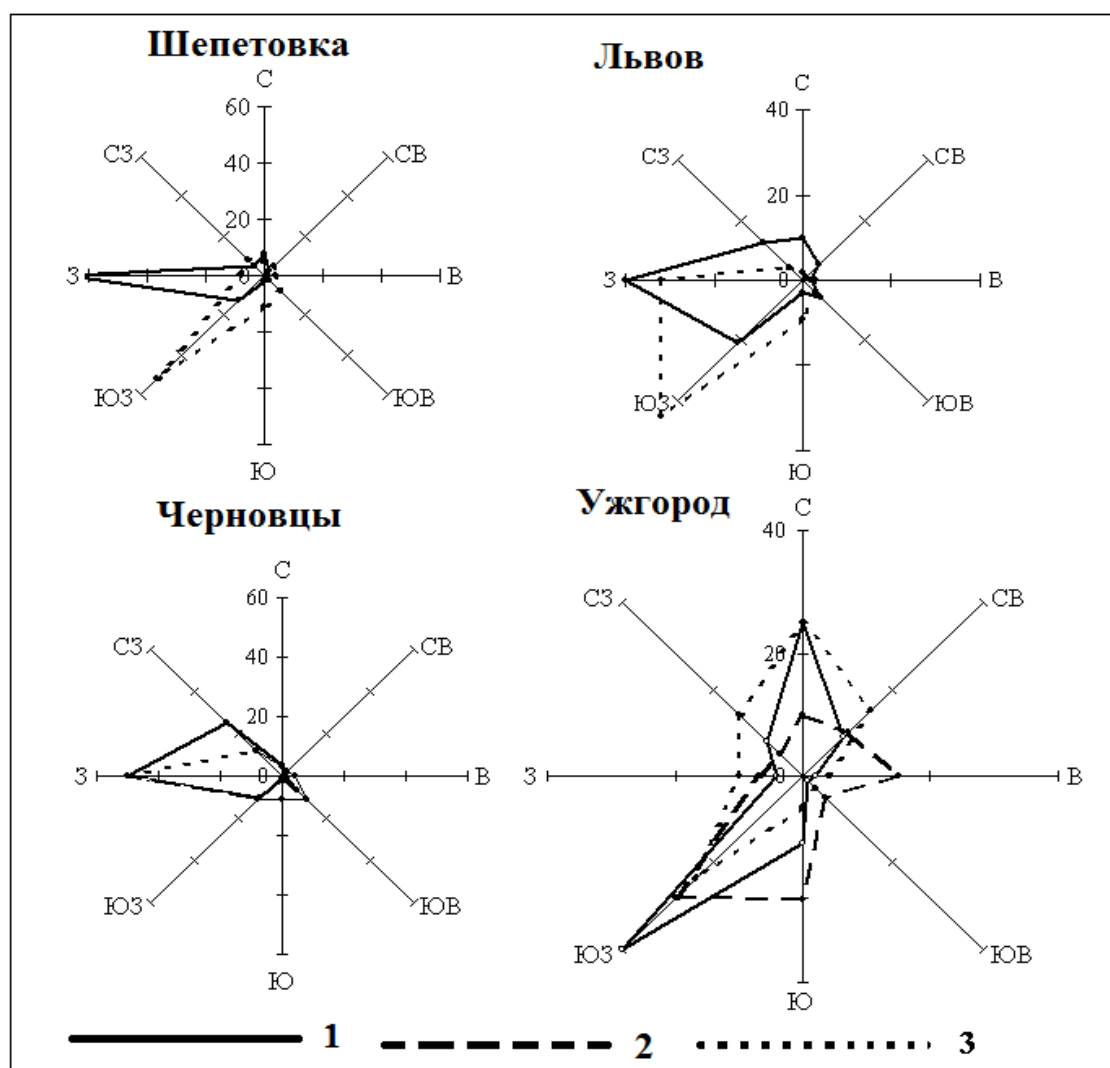


Рис. 2.12. Повторяемость (%) направления ветра на оси СТНУ и у поверхности земли над Западной Украиной
 1 - направление ветра на оси СТНУ;
 2 - направление ветра у земли при наличии СТНУ;
 3 - направление ветра на уровне 850 гПа при наличии СТНУ.

$20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ в большинстве случаев имели северо-западное направление и формировались в тылу циклонов. Мощные, общециркуляционные струи, одновременно наблюдающиеся над Предкарпатьем и Закарпатьем, на подветренной стороне гор ослабевали и чаще всего располагались выше, чем на наветренной стороне. При перетекании мощного СТНУ через горы его ось смещалась вверх, а высоко расположенные струи нередко были направлены под прямым углом к горному хребту. Примером может служить распределение скоростей ветра над закарпатской станцией Ужгород, где к северо-востоку от города располагается Вулканичный хребет (1000–1500 м), ориентированный с северо-запада на юго-восток. Как видно из рис. 2.13, преобладающими направлениями ветра у поверхности земли является юго-западное и северное (25 и 24% соответственно). На высоте 1,5 км, т.е. на уровне 850 гПа, процент ветров северного направления значительно уменьшается – до 10%. Юго-западное направление по-прежнему остаётся преобладающим (28%) и увеличивается с 5 до 20% доля южного ветра. Что касается направления ветра на оси струи, то здесь, как и у земной поверхности, присутствуют два явно выраженных максимума – юго-западное и северное направления (40 и 25%). Выше оси струи происходит изменение преобладающих направлений с северных на южные. По всей вероятности, струи южных направлений над Закарпатьем, в отличие от северных низких течений, изменяют направление.

Таким образом, над территорией Украины, как правило, формируются низкотропосферные струи западных направлений. Информация о преобладающих направлениях струй, а также о взаимной ориентации взлетно-посадочной полосы и СТНУ является полезной для авиации, так как для взлета и посадки особенно опасен сильный боковой ветер.

Если рассмотреть данные о низких струях за период 2001-2010 гг. на примере Одессы и построить графики фактического распределения ветра по румбам (рис. 2.13 и 2.14), то видно, что в среднем за год над Одессой преобладают северо-западные и юго-западные низкие струи – 23 и 18%; на западные румбы (З, ЮЗ и СЗ) приходится 56 %, т.е. больше половины СТНУ в течение года, несмотря на относительно небольшую часть северного направления (17 %). Реже всего струи принимают юго-восточное направление (4%). В целом повторяемость ветра по румбами на оси СТНУ практически совпадала с розой ветра на уровне 850 гПа. У поверхности земли при наличии СТНУ чаще всего отмечаются северный и западный румбы (22 и 18%), то есть ветровой режим не отличается от климатических показателей [20], где имеет преимущество ветер северо-западных и западных направлений. Следовательно, доля западного сектора составляет 48%, то есть меньше чем на оси СТНУ.

Повторяемость направления ветра по сезонам (рис. 2.13) показывает, что роза ветра на оси СТНУ весной и осенью почти одинакова, с преобладанием северо-западных и юго-западных течений. Зимой чаще всего фор-

мируются северо-западные и юго-западные СТНУ (по 19%), значительный процент приходится на север, запад (по 16%) и северо-восток (15%), то есть распределение по направлениям более равномерное. Летом преобладают северные (23%) и северо-западные (21 %) румбы.

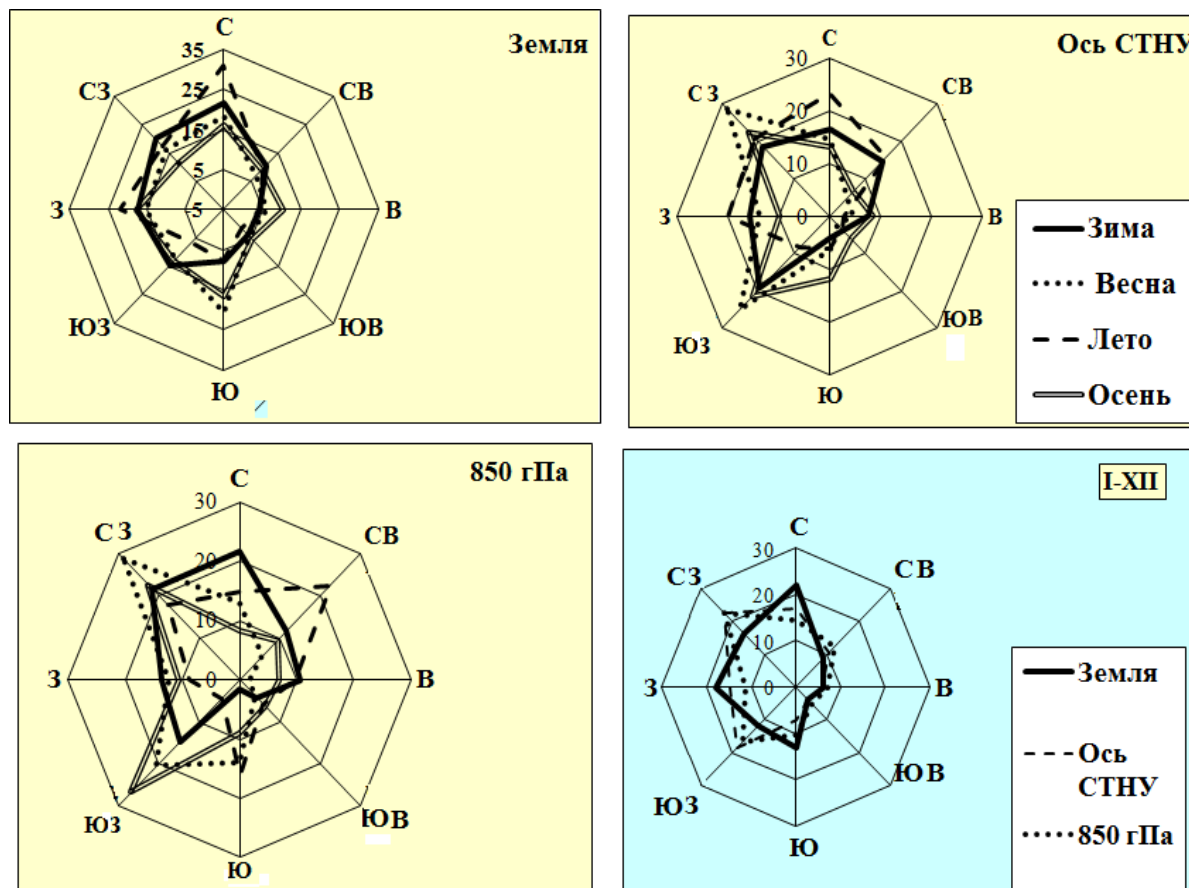


Рис. 2.13. Розы ветра на оси СТНУ, у поверхности земли и на уровне 850 гПа над Одессой по сезонам и за год, 2001-2010 гг.

Зимой над Одессой повторяемость направления ветра у поверхности земли, на оси СТНУ и на уровне 850 гПа сохраняется почти неизменной. Летом у поверхности земли преобладают северные и западные направления, а на 850 гПа - северо-западные и северо-восточные румбы. Весной и осенью розы ветров на оси СТНУ и 850 гПа практически не отличаются, однако по отдельным месяцам различие есть. Поэтому построенные поля распределения направления ветра в течение года у поверхности земли, на оси СТНУ и на 850 гПа (рис. 2.14) позволяют выявить незначительное преимущество северо-западных, северных, западных и юго-западных румбов на всех уровнях (их повторяемость составляет не ниже 20%). Осенью юго-западные низкие струи наблюдается чаще, чем в другие сезоны. В течение года независимо от уровня реже всего низкие течения образуются при юго-восточном ветре.

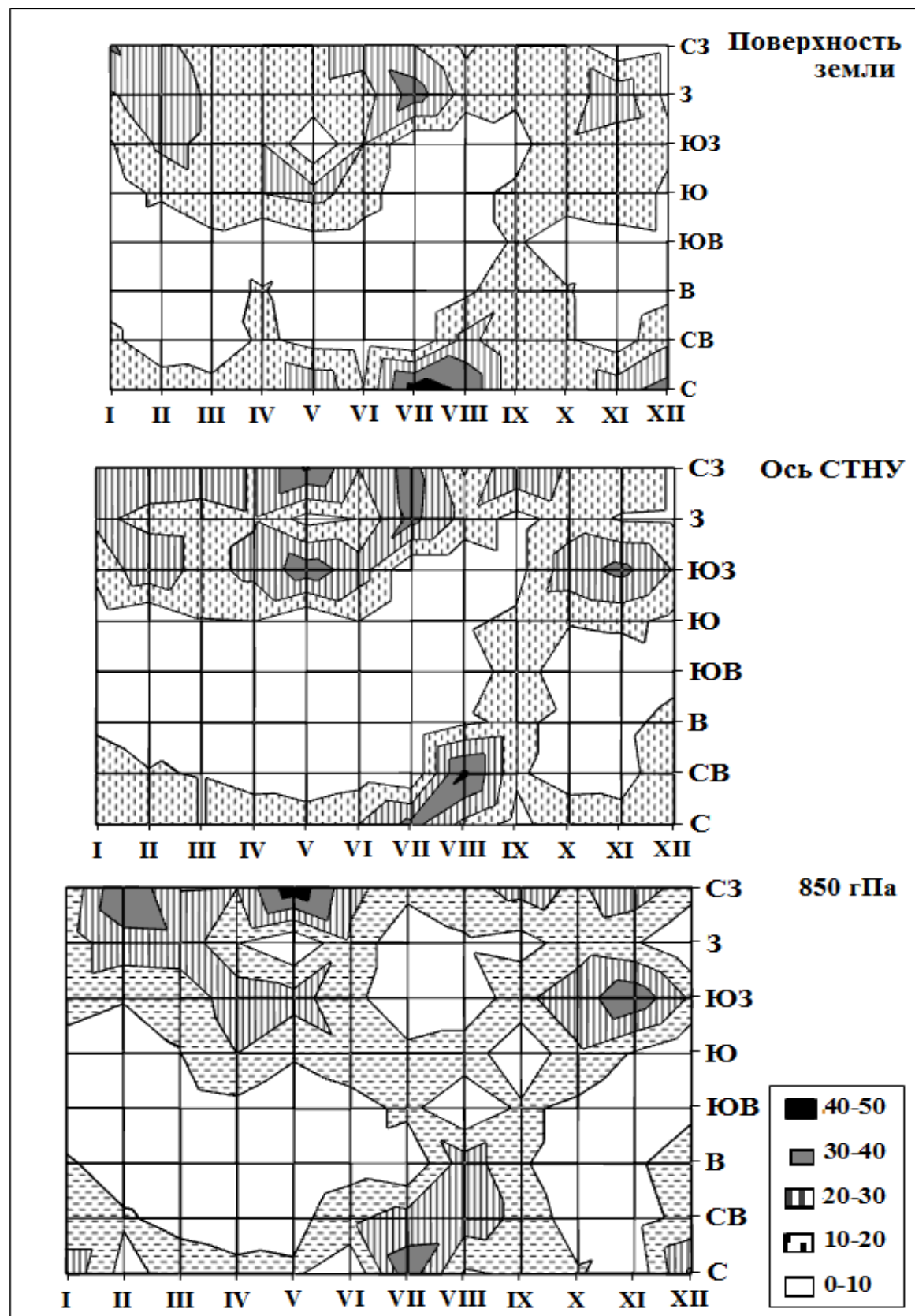


Рис. 2.14. Повторяемость (%) направления ветра по румбам на оси СТУ, у поверхности земли и на уровне 850 гПа над Одессой по месяцам

Если сравнить над Одессой скорость ветра на оси и на верхней границе пограничного слоя (примерно уровень 850 гПа), то окажется, что в 93% случаев интенсивность СТНУ превышает скорость на 850 гПа, только в 6% эти скорости равны, а у 1% (4 случая) она незначительно меньше V_0 , из-за расположения СТНУ на высотах 200-700 м. От поверхности земли до оси струи практически всегда (74%) наблюдается правый поворот ветра, и выше СТНУ (от оси до 850 гПа) также преобладает правый поворот (71%).

2.3 Вертикальные сдвиги ветра в струях нижней тропосферы

В качестве количественной характеристики, учитывающей изменения скорости и направления ветра в нижних слоях атмосферы, используется сдвиг ветра, который рассчитывается как векторная разность скоростей ветра на двух уровнях. В мировой летной практике зарегистрирован ряд происшествий при выполнении взлета, посадки или полета на малой высоте, причиной которых признаны сильные сдвиги ветра в нижних слоях атмосферы [1, 85, 87, 88], поэтому сильные сдвиги ветра включены ВМО в перечень опасных явлений погоды для авиации. В связи с этим ВМО совместно с Международной организацией гражданской авиации (ИКАО) выделяет 4 градации сдвига ветра: слабые, умеренные, сильные и очень сильные. Низкие струи, сопровождающиеся сильными и очень сильными сдвигами ветра, формируются при прохождении фронтальных разделов, в зонах активной конвективной деятельности и в области температурных инверсий [104, 118]. Существенно увеличивает значение сдвига ветра топография вследствие сгущения линий тока при обтекании препятствий [84, 124].

Распределение по градациям ВМО [1] средних значений вертикальных сдвигов ветра, рассчитанных по данным радиозондирования, выше и ниже оси СТНУ над территорией Украины представлено в табл. 2.9. Над большей частью Украины низкие струи сопровождаются слабыми сдвигами как выше, так и ниже оси. Причем повторяемость слабых сдвигов ветра почти в два раза превышает повторяемость умеренных, что согласуется с [16, 30]. Над предгорьями Карпат (Львов) слабые и умеренные сдвиги ветра ниже оси струи практически равновероятны (44 и 43%). Умеренные сдвиги ниже оси струи над большинством станций составляют около 30%, кроме Львова и Харькова – 43 и 10%, соответственно; выше оси их повторяемость колеблется от 35 до 8%. Сильные сдвиги ветра чаще всего отмечаются при СТНУ над Одессой и Львовом – 12 и 10%, соответственно. Очень сильные сдвиги ветра фиксируются не чаще 5% всех случаев и также преобладают над Одессой и Львовом. Над Харьковом очень сильных сдвигов ветра не наблюдалось. Такое распределение повторяемости градаций сдвига ветра, по всей вероятности, обусловлено сочетанием физико-

географических условий рассматриваемых пунктов и преобладающих типов макроциркуляционных процессов.

Таблица 2.9 - Повторяемость (%) градаций сдвига ветра ниже (а) и выше (б) оси СТНУ (1975-1995 гг.)

Станция	Слабый 0–2 м·с ⁻¹ /30 м		Умеренный 2–4 м·с ⁻¹ /30 м		Сильный 4–6 м·с ⁻¹ /30 м		Очень сильный > 6 м·с ⁻¹ /30 м	
	а	б	а	б	а	б	а	б
Киев	55	62	34	32	8	4	3	2
Кривой Рог	58	69	35	27	5	3	2	1
Львов	44	51	43	35	8	10	5	4
Одесса	46	55	37	32	12	8	5	5
Симферополь	61	65	30	31	6	3	3	1
Ужгород	59	57	35	35	3	6	3	2
Харьков	87	89	10	8	3	3	0	0
Черновцы	52	63	37	28	7	6	4	3
Шепетовка	57	59	34	32	7	6	2	2

Вертикальный сдвиг ветра, рассчитанный как векторная разность скоростей ветра на двух уровнях, физически выражает термическую составляющую геострофического ветра, зависящую от компонентов горизонтального градиента средней температуры в слое, поэтому величина по модулю и направление сдвига ветра косвенно характеризуют адвекцию температуры и степень бароклинности слоя. Направление векторного сдвига (поворот ветра) показывает знак адвекции. Поэтому преобладание слабых сдвигов ветра выше и ниже оси СТНУ может свидетельствовать о незначительном вкладе адвекции температуры в процесс образования и развития низкой струи. Этот вывод может быть отнесен к общей характеристике сдвигов ветра, но в каждом конкретном случае необходима детализация и анализ условий формирования СТНУ для получения оперативных данных о сдвигах ветра для нужд авиации.

Значения вертикальных сдвигов ветра можно применять для типизации профиля струи, поэтому остановимся на этом вопросе подробнее. Поскольку вертикальный профиль скорости ветра в период существования СТНУ принимает весьма разнообразный характер, т.е. в ряде работ предлагаются различные варианты типизации низкотропосферных струй в зависимости от вида профиля. Так, Н.И. Новожилов в 1963 г. предложил разделить струи на малых высотах на следующие три основных типа [75]. К типу I относятся симметричные струи, в которых вертикальные градиенты скорости ветра одинаковы как в верхней, так и в нижней части СТНУ. При типе II в верхней части низкой струи вертикальный градиент скорости

ветра больше, чем в нижней. К типу III отнесены такие струи, в верхней части которых вертикальный градиент скорости ветра меньше, чем в нижней. Эта типизация использовалась также в [28]. Ряд авторов в качестве отдельного типа низкотропосферной струи выделяют резкое увеличение скорости ветра с высотой [83, 107].

Авторами применяется типизация Н.И. Новожилова, однако добавлен IV тип, при котором градиенты скорости ветра выше и ниже оси струи меньше критерияльных - $4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 300 м, но скорость ветра на оси СТНУ превышает $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Кроме того, рассмотрены струи, скорость ветра на осях которых изменяется от 10 до $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. В течение зимнего периода повторяемость СТНУ довольно велика – 25% от общего числа наблюдений, также велико число случаев резкого увеличения скорости ветра с высотой – 24%. Преобладают СТНУ, принадлежащие к III типу (46% случаев), это преимущественно фронтальные и циклонические струи с интенсивностью больше $19 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Несколько реже наблюдаются симметричные струи – 23%. Ситуаций, когда уменьшение скорости ветра выше оси больше, чем ниже – немного (11%). Как правило, такое распределение скорости ветра соответствует области высокого давления. Число случаев медленного падения скорости ветра по обе стороны оси также невелико – 20%. Подобная картина характерна как для циклонической, так и для антициклональной циркуляции. Однако тип IV практически отсутствует среди фронтальных низких струй. Струйные течения интенсивностью от 10 до $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ наблюдаются в 13% случаев, а в 6% случаев формируются усиления ветра той же интенсивности. Для этих струй характерен тип III – 39%, также нередки типы I и IV – 26 и 27%, соответственно. Меньше всего обнаружено низких струй II типа – 8%.

Рассмотренная типизация не учитывает направление ветра на оси СТНУ, поэтому проанализируем значение сдвига ветра в 300-метровых слоях выше и ниже оси струи. Как видно из рис. 2.15.а, подавляющее большинство низких струй над Украиной с 1975 по 1995 гг. (93%) сопровождается слабыми сдвигами ветра как выше, так и ниже оси. Практически та же ситуация характерна и для 2001-2010 гг. (рис. 2.15.б). Причем ниже оси формируются несколько более сильные сдвиги ветра: в 81% случаев сдвиг ветра ниже оси колеблется от 1,15 до $2,71 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/30 \text{ м}$, а выше оси в 80% случаев от 0,45 до $1,17 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/30 \text{ м}$.

Анализ вертикального распределения сдвига ветра для каждого из типов СТНУ в отдельности показывает, что для всех типов сдвиг ветра зависит от изменения модуля скорости по вертикали, так как направление вектора ветра практически неизменно. Как и для всей совокупности, при различных типах струй также преобладают слабые сдвиги ветра, однако есть некоторые различия. Так, при типе I распределение сдвигов ветра в среднем симметрично относительно оси - 95% слабых и 5% умеренных. При типе II под осью струи наблюдаются только слабые сдвиги, а над осью

слабые и умеренные – 92 и 8%. Интересно, что при типе III отмечаются все градации сдвига ветра под струей, и только слабые сдвиги - над ней. Под осью СТНУ преобладают слабые сдвиги в 89% случаев, умеренные наблюдаются в 5%, а сильные и очень сильные в 4 и 3%, соответственно.

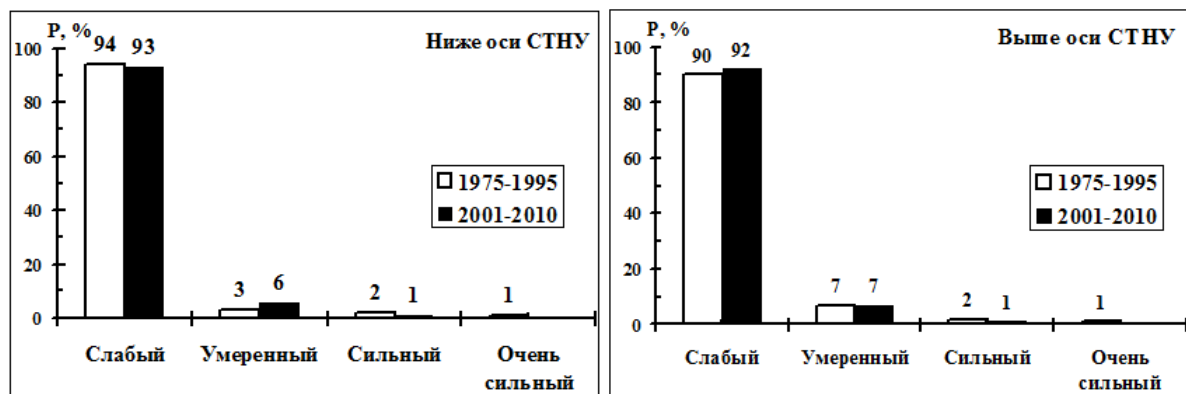


Рис. 2.15. Распределение вертикального сдвига ветра в 300-м слое выше и ниже оси СТНУ над станциями Украины 1975–1995 и 2001-2010 гг.

Если принимать за отдельный тип СТНУ струеобразные профили скорости ветра, при которых в 300 м слое выше или ниже оси скорость уменьшается на $1-2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, то для рассмотренных типов I–III характер распределения сдвигов ветра существенно не изменится, за исключением некоего увеличения доли слабых сдвигов. При типе IV, как и следовало ожидать, наблюдаются только слабые сдвиги ветра.

При струях интенсивностью от 10 до $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ наблюдаются слабые (93%) и умеренные (7%) сдвиги ветра под осью и исключительно слабые над осью течения.

В качестве вывода можно отметить, что при разных типах струй распределение сдвига ветра имеет некоторые отличия, а наиболее сильные возмущения в структуре ПСА вызывают струи III типа. Струи, не попадающие под определение СТНУ по интенсивности либо по значению вертикального градиента скорости ветра в 300-м слое, образуют меньшие сдвиги ветра, и поэтому можно считать критерии отбора СТНУ, равно как и используемую типизацию, физически обоснованными.

2.4 Термическое состояние пограничного слоя атмосферы при образовании и развитии струйных течений нижних уровней

Как показывают многочисленные исследования, проведенные для различных регионов земного шара, существует определенная взаимосвязь струйных течений нижних уровней и температурных инверсий [7, 9, 10, 14-16, 23-30, 39, 40, 56, 97-101 и др.]. По всей видимости, задерживающие

слои вносят большой вклад в формирование низких струй, уменьшая турбулентность определенного слоя воздуха, вследствие чего нарушается обмен количеством движения по вертикали, что приводит к деформации вертикального профиля скорости ветра.

При исследовании задерживающих слоев обычно используют структурные параметры аналогичные параметрам СТНУ:

- мощность инверсии или изотермии - разность между высотами нижней и верхней границ слоя повышения или постоянства температуры (ΔH , м);

- глубина или интенсивность инверсии – разность между максимальной и минимальной температурой в инверсии (ΔT , °C); в изотермиях $\Delta T=0$ °C.

Инверсии подразделяют на приземные, приподнятые и высотные (высота нижней границы более 1500 м). Такое же разделение используется для изотермий.

В среднем над территорией Украины сочетание низкой струи и инверсии наблюдается в 65-75 % случаев в холодный период года и не более 40 % случаев - в теплый. Например, зимой 2001–2005 гг. большинство (96 %) СТНУ развиваются на фоне инверсий и изотермий [91]. Комбинация низкотропосферной струи и задерживающего слоя преимущественно наблюдается в ночной срок как зимой, так и летом. Однако в холодное полугодие формирование дневной струи, сопровождающейся инверсией, не является редким явлением, тогда как летом такое сочетание практически невозможно (не более 3% случаев).

Интересен факт географического распределения повторяемости рассматриваемого комплекса явлений. Так, если в течение всего года над южными районами Украины низкие струи сопровождаются задерживающими слоями в 79 и 80 % случаев - Одесса и Симферополь, соответственно, то над Киевом повторяемость снижается до 70 %. Эта закономерность характерна для всей ЕТР, поскольку над Москвой только 67 % СТНУ наблюдаются в сочетании с инверсиями, в то время как над Кишиневом с инверсиями связано 82 % низких струй [30].

Для более полного представления о роли задерживающих слоев в процессах возникновения и развития низких струй необходимо рассматривать положение инверсионного слоя относительно оси СТНУ. Над Украиной в 60-70 % случаев низкие струи сопровождаются приподнятыми инверсиями, причем их может быть несколько. Исключение составляет Кривой Рог, расположенный на севере Причерноморской низменности, где 63 % струй формируются в сочетании с приземными инверсиями. Случаи комбинации высотных задерживающих слоев (с нижней границей выше 1500 м) и СТНУ достаточно редки – не более 10 % струй. Пространственное расположение инверсионных слоев таково: верхняя граница приземной инверсии отмечается на высотах 150–300 м в теплое полугодие и 300-500 м – в

холодное. Приподнятые инверсии над равнинной частью Украины и Симферополем наблюдаются в теплое время года на высотах от 200 до 500 м, в холодное – от 350 до 600 м, над Карпатским регионом и Шепетовкой – 300-700 м зимой и 350-800 м летом. Низкие струи, как правило, располагаются в том же пространственном диапазоне.

Для приземных инверсий интенсивность возрастает от 2,0 летом до 2,4 °С зимой, приподнятых – от 2,2 до 2,6 °С, высотных – от 1,4 до 1,7 °С. Таким образом, от лета к зиме возрастает устойчивость всего ПСА. Как видно на примере зимы 2001-2005 гг. [91], слой воздуха под осью низкой струи более устойчив, чем расположенный выше. Наиболее интенсивные приземные инверсии отмечаются зимой над Кривым Рогом и Черновцами (3,1 °С), летом - над Симферополем и Черновцами (2,6 °С). Приподнятые инверсии интенсивнее всего летом над Симферополем (2,9 °С), а зимой над Шепетовкой (3,0 °С); высотные – соответственно над Кривым Рогом (2,3 °С) и Ужгородом (2,4 °С). Сезонная зависимость характерна не только для глубины, но и для мощности указанных видов инверсий. Так, в теплое полугодие их мощность в среднем составляет 270, а в холодное – 320 м. Наиболее мощными являются приподнятые инверсии (500 м - Ужгород), наименее – высотные (170 м – Киев, Одесса). Самые мощные и интенсивные инверсии формируются преимущественно ночью.

Таким образом, над большинством пунктов Украины при наличии низкотропосферной струи в течение года преобладают приподнятые инверсии, интенсивность и мощность которых растет от лета к зиме. Для станций, расположенных в понижениях рельефа, СТНУ чаще сопровождаются приземными инверсиями. Однако связь низких струй и задерживающих слоев неоднозначна, поскольку струи формируются и при отсутствии инверсий.

В представленном анализе учитывается только самый нижний задерживающий слой, тогда как СТНУ может сопровождаться системой из двух-трех и более инверсий и изотермий. Также целесообразно сопоставление вертикальных профилей скорости и направления ветра с профилем температуры, с учетом не только термической, но и динамической устойчивости.

2.5 Струйные течения в нижних слоях тропосферы при слабом ветре у поверхности земли

При формировании низкотропосферных струй иногда возникают ситуации, когда скорость приземного ветра не превышает $4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Такое распределение скорости ветра в нижних слоях атмосферы может привести к накоплению вредных примесей, поскольку при слабом ветре у поверхности земли ухудшаются условия горизонтального переноса примесей, а

СТНУ играет роль “запирающего” слоя, который препятствует вертикальному обмену.

Для изучения повторяемости СТНУ над Одессой при наличии слабого ветра использованы данные трёхразовых наблюдений за ветром и температурой станции Одесса-ГМО в пограничном слое атмосферы за 10-летний период (2001-2010 гг.). Как видно из табл. 2.10, большинство струй на низких высотах при слабом приземном ветре наблюдается зимой и весной, что составляет 35% от общего числа низких струй, образующихся в этот период при различных скоростях ветра у поверхности земли. Летом и осенью СТНУ образуются реже, но относительно общего количества струй повторяемость рассматриваемого типа в эти сезоны несколько больше (39%). Преобладающее число низких струй при слабом ветре (80%) связано с циклоническим полем циркуляции и периферийными атмосферными процессами [2, 23, 39]. Зимой и весной максимальная повторяемость явления (33%) приходится на западный и южный переносы. Наименьшее число (10%) СТНУ отмечено при восточном переносе на южной периферии антициклона.

Таблица 2.10- Повторяемость и структурные параметры СТНУ над Одессой при наличии слабого приземного ветра (2001-2010 гг.)

Сезон	Число случаев	ΔH , м	H_0 , м	V_0 , м с ⁻¹	
				Средняя	Максимальная
Зима	19	830	750	20	26
Весна	17	440	590	20	26
Лето	12	250	540	17	22
Осень	8	570	980	18	21
Год	56	520	720	19	26

Летом и осенью наиболее благоприятные условия для возникновения над Одессой низких струй при слабом приземном ветре создаются при периферийных синоптических процессах, преимущественно при западном и северном переносах. Типовой профиль метеорологических величин для западного переноса при наличии рассматриваемых струй представлен на рис. 2.16.

Наиболее мощные струи отмечены зимой, а наиболее высокие – осенью (табл. 2.11). Причем средняя высота струи при слабом ветре зимой и осенью превышает на 150 м среднюю высоту, рассчитанную по общей выборке (табл. 2.1), летом же СТНУ при слабом ветре расположены на 200 м

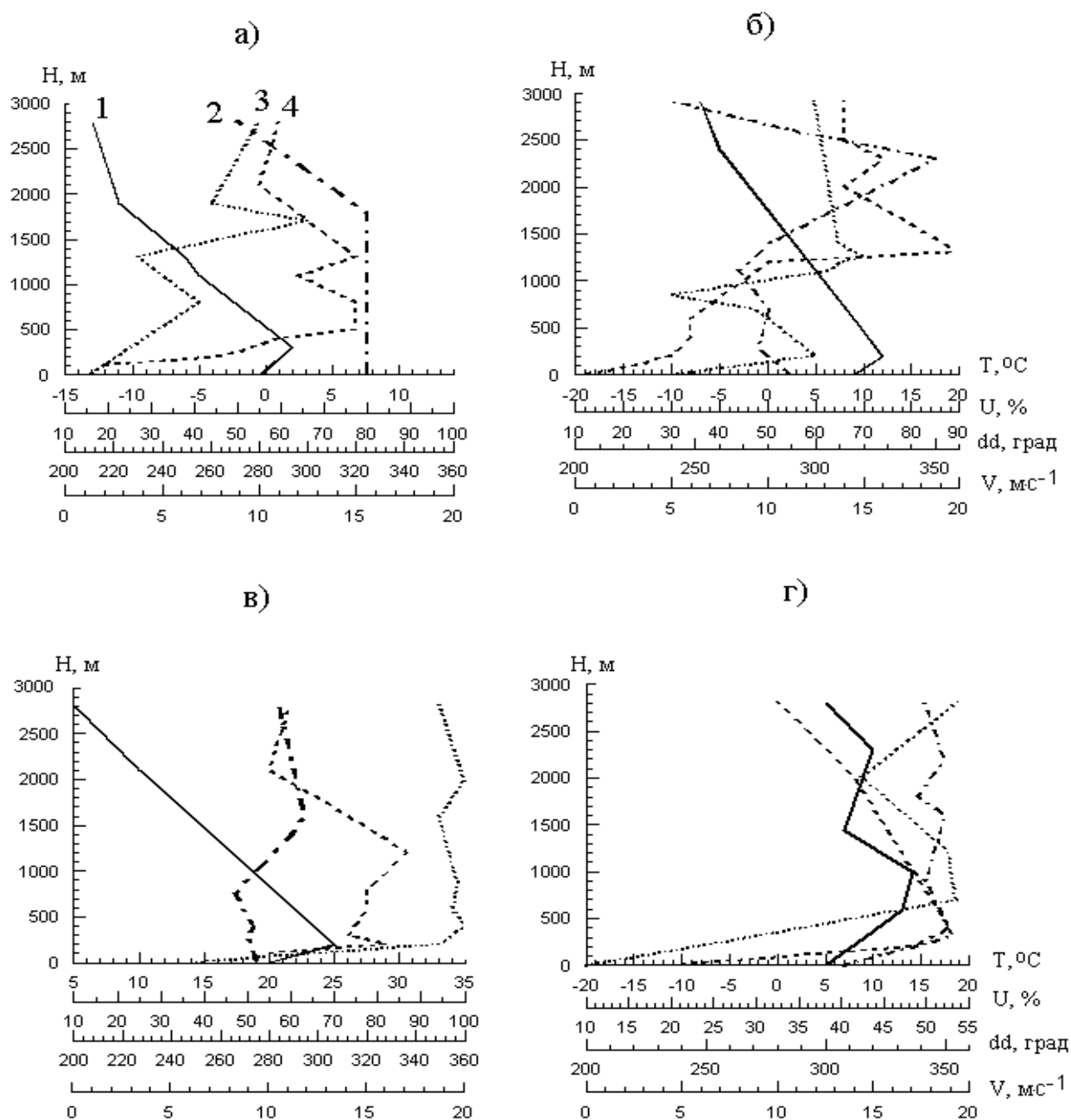


Рис. 2.16. Характерные вертикальные профили метеорологических величин над Одессой (2001–2010 гг.) при сочетании СТНУ и слабого приземного ветра в случае западного переноса в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г):
1 – T , $^{\circ}\text{C}$; 2 – U , %; 3 – dd , град; 4 – V , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$.

ниже. Как и следовало ожидать, струи, формирующиеся при слабом ветре, в среднем, более мощные и менее интенсивные, особенно зимой.

В суточном ходе наибольшая повторяемость (70%) СТНУ, как и слабого ветра, обнаруживается в ночные часы. Ночью низкие струи четче выражены, чем днем из-за наличия задерживающих слоев, и, следовательно, менее интенсивного турбулентного обмена. Скорость ветра на оси струи в

ночное время одинакова как зимой, так и весной, лишь днем в зимний период наблюдается некоторое ее увеличение. Летом и осенью СТНУ менее интенсивны.

Таблица 2.11 - Структурные параметры СТНУ, сопровождающихся слабым приземным ветром. Украина (зима 2001-2010 гг.)

Станция	Срок UTC	Повт-сть		H _о , м	V _о , м·с ⁻¹	ΔH, м	H _{нг} , м	H _{вг} , м
		ч.с.	%					
Киев	00	3	13	1320	19	1450	380	1830
	12	3	14	1330	19	1080	550	1630
Кривой Рог	12	2	6	1420	15	1740	1210	2950
Львов	00	5	25	1360	17	780	1070	1850
Одесса	00	3	10	160	20	100	150	250
Симферополь	00	7	33	890	18	880	600	1480
Ужгород	00	5	27	1480	21	1330	1150	2480
Харьков	00	7	33	430	18	1360	360	1710
Черновцы	00	4	15	1420	19	980	1200	2180
Шепетовка	00	3	14	670	16	1740	520	2260

Струи над Одессой при слабом приземном ветре в 93 % случаев связаны с задерживающими слоями в ПСА: ночью с приземными, днем с приподнятыми. Летом, в отдельных случаях, возможно формирование СТНУ без инверсий. Направление ветра на оси струи и у поверхности земли отличается, как правило, более чем на 60° и наблюдается правый поворот ветра. Устойчивость в слое атмосферы под струей, а, следовательно, ослабление вертикального переноса кинетической энергии, способствует ослаблению скорости ветра у поверхности земли до 0–3 м·с⁻¹, увеличивая величину сдвига ветра под осью струи.

С целью анализа пространственно-временной структуры низкотропосферных струй при слабом ветре у земли и при штилях в табл. 2.11 представлены структурные параметры рассматриваемых струй над 9-ю станциями Украины (Киев, Львов, Ужгород, Черновцы, Одесса, Симферополь, Шепетовка, Кривой Рог, Харьков), возникших зимой 2001-2010 гг. Повторяемость таких струй колеблется от 6 до 40 %. Большинство струй наблюдается над Черновцами и Одессой днем (38 и 40 %), а наименьшая повторяемость отмечена в Кривом Роге (6 %). Во Львове при слабом ветре в указанный период СТНУ не зарегистрировано, скорость ветра в нижней части тропосферы равномерно повышается до 10 м·с⁻¹. Также низкие струи при слабом ветре не прослеживаются ночью в Кривом Роге, а днем в Симфери-

поле и Харькове, поскольку либо интенсивность зафиксированных струй не превышает $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, либо профиль скорости ветра не приобретает струйный характер.

Основные характеристики СТНУ при слабом ветре значительно варьируют относительно своих среднесезонных и модальных значений, что частично объясняется небольшими размерами исследуемой выборки, однако в целом струи при слабом ветре менее интенсивны. Большинство рассматриваемых ситуаций (65 %) отмечается в барических ложбинах, где скорость приземного ветра составляла $3\text{--}4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, тогда как в гребнях (30 %) она не превышает $0\text{--}2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Вертикальное распределение температуры отличается преобладанием инверсионной стратификации (90 %), причем нижний задерживающий слой во всех случаях располагается под осью струи, а вертикальные градиенты температуры ниже оси либо отрицательные, либо небольшие положительные (табл. 2.12).

Таблица 2.12 - Характеристики вертикального распределения ветра и температуры выше (в) и ниже (н) оси СТНУ при слабом приземном ветре. Украина. Зима 2001-2010 гг.

Станция	Срок, UTC	Δdd , град	β_n , $\frac{\text{м} \cdot \text{с}^{-1}}{30\text{м}}$	β_v , $\frac{\text{м} \cdot \text{с}^{-1}}{30\text{м}}$	γ_n , $\frac{^\circ\text{C}}{100 \text{ м}}$	γ_v , $\frac{^\circ\text{C}}{100 \text{ м}}$	Ri_n	Ri_v
Киев	00	10	2,93	0,19	-0,34	0,32	0,06	0,06
	12	20	3,28	0,28	0,08	0,50	3,89	5,41
Кривой Рог	12	50	1,24	0,32	0,16	0,53	2,02	2,99
Львов	00	55	1,48	0,37	0,00	0,22	2,80	2,99
Одесса	00	55	8,72	0,58	-0,73	-0,07	0,07	6,49
Симферополь	00	77	1,30	0,27	-0,19	0,38	0,58	6,57
Ужгород	00	35	0,73	0,34	0,01	0,29	1,85	3,95
Харьков	00	18	1,25	0,30	0,34	0,26	0,45	27,72
Черновцы	00	35	0,86	0,24	-0,84	0,41	6,46	8,96
Шепетовка	00	15	1,76	0,11	0,05	0,41	0,83	7,60

Примечания:

- 1 - β_v и β_n – сдвиг ветра;
- 2 - γ_n и γ_v – вертикальный градиент температуры;
- 3 - Δdd – разность направлений ветра на оси струи и у земли;
- 4 - Ri_n и Ri_v – число Ричардсона ниже и выше оси СТНУ.

Вертикальный сдвиг ветра под осью СТНУ при слабом ветре в среднем превышает сдвиг ветра, рассчитанный для всех струй. Выше оси СТНУ отмечаются слабые сдвиги ветра и менее устойчивая термическая, но более устойчивая динамическая стратификация, поскольку числа Ричардсона над осью низкой струи, как правило, выше.

В целом, над территорией Украины при слабом ветре в слое под осью низкой струи наблюдается как правый, так и левый поворот ветра, величина которого изменяется от 10 до 80°. При штиле струи обнаружены только над Симферополем и Ужгородом (1 и 3 случая). Этим случаям соответствует антициклоническая циркуляция и наличие слоев инверсий или изотермий под осью струи.

Таким образом, СТНУ при слабом приземном ветре над Украиной составляют около трети всех случаев, они являются менее интенсивными и расположены, как правило, выше. Более чем в 90 % случаев под такими струями наблюдаются задерживающие слои. Сдвиги ветра здесь больше за счет значительного поворота ветра в слое инверсии и небольшой скорости ветра у поверхности земли и, следовательно, представляют большую опасность для авиации.

Исходя из полученных закономерностей, можно предположить, что причиной образования струй при слабом ветре может быть значительная адвекция на малых высотах или инерционные суточные колебания скорости ветра на фоне слабого приземного ветра и стационарных атмосферных процессов, возможно сочетание этих двух механизмов. Полученные результаты подтверждаются многочисленными исследованиями по данному региону [1, 2, 20, 23, 26, 27, 39 и др.].

3 ЦИРКУЛЯЦИОННЫЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЫ

3.1 Синоптические условия образования низких струй

Как известно [2, 7, 9, 10, 14, 15, 18-22, 25, 29-36, 44, 51, 60, 61, 71, 74, 83, 97, 100, 102, 105-107, 109, 110, 117-119, 122, 126, 128-131 и др.], низко-тропосферные струи наблюдаются над всеми регионами земного шара при самых различных синоптических ситуациях, поэтому над исследуемым районом целесообразно рассмотреть процессы образования СТНУ в различных циркуляционных условиях.

Над территорией Украины в холодное полугодие от 56 (Симферополь) до 74% (Ужгород) низких струй формируются при циклонической циркуляции (табл. 3.1), а в теплое полугодие доля циклонических СТНУ уменьшается и колеблется от 42 (Симферополь) до 59% (Харьков). В области антициклона низкие струи чаще наблюдаются в теплое время года: от 41 до 58% случаев в Харькове и Симферополе, соответственно. Зимой и осенью доля антициклональных струй изменяется от 29 (Одесса) до 34% (Кривой Рог). Кроме того, СТНУ формируются в малоградиентном поле и переходной зоне между областями высокого и низкого давления (от 4 до 15% случаев). С севера на юг Украины значительно возрастает повторяемость

Таблица 3.1 - Повторяемость (%) низких струй в различных
барических образованиях над Украиной в теплое (Т)
и холодное (Х) полугодия. 1975-1995 гг.

Пункт	Часть барического образования															
	циклон								антициклон							
	перед. часть		тёплый сектор		тыл		ложбина		перед. часть		центр часть		тыл		гребень	
	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т	Х	Т
Киев	31	20	9	11	16	14	12	10	7	11	6	8	6	10	13	16
Кр.Рог	25	19	15	12	13	10	13	10	8	13	7	9	7	12	12	15
Одесса	28	18	18	15	12	10	13	8	7	15	4	7	8	13	10	14
Симф-ль	20	13	15	10	10	8	11	11	9	14	8	13	10	11	17	20
Харьков	27	21	14	12	17	15	12	11	7	12	6	8	6	9	11	12
Львов	25	19	18	16	14	11	13	10	6	11	7	6	5	9	12	18
Черновцы	22	20	20	15	13	12	13	11	6	10	7	8	6	8	13	16
Шепетовка	20	17	18	14	15	13	14	13	7	11	8	7	6	12	12	13
Ужгород	30	18	20	17	12	11	12	9	6	14	4	6	7	12	9	13

антициклональных низких струй, возможно, это обуславливает увеличение к югу количества СТНУ, сопровождающихся задерживающими слоями.

Над территорией Украины циклонические струи более мощные и интенсивные, чем антициклональные. Многообразие структуры СТНУ в циклонах, даже в отдельных областях одного и того же вихря, привело к необходимости составления типизации атмосферных процессов. Например [30], макроциркуляционные процессы при низких струях ЕТР можно условно разделить на две группы, относящиеся к летнему и зимнему вариантам атмосферной циркуляции. В течение периода со второй половины октября по апрель процессы развиваются по зимнему варианту, причем 61 % приходится на группу циклонических процессов, когда над Восточной Европой преобладают циклоны, перемещающиеся с запада или юго-запада.

Разнообразие аэросиноптических условий образования и развития струйных течений нижних уровней свидетельствует об участии в формировании явления различных физических механизмов. В последние годы происходит увеличение числа стихийных бедствий, многие из которых сопровождаются низкими струями [41, 42, 109, 118, 155]. Как уже упоминалось, фронтальные струи взаимосвязаны с различными опасными и стихийными гидрометеорологическими явлениями – сильными шквалами, грозами, смерчами, сильными туманами, лавинами и др. Сочетание орographicеских и макроциркуляционных условий зачастую приводит к катастрофическим последствиям [100].

Для определения современного режима образования низкотропосферных струй проанализирована повторяемость явления в разных частях барических образований над юго-западом Украины на примере Одессы. Выявлено, что в целом за все месяцы 2001-2010 гг. низкие струи преимущественно образовывались (65%) под влиянием циклонической циркуляции (табл. 3.2). Чаще всего низкотропосферные течения формируются в ложбине (21%) и теплом секторе (19%), антициклонические течения – преимущественно в гребне (12%). Наименьшая повторяемость (по 7%) приходится на центр и тыл антициклона.

Если рассматривать генезис явления по сезонам, то низкие струи образуются преимущественно осенью (34%), когда [57] почти треть низких течений возникает под влиянием ложбины (31%) и теплого сектора (29%). Зимой 66% низких струй (рис. 3.1) формируется в циклонических полях, причем практически поровну в разных частях циклона; подобная тенденция присуща и антициклональным полям. Весной 68% течений отмечается в циклоническом поле, с относительным преимуществом передней и тыловой части (20 и 18%), и в антициклоне также преобладают передняя и тыловая части – по 9%. Лето отличается от других сезонов преимуществом антициклональных течений (54%), чаще всего формирующихся в гребне (35%). Летние циклонические поля для большинства низкотропосферных течений представлены ложбинами (24%).

Таблица 3.2 - Повторяемость (%) низких струй в различных барических образованиях над Одессой. 2001-2010 гг.

Пункт	Часть барического образования								Всего
	циклон				антициклон				
	передняя часть	тёплый сектор	тыл	ложбина	передняя часть	центр. часть	тыл	гребень	
ХІІ	27	7	13	7	13	13	7	13	100
I	14	21	19	14	7	5	12	9	100
II	11	26	16	21	11	11	5	0	100
Зима	16	19	17	14	9	8	9	8	100
III	12	29	6	18	15	3	12	6	100
IV	18	18	18	12	12	6	12	6	100
V	17	17	8	17	17	0	0	25	100
Весна	20	16	18	12	9	7	9	7	100
VI	5	9	9	41	0	14	0	23	100
VII	8	8	8	8	8	17	8	33	100
VIII	8	0	8	8	8	8	0	58	100
Лето	7	7	9	24	4	13	2	35	100
IX	6	6	6	29	24	0	12	18	100
X	4	19	7	56	4	7	4	0	100
XI	4	43	11	17	13	0	7	4	100
Осень	4	29	9	31	12	2	7	6	100
I-XII	12	19	13	21	9	7	7	12	100

Большинство низких струй над Украиной образуются в зоне влияния атмосферных фронтов (83%), из них 42% связаны с холодными фронтами, 48% - с тёплыми и 10% - с фронтами окклюзии. Причём, на холодных фронтах наблюдаются наиболее интенсивные течения (от 18 до 31 м·с⁻¹), а на тёплых – менее сильные (от 15 до 20 м·с⁻¹).

Как видно из рис. 3.2, при формировании низких струй в холодное полугодие над Одессой в 2001-2010 и 1975-1995 гг., в целом, преобладают циклонические процессы - по 70%, но выявлены некоторые изменения по части барического образования, которое определяло погодные условия над юго-западом Украины и формировало СТНУ. В частности, в прошлом десятилетии низкие струи всего возникали под влиянием теплого сектора и ложбины циклона (24 и 22%), а в 1975-1995 гг. почти треть явлений наблюдалась в передней части циклона, а СТНУ в тыловой части циклона в обоих периодах встречались редко - 12%.

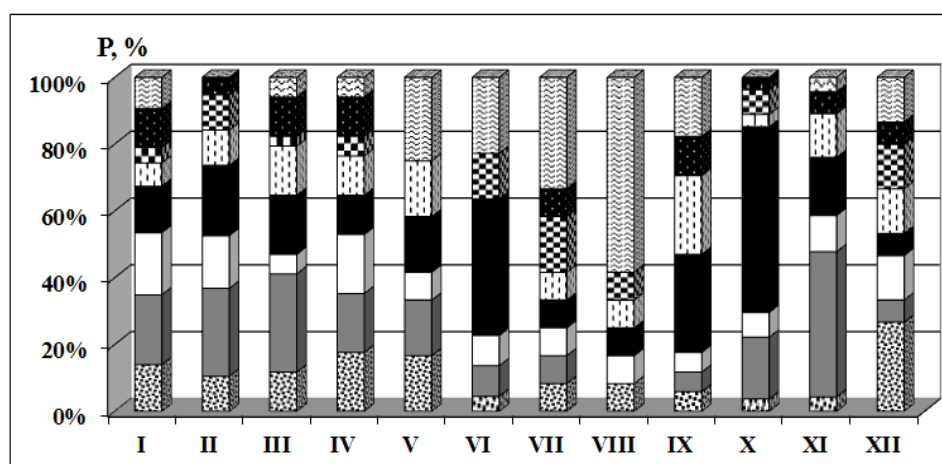
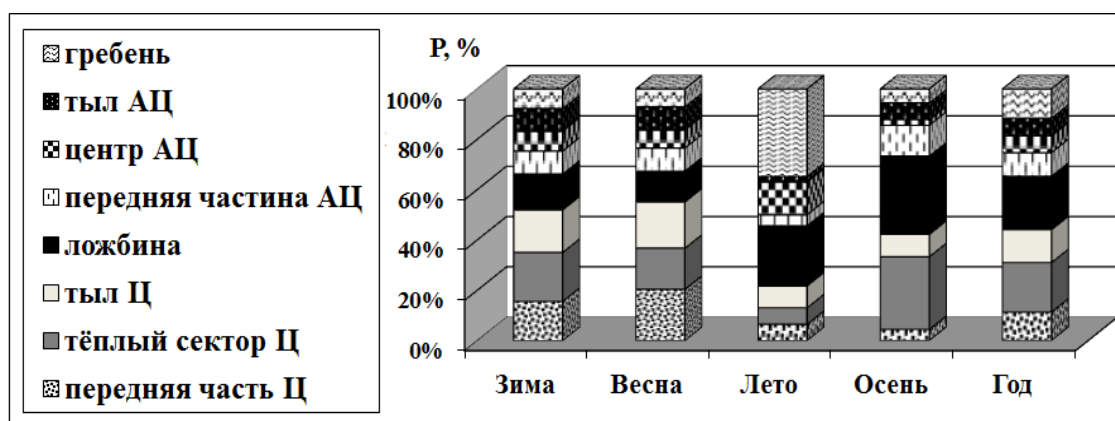


Рис. 3.1. Повторяемость (P, %) типов синоптических ситуаций над Одессой при наличии СТНУ в 2001-2010 гг.

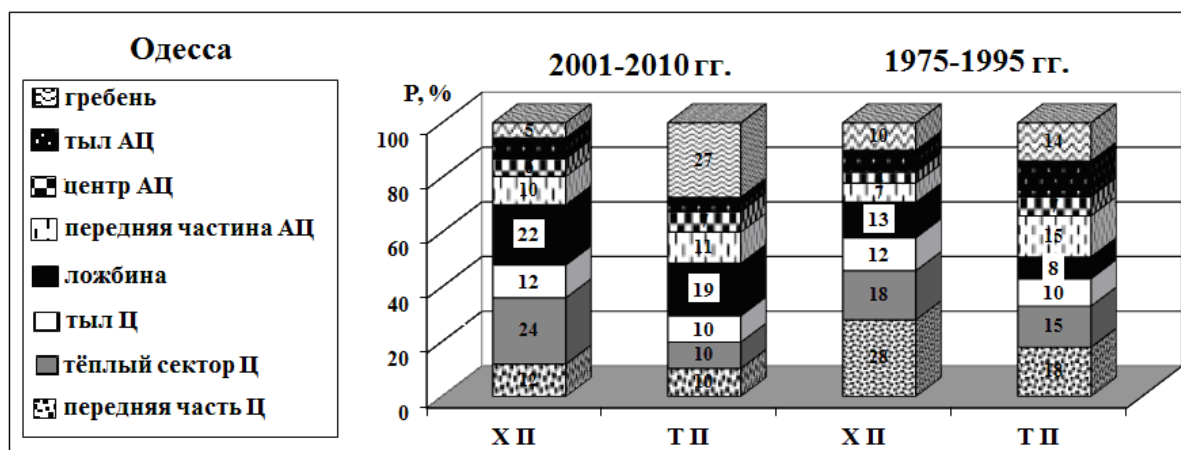


Рис. 3.2. Повторяемость (P, %) типов синоптических ситуаций над Одессой при наличии СТНУ в холодное (ХП) и теплое (ТП) полугодие в периоды 2001-2010 и 1975-1995 гг.

Теплое полугодие 2001-2010 гг., в общем плане, не отличалось от 1975-1995 гг. - одна половина течений формируется в циклоническом поле,

другая, наоборот - в антициклональном: однако выросла повторяемость СТНУ в гребне (от 14 до 27%) за счет относительно частого образования там антициклональных течений в июле и августе - 33 и 58%, соответственно. Доля тыловой части антициклона уменьшается с 13 до 5%, влияние других частей антициклона на формирование СТНУ не изменяется.

Таким образом, над Украиной низкотропосферные струи преимущественно образуются в полях пониженного давления, с постепенным увеличением количества антициклональных явления к летнему сезону. Сравнение синоптических условий образования СТНУ над юго-западом Украины не выявило существенных различий по периодам 1975-1995 и 2001-2010 гг.

3.2 Струйные течения нижних уровней, формирующиеся в зоне атмосферных фронтов

Атмосферные фронты, представляя собою переходные зоны или поверхности раздела между различными по свойствам воздушными массами, как правило, характеризуются относительно повышенными значениями горизонтальных градиентов температуры и давления, а также особенностями в полях ветра и влажности воздуха. Классические схемы, предложенные еще в начале XX века норвежскими метеорологами, в наиболее крупных чертах достаточно полно отражают пространственную структуру атмосферных фронтов. Однако исследования, проводимые с использованием данных радиозондирования с высоким пространственным и временным разрешением [63-67, 78, 104, 118, 128 и др.] выявили ряд элементов мезомасштабной структуры полей ветра, температуры и осадков в зонах атмосферных фронтов: полосовой характер облачности и осадков в теплом секторе и перед теплым фронтом, волновое или складчатое строение фронтальных зон, включающее относительно холодные и относительно теплые объемы воздуха, теплый и влажный поток в нижнем слое перед холодным фронтом, обеспечивающий приток влаги к фронтальным облачным системам и названный «несущей полосой» (conveyor belt). Формирование низких струй вблизи фронтальной поверхности также можно считать неотъемлемой чертой мезомасштабной пространственной структуры фронта. Поле ветра на фронтах характеризуется, прежде всего, циклоническим горизонтальным сдвигом параллельной фронту (продольной) составляющей, и если фронт лежит в хорошо выраженной ложбине, то направление продольной составляющей в зафронтальном воздухе противоположно ее направлению в предфронтальном воздухе. Обычно максимум продольной составляющей ветра перед холодным фронтом приобретает характер СТНУ. В зафронтальном воздухе также часто наблюдается максимум продольной составляющей. Низкие струи перед холодными фронтами образуются в потоке «теплой несущей полосы» – в наиболее теплом и влажном воздухе теплого сектора. Вокруг оси СТНУ развивается спиральная циркуляция,

восходящая ветвь которой сливается с восходящими движениями воздуха непосредственно перед холодным фронтом, в результате чего активизируется облакообразование [63].

Фронтальные СТНУ, как правило, располагаются перед холодными и теплыми фронтами параллельно им, однако нередко струи наблюдаются в зафронтальной воздушной массе. При этом считается, что влияние теплого фронта распространяется на 500 км, фронта окклюзии – до 400 км, холодного фронта – до 250 км [104].

Многолетние наблюдения показывают, что около 60 % СТНУ над Украиной образуются под влиянием фронтального раздела [30, 91], причем к северу доля фронтальных струй возрастает.

Рассмотрим повторяемость и структуру фронтальных струй на примере таких станций как Киев и Ужгород, поскольку они характеризуют образование СТНУ над равнинной территорией и орографически неоднородным регионом. Так, для Киева (1990-1995 г) в зимний период 27 % СТНУ наблюдаются на теплых фронтах, 23 и 6% – на холодных и фронтах окклюзии; летом - 31, 20 и 7%, соответственно. Над Ужгородом зимой 36% струй формируются в области теплых фронтов, 23 и 9% - на холодных и фронтах окклюзии; летом – 24, 27 и 11% соответственно.

Над Украиной СТНУ чаще отмечаются на расстоянии 150–200 км перед теплыми фронтами, причем максимум скорости ветра располагается вблизи верхней границы инверсии температуры. В случае холодных фронтов СТНУ преимущественно выявляются после прохождения зоны фронта у поверхности земли, вплоть до удаления этой зоны на 200 км от пункта зондирования. На фронтах окклюзии СТНУ наблюдаются реже, чем за холодными фронтами, а интенсивность их невелика. Преобладание в рассматриваемой выборке струй на теплых фронтах может быть обусловлено более быстрым движением холодного фронта, в результате чего связанная с ним струя может пройти через пункт наблюдения между сроками зондирования. При этом струи на холодных фронтах, как правило, регистрируются только в один срок радиозондирования.

Тип фронта определяет не только повторяемость СТНУ, но их структурные параметры. Как видно из табл. 3.3, наиболее мощные струи отмечены перед теплым фронтом и на фронтах окклюзии; наиболее интенсивные – на холодном, с наибольшими средними и максимальными скоростями ветра на оси струи. СТНУ в зоне фронтов сопровождаются атмосферными явлениями и облачностью тех форм, которые характерны для данного типа фронтального раздела.

В качестве примера рассмотрим случай образования интенсивного СТНУ за теплым фронтом над территорией Украины 3 января 1992 г. Погоду над Украиной определяла меридианально ориентированная ложбина циклона с центром над Скандинавией, с которым связана система полярного фронта. Под действием сильных западных ветров фронты перемещают-

ся на восток, и 3 января над центральной частью Украины располагается теплый фронт (рис. 3.3), хорошо выраженный в поле осадков и температуры – горизонтальные градиенты температуры составляли 5°C на 500 км.

Таблица 3.3 – Повторяемость и параметры СТНУ, образующихся на атмосферных фронтах над Киевом и Ужгородом в теплое (Т) и холодное (Х) полугодие

Параметры СТНУ	Пункт	Теплый фронт		Холодный фронт		Фронт окклюзии	
		Х	Т	Х	Т	Х	Т
Р, %	Киев	27	31	23	20	6	7
	Ужгород	36	24	23	27	9	11
H_0 , м	Киев	810	800	950	980	520	510
	Ужгород	750	530	760	520	630	560
ΔH , м	Киев	600	510	400	360	510	530
	Ужгород	530	540	300	310	500	500
V_0 , м с ⁻¹	Киев	21	19	22	20	18	17
	Ужгород	20	18	21	18	20	18

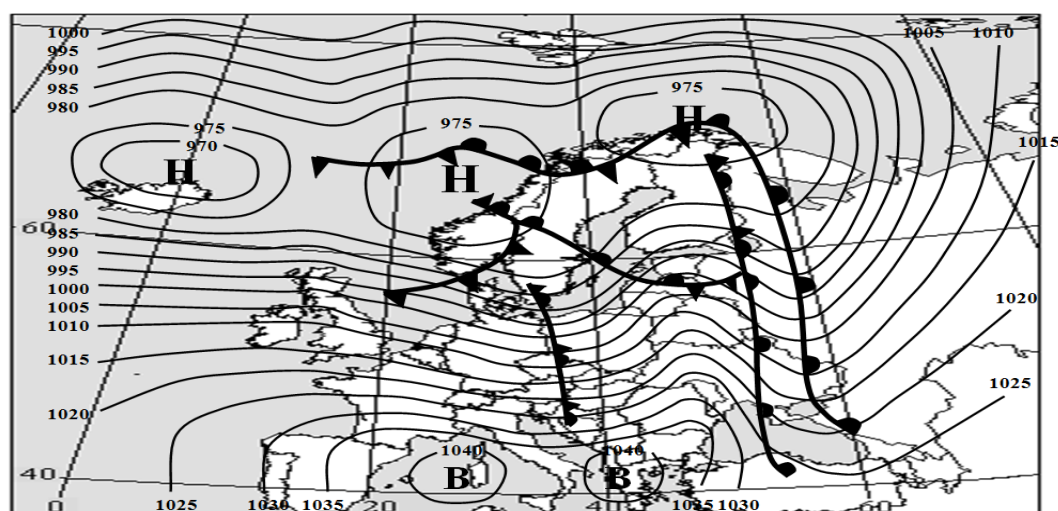


Рис. 3.3. Приземный анализ 3 января 1992 г, 00 UTC

На расстоянии примерно 150 км перед теплым фронтом над Кривым Рогом расположено низкое струйное течение небольшой интенсивности ($15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) на высоте 220 м, а над Харьковом и Симферополем – усиления ветра достигали $20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. За теплым фронтом, на расстоянии 150–200 км, над Киевом и Одессой прослеживается низкотропосферная струя (рис. 3.4)

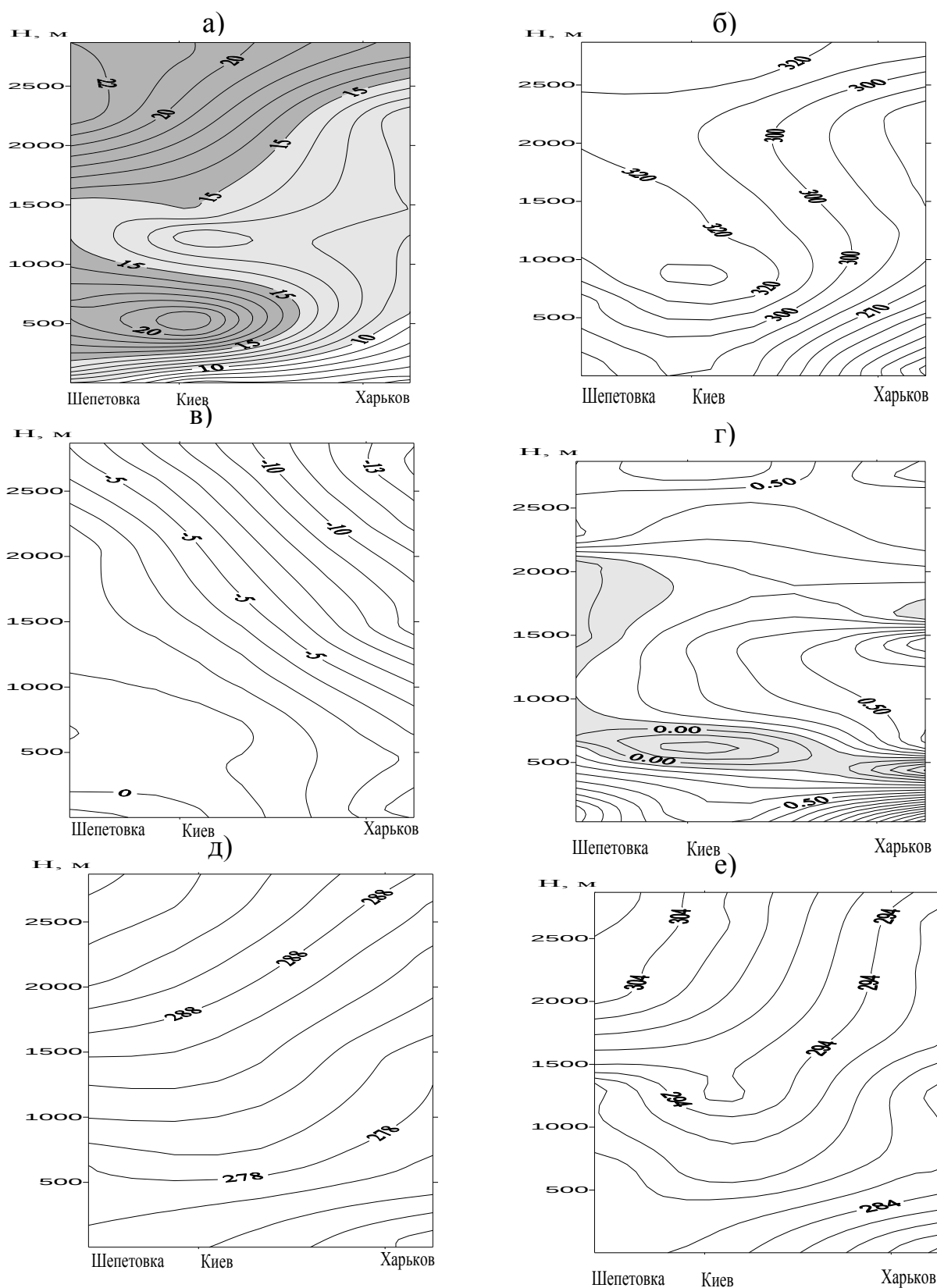


Рис. 3.4. Вертикальные разрезы полей метеорологических величин:
 V , $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ - (а); dd , град - (б); T , $^{\circ}\text{C}$ - (в); γ , $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ - (г);
 Θ , К - (д); Θ' , К - (е) над Украиной 3 января 1992 г, 00 UTC.

интенсивностью $22 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Что касается пространственного расположения струи, то над Киевом ее ось находится на высоте 500 м (рис. 3.4а.), а мощность составляет 650 м. К югу, т.е. над Одессой, струя сужается ($\Delta H=300 \text{ м}$) и опускается до 120 м (нижняя граница СТНУ - 80 м). Эта же струя обнаруживается на расстоянии 250 км за фронтом (по данным радиозонда над Шепетовкой), где она смещается несколько выше ($H_0=650 \text{ м}$) и ее интенсивность уменьшается до $19 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

В зафронтальной воздушной массе СТНУ наблюдается также над Черновцами, располагаясь на расстоянии немногим более 500 км от линии фронта [41]. Над Львовом и Ужгородом формируется усиление ветра до $19 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. В рассматриваемом случае струя за атмосферным фронтом является более интенсивной, чем перед ним.

Остановимся подробнее на зафронтальном ветровом потоке. Как видно из рис. 3.4а, над СТНУ интенсивностью $22 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ располагается область пониженных (до $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) скоростей ветра, простирающаяся до 1600 м. Выше нее скорость ветра непрерывно возрастает с высотой. Подобное распределение скоростей свидетельствует о том, что рассматриваемая низкотропосферная струя не связана со струйным течением верхней тропосферы и представляет собой самостоятельное явление.

В поле направлений ветра (рис. 3.4б) поток очерчен изогоной 330° на высотах около 1000 м, т.е. струя ориентирована под углом 30° к линии теплого фронта.

Вертикальный разрез температуры (рис. 3.4в и 3.4г) показывает, что струя располагается под линией теплого фронта и ось струи лежит ниже области приподнятой фронтальной инверсии. В поле псевдопотенциальной температуры (рис. 3.4е) можно наблюдать максимум на высоте 1000–1500 м, т.е. над струей, что согласуется с [66].

Таким образом, исследуемое струйное течение в нижнем слое атмосферы является термически однородным теплым, влажным (дефицит точки росы менее 1°C) потоком, направленным по касательной к линии фронта. Теплый поток такой структуры является характерной особенностью меридионально ориентированных протяженных фронтов над ЕТР.

3.3 Случай образования низкой струи на фоне активных конвективных процессов

3.3.1 Обзор синоптических процессов 9-11 июня 2012 года

Для рассмотрения ситуации, приведшей к стихийному бедствию в Киевской области, повлекшему за собой человеческие жертвы, 10 июня 2012 г. проанализируем стандартный комплект синоптических материалов: приземные синоптические карты за 00 и 06 UTC, кольцевые карты погоды за 06 и 09 UTC, высотные карты АТ-850, АТ-700, АТ-500, АТ-300, ОТ-500/1000 за 00 UTC, данные вертикального зондирования атмосферы за 00

и 12 UTC (Киев), фактической погоды за все сроки наблюдений и штормовые предупреждения за 10 июня 2012 года, а также аналогичный комплект карт за 00 UTC 9 и 11 июня 2012 г. (рис. 3.5-3.10)

В Атлантико-Европейском регионе высотное барическое поле на картах АТ-500 гПа (рис. 3.7, 3.9) представлено глубоким и обширным циклоном с центром над Скандинавским полуостровом, от которого в юго-западном и юго-восточном направлениях ориентированы две ложбины. Высотные теплые антициклоны находятся над севером Африки и восточным Средиземноморьем. Между указанными барическими образованиями располагается интенсивная высотно-фронтальная зона (ВФЗ), с величиной горизонтального градиента геопотенциала на карте OT_{1000}^{500} , превышающего 24-28 дам/1000 км, и проходящая через территорию Западной Европы. Из района Туниса ее активная ветвь направлена далее на восток, достигая региона Нижней Волги и севера Каспия, где наблюдается дельта ВФЗ. Северная ветвь ВФЗ поворачивает на север и приобретает меридиональное направление, а южная ветвь, проходя над районами Средиземного моря и Малой Азии, огибает по южной периферии высотный циклон, расположенный над Казахстаном. Аналогичное положение занимают струйные течения. Наиболее активная струя соответствует арктическому фронту, максимальные скорости на ней составляют 140-180 км/ч. Ось струйного течения над Европой находится в слое 400–300 гПа (7-9 км). Учитывая активность струйных течений и ВФЗ над всей территорией Западной и Восточной Европы, включая Украину, следует ожидать развития наиболее активных атмосферных процессов.

Синоптическая ситуация у поверхности земли сформирована (рис. 3.5) следующими барическими образованиями и процессами:

- двухцентровой областью пониженного давления над Скандинавией и севером России. Северный циклон расположен над Северным морем, очерчивается одной изобарой: за прошедшие сутки минимальное давление в нем выросло на 7,5 гПа; это высокое барическое образование (ось квази-вертикальна, прослеживается до высоты 300 гПа), находящееся в стадии заполнения. Более интенсивный циклон с давлением в центре 999,5 гПа 9.06.12 г. располагается над территорией между Москвой и Архангельском (координаты центра 58° с.ш., 41° в.д.), имеет горизонтальные размеры около 1000 км и очерчивается двумя изобарами. В его области находятся два атмосферных фронта, что свидетельствует о регенерации циклона. За сутки его центр сместился к северо-востоку со скоростью 20 км/ч. Область максимального падения давления наблюдается на северной периферии циклона и составляет -2,7 гПа/3 ч. Циклон прослеживается по всей тропосфере и его пространственная ось наклонена к северо-западу. Термобарическое поле неоднородно, так как отмечается значительная адвекция холода в тыл циклона и адвекция тепла на северо-востоке. Разность температур

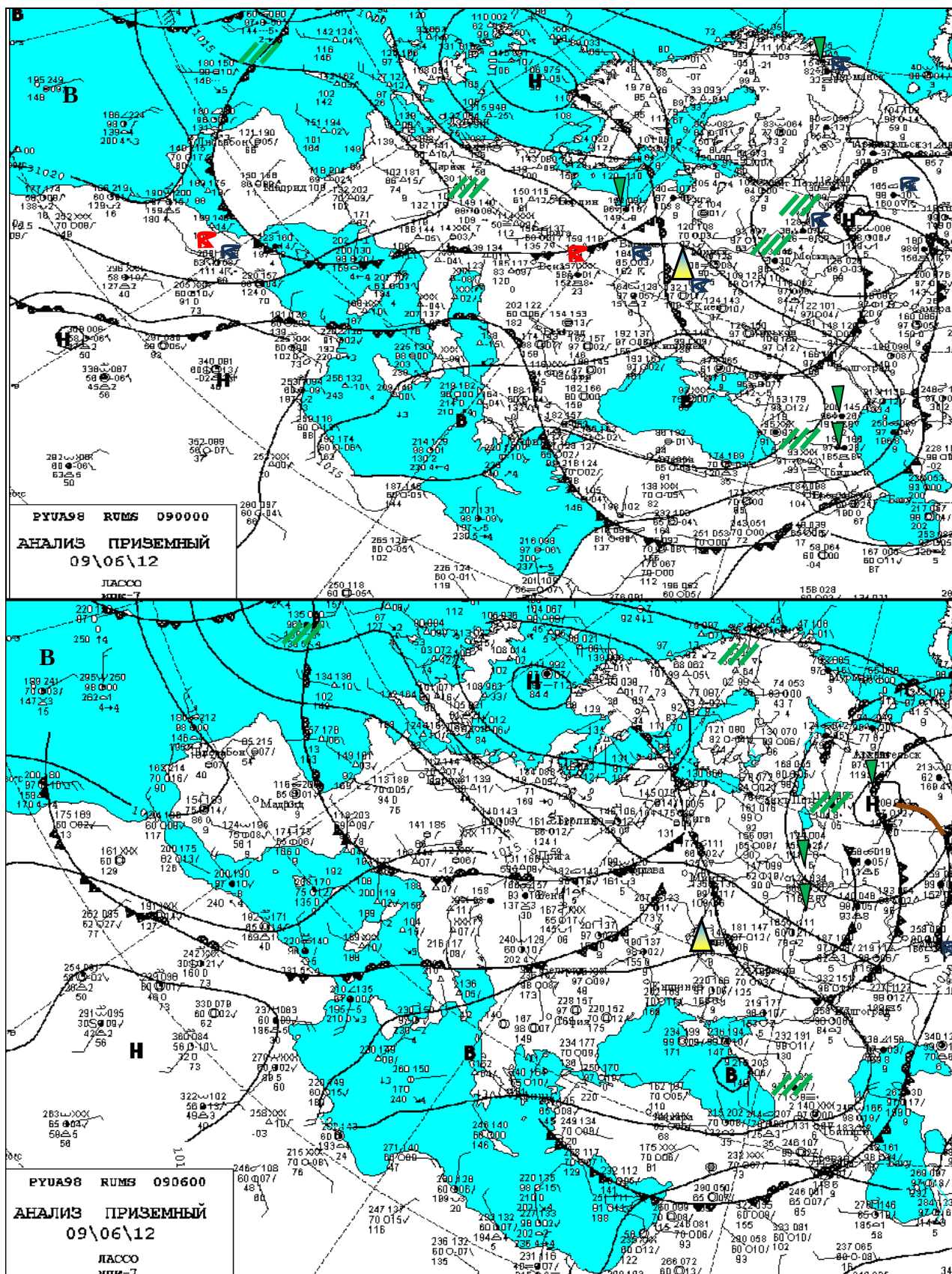


Рис. 3.5. Приземный анализ за 09.06.12 г. 00 и 06 UTC

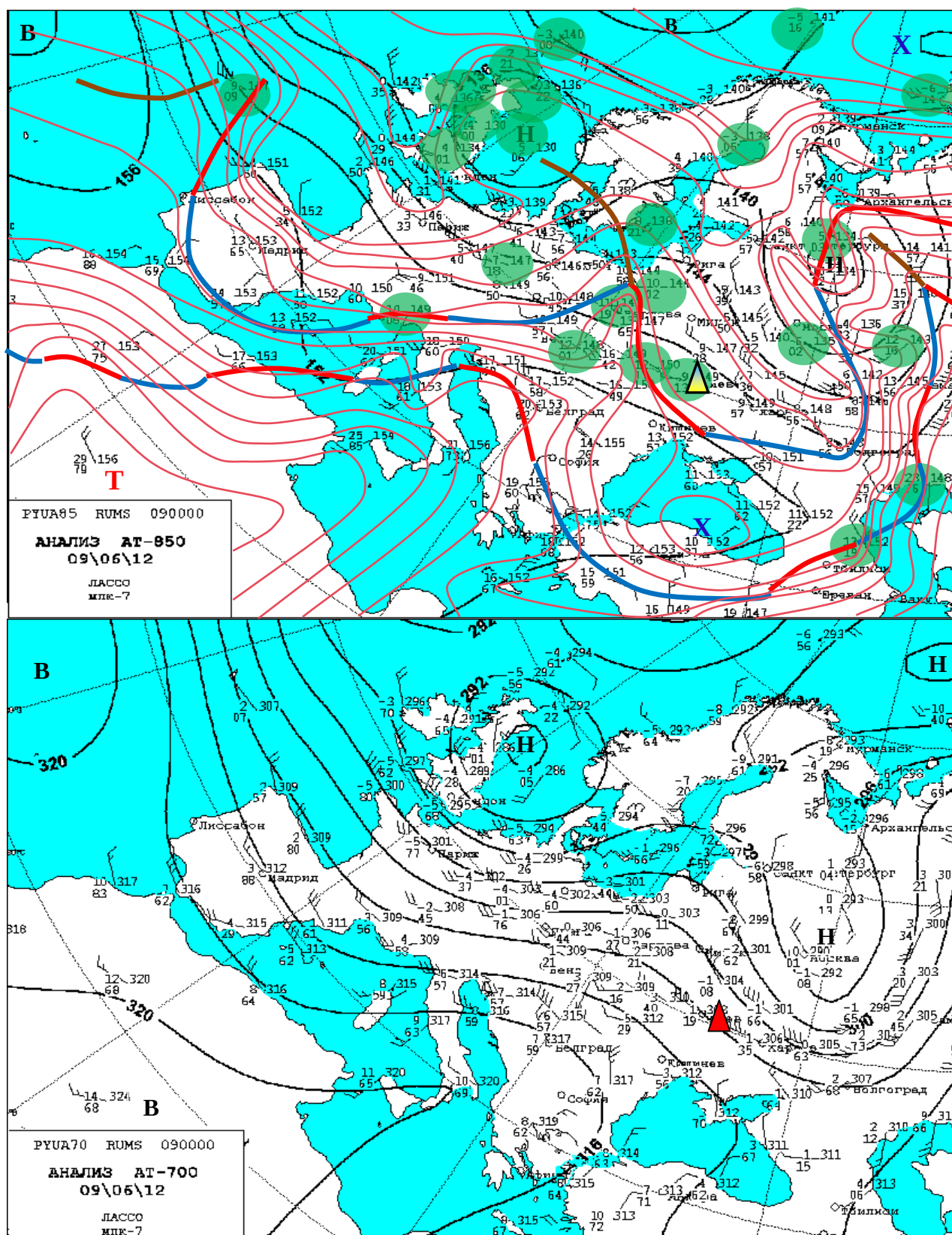


Рис. 3.6. Карта АТ-850 и АТ-700 за 09.06.12 г. 00 UTC

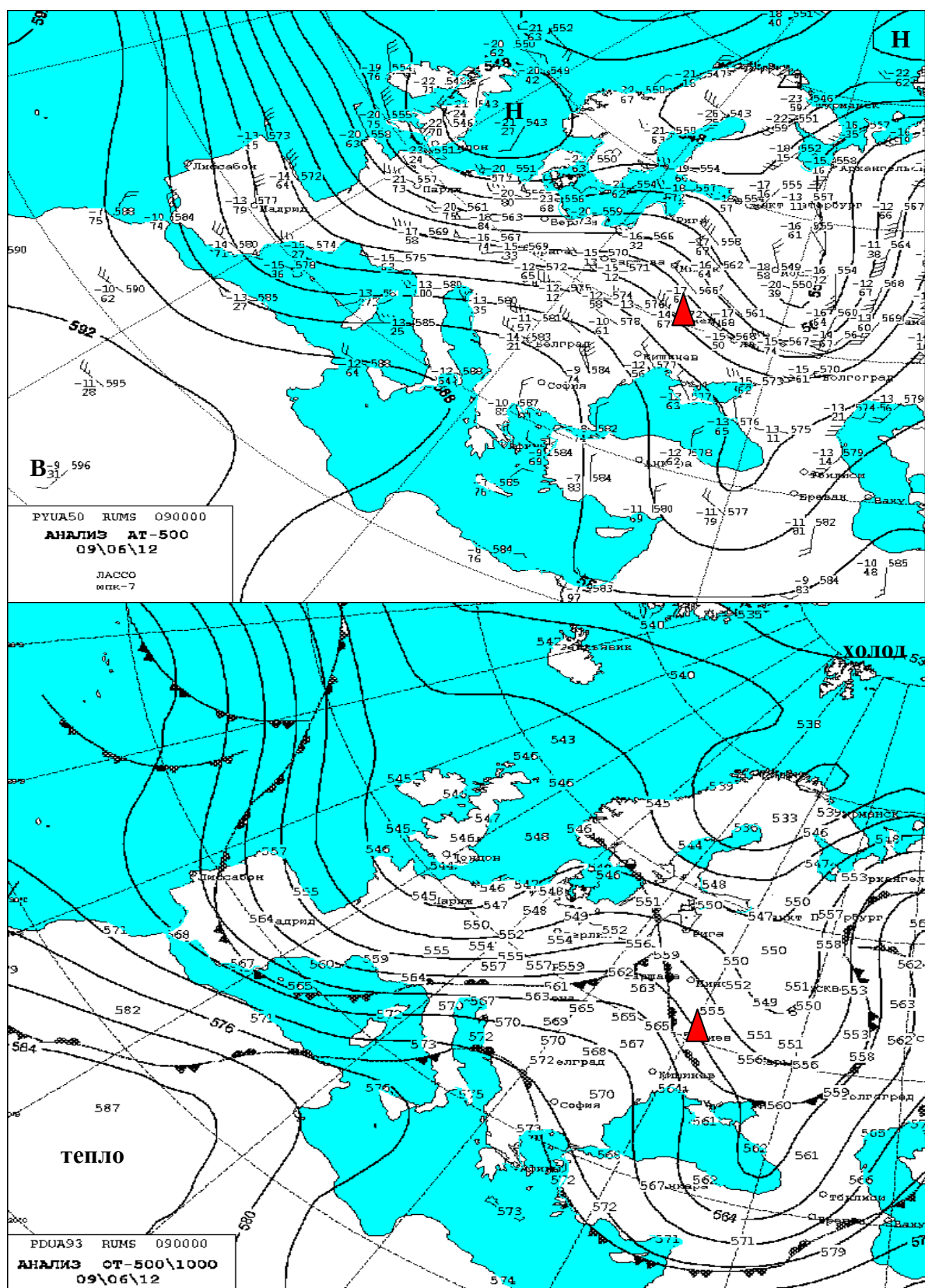


Рис. 3.7. Карта АТ-500 и ОТ-500/1000 за 09.06.12 г. 00 UTC

между теплой и холодной воздушными массами на уровне 850 гПа составляет 13-15 °С (рис. 3.6, 3.8). Существенных зон с осадками не выявлено.

- наиболее активный циклогенез в течение суток развивается над Центральной, Восточной Европой и Украиной, где на волнах полярного фронта возникает серия циклонических вихрей. В средней и верхней тропосфере проходит динамически значимая ВФЗ (24 дам/1000 км). Наблюдается облачная погода с ливневыми осадками и грозами.

- циклоном над Северной Африкой с минимальным давлением 1006,4 гПа, прослеживающимся только на приземной карте.

- гребнем Азорского антициклона с максимальным давлением на оси 1025 гПа, распространяющимся на восток и прослеживающимся только до высоты 1500 м. Над ним проходит ВФЗ с интенсивностью (рис. 3.7) – 20 дам/1000 км. Давление за сутки не изменилось, отмечается малооблачная погода, без осадков.

- антициклоном над Чёрным морем и Северным Кавказом, который за сутки уменьшился по площади, а давление в центре выросло на 3,7 гПа и составило 1021,6 гПа, что объясняется слабой адвекцией антициклонического вихря и влиянием орографии в районе Кавказских гор. Очерчивается двумя замкнутыми изобарами. Антициклон является низким термически неоднородным барическим образованием. В области антициклона преобладает малооблачная погода.

- малоградиентным барическим полем (1,0...1,9 гПа/111 км) повышенного давления над Средиземным морем.

Высотным фронтальным зонам соответствуют два основных тропосферных фронта: арктический и полярный, хорошо выраженные в полях метеорологических величин.

Согласно анализу приземных, кольцевых карт погоды и высотных карт АТ-850, ОТ-500/1000, данных вертикального зондирования атмосферы и спутниковых снимков 9-10 июня 2012 г. вследствие адвекции тёплого воздуха с юго-востока и холодного с севера, на активной ветви полярного фронта, проходящей через север Италии в направлении северо-востока на Украину, сформировалась серия циклонов (рис. 3.8-3.10). Через сутки, т.е. 11 июня 2012 г. 00 UTC, центр циклона смещается на 400 км в северо-восточном направлении, и центральная часть Украина оказывается в теплом секторе волны на полярном фронте с вершиной в районе Варшавы на расстоянии 500 км перед холодным участком фронта и 350-400 км – за теплым. Погодные условия над территорией Украины в эти сутки формирует малоградиентное поле повышенного давления (0,5...0,9 гПа/100 км), а высотное термобарическое поле над Украиной характеризуется термически однородным теплым гребнем высокого давления с осью Анкара-Киев.

Данные аэрологической диаграммы (рис. 3.11) за 00 UTC 10.06.12 г на ст. Киев указывают на наличие неустойчиво стратифицированной воздушной массы во всей толще тропосферы от поверхности 850 гПа (1500 м) до

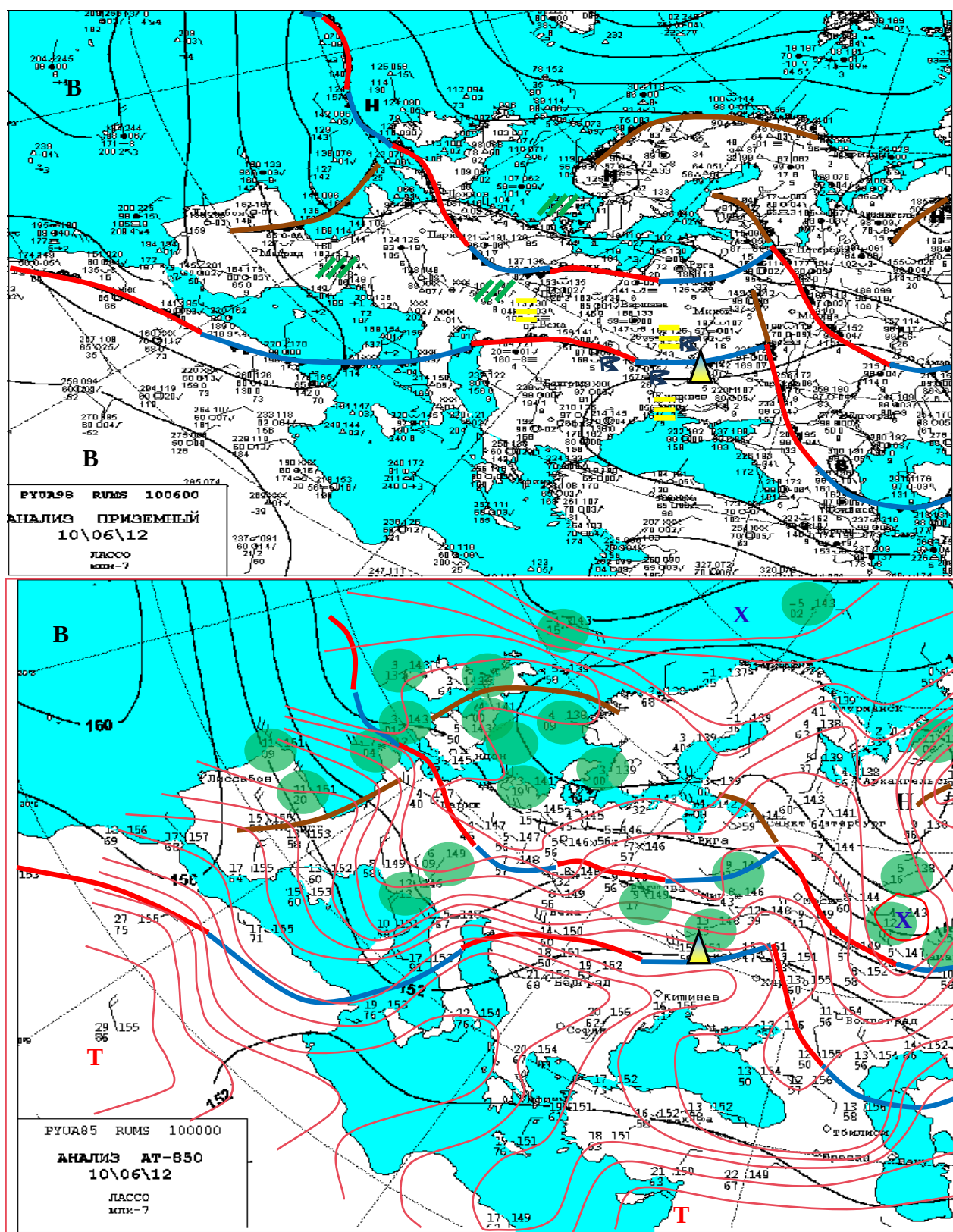


Рис. 3.8. Приземный анализ и карта АТ-850 за 10.06.12 г. 00 UTC

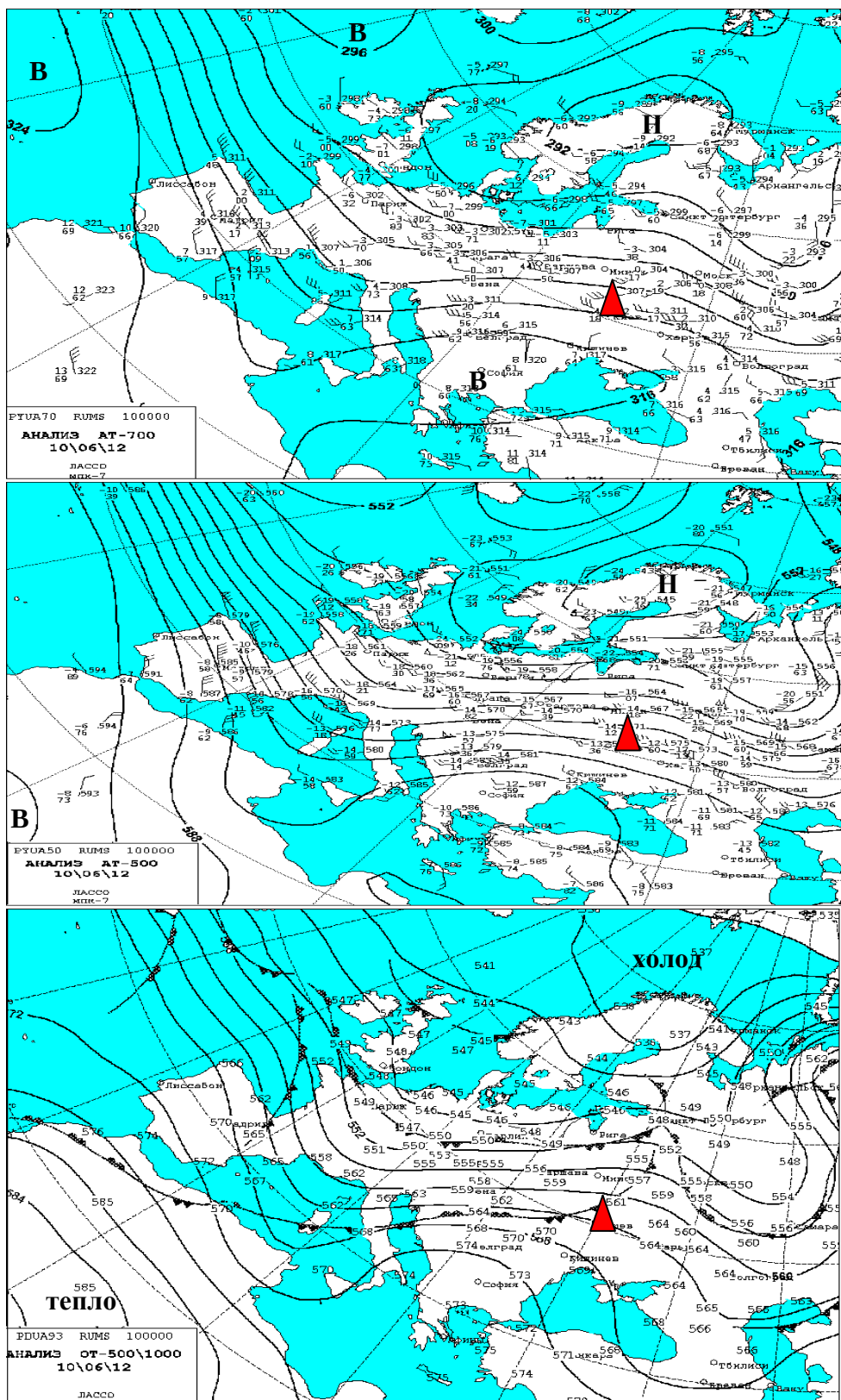


Рис. 3.9. Карты АТ-700, АТ-500 и ОТ 500/1000 за 10.06.12 г. 00 UTC

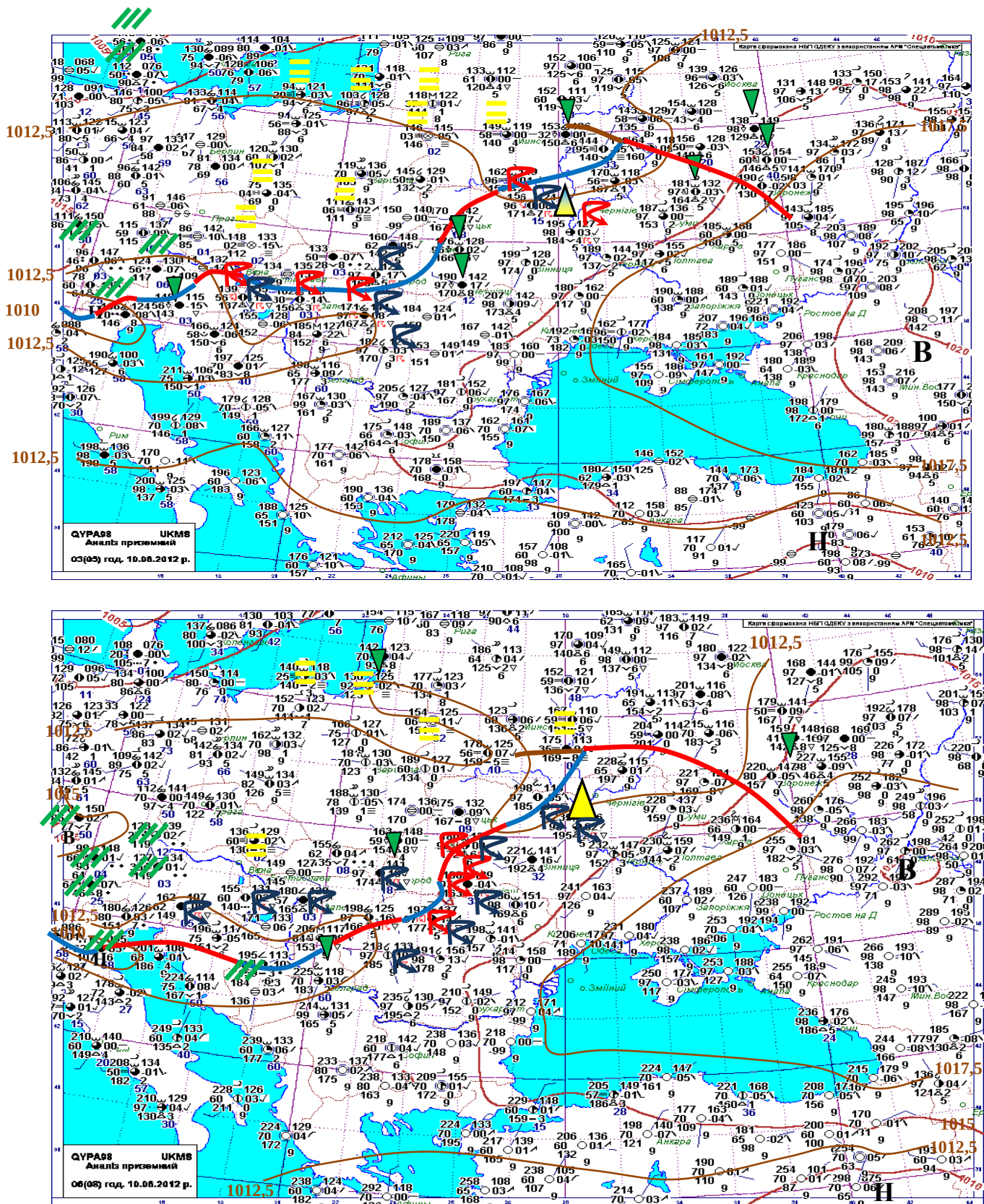


Рис. 3.10. Кольцевые карты погоды. 10.06.12 г. 03 и 06 UTC

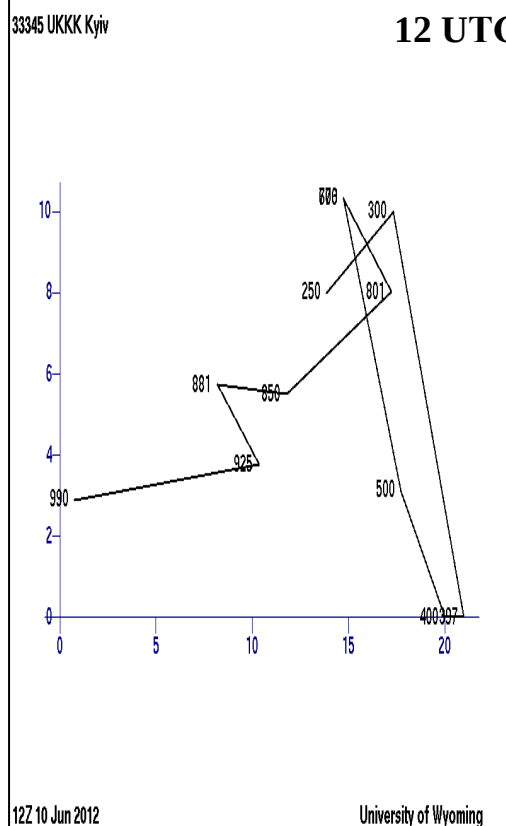
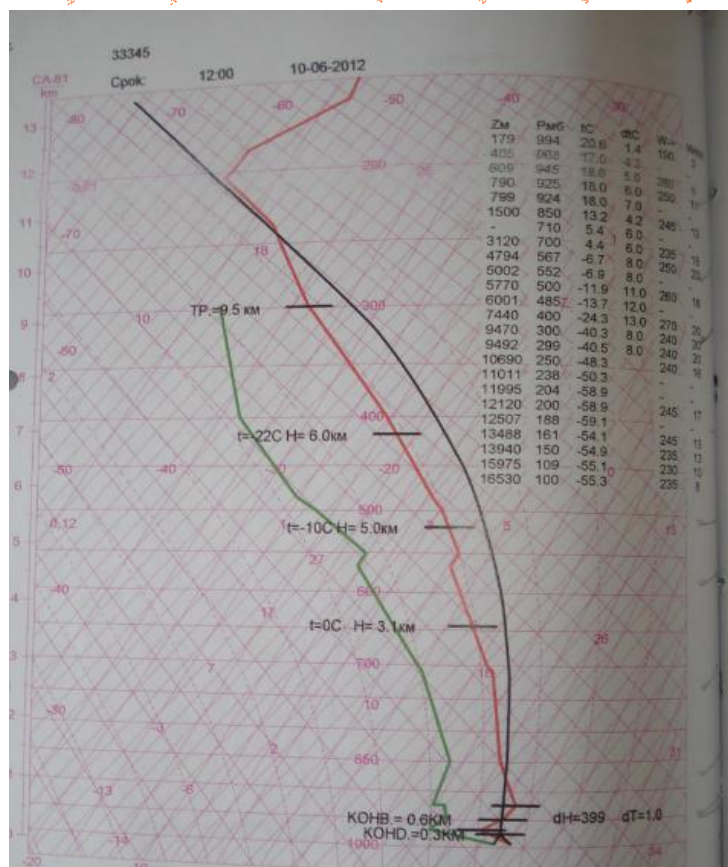
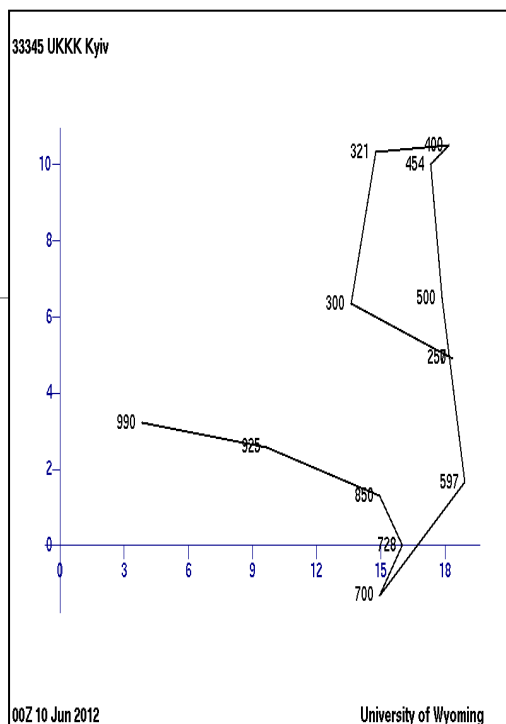
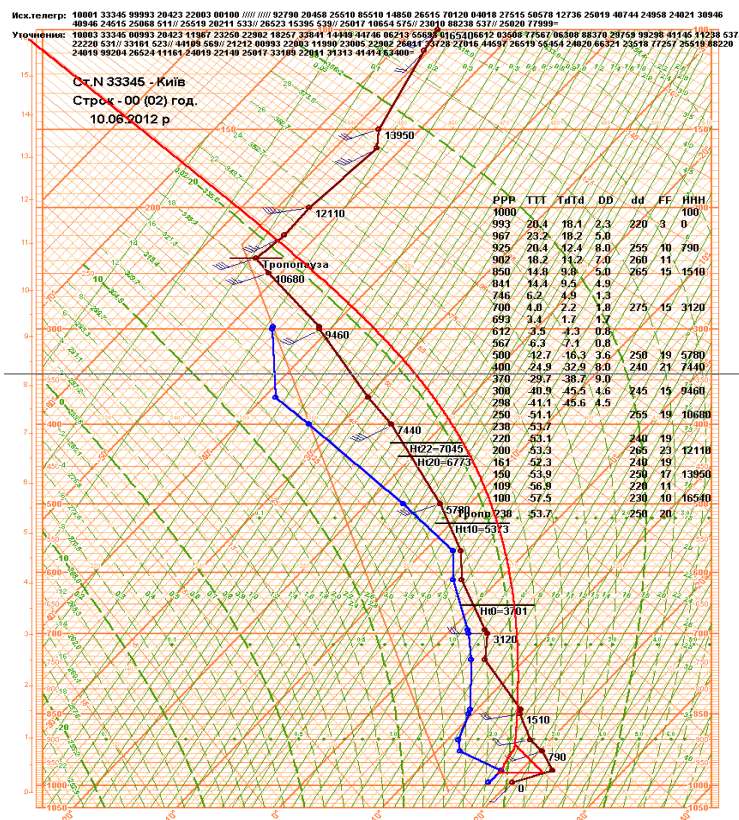


Рис. 3.11. Аэрологическая диаграмма и годографы ветра на ст. Киев. 10.06.12 г.

220 гПа (11300 м), что приводит к возникновению интенсивных восходящих движений и формированию мощной кучево-дождевой облачности (с верхней границей выше тропопаузы), ливневых осадков, гроз и града. В 12 UTC высота уровня конвекции снижается до 10400 м, что свидетельствует о том, что максимальная интенсивность развития конвективных процессов отмечалась в первую половину дня. Годографы на рис. 3.11 показывают сложный характер вертикального распределения вектора ветра.

В пограничном слое атмосферы над Киевом в 00 UTC наблюдается приземная инверсия, нижняя граница которой находится на высоте 100 м, толщина инверсионного слоя составляет 300 м, вертикальный градиент температуры в слое инверсии $-1,44^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, скорость ветра у земли – 3 м/с, направление $220-265^{\circ}$. На верхней границе задерживающего слоя скорость ветра увеличивается до 10 м/с, что в сочетании с инверсией свидетельствует о существенном расслоении воздушных потоков по вертикали и способствует образованию значительных вертикальных сдвигов ветра. Днем (12 UTC) 10.06.2012 г. задерживающего слоя в нижней тропосфере не выявлено.

По данным штормовых оповещений в течение суток 10 июня 2012 г. над западными, центральными и северными регионами Украины наблюдается активная грозовая деятельность с 05 до 16 UTC, а над северо-западом страны отдельные грозы отмечаются до 22 UTC. В центральных районах Киевской области зафиксированы шквалы и град.

Таким образом, активно развивающиеся атмосферные процессы могут благоприятствовать развитию мезомасштабных конвективных образований, сильных сдвигов ветра и сильных нисходящих потоков, опасных для полетов.

3.3.2 Анализ спутниковой информации за 10.06.2012 г.

Для анализа состояния атмосферы над Киевской областью 10 июня 2012 г. использованы изображения метеорологических спутников EUMETSAT: инфракрасные (ИК, длина волны диапазона зондирования 8-12 мкм), в полосе поглощения водяного пара (ВП, длина волны 6,2-7,3 мкм), композитные снимки (RGB, комбинация разных диапазонов зондирования) [68, 90, 111, 120]. Термодинамические характеристики атмосферы получены из баз данных NCEP/NCAR (Национальный центр по исследованию атмосферы и климата, США) [137] и ECMWF (Европейский центр среднесрочных прогнозов) [82].

На спутниковых изображениях (рис. 3.12а) основной массив облачности в утренние часы находился к западу от Киевской области и был связан с активно развивающимся мезомасштабным конвективным комплексом (МКК), под антициклонической стороной широкой высотной фронтальной зоны, проходящей с юго-запада на юго-восток.

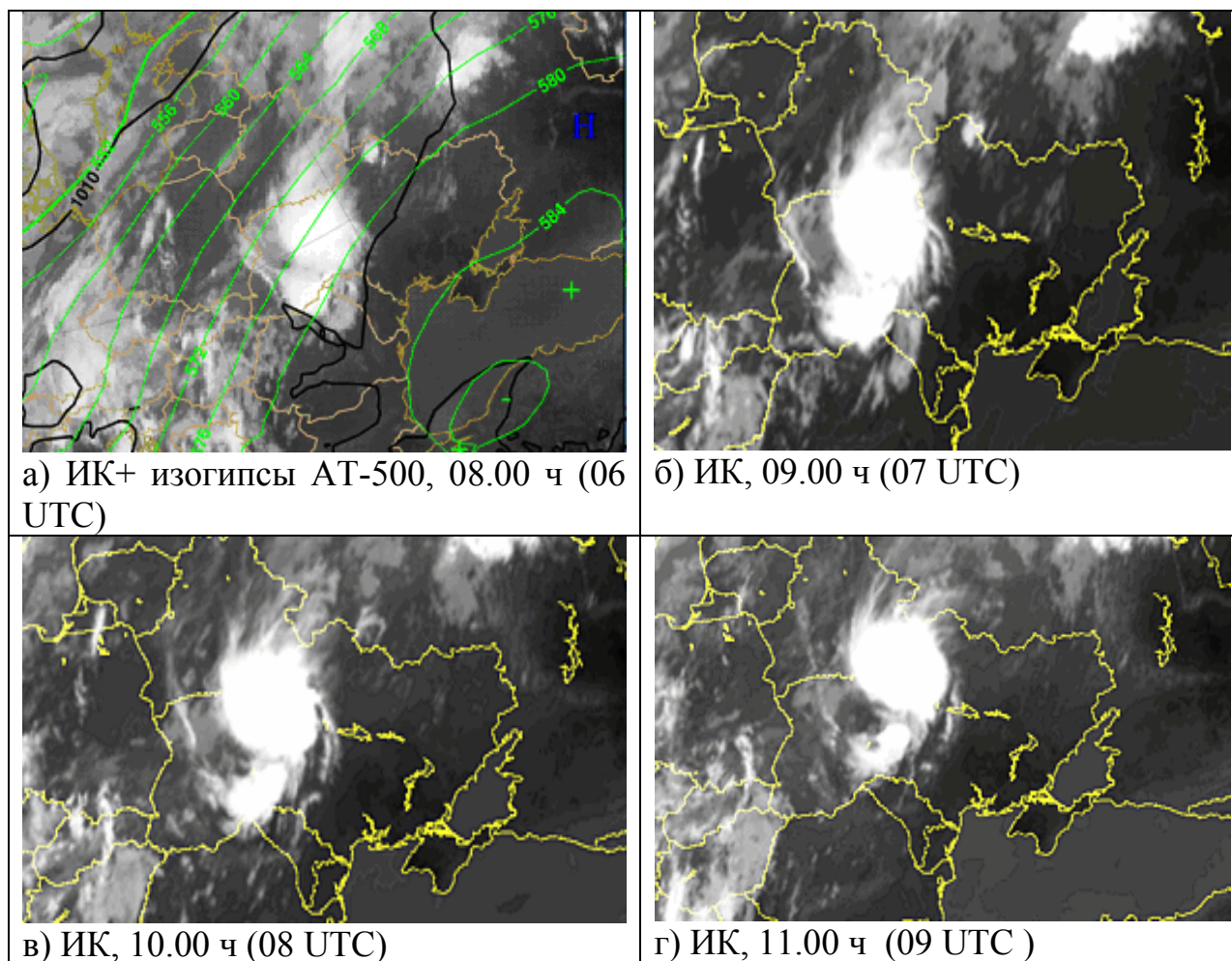


Рис. 3.12. ИК-снимки за 10.06.2012 г., динамика МКК с 8 до 11 ч под антициклонической стороной широкой ВФЗ, проходящей с юго-запада на северо-восток

МКК представляют собой крупные мезомасштабные системы глубокой конвекции, которые на спутниковых снимках имеют вид сплошного массива кучево-дождевой облачности квазикруговой формы, покрытого сверху шапкой перистых облаков, образующихся в результате растекания воздуха в верхней тропосфере или нижней стратосфере (при развитии проникающей конвекции). МКК имеет четыре стадии развития, которые он проходит в течении 24-36 ч [68, 90]. Характерной особенностью МКК является сочетание конвективных и обложных осадков на стадии максимального развития. Как любой объект глубокой конвекции, МКК сопровождается шквалистым усилением ветра, грозами, сильными ливнями, градом, иногда смерчами. В нижней половине тропосферы для развития МКК необходимо наличие сильного сдвига ветра и влажнонеустойчивая стратификация, которая создается в результате притока теплого и влажного воздуха в район образования МКК за счет струйных течений нижних уровней.

Рассматриваемый объект на спутниковых снимках полностью соответствует критериям МКК: сплошной, плотный, яркий массив облачности квазикруговой формы, диаметром 300-400 км, с выбросами перистой облачности по периметру, которые имеют циклоническую кривизну в области мезомасштабной системы. В процессе перемещения произошло отделение нового очага конвекции позади основного массива облачности, и к 11 часам 10 июня 2012 г. этот объект с выраженной циклонической завихренностью находился над Винницкой областью (рис. 3.12 г).

Находясь под влиянием потока в средней тропосфере, МКК быстро перемещался в северо-восточном направлении (рис. 3.12 а-г). При этом центр облачного массива за три часа сместился приблизительно на 300 км и к 11 ч (09 UTC) располагался непосредственно над Киевской областью (рис. 3.12 г).

В нижней половине тропосферы МКК образовался в зоне фронтального раздела, представленного у поверхности земли участком малоподвижного, в первую половину суток 10.06.2012 г., холодного фронта в поле пониженного давления. Как видно из рис. 3.13а, фронтальная зона была весьма интенсивной, полоса значений термического фронтального параметра (ТФП) > 3 единиц протянулась с юго-запада на северо-восток через западную часть Украины, при этом максимум (> 7 ед.) располагался в зоне МКК.

Термодинамическое состояние атмосферы в области МКК характеризовалось сильной неустойчивостью. Влагосодержание столба воздуха превышало 35 мм, при этом жидкая фаза воды наблюдалась даже в верхней половине тропосферы, что следует из яркости облачности (рис. 3.13б) на снимке водяного пара, а относительная влажность в нижней половине тропосферы превышала 80% (рис. 3.13в).

Адвекция температуры в зоне МКК в нижней тропосфере (АТ-700) была близка к нулю (рис. 3.13г), а в средней тропосфере сформировался очаг положительной завихренности (рис. 3.13д), что говорит об образовании мезомасштабной циклонической циркуляции, которая соответствует максимальной фазе развития МКК. Для этой фазы характерно резкое усиление осадков за счет наложения конвективных осадков и обложных, которые образуются в результате формирования в циклоне упорядоченных восходящих вертикальных токов. Об интенсивных восходящих движениях и куполе теплого воздуха, выносимого из МКК, свидетельствует высокая тропопауза, на что указывает большая высота (200-250 гПа) поверхности потенциального вихря $PV=1$, который соответствует динамической тропопаузе (рис. 3.13 е).

Упорядоченные интенсивные восходящие движения (< 0) в течение 10 июня 2012 г. охватывали всю северную часть Украины, причем вертикальные токи возрастали с высотой, что способствовало усилению неустойчивости атмосферы (рис. 3.14 а,б).

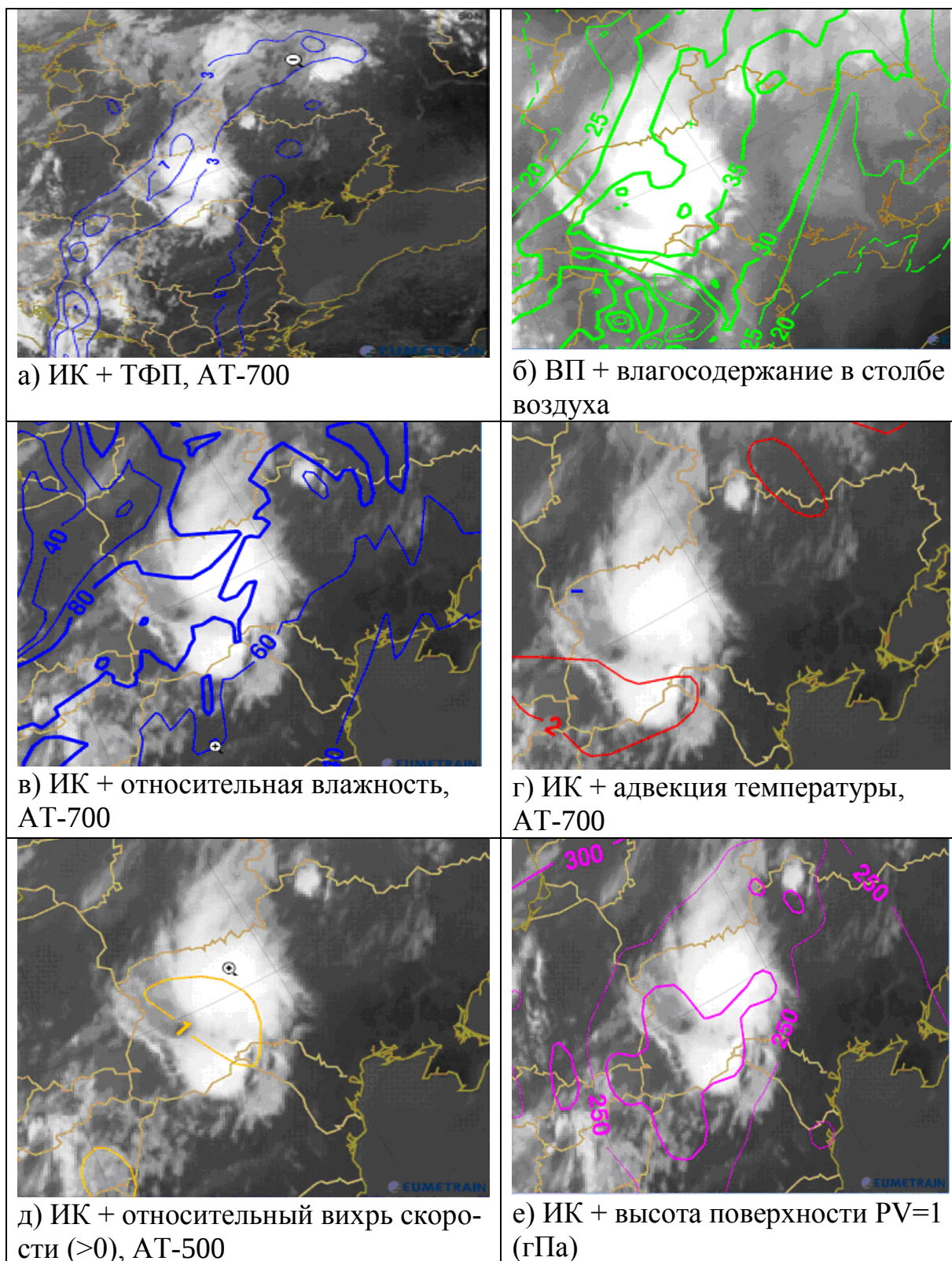


Рис. 3.13. Поле облачности и термодинамические характеристики (06 UTC)

Киевская область находилась в зоне сильного сдвига ветра в слое 850-200 гПа (рис. 3.14в), который играл поддерживающую роль в эволюции МКК. Мезомасштабный комплекс имел мультитячейковую структуру, объ-

единенную одним циклоническим вращением, при этом уже в 06 UTC на вершинах конвективных облаков образовались маленькие ледяные частицы, что видно ярко-желтым цветом на композитном RGB изображении (рис. 3.14 г), которые соответствуют очень интенсивным конвективным восходящим токам.

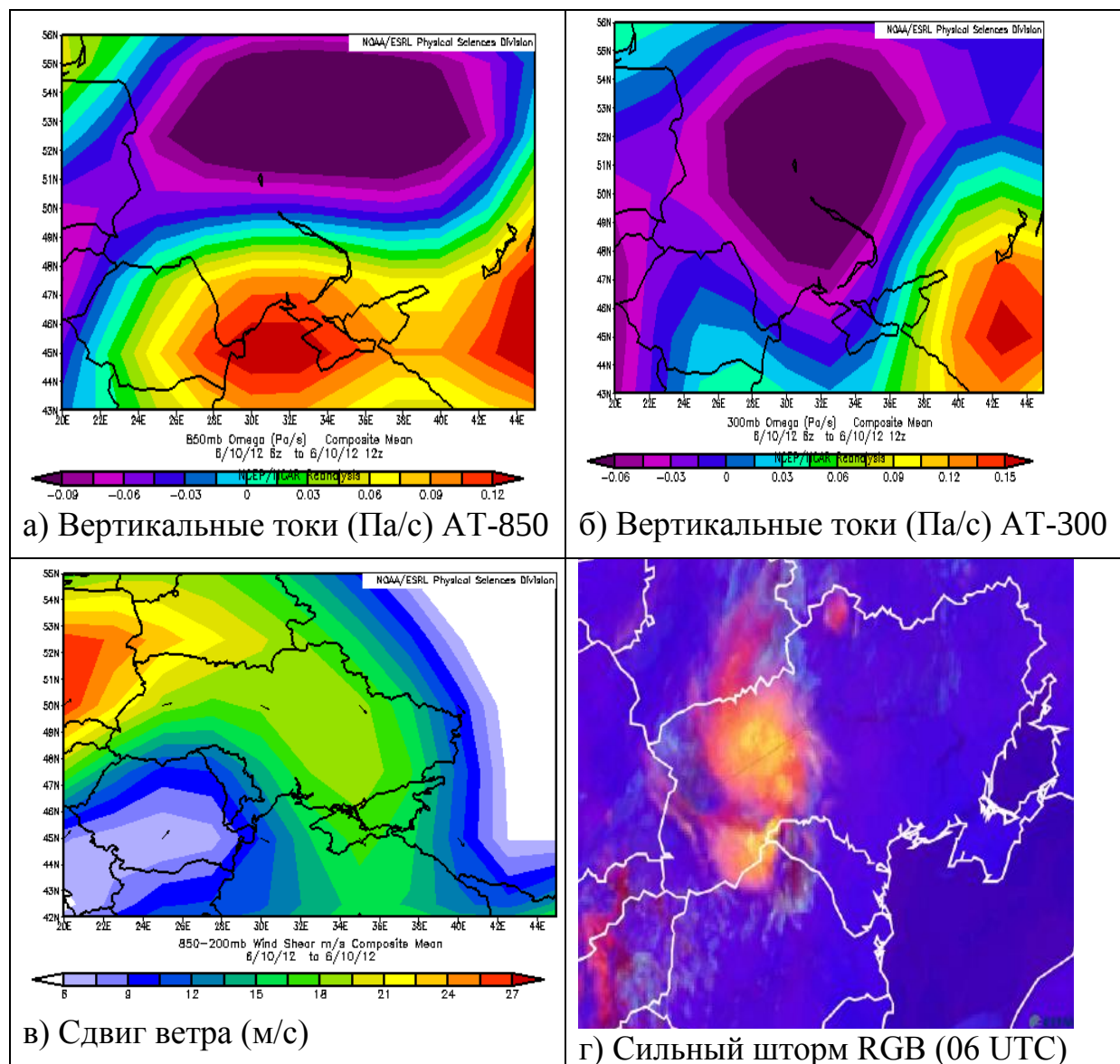


Рис. 3.14. Поля вертикальных токов, сдвиг ветра и мультитячейковая структура МКК. 10.06.2012 г., 06-12 UTC

Анализ параметров конвекции [120] в связи с рассматриваемым МКК показал, что в области мезомасштабного комплекса атмосфера обладала большим запасом конвективной доступной потенциальной энергии – 100...400 Дж/кг, которая существовала за счет сильного сдвига ветра и поддерживала эволюцию МКК (рис. 3.15а).

Индекс подъема Li , который характеризует вертикальную устойчивость воздуха за счет возникновения силы плавучести, показывает, что над Киевской областью атмосфера была умеренно неустойчива ($Li = -2 \dots -4 \text{ } ^\circ\text{C}$) (рис. 3.17 в). На умеренную неустойчивость также указывает индекс Шоуолтера (до $-3 \text{ } ^\circ\text{C}$) (рис. 3.15б). Все три параметра свидетельствуют о возможности развития сильных гроз. Такой вывод поддерживается прогнозом ESTOFEX (European Storm Forecast Experiment, <http://www.estofex.org>), который сообщал о высокой вероятности (2 уровень) возникновения сильно-го конвективного шторма в указанной зоне (рис. 3.15 г).

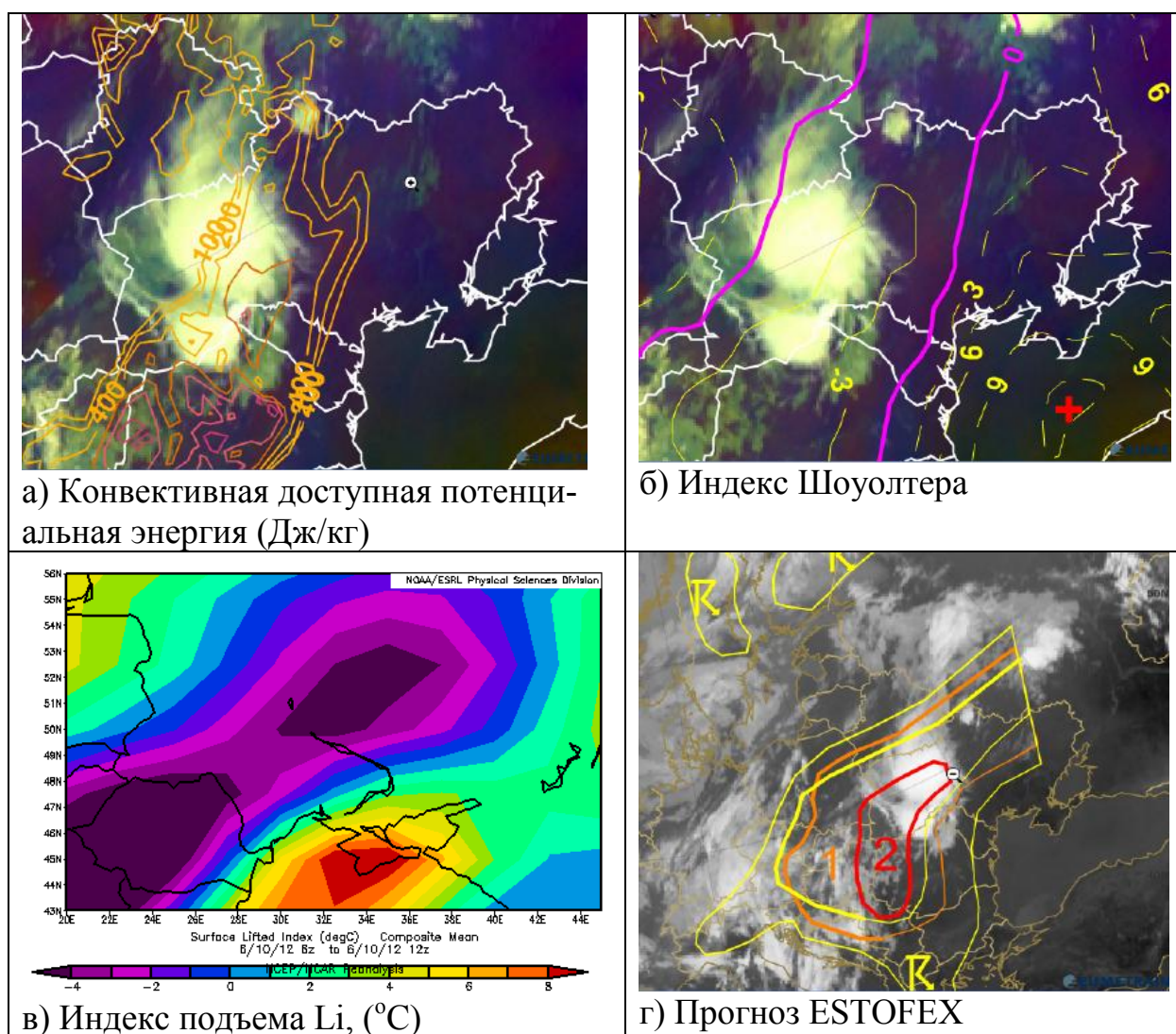


Рис. 3.15. Параметры конвекции в области развития МКК (06-12 UTC)

Таким образом, выполненный анализ спутниковых изображений и параметров термодинамического состояния атмосферы в период 06-12 UTC 10.06.2012 г. показал, что существовали необходимые и достаточные условия для формирования сложных погодных условий в районе Киева, связанные с перемещением в данный район активного МКК.

3.3.3 Оценка фоновых значений вертикального сдвига ветра

Наиболее надежно вертикальный сдвиг ветра определяется при наличии информации о скорости и направлении ветра в ряде точек, расположенных на разных высотах. Эту информацию получают путем измерения характеристик ветра на высотных башнях или с помощью запуска радиозонда [89].

При отсутствии данных о распределении ветра с высотой приблизительную оценку возможных сдвигов ветра в нижнем 100-метровом слое атмосферы можно сделать по значению геострофического ветра у поверхности земли и по разности температур $\Delta T = T_0 - T_{850}$, где T_0 и T_{850} – температура воздуха у поверхности земли и на уровне 850 гПа соответственно. Формулы для расчета вертикальных сдвигов над равнинной местностью приведены в табл. 3.4.

Таблица 3.4 - Формулы для расчета вертикальных сдвигов ветра β ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ на 30 м) в нижнем 100-метровом слое [6]

$\Delta T = T_0 - T_{850}, ^\circ\text{C}$	Формула для расчета β
0-3	$\beta = (0,06 V_g + 0,65) \ln (V_g + 1)$
4-5	$\beta = (0,54 + 0,06 V_g - V_g^2 \cdot 10^{-3}) \ln (V_g + 1)$
6	$\beta = (0,71 + 0,56 \cdot 10^{-2} e^{0,28 V_g}) \ln (V_g + 1)$
7	$\beta = 0,78 \ln (V_g + 1)$
8	$\beta = 0,43 \ln (V_g + 1)$
9	$\beta = 0,42 \ln (V_g + 1)$
10	$\beta = 0,40 \ln (V_g + 1)$
15	$\beta = 0,30 \ln (V_g + 1)$

Вертикальный сдвиг ветра, возникающий в зоне атмосферного фронта, можно также приближенно рассчитать по формуле:

$$\beta_{\text{фр}} = c_{\text{фр}} \Delta T / 40, \quad (3.1)$$

где $\beta_{\text{фр}}$ – вертикальный сдвиг ветра на атмосферном фронте, $\text{м}/\text{с}$; $c_{\text{фр}}$ – скорость перемещения фронта, $\text{км}/\text{ч}$; $\Delta T_{\text{фр}}$ – разность температур в зоне фронта, определяемая по карте АТ-850, $^\circ\text{C}/100 \text{ км}$.

Этими приближенными способами оценки вертикальных сдвигов ветра следует пользоваться только при отсутствии данных ветрового зондирования атмосферы.

В рассматриваемом случае 10 июня 2012 г. доступными являются данные радиозондов над Киевом за 00 и 12 UTC. Непосредственно над пунктом Бородеянка радиозондирование не осуществляется, однако радио-

зонд можно корректно использовать в радиусе до 300 км. По данным этих радиозондов рассчитаны сдвиги ветра в слое земля-925 гПа (табл. 3.5).

Таблица 3.5 – Фоновый вертикальный сдвиг ветра (WS, м/с на 30 м) и векторная разность скоростей ветра $|\Delta V|$ над Киевом 10 июня 2012 г.

Срок, UTC	V_0 , м/с	V_{925} , м/с	dd_0 , °	dd_{925} , °	$ \Delta V $, м/с	WS
00	3	10	220	255	1,74	слабый
12	3	9	190	260	3,46	умеренный

Непосредственный расчет сдвига ветра между уровнями земли и 925 гПа выявил слабый сдвиг в 00 UTC, но в 12 UTC этот параметр достиг значительной интенсивности. Поскольку близость атмосферного фронта усиливает вертикальный сдвиг ветра [88, 89], то следует влияние фронтального раздела определять косвенными методами. Учитывая близость холодного участка полярного фронта, который с 00 UTC 9.06.12 до 00 UTC 10.06.12 г. перемещался со скоростью 40 км/ч, при перепаде температур в зоне фронта $\Delta T_{\text{фр}} = 5 \text{ }^{\circ}\text{C} / 100 \text{ км}$ (карта АТ-850), можно рассчитать значение сдвига ветра в 00 UTC следующим образом:

$$\beta_{\text{фр}} = 40 \cdot 4 / 40 = 4,0 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \text{ на } 30 \text{ м.}$$

Следовательно, в окрестностях Киева 10 июня 2012 г. в 00 UTC отмечался слабый фоновый вертикальный сдвиг ветра, который из-за развития конвекции увеличивался практически до умеренного и сильного в течение первой половины суток, что подтверждается данными радиозондирования в 12 UTC и спутниковыми снимками (рис. 3.14в). Учитывая, что скорость перемещения МКК в зоне холодного участка полярного фронта составляет около 100 км/ч и к 11 ч (09 UTC) конвективный комплекс находился над Киевской областью, можно определить по (3.1) вертикальный сдвиг ветра, сформированный этими воздушными потоками:

$$\beta_{\text{фр}} = 100 \cdot 4 / 40 = 10,0 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \text{ на } 30 \text{ м.}$$

Таким образом, с 07 до 09 UTC над Киевской областью формируются пульсирующие усиления сдвига ветра временами до сильного и очень сильного.

В дальнейшем для уточнения значений этого параметра воспользуемся результатами математического моделирования и данными ДМРЛ «Борисполь» за первую половину суток 10 июня 2012 г.

3.3.4 Анализ результатов расчетов модели WRF от 00 до 23 UTC 10 июня 2012 г.

Модель WRF (Weather Research and Forecasting Model) является мезомасштабной численной прогностической системой, разработанной как для применения в оперативной практике, так и для исследования атмосферных процессов. Модель включает трехмерную вариационную систему ассимиляции данных (3DVAR) и пригодна для широкого спектра применения: масштабы атмосферных процессов достигают от нескольких метров до тысяч километров.

Модель WRF была создана усилиями научного объединения, куда входят ведущие научно-исследовательские центры США: Национальный центр атмосферных исследований (NCAR), Национальное управление океанических и атмосферных исследований, Национальный центр предсказания состояния окружающей среды (NCEP), и ряд других научных учреждений. Модель предоставляет исследователю возможность осуществлять расчеты для реальных и идеализированных атмосферных процессов. Гибкость и вычислительная эффективность WRF обеспечивают оперативность прогнозирования одновременно с использованием последних достижений в физике, численных методах и методах ассимиляции данных.

В Украинском гидрометеорологическом институте (УкрГМИ) для детализации краткосрочного прогноза погоды в Украине исследуются проблемы адаптации и реализации региональных метеорологических моделей (WRF-ARW v.3.3.1, WRF-NMM v.3.3.1 и WRF-ARW v.2.2.1). Для постмодельной обработки данных используется программное средство ARWPost, скрипты, осуществляющие функционирование комплекса WRF в целом, веб-ресурс и программы построения карт для веб-ресурса УкрГМИ [86].

Расчетная область - 230 на 180 узлов, шаги - по 15 км (рис. 3.16).

Координаты центральной точки - 48,40° с.ш., 31,20° в.д.

Коническая проекция Ламберта, параллели сечения – 52,50 и 44,50 градусов.

Для выявления мезомасштабных циркуляций, формировавшихся на фоне макромасштабных процессов, реализована трехмерная мезомасштабная модель WRF-ARW v.3.3.1 в течение 10 июня 2012 г. с 00 до 23 UTC. Исходный расчет сделан для области с крайними точками 37° с.ш. 10° в.д.



Рис. 3.16. Территория, входящая в расчетную схему модели WRF-ARW v.3.3.1 [86]

и 58° с.ш. 55° в.д., далее уточнен с шагом 15 км для области, ограниченной параллелями 40-60° с.ш. и меридианами 15-50° в.д.

Модельное поле температуры (рис. 3.17) позволяет проследить эволюцию положения и интенсивности холодного участка полярного фронта над центральными районами Украины. Как видно из рис. 3.17а и 3.17б, в утренние часы фронтальный раздел хорошо проявляется в поле температуры (4-5 °C/100 км) и его местоположение совпадает результатами синоптического анализа на рис. 3.8 и 3.10. Кроме того, в районе пункта исследования выявлен локальный участок шириной 200-250 км с приземной температурой, повышенной на 2-3 °C относительно окружающей территории. С 08 UTC или 10 ч по Киевскому времени (рис. 3.17в) усиливается дневной прогрев подстилающей поверхности, что особенно заметно по повышению температуры холодной воздушной массы с 10-15 до 15-20 °C. Однако, очаг относительно более теплого приземного воздуха над Бородянкой сохраняется с 10 до 12 ч по Киевскому времени (рис. 3.17в-д), и только к 13 ч он смещается на 100-200 км в восточном направлении. Подобный отдельный участок прогретой подстилающей поверхности может способствовать усилению неустойчивости атмосферы и, соответственно, усиливать конвективные процессы, что подтверждается наличием МКК на рис. 3.12б-г и данными ДМРЛ Борисполь (UKBB).

Если последовательно проанализировать ежечасное модельное поле осадков и линий тока на уровне 400 м (рис. 3.18), то видны сходимости потоков в районе фронтального раздела и постепенное усиление осадков с 06 UTC (8 ч). При сопоставлении рис. 3.18в и 3.18 г, отражающих ситуацию в 08 и 09 UTC (10 и 11 ч), заметно резкое увеличение территории выпадения осадков и их интенсивности (появились отдельные вкрапления красного цвета), которое произошло именно в указанный промежуток времени. Практически непосредственно над Бородянкой (20-40 км на юго-восток) в 11 ч обнаруживается локальный участок овальной формы (120 на 50 км) с осадками интенсивностью 6-7 мм/ч, которого в 10 ч не было вообще. Результаты мезомасштабного моделирования осадков (только на одном отдельном уровне) подтверждаются данными от ДМРЛ Борисполь (UKBB) о расположении и интенсивности осадков. В последующие (рис. 3.18 д, е) часы наблюдается постепенное увеличение поля осадков при сохранении прежней интенсивности и проявления характерной для холодного фронта полосовой структуры.

Скорость вертикальных движений рассчитана на высотах 400, 1090, 2100 и 3140 м (рис. 3.19), что позволяет провести трехмерный анализ этого параметра. На всех расчетных уровнях область значительных по интенсивности вертикальных движений обоих знаков располагается четко вдоль фронтального раздела над Киевской областью и заметный участок интенсивных восходящих потоков (ярко синий цвет -0,20...-0,15 см/с) находится вблизи волны на фронте в районе Брянска (рис. 3.8).

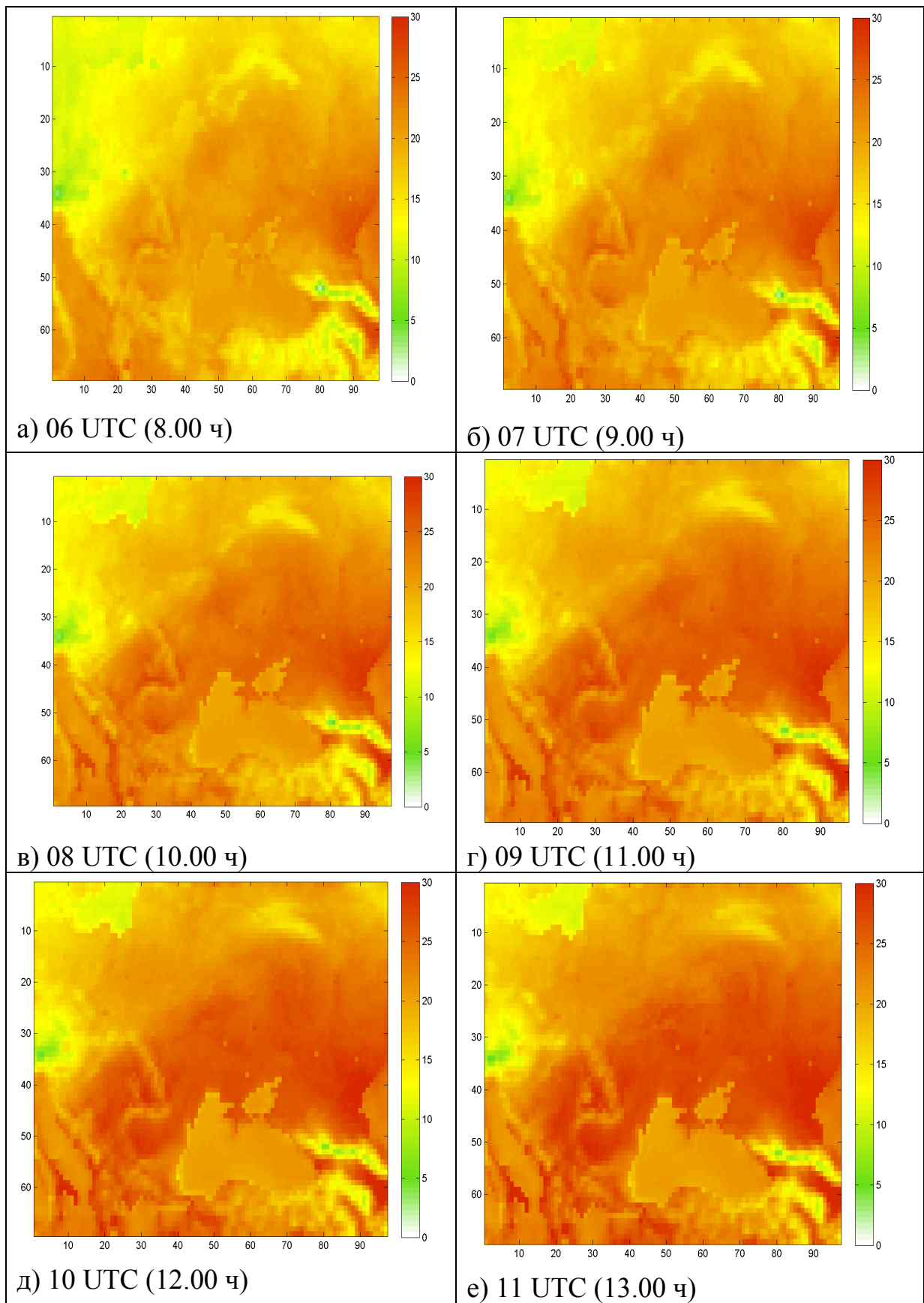


Рис. 3.17. Модельное поле приземной температуры (10.06.2012 г.)

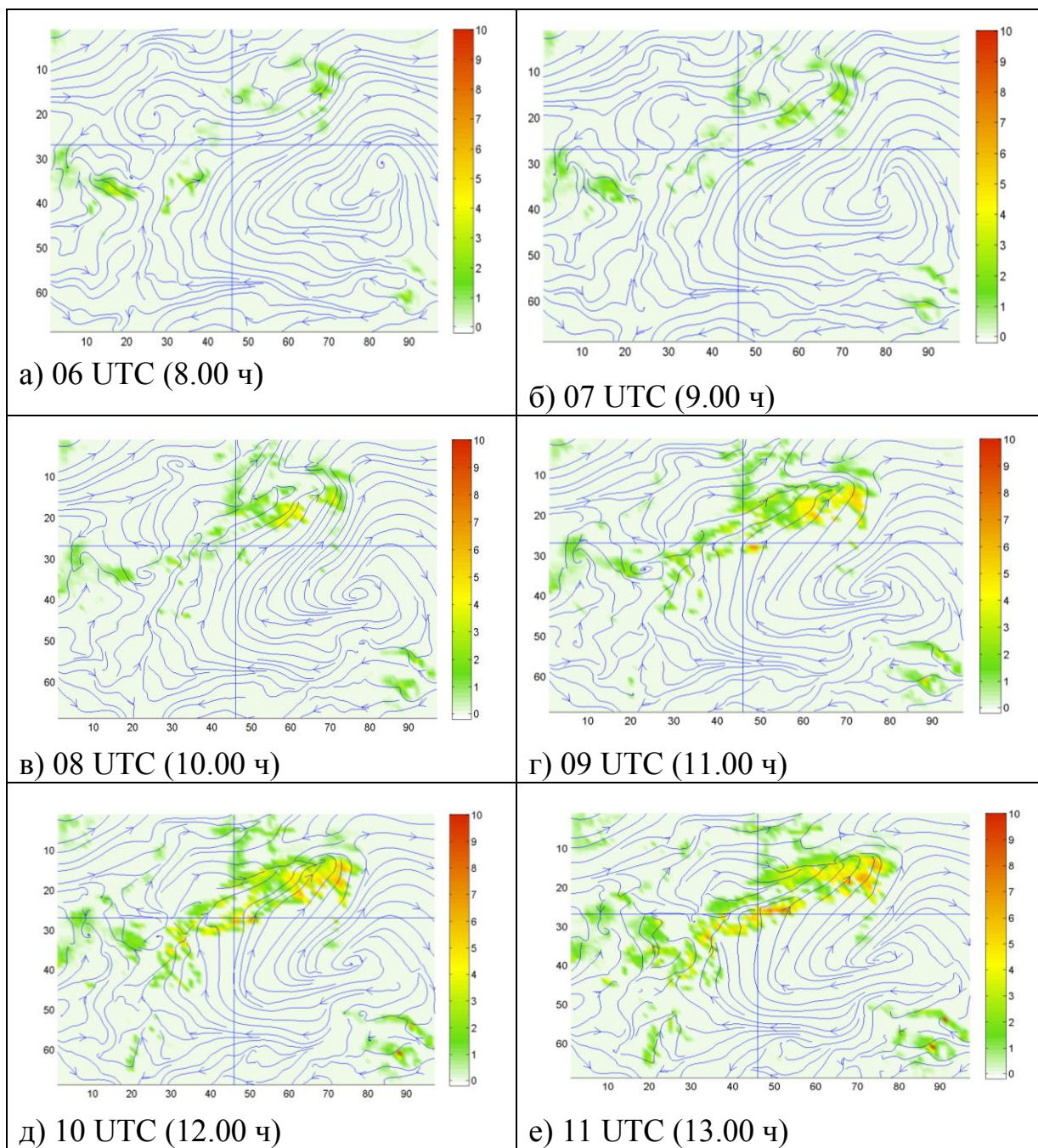


Рис. 3.18. Модельное поле осадков (мм/ч) и линий тока на уровне 400 м (10.06.2012 г.)

На самом нижнем уровне, а именно на высоте 400 м (рис. 3.19), наблюдаются наименее интенсивные вертикальные токи относительно других уровней, скорости которых в районе Киева составляют $\pm 0,05$ см/с. Выше, на уровне 1090 м, вертикальные токи несколько более интенсивны, особенно начиная с 09 UTC, когда над Киевом появляются отдельные участки восходящих и нисходящих токов (0,05...1,00 см/с). Более интенсивные токи видны в 10 и 11 UTC. На уровнях 2100 и 3140 м сохраняется ха-

рактик распределения вертикальных движений, а наиболее интенсивные вертикальные потоки выявлены на высоте 3140 м.

Таким образом, основные процессы облако- и осадкообразования находят свою реализацию выше пограничного слоя атмосферы, усиливаясь с высотой, т.е. с максимумом на уровнях 700-500 гПа, что характерно для

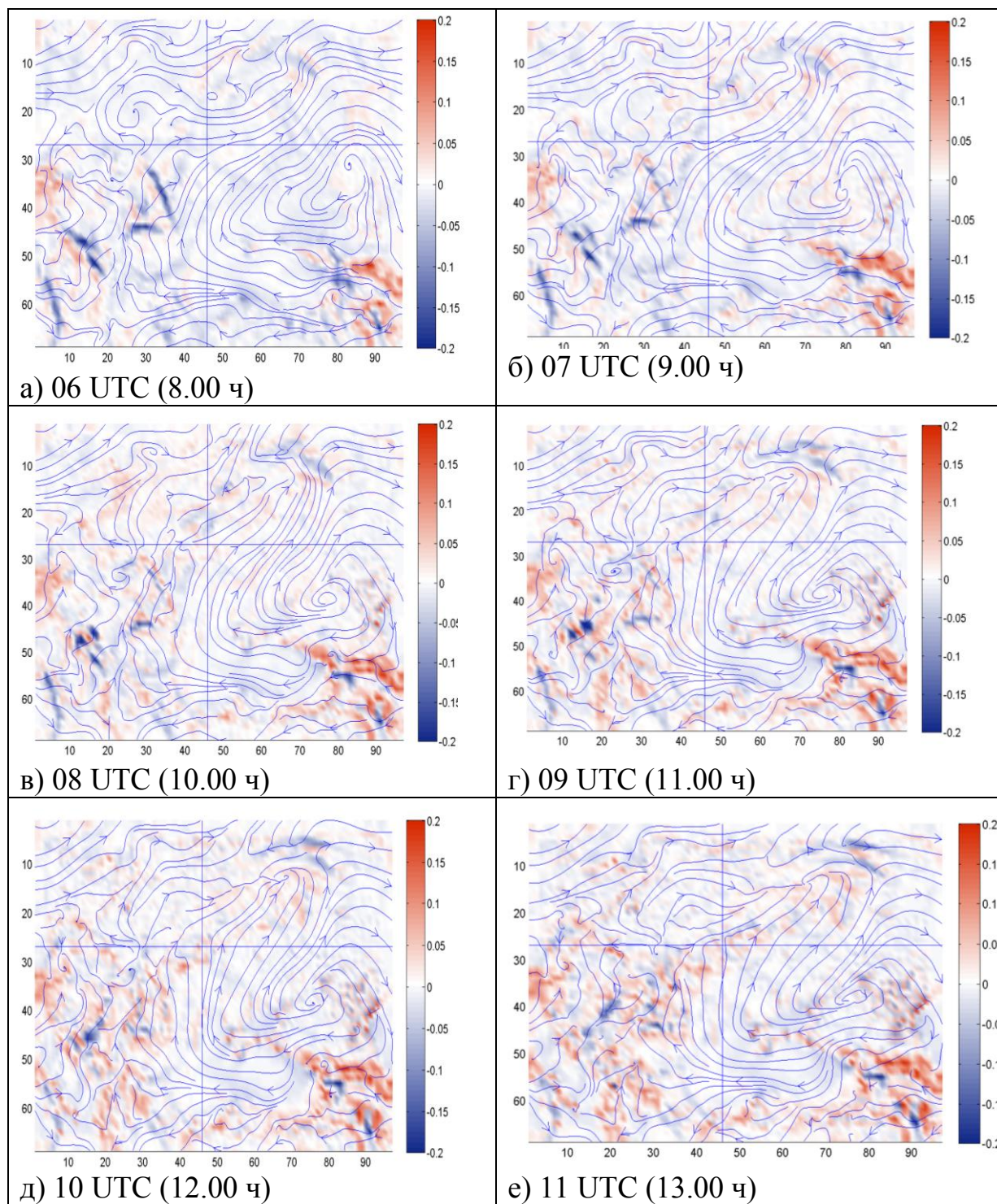


Рис. 3.19. Модельное поле вертикальных движений (см/с) на высоте 400 м (10.06.2012 г.)

развития мезопроцессов. Более того, модель выявила определенную структуру чередования восходящих и нисходящих потоков воздуха равной интенсивности, что свидетельствует о наличии замкнутых мезоциркуляций с горизонтальной осью вокруг фронтального раздела. Как видно из рис. 3.20 в-е, в районе Киева наблюдается нисходящий поток воздуха, усиливающийся с 08 до 13 UTC.

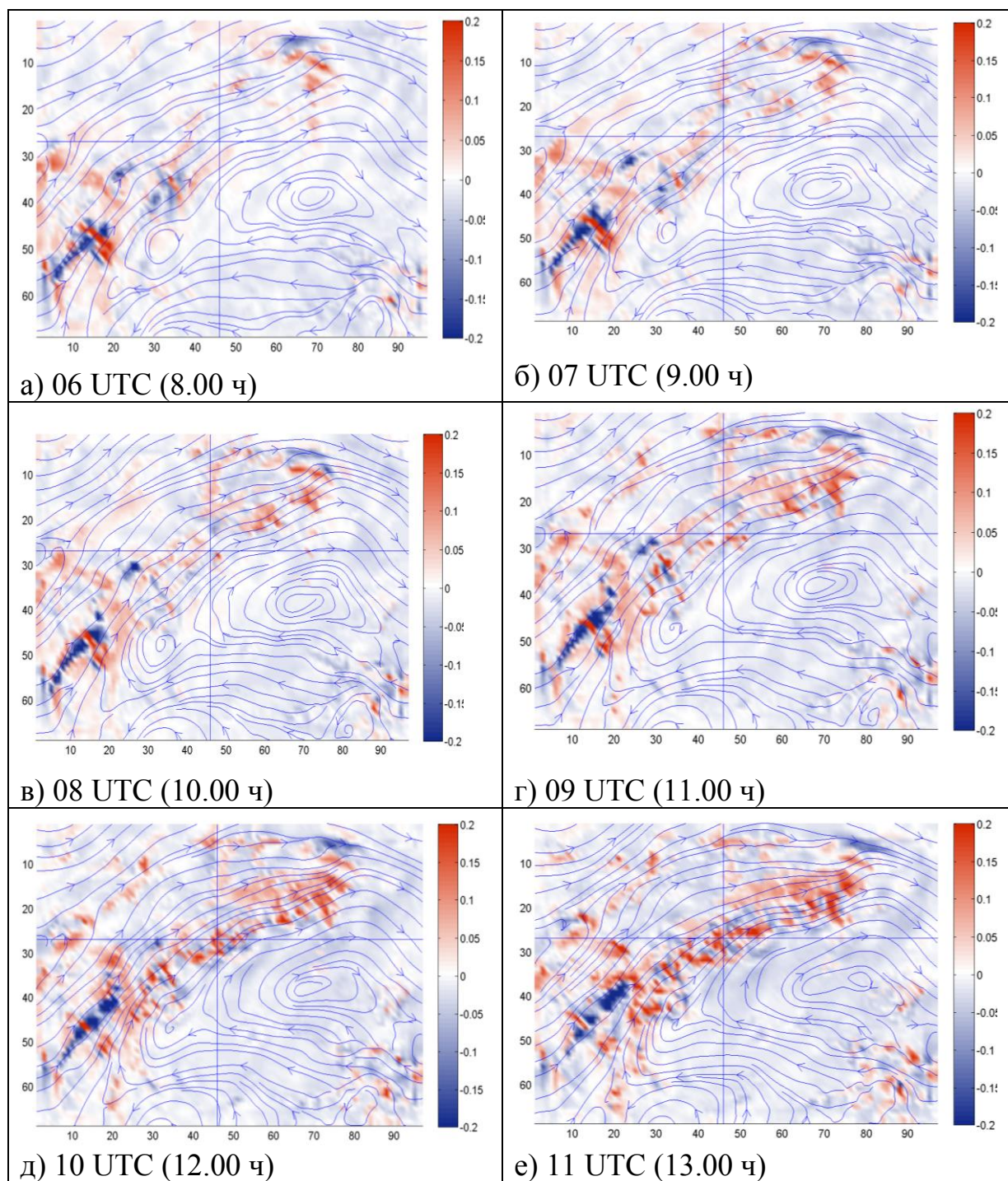


Рис. 3.20. Модельное поле вертикальных движений (см/с) на высоте 2100 м (10.06.2012 г.)

Модельное поле скорости ветра и линий тока в ходе численного эксперимента выявило, что над Киевской областью на всех расчетных высотах наблюдается зона сходимости потоков, соответствующая приземному положению фронтального раздела. Эта зона формирует поток воздуха шириной 100-200 км со скоростями 15-20 м/с. На уровне 400 м этот поток проходит юго-западнее Киева (рис. 3.21), но выше, начиная с 1090 м, над этим районом оказывается непосредственно ось потока, принявшего устойчивое юго-западное направление и усиливавшегося с высотой. Вероятно, модель выявляет теплую несущую полосу перед холодным фронтом, параллельную ему и связанную со струйным течением низких уровней.

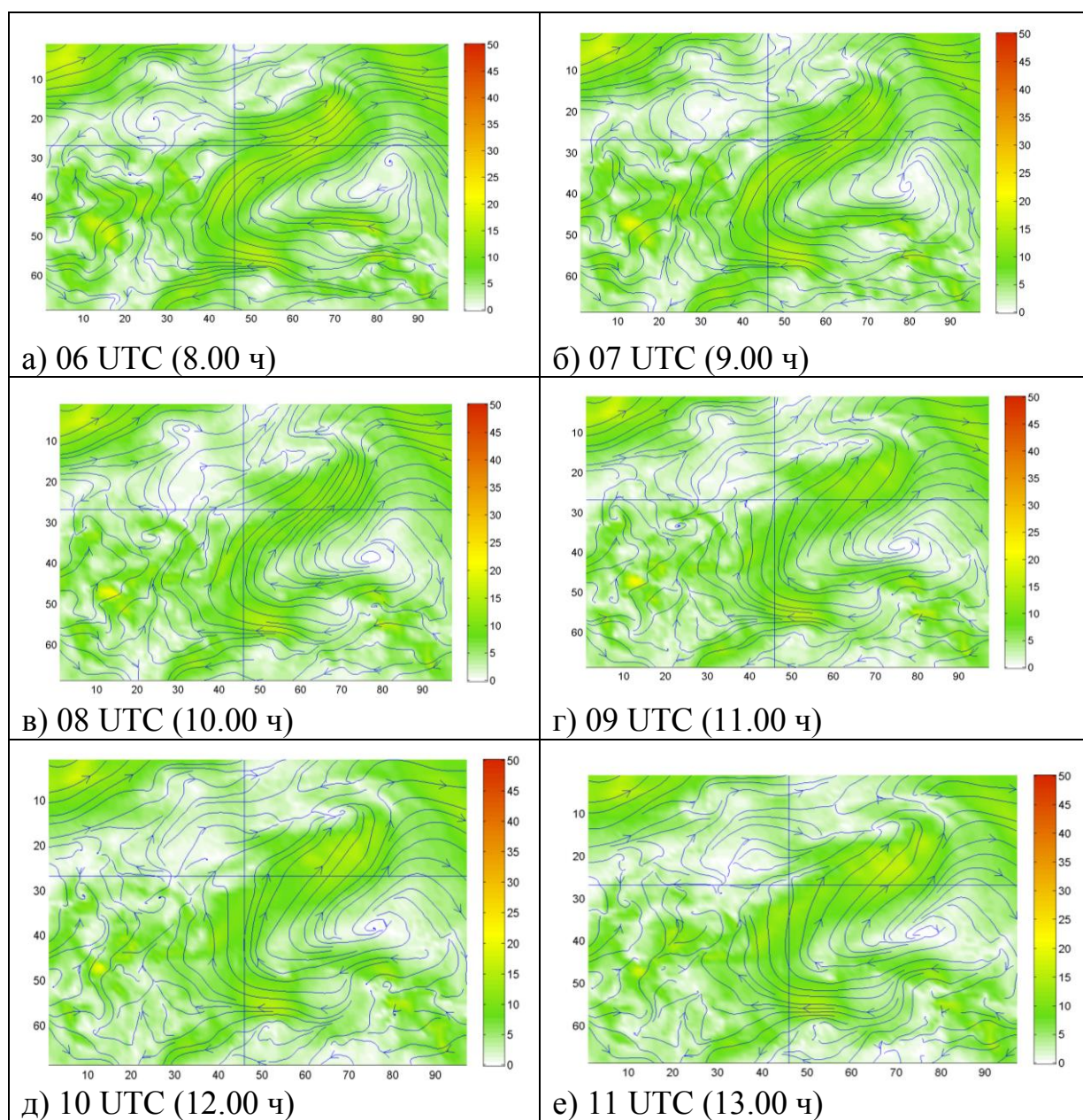


Рис. 3.21. Модельное поле скорости ветра (м/с) и линий тока на высоте 400 м (10.06.2012 г.)

Для уточнения вертикальной структуры поля ветра на рис. 3.22 приводятся его модельные расчеты на уровнях 0, 60, 150, 1420, 5200 и 7490 м в 08 UTC, т.е. в ближайший срок к катастрофе. Как видно, из рис. 3.22а, приземный ветер был слабым (0-5 м/с) и таким сохранялся до 150 м (рис. 3.22б,в). Однако, уже при приближении к верхней границе пограничного слоя, а именно на высоте 1420 м, ветер усиливается до градации 10-15 м/с, но ближе к фронту поток более интенсивный и может достигать 20-25 м/с.

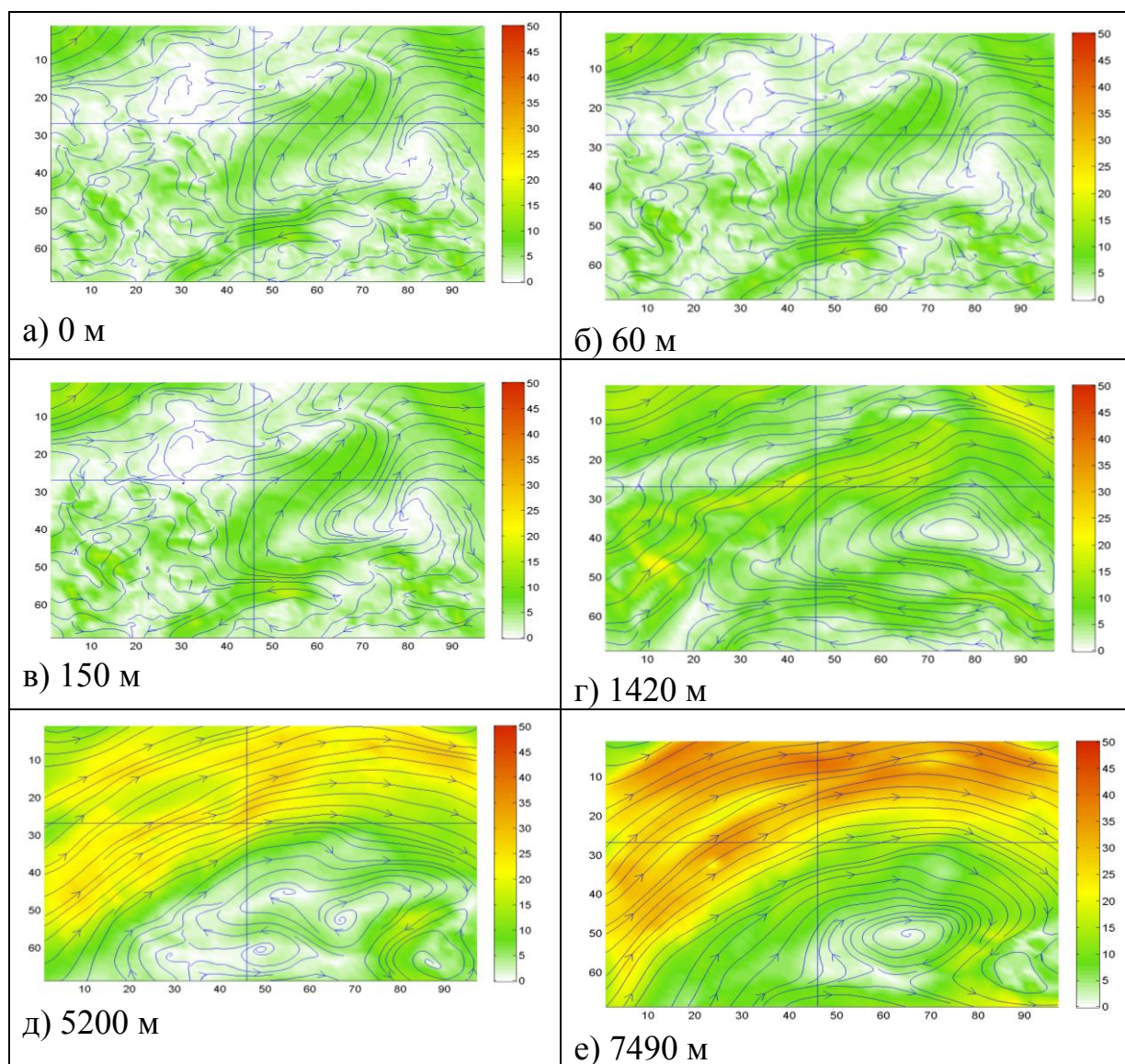


Рис. 3.22. Модельное поле скорости ветра (м/с) и линий тока в 08 UTC (10 ч Киевского времени). 10.06.2012 г.

Выше (5200 и 7490 м, что, примерно, соответствует 500 и 400 гПа), скорость ветра увеличивается до 25-30 м/с. Таким образом, наблюдается рост ветра > 15 м/с, начиная с высоты 1420 м, что указывает на возможность формирования *струйного течения нижних уровней*. Для определения его

наличия или отсутствия необходимо уточнить вертикальный профиль скорости над определенным пунктом. С этой целью на рис. 3.23 построены вертикальные профили скорости ветра, температуры и интенсивности вертикальных токов с 06 до 11 UTC 10 июня 2012 г. Согласно приведенным профилям, температура воздуха понижается во всей толще тропосферы, т.е.

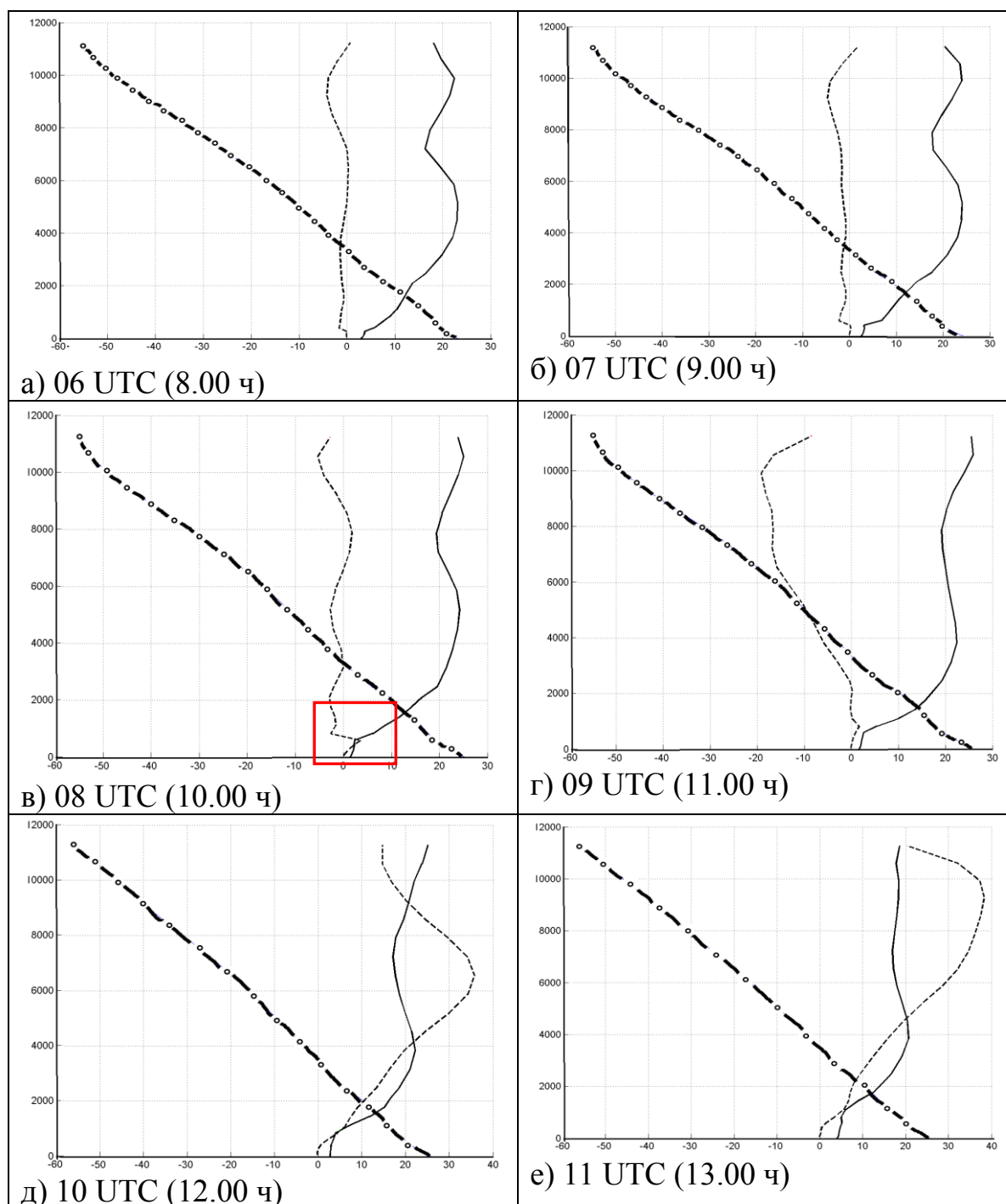


Рис. 3.23. Вертикальные профили скорости ветра (м/с), температуры ($^{\circ}\text{C}$) и скорости вертикальных движений (см/с). 10.06.2012 г.

приземная инверсия, которую обнаруживал радиозонд в 00 UTC (рис. 3.11), разрушилась уже через 6 часов, что подтверждает радиозонд в 12 UTC. Скорость ветра образует струеобразный профиль, но его параметры не удовлетворяют критериям струйного течения нижних уровней (ось струи находится на высоте 4000-4500 м, перепад скоростей в 300-метровых слоях незначительный). Отметим, что этот участок воздушного потока также не является частью тропосферного полярного струйного течения.

Вертикальные токи в 06 и 07 UTC незначительны по величине (около 0 см/с) во всей толще тропосферы, но в 08 UTC (рис. 3.23в) в нижнем 700-метровом слое формируется нисходящий поток интенсивностью 4 см/с, а выше восходящие потоки той же силы 4-5 см/с. Через час (рис. 3.23г) нисходящий поток ослабевает почти в два раза, зато усиливаются восходящие токи выше 2100 м. По-видимому, между 08 и 09 UTC произошло активное развитие конвекции и имел место сильный нисходящий поток, который уже через час начал ослабевать. Далее, в 10 и 11 UTC (рис. 3.23д,е), сильные нисходящие движения занимают всю толщу тропосферы, что подтверждается фактом постепенного размывания облаков (рис. 3.12).

Для расчета вертикального сдвига ветра в момент наибольшего развития конвекции (10-11 ч по Киевскому времени) используем результаты моделирования в срок 08 UTC (10 ч) и результаты измерений ДМРЛ Борисполь в 07.57 UTC. В качестве направления ветра по модельным расчетам будем брать направление линий тока. Результаты расчета приведены в табл. 3.6 и рис. 3.24, по которым видно, что данные ДМРЛ с шагом по вертикали 500 м, обнаруживают низкую струю на высоте 1000 м, значительно уточняя модельные показатели в этот срок. Расчеты вертикального сдвига ветра выявляют умеренные и слабые его значения над аэродромом из-за незначительных изменений направления ветра с высотой ($220-240^\circ$ и $188-220^\circ$ согласно модели и ДМРЛ, соответственно).

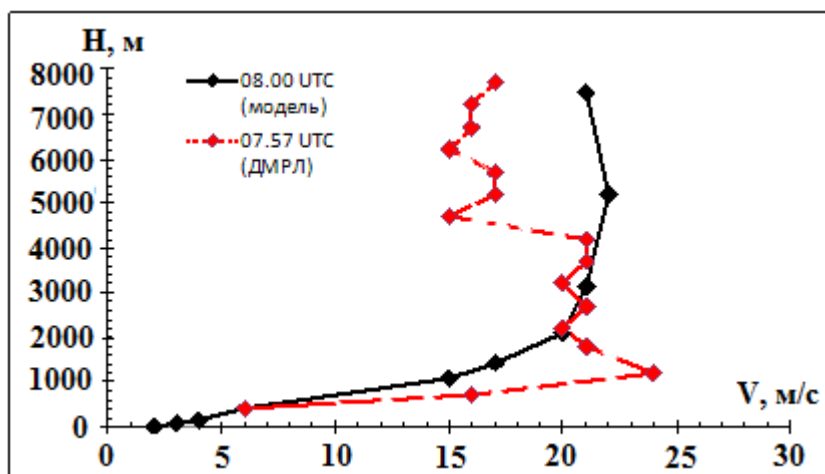


Рис. 3.24. Вертикальный профиль скоростей ветра 10.06.12 г. над Киевом (Борисполь)

Таблица 3.6 – Расчет вертикального сдвига ветра Киевом (Борисполь)
10.06.2012 г

Н, м	V, м/с	dd, град	$ \Delta V $, м/с	WS	Н, м	V, м/с	dd, град	$ \Delta V $, м/с	WS
08.00 UTC (модель)					07.57 UTC (ДМРЛ)				
0	2	220	1,0	слабый	400	6	188	10,7	умеренный
60	3	220	1,6	слабый	700	16	210	8,7	умеренный
150	4	240	2,6	слабый	1200	24	220	3,1	слабый
400	6	220	9,6	умеренный	1800	21	218	1,0	слабый
1090	15	240	5,9	умеренный	2200	20	218	1,2	слабый
1420	17	220	3,4	слабый	2700	21	220	2,0	слабый
2100	20	225	2,0	слабый	3200	20	215	2,0	слабый
3140	21	220	1,0	слабый	3700	21	220	0,0	слабый
5200	22	220	7,5	умеренный	4200	21	220	6,2	умеренный
7490	21	240	1,0	слабый	4700	15	215	2,0	слабый
					5200	17	214	0,6	слабый
					5700	17	212	2,0	слабый
					6200	15	212	1,1	слабый
					6700	16	214	0,6	слабый
					7200	16	216	1,2	слабый
					7700	17	214	10,7	умеренный

Поскольку в распоряжение авторов поступили данные о вертикальном распределении скорости и направления ветра над Борисполем (на расстоянии 78 км по азимуту 298° от расположения ДМРЛ «Борисполь»), полученные с помощью доплеровской радиолокации, то можно уточнить развитие профиля ветра над исследуемым районом с дискретностью по времени 10 минут и по вертикали 500 м. На основе восстановленных профилей скорости ветра над местоположением аэродрома, охватывающих промежутки времени с 5.57 до 8.57 UTC, построен временной разрез поля скорости ветра и ее вертикальные профили (рис. 3.25). Вертикальный разрез (рис. 3.25а) наглядно показывает существование юго-западной низкотропосферной струи от 5.57 до 7.17 UTC с осью в районе высоты 1200 м, что подтверждает модельные расчеты на уровне 1090 м. С 7.27-7.37 UTC наблюдается увеличение мощности струи с 150 до 500 м, а позже 7.47 UTC практически вся нижняя тропосфера выше 500 м охвачена потоками воздуха со скоростью ветра более 15 м/с.

Анализ профилей скорости ветра на рис. 3.25б обнаруживает два струйных течения в нижней тропосфере: более узкое нижнее на высотах от 1000 до 1700 м, которое в течение часа (5.57-6.57 UTC) сохраняет местоположение и интенсивность (15-16 м/с), и верхнее с интенсивностью 18-20 м/с на высотах от 3000 до 4000 м в 6.07 и 6.37 UTC, которое существует не постоянно (пульсируя). В течение следующего часа (7.07-7.57 UTC)

нижняя струя начинает усиливаться до 20 м/с и изменять свое положение (в 7.37 и 7.47 UTC ось находится на высоте 1500 м). Верхняя часть профиля теряет свою струеобразность; в 7.57 UTC скорость увеличивается на 4-5 м/с в слое от 500 до 4200 м (рис. 3.23в), что практически совпадает со сроком 08.00 UTC обнаружения нисходящего потока на рис. 3.24в

В следующий интервал времени (8.07-8.57 UTC) струйное течение нижних уровней сохраняется только в 8.07 UTC (рис. 3.25 г). В остальные сроки, исключая 8.57 UTC, значение скорости ветра выше уровня 500 м составляет не ниже 15 м/с (15-25 м/с), плавно возрастаая с высотой. В 8.57 UTC, скорость приземного ветра достигает 20 м/с, с высотой снижается до 11 м/с (500 м), но постепенно увеличивается до 25 м/с, т.е. формируется шквал. Таким образом, произошло усиление низкотропосферной струи с её последующей трансформацией, вызывающей увеличение интенсивности ветра во всем слое от 500 до 4500 м на фоне чередующихся нисходящих и восходящих потоков в зоне холодного фронта и МКК.

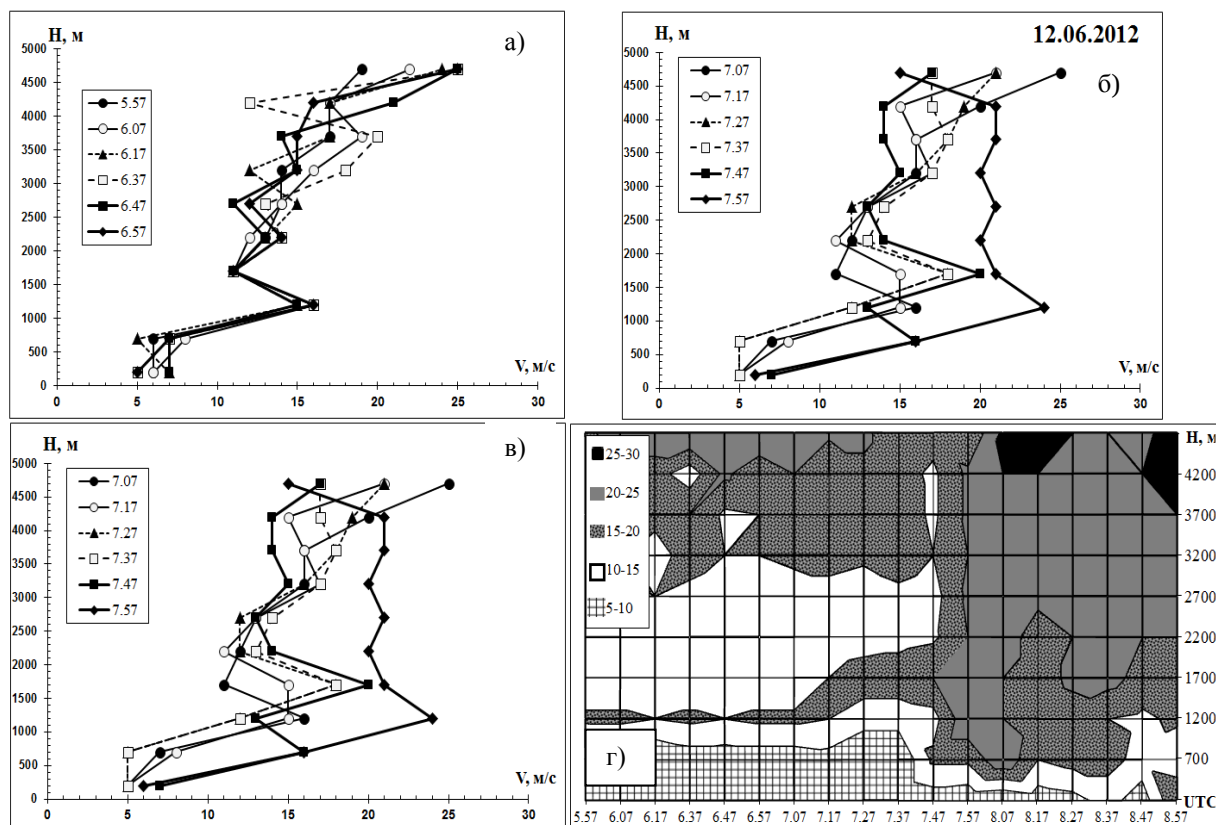


Рис. 3.25. Вертикальные профили скорости ветра над Борисполем (а-в) и её временной разрез (г) за 10.06.12 г. с 5.57 до 8.57 UTC

Если по имеющимся данным ДМРЛ рассчитать модуль векторной разности скоростей ветра $|\Delta V|$ по вертикали для 500-метровых слоев, то увидим, как в течение отрезка времени с 5.57 до 8.57 UTC над районом Бо-

рисполя изменялся сдвиг ветра (рис. 3.26). Проанализируем, каких значений он достигал в срок измерения, близкий у 8.43 UTC (пунктирная линия на рис. 3.25 и 3.26).

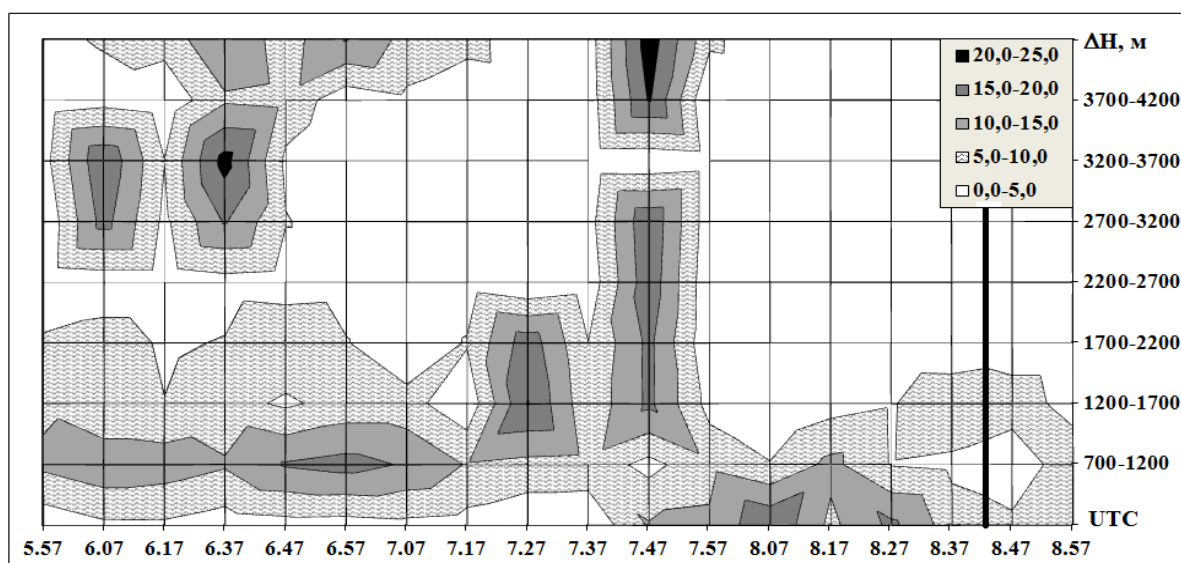


Рис. 3.26. Временной разрез векторной разности скорости ветра ($|\Delta V|$, м/с) над Борисполем за 10.06.12 г., 5.57-8.57 UTC
 — - контрольное время (8.43 UTC)

С целью определения условной градации вертикального сдвига ветра в слое, толщина которого отличается от 30-метрового, воспользуемся эмпирической зависимостью вертикального сдвига ветра от толщины слоя, полученной по данным высотной метеорологической мачты в г. Обнинске В.Г. Глазуновым [85]. Получим, что $|\Delta V| > 15$ м/с соответствует очень сильному сдвигу ветра, интервал от 11 до 15 м/с – сильному, от 6 до 10 м/с – умеренному, меньше 6 м/с – слабому при толщине слоя 500 м. Как видно из рис. 3.26, в районе обнаружения низкой струи с 5.57 по 7.17 UTC интенсивность сдвига ветра достигает градации сильного сдвига, а в районе оси СТНУ с 6.47 по 5.57 UTC – очень сильного. В срок начала усиления струи в 7.27 UTC наблюдается очень сильный сдвиг в слоях с 1200 по 2200 м, снижающийся через 10 минут до умеренного. Однако, наиболее интенсивные сдвиги ветра отмечаются в 7.47 UTC почти по всем высотам, особенно в слое 3700-4700 м. С течением времени (7.57-8.27 UTC) зона сильного и очень сильного сдвига ветра перемещается в нижние слои (200-700 м), исчезая после 8.37 UTC и соответствуя градации слабых и умеренных.

Итак, согласно данным ДМРЛ «Борисполь», с 6.00 до 8.00 UTC наблюдалось струйное течение нижних уровней и сильные сдвиги ветра в нижней его части; за 40 минут до 8.43 UTC вертикальный профиль ветра теряет струеобразность и во всем слое от 500 м до 5 км скорость ветра превышает 15 м/с, а ниже этого слоя образуется сильный сдвиг ветра. В ука-

занный момент времени модель [WRF-ARW v.3.3.1](#) подтверждает наличие низкой струи и нисходящего потока на высоте 500-600 м, при чередовании восходящих и нисходящих движений в области МКК. Подобное распределение потоков воздуха перед холодным фронтом свидетельствует о формировании фронта порывистости, когда передняя кромка холодного плотного воздуха из грозовых нисходящих потоков достигает земной поверхности и распространяется во всех направлениях, подрезая более теплый и менее плотный окружающий воздух.

Анализ синоптических материалов за период 09-10 июня 2012 г. позволяет утверждать, что:

- над центром Украины сформировались сложные погодные условия, связанные с прохождением холодного участка полярного фронта, перемещающегося со скоростью 40 км/ч;
- в период 06-12 UTC 10.06.2012 г. выявлены необходимые и достаточные условия для перемещения в данный район активного мезомасштабного конвективного комплекса мультитячейковой структуры, способствующего образованию сплошного массива кучево-дождевой облачности квазикруговой подковообразной формы и сильных сдвигов ветра, интенсивных восходящих и нисходящих потоков, сочетание конвективных и обложных осадков, гроз, града и струйных течений нижних уровней;
- вертикальный сдвиг ветра в районе Киева, наблюдающийся в зоне фронта, тесно связан с параметрами самого фронта (разность температур, градиент давления, скорость и направление движения фронта);
- модельные расчеты подтверждают наличие мезомасштабного конвективного комплекса в зоне полетов и указанных выше опасных для авиации атмосферных явлений.

3.4 Гидродинамическое состояние нижней тропосферы над Украиной при наличии низкотропосферных струй

В атмосфере постоянно происходит активное взаимодействие различных полей в широком интервале масштабов. Кинетическая и потенциальная энергия, тепло, количество движения, завихренность переносятся по направлению градиентов соответствующих свойств, либо против градиентов. В результате создаются слои или области, в которых контрасты тех или иных метеорологических величин оказываются резко увеличенными по сравнению с окружением. Наиболее известными примерами такого рода являются фронтальные зоны, простирающиеся часто через всю тропосферу, либо инверсионные слои, возникающие в результате радиационного охлаждения воздуха вблизи земной поверхности. В обеих ситуациях наблюдаются большие скорости и сдвиги ветра, вертикальные и горизон-

тальные градиенты потенциальной температуры и влажности, в пограничном слое, как правило, формируются СТНУ.

Если в какой-либо области или слое возникают достаточно большие контрасты, например, скорости ветра, то в этой зоне появляется возможность роста малых возмущений, которые приобретают вид волн и вихрей. Развиваясь и смещаясь, а затем и разрушаясь, они перемешивают воздух, в результате чего контрасты сглаживаются. Примером такого процесса может служить развитие внутренних гравитационно-сдвиговых волн в области верхних и нижних тропосферных струйных течений. Волны и возникающие при их разрушении турбулентные вихри уменьшают вертикальные сдвиги ветра. Подобные процессы происходят в слоях резкого изменения потенциальной температуры.

В работе реализован весьма перспективный, по мнению авторов, подход к исследованию СТНУ, рассматривающий волновые процессы в нижних слоях атмосферы как причину их образования и развития. Для выявления связи СТНУ с наличием волновых возмущений в ПСА, требуется достаточно хорошо представить физический механизм исследуемого явления. Если в ПСА длительное время могут существовать узкие струи со скоростью ветра более $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, то сопровождающие их задерживающие слои, т.е. слои с ослабленной турбулентностью, являются своего рода каналом, по которому практически без заметного перемешивания происходит движение воздуха, подобное потоку в гигантской аэродинамической трубе размерами в сотни километров. Наличие инверсии генерирует развитие внутренних гравитационных волн, с наибольшей амплитудой в середине инверсионного слоя. Возникновение СТНУ связывается с существованием нейтральных, не растущих по амплитуде, волн, которые достигают большой амплитуды и какое-то время существуют в потоке [76]. Если волны растут по амплитуде, то они быстро разрушаются и порождают турбулентные зоны [103]. Волны, распространяющиеся в потоке, вызывают локальный рост скорости ветра в гребнях и ложбинах. Чем больше амплитуда этих волн, тем большие изменения в полях метеорологических величин они вызывают. Такое поведение волн наблюдается, когда силы инерции намного больше сил плавучести (по крайней мере, в 4 раза) [104]. Происходит реализация механизма гидродинамической неустойчивости, т.е. неустойчивости, которая наблюдается только в движущейся среде. Причиной такой неустойчивости является неоднородное распределение скоростей в потоке воздуха. При устойчивой стратификации сила плавучести играет роль стабилизирующего фактора, однако неравномерное распределение скорости ветра по вертикали может в этих условиях вызвать рост возмущений, которые, черпая энергию из кинетической энергии основного потока, будут расходовать ту или иную ее часть на работу против сил плавучести. Параметром такой неустойчивости в невращающейся среде (неус-

тойчивости Кельвина-Гельмгольца) является число Ричардсона (Ri), равное отношению сил плавучести к силе инерции:

$$Ri = \frac{g}{\Theta} \cdot \frac{\partial \Theta / \partial z}{\beta^2} = \frac{g}{T} \cdot \frac{\gamma_a - \gamma}{\beta^2}, \quad (3.2)$$

где $\beta = \sqrt{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)^2}$ - вертикальный градиент горизонтальной скорости ветра; U, V - горизонтальные составляющие скорости ветра; $\gamma = -\partial T / \partial z$ - вертикальный градиент температуры; $\gamma_a = 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ - сухадиабатический вертикальный градиент температуры; $\bar{T}$ - средняя температура слоя; Θ - потенциальная температура; g - ускорение свободного падения.

Если $Ri < 0,25$, то волны разрушаются и их энергия идет на формирование турбулентных зон, например, в свободной атмосфере создаются условия для развития турбулентности, вызывающей болтанку самолетов, так называемой турбулентности ясного неба, которая менее интенсивна, чем турбулентность в кучево-дождевых облаках, но почти всегда является неожиданной [66].

Если предположить определенную связь формирования СТНУ и наличия в нижних слоях атмосферы внутренних гравитационных волн, то, возможно, существует зависимость между фактом наличия низкой струи и значением числа Ri или его составляющих. Причем число Ri должно быть больше критического значения ($Ri > 0.25$), при котором происходит диссипация потока на отдельные турбулентные вихри, но и не слишком велико, так как благоприятные условия для развития и существования нейтральных волн - устойчиво стратифицированный слой с большими сдвигами ветра.

Рассмотрим вертикальное распределение числа Ri в нижнем 2-х километровом слое при наличии СТНУ (табл. 3.5). Среднее значение числа Ri ниже оси (Ri_n) при СТНУ колеблется в достаточно широких пределах - от 0,39 до 2,62 ночью и от 0,57 до 3,94 днем. Значения Ri над осью СТНУ (Ri_v) несколько превышают Ri_n : от 0,77 до 5,36 ночью и от 2,04 до 8,27 днем. Таким образом, под осью струи воздух менее устойчив, чем над ней вследствие более быстрого нарастания скорости ветра ниже оси СТНУ. Ночью, за счет большей интенсивности струй, Ri меньше своего дневного значения как выше, так и ниже оси СТНУ. Число случаев $Ri < 0,25$ невелико: в 16 % случаев значения $Ri < 0,25$ отмечаются ниже оси струи и в 4 % случаев - выше. Такие процессы имели место преимущественно в зоне атмосферных фронтов и ложбинах.

Для выявления связи вертикального распределения скорости ветра и гидродинамических характеристик состояния ПСА выбран зимний период,

когда для территории Украины характерна наибольшая повторяемость СТНУ. Над девятью станциями Украины (Киев, Львов, Ужгород, Черновцы, Одесса, Симферополь, Шепетовка, Кривой Рог, Харьков) рассчитаны значения числа Ri и его составляющих в слоях земля–925 гПа и 925–850 гПа с учетом и без учета информации в особых точках. Кроме того, к анализу привлечены значения кривизны профилей температуры и ветра ($\delta\gamma$ и $\delta\beta$), минимальные и максимальные значения γ и β , а также высоты указанных слоев, средние значения Ri выше и ниже оси струи. В общей сложности было рассмотрено 30 параметров, характеризующих гидродинамическое состояние ПСА. Все вышеперечисленные характеристики вычислены с точностью до 0,1 °С по температуре, до 1 м·с⁻¹ по скорости и 10° по направлению ветра.

Таблица 3.5 - Значения числа Ричардсона выше (Ri_v) и ниже (Ri_n) оси СТНУ над территорией Украины зимой (1990-1995 гг.)

Стан- ция	Срок, UTC	Ri_n				Ri_v			
		сред.	σ	макс	мин	сред.	σ	макс	мин
Киев	00	0,64	0,91	29,42	0,01	3,60	1,00	32,68	0,06
	12	1,12	0,56	17,40	0,00	6,91	0,95	25,24	0,20
Кривой Рог	00	1,61	0,73	9,48	0,04	5,28	0,10	33,40	1,47
	12	1,24	1,10	8,05	0,00	3,72	0,95	96,04	0,05
Львов	00	2,62	0,60	8,05	7,20	0,77	0,80	1,34	0,20
	12	2,15	0,18	79,09	1,13	7,31	0,06	11,49	1,15
Одесса	00	0,39	0,44	23,86	-0,21	4,38	0,05	20,54	0,70
	12	0,57	0,58	1,03	-0,24	6,87	0,94	46,95	1,17
Симфе- рополь	00	0,91	0,82	2,48	0,09	5,17	0,23	69,42	2,17
	12	3,94	0,20	20,17	0,97	5,54	1,00	53,00	1,71
Ужго- род	00	1,17	1,60	3,02	0,19	4,04	0,64	9,35	0,84
	12	1,88	0,41	2,31	2,31	3,87	0,82	0,34	0,34
Харь- ков	00	0,64	0,49	1,33	-0,11	5,36	0,80	48,79	1,18
	12	1,52	0,46	5,20	0,07	8,27	0,63	22,53	2,09
Черно- вцы	00	2,12	1,02	22,70	0,10	1,57	0,34	14,77	0,04
	12	1,26	0,75	5,33	0,02	2,77	1,62	5,46	0,70
Шепе- товка	00	0,76	0,55	1,69	0,25	1,54	0,32	79,47	1,31
	12	2,01	0,19	4,74	-0,01	2,04	0,68	2,99	1,50

Как оказалось, наилучшие результаты дают значения вертикального градиента температура и сдвига ветра в слое земля-925 гПа (γ_{3-925} и β_{3-925}). По совокупности значений γ_{3-925} и β_{3-925} для всех станций невозможно разделить случаи наличия СТНУ и других типов вертикального распределения ветра, но, рассматривая каждую станцию отдельно, можно выделить некоторые закономерности. Не исключено, что подобное поведение гидродинамических параметров обусловлено разнообразием физико-географических условий исследуемых станций. Расчеты в верхнем слое не столь результативны, что связано с преимущественной локализацией СТНУ ниже высоты поверхности 925 гПа. Значения $\delta\gamma$ и $\delta\beta$ также менее информативны, чем γ_{3-925} и β_{3-925} . Параметр R_i при наличии низких струй либо УВ меньше, чем при скоростях ветра менее 10 и 15 м·с⁻¹. Такая естественно-физическая закономерность характерна для всех станций. Кроме того, R_i при струях, за небольшим исключением, больше, чем R_i при усилении ветра во всем ПСА.

Использование информации в особых точках, к сожалению, существенно не меняет общих закономерностей – область СТНУ и УВ несколько смещается в сторону больших значений β , а при наличии инверсий – в сторону меньших γ , и такая картина характерна для всех станций во всем ПСА. При рассмотрении $\gamma_{\min}$ и $\beta_{\max}$ облако точек также смещается в сторону больших β и меньших γ , не проясняя ситуации, а в некоторых случаях (Харьков) маскируя имеющуюся зависимость.

Итак, для большинства станций Украины (Кривой Рог, Харьков, Киев, Одесса, Симферополь) характерен схожий тип распределения γ_{3-925} и β_{3-925} . Как следует из рис. 3.27, большая часть СТНУ и случаев равномерного усиления скорости ветра с высотой более 15 м·с⁻¹ в пограничном слое атмосферы (УВ) наблюдается при $\beta_{3-925} > 1 \text{ м·с}^{-1}/100 \text{ м}$ и $-1 < \gamma_{3-925} < 1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Если в Харькове, Киеве, Одессе и Симферополе невозможно разделить случаи СТНУ и УВ, то в Кривом Роге область низких струй отчетливо локализована. В Кривом Роге при низких струях в 65 % случаев (рис. 3.27) β_{3-925} больше 1,2 м·с⁻¹/100 м, а γ_{3-925} колеблется от -1 до 1°С/100 м. Случаи равномерного усиления ветра над Кривым Рогом (62 %) наблюдаются при β_{3-925} не ниже 0,60 м·с⁻¹/100м. Причём, чем больше значение β_{3-925} , тем больше абсолютное значение γ_{3-925} . Подобное поведение гидродинамических характеристик над Кривым Рогом обусловлено его физико-географическими особенностями – это наиболее низкая из всех исследуемых станций. Вероятно, поэтому здесь отмечаются самые низкие СТНУ, высота оси которых составляет зимой от 520 до 620 м (табл. 2.1). Возможно то, что большая часть низких струй располагается ниже уровня 925 гПа, позволяет разделить случаи СТНУ и УВ. Когда скорость ветра в ПСА не превышает 15 м·с⁻¹, параметр β_{3-925} принимает сравнительно небольшие значения (не выше 1 м·с⁻¹/100 м) – по всем станциям, а γ_{3-925} - практически любые.

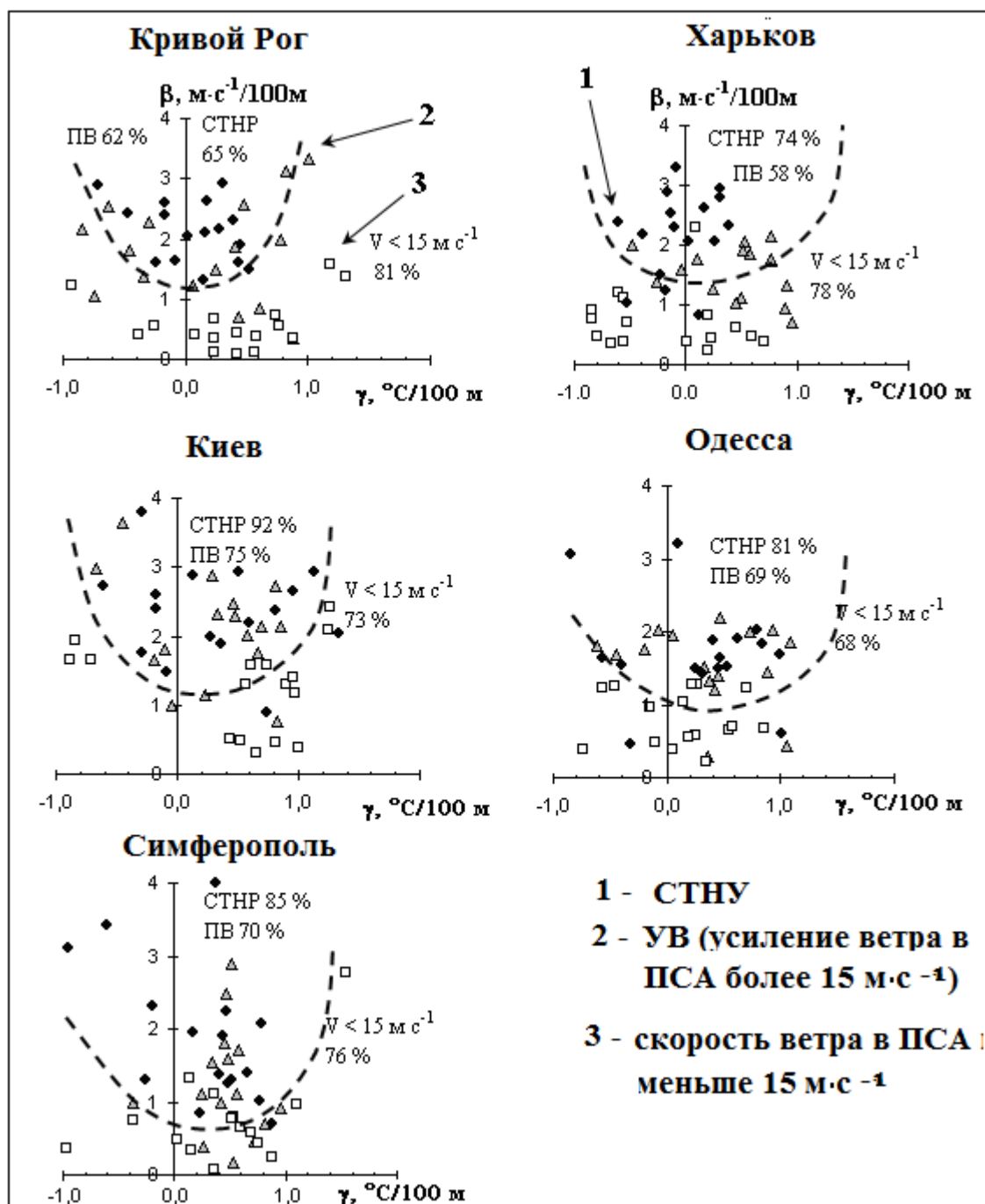


Рис. 3.27 - Распределение вертикального градиента температуры и сдвига ветра в слое земля-925 гПа над Украиной

Таким образом, для формирования СТНУ и УВ над равнинной частью Украины наиболее благоприятно, когда в слое от поверхности земли до уровня 925 гПа при слабых либо умеренных сдвигах ветра наблюдаются небольшие по абсолютному значению γ_{3-925} . Поскольку большие инверсионные градиенты температуры создают неблагоприятные условия для вертикального обмена энергией между слоями, а большие положительные

градиенты способствуют интенсивному вертикальному перемешиванию, что разрушает струйные профили.

Для орографически сложного региона Украинских Карпат (Львов, Черновцы, Ужгород) и Шепетовки, расположенной на стыке Волынской, Приднепровской и Подольской возвышенностей, присущ иной тип распределения γ_{3-925} и β_{3-925} . Большая часть СТНУ, от 61 % в Ужгороде до 89 % в Шепетовке, расположена в области слабых либо умеренных сдвигов ветра, в то время как γ_{3-925} принимает отрицательные или слабоположительные значения. Зона усиления ветра, от 65 % в Черновцах до 74 % в Шепетовке, также находится в области слабых или умеренных сдвигов ветра, однако $\gamma_{3-925} > 0$.

Таким образом, получены гидродинамические характеристики нижней части пограничного слоя атмосферы, в пределах которых низкотропосферные струи вероятны (от 60 до 90%). Результаты этого метода могут применяться для диагноза, а при наличии прогностических значений вертикальных градиентов температуры и сдвига ветра в слое земля–925гПа и прогноза низких струй над территорией Украины зимой.

3.5 Характер адвекции тепла при образовании струйных течений нижних уровней

Струйные течения нижних уровней, являющиеся мезомасштабными составляющими процессов синоптического масштаба, привлекают внимание исследователей по ряду причин. В первую очередь это связано с необходимостью детализации синоптических процессов и уточнений краткосрочных прогнозов погоды на небольшие (3-6 часов) сроки. Действительно, наличие СТНУ и сопутствующих им горизонтальных и вертикальных градиентов метеорологических параметров, их различия по величине и знаку может обусловить мезомасштабные перемещения воздушных масс, особенности их циркуляции и связанные с этим разнообразия погодных условий (приземный циклогенез, мезофронты, мезомасштабные конвективные системы и др.). Под воздействием СТНУ изменяются турбулентный обмен, влажность и стратификация нижних слоев атмосферы, что, в свою очередь, может привести к заметному отклонению значений метеорологических величин от их привычного хода, определяемого либо временем суток, либо макромасштабными синоптическими процессами. Во-вторых, с детальным изучением СТНУ связано решение ряда прикладных задач. Это исследование закономерностей переноса примесей в атмосфере, определение начальных условий запуска ракет, оценка погодных условий при взлете и посадке воздушных судов, изучение флуктуационных явлений распределения звуковых и электромагнитных волн, проведение авиационных работ и др.

Все вышеперечисленное вызывает интерес к исследованию самой физической природы возникновения низкотропосферных струйных течений. Необходимо отметить, что результаты изучения данной проблемы не сводятся к какому-либо одному мнению. С одной стороны, это объясняется тем, что сами СТНУ подразделяются на несколько типов [15], и потому механизмы формирования, присущие одному из них, оказываются неприемлемыми для других [24, 26, 36, 49, 52, 99, 104 и др.]. С другой стороны, время существования струй чаще определяется несколькими часами, протяженность - десятками и сотнями километров, поэтому их исследование по имеющейся аэрологической сети с 12 или 24-часовым временным разрешением и погрешностями в измерении температуры с помощью радиозондов в нижнем 500-метровом слое атмосферы вносит определенные проблемы в раскрытие физической сути СТНУ. Видимый прогресс в этом вопросе на сегодняшний день достигнут американскими учеными за счет применения сети доплеровских радаров, учащенных измерений ветра (интервал порядка нескольких минут), а также построений вертикальных разрезов атмосферы, вместо изучения отдельно взятой вертикали [123, 142, 154]. Вкратце суть их исследований сводится к тому, что наличие струй обуславливается процессами как макро-, так и мезомасштаба, которые могут действовать вместе и раздельно, определяя все дальнейшие характеристики струй.

Рассмотрим характер (механизм) воздействия адвективных явлений на образование струйных течений нижних уровней. В качестве исходной информации использовались данные радиозондирования (срок 00 UTC) над Украиной за теплое полугодие (с апреля по сентябрь) 2001-2005 гг., комплект синоптических карт и результаты реанализа из архива Национального центра прогноза окружающей среды (NCEP) и Национального центра исследования атмосферы США (NCAR) за 7-8 апреля 2005 г [138].

Анализируя процессы образования СТНУ, следует иметь в виду, по крайней мере, две группы факторов, имеющих отношение к изучаемому феномену. Это, прежде всего, динамические и термические причины, влияние которых на формирование низких струй наиболее очевидно.

Динамические факторы можно разделить на три составляющие:

- горизонтальный и вертикальный перенос количества движения;
- процессы конвергенции потоков, благоприятствующие образованию СТНУ, а также процессы дивергенции, направленные на ослабление струй;
- вертикальный и горизонтальный перенос вихря скорости.

Все три вида динамического фактора генезиса СТНУ тесно между собой связаны, действуя, как правило, одновременно и взаимно влияя друг на друга, хотя, наиболее резкие и сильные изменения вносит вторая составляющая, определяя саму энергетику процесса [26, 36, 49, 149].

Как известно, термические контрасты в зонах атмосферных фронтов обуславливают заметную термическую компоненту ветра, параллельную

фронту и интегрально нарастающую с высотой [52, 155]. Кроме того, под действием радиационных и адвективных факторов в пограничном слое могут возникать аномальные вертикальные термические (и барические) градиенты между вышерасположенными холодными и нижележащими теплыми слоями воздуха [26, 45], что, по-видимому, способствует притоку количества движения к зоне наибольшего сгущения изотерм.

Таким образом, характер адвекции в области нахождения будущей низкотропосферной струи совсем не безразличен для ее образования, а взаимодействие термического и динамического факторов обуславливает специфические процессы в пограничном слое атмосферы: конвергенция вызывает сгущение изотерм и усиление термической компоненты, дивергенция – противоположные действия.

Анализ струйных течений в пограничном слое атмосферы над Украиной за период с 1975 по 1995 гг. [20], показывает, что 50–60% их количества приходится на переходные периоды года (осень, весна) и еще 20–30 % на зиму. Следовательно, именно в эти сезоны наиболее часто встречаются те синоптические процессы и та структура ПСА, которые будут наиболее благоприятны для генезиса струй. Не трудно заметить, что около 60 % случаев СТНУ приходится на такие части барических образований как передняя часть циклона и ложбины, тыловая часть (южная и юго-западная периферии) антициклона и гребня. Еще 15–20 % от общего количества струй отмечается на оси гребня и ложбины, а также в теплом секторе циклона. В 60–70 % случаев струи связаны с фронтальными разделами, от 50 до 70 % фронтальных струй возникает в зоне теплых фронтов [49].

Большинство СТНУ наблюдается при синоптических ситуациях, которые потенциально обуславливают наличие адвекции тепла. Процесс адвекции тепла в ПСА характеризуется тем, что выраженный максимум в профиле ветра, особенно на высотах 500-800 м, хорошо совпадает со слоем наиболее интенсивных адвективных изменений температуры воздуха и точки росы. Они увеличиваются с высотой до уровня максимальной скорости переноса и являются небольшими на всех вышележащих уровнях, даже в тех случаях, когда, снова возрастая от уровня 900-1500 м, скорость воздушного потока значительно превышает таковую на уровне нижнего максимума. Косвенным доказательством этого процесса может служить тот факт, что максимум скорости ветра перед теплым фронтом расположен вблизи верхней границы инверсии. Кроме того, адвекция тепла создает условия либо для новообразования инверсии, либо для усиления уже существующей (например, ночной радиационной), что крайне важно для формирования струйного профиля ветра, так как именно инверсия является препятствием, ослабляющим турбулентный обмен с выше- и нижележащими слоями воздуха. В [52] отмечается, что в случаях адвекции тепла (в передней и южной частях циклонов и смежных с ними периферийных частях антициклонов) максимум скорости находится на более высоком уровне по

сравнению с синоптическими ситуациями, когда адвекция тепла отсутствует. Максимумы ветра наиболее часто располагаются на высоте 600 м, их повторяемость на высоте 300 м меньше, а на высоте 800 м, соответственно, больше, чем при всех других положениях.

Анализ структуры пограничного слоя показывает, что распределение адвективных изменений температуры, когда их максимальные значения приходятся на ось струй, обуславливает различную стратификацию распределения скорости ветра в нижележащем слое воздуха. Так, при адвекции холода будет увеличиваться неустойчивость под струей, особенно выше 200 м. Интенсивный рост скорости ветра чаще наблюдается до высот 200-400 м, а выше, в результате турбулентного обмена, увеличение скорости ветра существенно замедляется. В случае адвекции тепла, наоборот, повысится устойчивость слоя, что приведет к уменьшению турбулентного обмена, а, следовательно, формированию слоистой структуры ПСА, которая и является наиболее благоприятной для образования струйного профиля ветра.

Исследование формирования низких струй над территорией Украины с апреля по сентябрь 2001-2005 гг. обнаруживает 222 случая струи, т.е. в 4,9 % радиозондирований. Повторяемость явления существенно не отличается от частоты их появления в 1975-1995 гг. и не превышает 5-6 % по станциям Украины в теплое полугодие.

Для изучения влияния адвективных процессов на возникновение низкотропосферных струй целесообразно привлекать случаи образования СТНУ над несколькими пунктами одновременно. В течение выбранного периода случай одновременного формирования низких струйных течений над тремя станциями Украины (Киев, Чернигов и Одесса) приходится на 8 апреля 2005 г. Как видно из построенного по данным радиозондирования вертикального разреза полей скорости ветра и температуры вдоль линии Линденберг-Брест-Шепетовка-Киев-Одесса (рис. 3.28), указанные низкие струи не отличаются значительной интенсивностью, которая составляет $16-17 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, и располагаются на высотах 800-1000 м. Мощность слоя повышенных скоростей над Шепетовкой и Одессой равна 100–300 м, а над Киевом – 800 м. Над Брестом профиль скорости ветра принимает струеобразный вид с интенсивностью до $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а над Линденбергом, примерно с высоты 1500 м скорость ветра превышает этот критерий. Над этим пунктом СТНУ переходит с высотой в арктическое струйное течение верхней тропосферы с интенсивностью $43 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Вертикальный разрез по температуре, а особенно в сочетании со скоростью ветра (рис. 3.28), наглядно демонстрирует, что СТНУ над Одессой представляет собой поток относительно холодного воздуха, а над Киевом и Шепетовкой – теплого. Самой теплой струей можно считать течение над Брестом с интенсивностью $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, по-видимому, сказывается её расположение на оси гребня тепла.

Кратко представим синоптическую ситуацию, которая создала термодинамические условия, явившиеся благоприятными для формирования СТНУ над несколькими пунктами Восточной и Западной Европы.

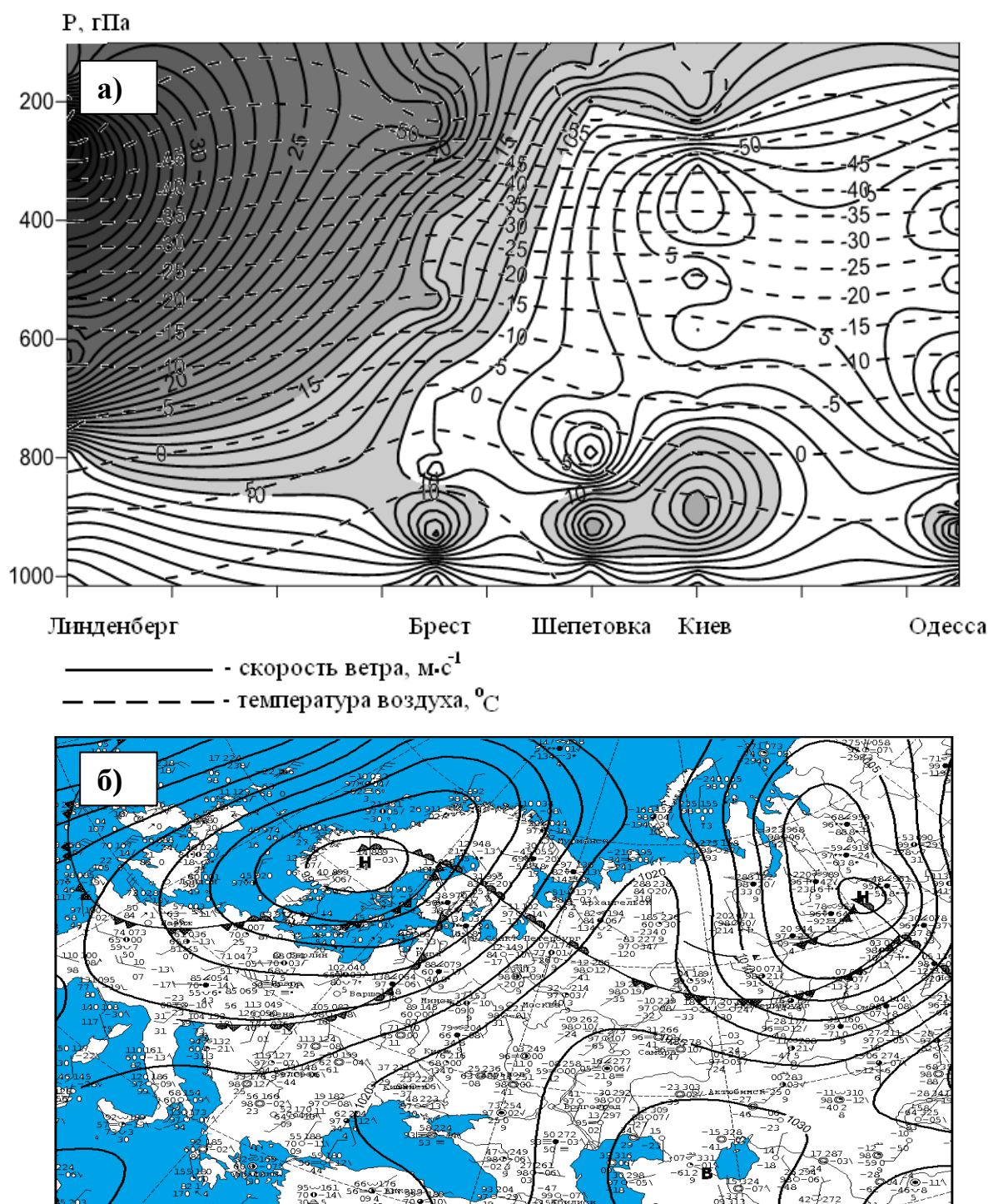


Рис. 3.28. Вертикальный разрез скорости ветра и температуры (а) и приземный анализ (б) за 8 апреля 2005 г., 00 UTC

Погодные условия 8 апреля 2005 г. над территорией Европы определяет циклон (рис. 3.28), располагавшийся над западной и северо-западной

частью Европы, и двухцентровый антициклон с центрами над северо-восточной частью Каспийского моря и Монголией. Один из его гребней формирует малооблачную погоду и слабый ветер у поверхности земли над юго-востоком Украины, в том числе и над Одессой. В результате чего над югом и востоком Украины отмечается заток холодного воздуха, а над северо-востоком Украины - высотный гребень тепла. Сложный характер адвекции тепла приводит к тому, что над Одессой низкая струя имеет западное направление (165°), а над Киевом и Шепетовкой наблюдается южный поток, что соответствует направлению основного потока на периферии циклона.

Для того, чтобы сделать более убедительные выводы относительно влияния адвекции на образование СТНУ, необходимо исследовать воздействие характера адвекции на скорость ветра на осях низких струй с учетом вертикальной структуры воздушных потоков и количественных характеристик величин адвективных изменений температуры с высотой. В рамках этого исследования по результатам реанализа восстановлены поля геопотенциала и температуры (рис. 3.29) на уровнях 925 и 850 гПа с помощью архива NCEP/NCAR. Анализ указанных полей показывает преобладание

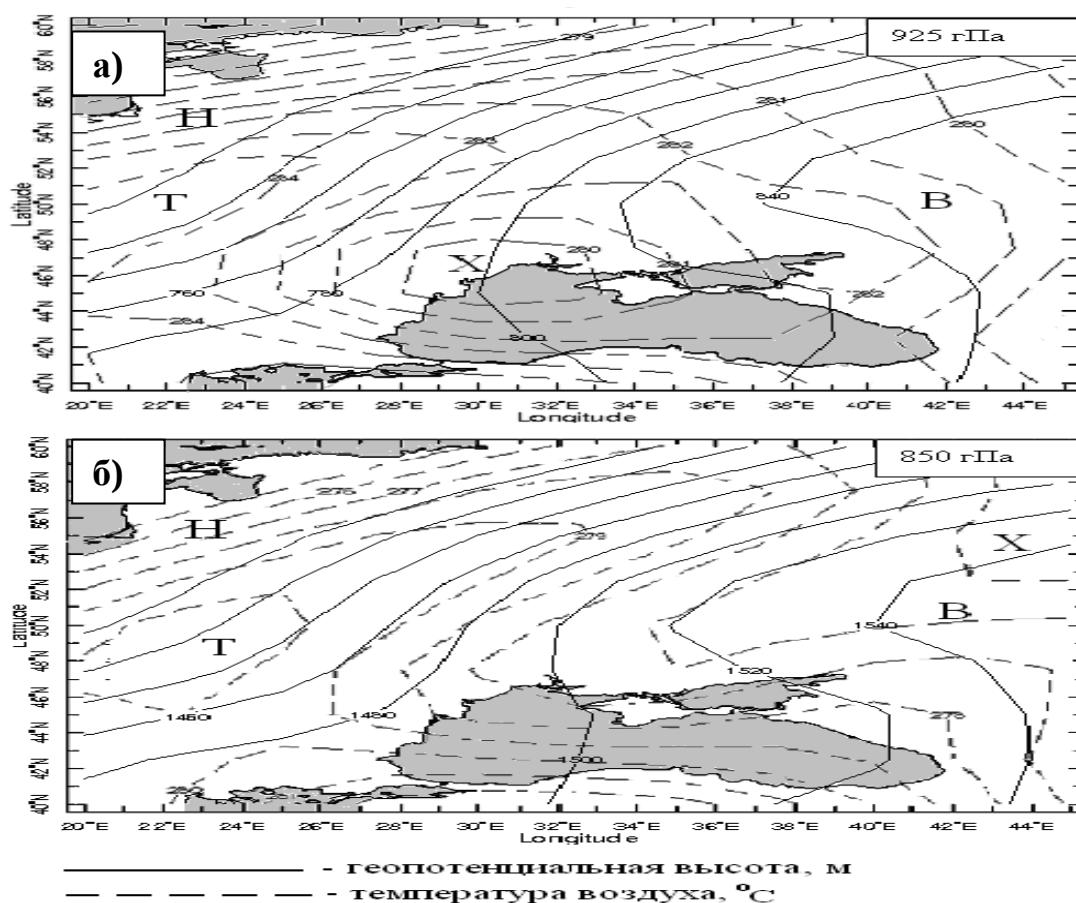


Рис. 3.29. Термобарическое поле на уровнях 925 (а) и 850 (б) гПа
8 апреля 2005 г., (00 UTC)

отрицательной адвекции, т.е. адвекции холода над югом и центром Украины, которая севернее Киева сменяется адвекцией тепла. Характер адвекции сохраняется на всех трёх исследуемых уровнях, но её интенсивность ослабевает с высотой, достигая минимальных значений к уровню 850 гПа, где изогипсы и изотермы практически параллельны

Таким образом, 8 апреля 2005 г. над Украиной сформировано две струи на высотах 800-1000 м разного происхождения. Низкотропосферное течение над Одессой возникает в гребне антициклона над приземной инверсией, а узкий поток теплого воздуха над Киевом и Шепетовкой обусловил струю в переходной зоне между гребнем и циклоном вблизи фронта окклюзии.

Большинство СТНУ формируется при синоптических ситуациях, обуславливающих адвекцию тепла, которая создает благоприятные условия для образования или усиления инверсионного профиля температуры, вследствие увеличения адвективных изменений температуры воздуха с высотой [45]. Рост адвективных изменений температуры воздуха с высотой оказывает влияние на стратификацию нижележащих слоев воздуха, увеличивая их устойчивость. Устойчивая стратификация воздуха способствует расслоению пограничного слоя атмосферы, что, в свою очередь, приводит к разнородности слоя по температурной и ветровой структуре и образованию струйного профиля ветра.

4 НИЗКОТРОПОСФЕРНЫЕ СТРУИ В ГРЕБНЕВЫХ СТРУКТУРАХ ЗИМНЕГО ПЕРИОДА НАД УКРАИНОЙ

4.1 Циркуляционные и термодинамические условия образования струйных течений в пограничном слое при гребневых структурах

Основным предиктором, благоприятным для формирования явления типа СТНУ в зимний период при антициклонической циркуляции, является факт наличия самой гребневой структуры, которая должна находиться, как установлено ранее [26, 99, 100], в состоянии перестройки из стационарной волны Россби в стадию солитона Россби. Кроме того, причиной такой перестройки должна явиться энергия, например, меридионального волнового процесса, который вносит в текущую волну дополнительный и несбалансированный с ним энергетический вклад. Первым признаком такого состояния должно быть включение в волновой процесс внешних энергетических источников типа длинноволнового выхолаживания с последующим поднятием инверсии радиационного происхождения до высот, находящихся вблизи уровня 925 гПа. Этому процессу предшествует выход на территорию Украины гребневой структуры азиатских зимних антициклонов либо, по меридиональному направлению, субтропического пояса высокого давления. Обе ситуации должны быть ранее обусловлены наличием в синоптическом положении над Украиной ряда факторов, способствующих распространению выше указанных гребневых структур обоих типов на регион. Основным из них является уменьшение плотности воздуха в слое нижней тропосферы за счет поступления в воздушную массу паров влаги, т.е. происходит подготовка пространства для вторжения в него либо более плотных слоев выхолаженного сухого воздуха азиатских антициклонов, либо для меридионального переноса относительно теплого, но сухого воздуха зимних субтропиков. Кроме того, на территорию Украины по меридиональным траекториям антициклоны могут перемещаться не только из субтропических широт, а также из арктических районов.

Вторжение азиатских отрогов повышенного давления в сторону запада можно назвать "восточным процессом", идущим против направления основного зонального переноса с запада на восток. Реализация "восточного процесса" происходит при некоторых условиях, способствующих втягиванию плотного воздуха с востока за счет резкого снижения плотности воздуха на западе. Причем указанный фактор должен превышать инерцию восточного переноса воздушных масс, созданную вращением Земли и температурным контрастом "полюс – экватор". Для этого над территорией Украины должен скопиться более теплый влажный, но ненасыщенный воздух в слое нижней тропосферы. "Языковое" тонкослойное вторжение выхола-

женного воздуха с востока на запад против ведущего потока воздушных масс маловероятно, т.к. для него нужен кататический эффект горных склонов, отсутствующий на всей территории к востоку от Украины. Азиатские зимние антициклоны имеют чаще всего эффект радиационного выхолаживания в пределах пограничного слоя атмосферы, т.е. в достаточно тонком слое воздуха. Выше него температурная стратификация не имеет особых отличий и соответствует профилям температуры обычных высотных антициклонов, деформируемых динамическим влиянием циркумполярных вихрей. С сезонным уменьшением радиационного выхолаживания азиатский антициклон вообще теряет свою структуру, и синоптические процессы над северной Азией мало отличаются от европейских. Поэтому "восточный процесс" над территорией Украины в теплый период года можно отнести к разряду крайне редких явлений, возможных только при развитии засух в Западной Сибири, когда плотный сухой воздух сменяет принесенные с Европы массы менее плотного влажного воздуха.

Меридиональные вторжения гребневых структур непосредственно связаны с динамикой циркумполярного вихря и с положением арктического фронта. Чаще всего Е-форма циркуляции имеет происхождение гребневых структур от арктического антициклона и субтропического максимума. На первое арктическое вторжение влияет структура арктического фронта, а на второе, естественно, полярного, сместившегося в зимнее время к Турции, а иногда и южнее. Вдоль полярного фронта, как обычно, следуют траектории зимних южных циклонов Средиземноморья, которые в теплый период вместе с указанным фронтом доходят вплоть до территории Украины и даже гораздо севернее. Не исключена вероятность образования сложного вторжения, которое соединяет азиатскую гребневую структуру, проходящую через Каспийское море, с африканско-средиземноморской, простирающейся от Эгейского моря и проливов к северному Причерноморью. Подобное развитие гребневого вторжения отмечалось, например, с 27.12.1998 г. по 31.12.1998 г. и в нем на малых высотах порядка 340-360 м сформировалось струйное течение нижнего уровня. СТНУ наблюдалось в тот момент, когда южную периферию сложной гребневой структуры пересекал своими ветвями полярный фронт.

Рассмотрим подробнее указанную ситуацию. В начале вторжения 27.12.1998 г. полярный и арктический фронты находились на широте Скандинавии и продолжались на широте Санкт-Петербурга. Далее полярный фронт отсекает периферию гребня уже по северному Причерноморью, соединяясь с фронтальной системой Казахстанских циклонов, т.е. блокируется гребневый отрог, протянувшийся через Иранское нагорье на Каспийское море и начинающий приобретать солитонную структуру. Явно прослеживается меридиональный волновой процесс, берущий начало в тропических широтах и влияющий на процессы циклонических Скандинавских вторжений, которые формируются по типу волнового процесса

Россби. По всей территории вторжения гребневых структур наблюдается приток сухого теплого воздуха на выхоленную поверхность суши с последующим его подъемом до уровней низкой инверсии. При таких условиях СТНУ появляется в межфронтальном пространстве арктического и полярного фронтов. Языки теплого сухого воздуха субтропических широт встречаются с далеко проникшим к югу холодным относительно увлажненным на полярном фронте клином воздуха, достигшим северной периферии гребневых субтропических вторжений. Теплый сухой воздух, поднимаясь на холодный субполярный воздух, образует приземную инверсию. Относительно влажный, находящийся под инверсией, воздух создает подинверсионную оптически толстую массу, способствующую развитию потоков длинноволнового выхолаживания. Эти потоки обостряют инверсию, постепенно осаждая ледяную фазу в подинверсионном слое. Блокированный по периферии гребень субтропического воздуха, отделившись от основного пояса высокого давления, приобретает свойства стационарного антициклона и под влиянием развитой системы длинноволнового выхолаживания впоследствии переходит в солитонную структуру. В рассматриваемом случае наличие Казахстанского глубокого циклона способствует фронтальному отсечению вершины гребневого вторжения и превращению его в самостоятельный антициклон или в солитон Россби. Тяга на холодном фронте Казахстанского циклона обеспечивает постоянный приток влажного холодного воздуха в подинверсионный слой, увеличивая, тем самым, интенсивность длинноволнового выхолаживания. Предикторами такого процесса могут служить лишь поля плотности, расчет которых можно выполнить по уравнению состояния с виртуальной температурой.

На рис. 4.1 и 4.2 приведен поэтапный анализ расчетных полей плотности в объединенной гребневой структуре за период с 27 по 31 декабря 1998 г. Отметим, что схема рисунка ориентирована на север и задана в координатах $40\text{--}55^\circ$ с.ш. и в долготном поясе между 23 и 63° в.д. На верхней грани рисунков приведены изолинии поля отклонений плотности. Максимальное отклонение плотности соответствует $0,05 \text{ кг/м}^3$. На рис. 4.1 по ситуации за 27 декабря 1998 г. выделяется область с двумя гребневыми вторжениями, идущими через Черное и Каспийское моря. Казахстанский циклон еще выражен слабым снижением плотности, но его влияние прослеживается за правым обрезом рисунка. В верхней части рисунка видны осцилляции в поле плотности, обычные для находящегося там полярного фронта, и отображено наличие меридиональных гребневых вторжений, которые в северной области создали усиленные напряжения в поле плотности. Волна в поле плотности проходит в широтном направлении, что еще не является показателем меридионального волнового процесса, но служит признаком объединения двух гребневых структур – Черноморской и Каспийской. Меридиональная направленность колебания все же прослежива-

ется, что может быть первым предиктором энергетического вмешательства субтропического пояса.

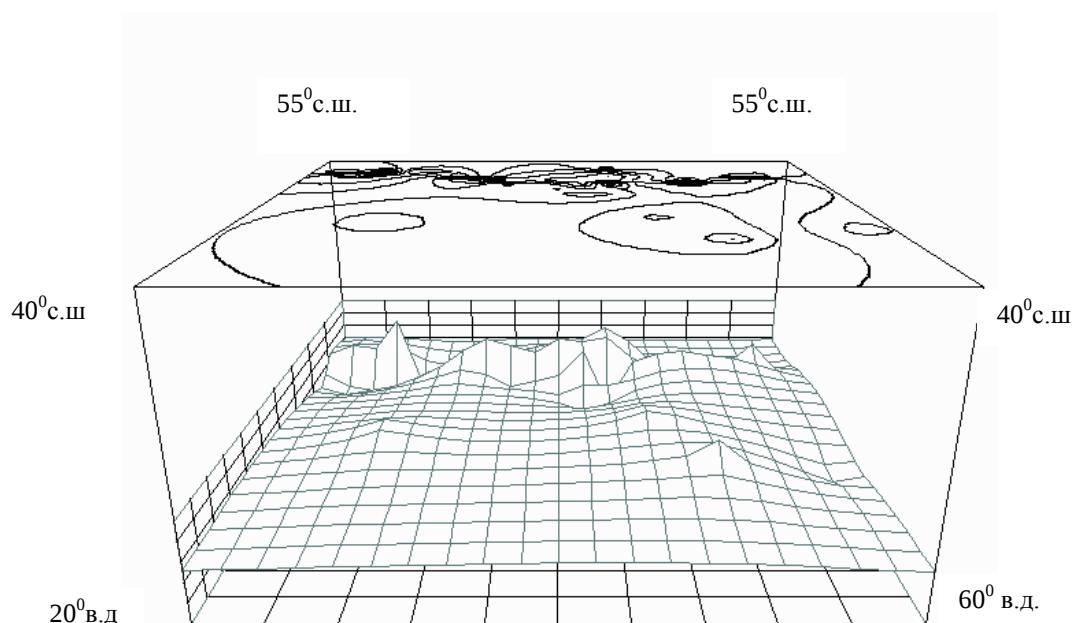


Рис. 4.1. Поле плотности на поверхности 925 гПа за 27.12.98 г., 00 UTC

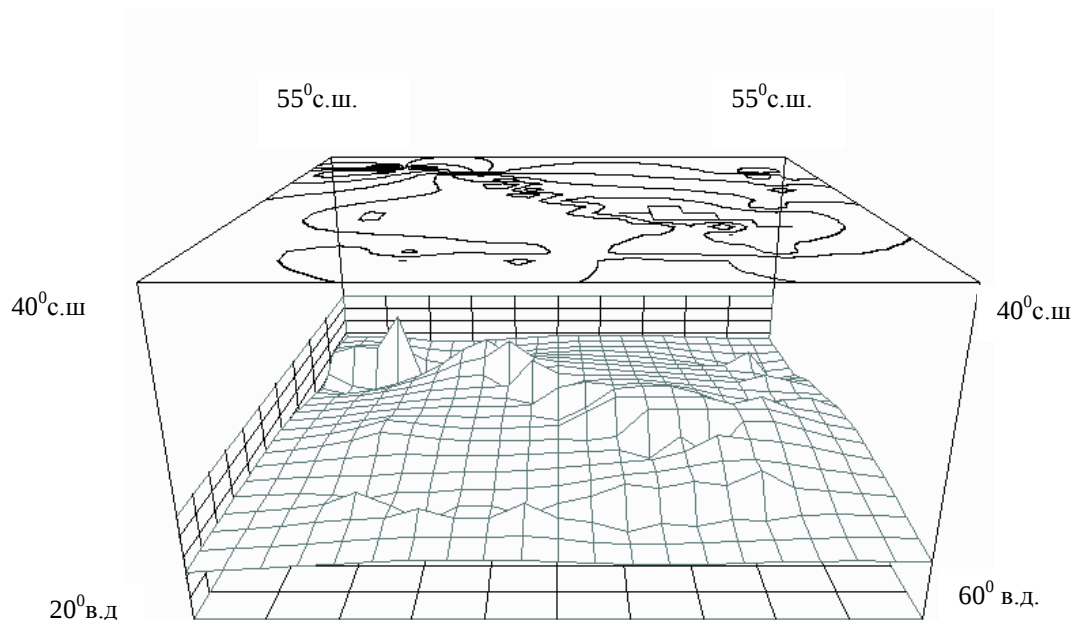


Рис. 4.2. Поле плотности на поверхности 925 гПа за 28.12.98 г., 00 UTC

На рис. 4.2 видно проявление меридиональной волны в нижней области рисунка. Однако, предыдущее боковое давление на фронтальные зоны привело к появлению волнового процесса, направленного в сторону закаспийских территорий. Оба волновых процесса блокируют пик поля плотно-

сти в районе Северного Причерноморья. Это может служить вторым предиктором, указывающим на начало возникновения солитонной структуры в Северном Причерноморье. Для доказательства этого факта необходимо проследить наличие колебательного процесса внутри самой солитонной структуры.

В ситуации 29 декабря 1998 г. выявляется обострение процесса солитонного типа, которое приводит к сдвигу фронтальных осцилляций плотности к северо-востоку (рис. 4.3). В поле плотности за 29 декабря 1998 г. присутствует несколько более обостренный пик, соответствующий центру отсеченного антициклона, который отодвигает фронтальную зону к востоку. Меридиональный волновой процесс с юга продолжает действовать с той же интенсивностью. Но 30 декабря 1998 г (рис. 4.4) пик плотности в центре антициклона возрастает настолько интенсивно, что полностью снимает осцилляции плотности на фронтальном разделе с севера и южной периферии антициклона. Поэтому можно считать, что волна в поле плотности характеризует режим солитона Россби.

В ситуации за 31 декабря 1998 г. солитон Россби начинает испытывать некоторые деформации, излучая колебания к востоку и югу, что способствует взаимодействию с колебаниями в поле плотности на фронтальном разделе циклона над Казахстаном (рис. 4.5).

Таким образом, можно заключить, что через двое суток солитон Россби начинает терять энергетическую подпитку, как от меридиональных волновых процессов, так и радиационных факторов. Напомним, что прошедший меридиональный волновой процесс и радиационная энергетическая подпитка солитона Россби определены [26] в выделенном спектральном интервале в трое суток и 5 часов. Поэтому возникшие СТНУ нельзя отнести к течениям по типу Пуазейля, а лишь к течениям по типу Куэтта с относительно небольшими скоростями по оси струи и с нечетко сформированной осью струи. Для получения СТНУ по типу течений Пуазейля следует иметь более длительные по времени меридиональные вторжения в выделенном ранее спектральном интервале, составляющем 7 суток 9 ч.

Естественно, что более длительные периоды существуют в природе, но они не были выделены нами ранее с помощью линейной модели меридиональных продольных волн плотности. Эти периоды существования солитона Россби следует обнаруживать по модели, дополнительно включающей радиационные и псевдоадиабатические факторы энергетической подпитки существования солитона.

Основными факторами распознавания и прогноза нижнетропосферных течений служат типовые процессы внешнего влияния, вызывающие попутно стационарирование волн Россби в фазе их гребневого проявления. Особое внимание следует уделять процессу превращения стационарной волны Россби, представленной гребнем, в солитон Россби. Главное воздействие на развитие аномальных низких струй

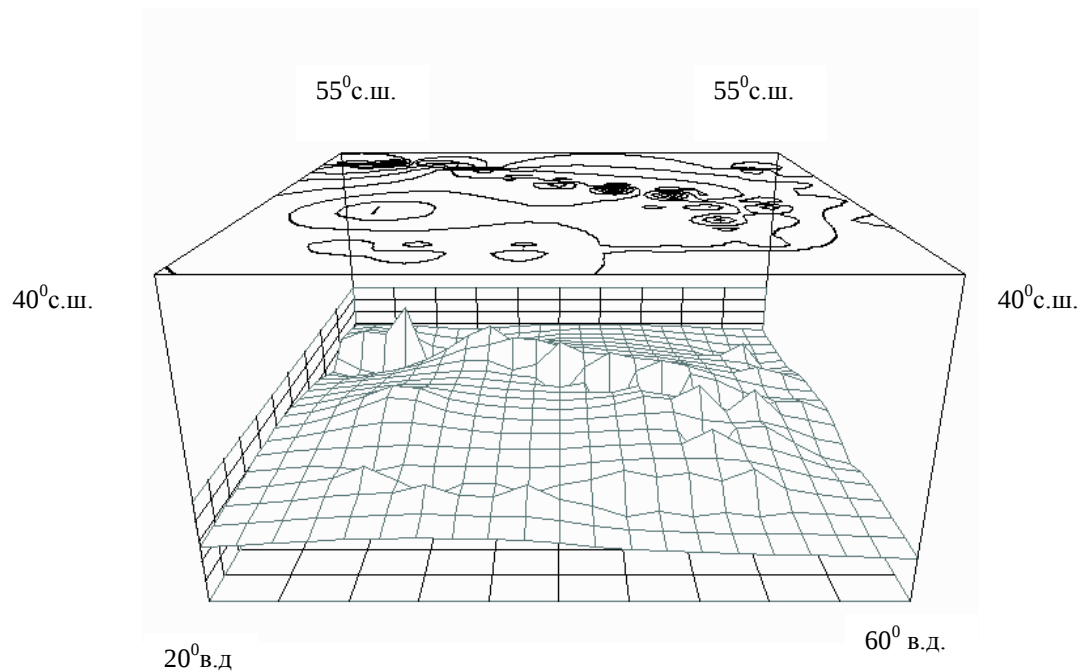


Рис. 4.3. Поле плотности на уровне 925 гПа 29.12.98, 00 UTC

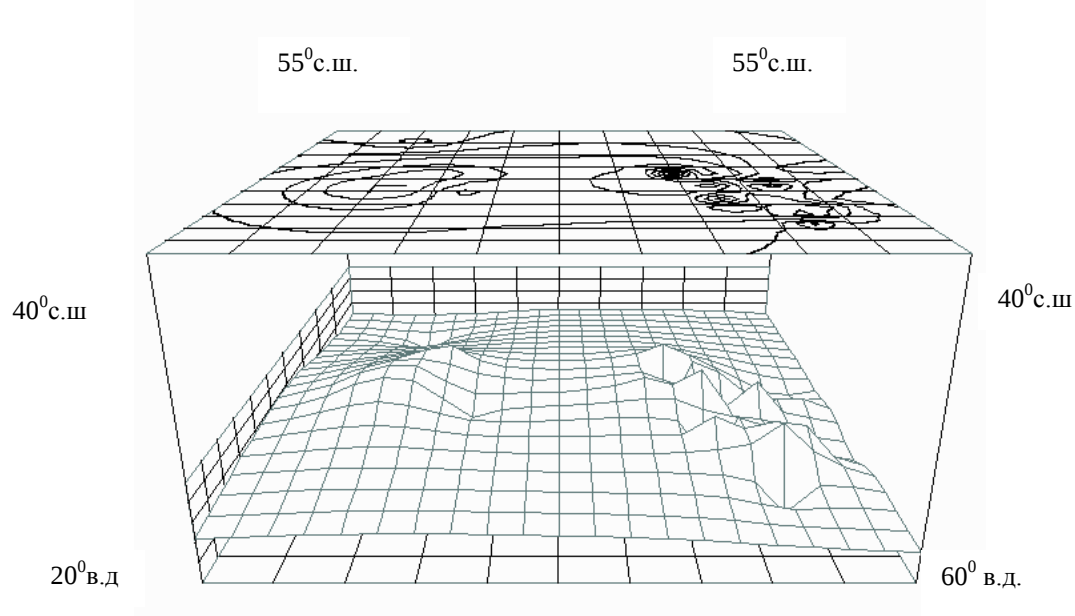


Рис. 4.4. Поле плотности на уровне 925 гПа 30.12.98, 00 UTC

оказывает меридиональный волновой процесс в поле плотности, который выражен продольными волнам сжатия и разряжения. Обычно меридиональный волновой процесс проявляет себя в виде "языкового" гребня, протянутого над акваторией Каспийского моря. Если упомянутый меридиональный волновой процесс сопровождается параллельным гребневым вторжением над Черноморско-Эгейским регионом, то он обычно не вызывает образование аномальных СТНУ по типу течений Пуазейля; в этой си-

туации развиваются струи по типу течений Куэтта. Вторжение гребня Сибирского антициклона также не вызывает СТНУ, т.к. часто протекает в замедленном темпе, что не способствует развитию таких аномалий в поле ветра. В ряде случаев, когда обычно стационарный фронт пересекает подошву гребня, в районе гребневого вторжения появляются фронтальные СТНУ.

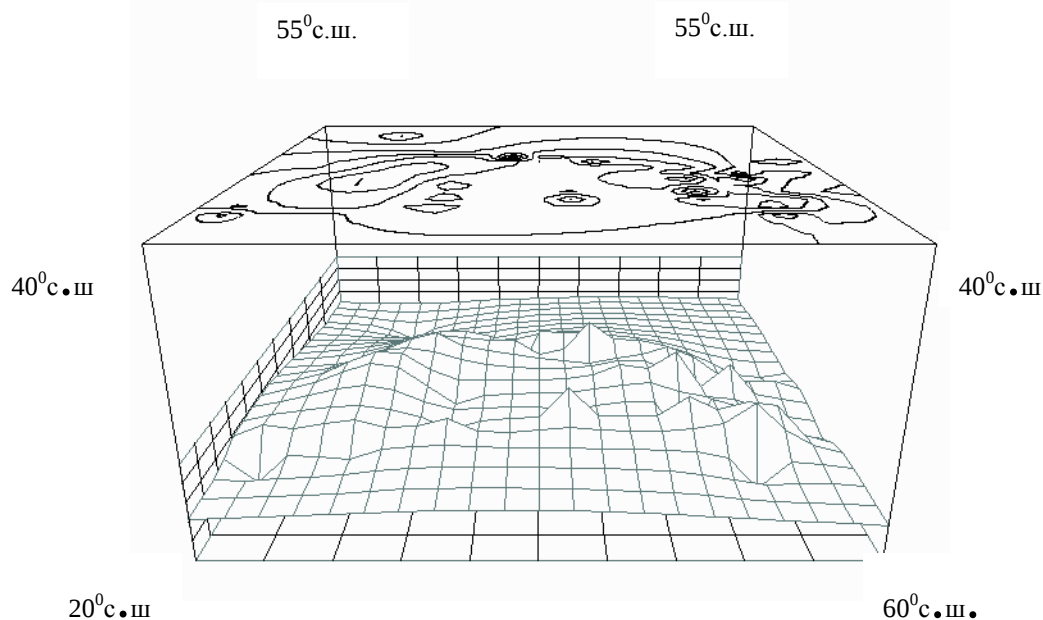


Рис. 4.5. Поле плотности на уровне 925 гПа, 31.12.1998, 00 UTC

Диагноз и прогноз СТНУ является наиболее сложной проблемой синоптической метеорологии. Это объясняется тем, что контактные измерения характеристик СТНУ практически не реальны ввиду малого размера самих СТНУ и их неравномерного расположения в пространстве. Поэтому обнаружение и, тем более, прогноз СТНУ возможны лишь по типу макро- и мезомасштабных барических полей и целому комплексу характеристик глобального и локального типа, присутствующих в самом процессе образования струй.

Ясно, что аномальное вторжение того или иного метеорологического явления должно определяться необычностью проявления самого синоптического процесса, так как любая аномалия происходит при нарушении энергетического баланса в динамике синоптических объектов. Такие нарушения происходят из-за неожиданного ввода в действие посторонних факторов, влияющих посредством их адаптации в энергетически сбалансированный до этого процесс. Подключения могут происходить лавинно, если дополнительный фактор внедряется при пороговом нарушении энергетического баланса, а также при взаимодействии двух различных синоптических образований, находящихся на соседних территориях. В основном это принцип телеконнекции, т.е. передачи энергии на большие расстояния. Примером

могут служить вторжения процессов из южного полушария в процессы, протекающие в северном.

Таким образом, прогноз СТНУ можно составить только при учете целого комплекса характеристик. Хотя явление СТНУ чаще всего мезомасштабное, его появление, как сказано ранее, возможно лишь при нарушении энергетических балансов в гораздо более крупномасштабных процессах, вплоть до глобальных. Возникновение струйных течений нижнего уровня определяется всплеском кинетической энергии, происходящим в узкой, достаточно протяженной зоне. Известно, что кинетическая энергия составляет лишь $1/15$ от внутренней энергии. Поэтому ее аномальное проявление случается в узкой зоне, тогда как соответствующее влияние от аномалии внутренней энергии, которая мощнее в 15 раз, занимает своей энергетической долей, соответственно, в 15 раз большую территорию. Аномалия внутренней энергии менее заметна на большем пространстве, чем аномалия кинетической энергии, происходящая в узкой зоне, но с резко обостренным проявлением процесса, отраженном в конкретном метеорологическом явлении.

К наиболее сложным синоптическим процессам можно отнести возникновение солитонов Россби и телеконнекции. Оба этих явления как раз и наблюдаются во время образования СТНУ по типу течений Пуазейля. По типу течений Куэтта СТНУ возникают обычно при появлении одного из двух этих признаков. Само развитие солитона Россби тоже должно объясняться факторами внешнего влияния типа телеконнекции, тогда как телеконнекция – явление, постоянно существующее в природе, но не имеющее периодичности во времени, хотя географическое положение процесса телеконнекции обычно определяется достаточно полно.

4.2 Численный эксперимент по оценке энергетики атмосферных процессов, при которых образуются солитоны Россби

В [24, 26] подробно описаны физические механизмы формирования инверсий и подинверсионных струй в циклонических циркуляциях. Поэтому в данной работе основное внимание обращено на те же проблемы, но в антициклонических циркуляциях. Следует иметь также ввиду и то, что нет практически работ, посвященных инверсиям в антициклонах и, тем более, относительно образующихся СТНУ под этими инверсиями.

Как указано выше, антициклонические СТНУ должны возникать при появлении волновых структур типа солитонов Россби. Также отмечена возможность образования антициклонических СТНУ и в процессах бессолитонных перестроек за счет радиационного выхолаживания земной поверхности и прилежащих к ней слоев воздуха в зимнее время, что часто связано с наличием задерживающих слоёв.

Инверсии в антициклонах можно разделить на адвективные и радиационные. Адвективные инверсии формируются при теплообмене фронтальных зон с близлежащими циклоническими циркуляциями, когда относительно теплые воздушные массы, поднятые на верхние уровни пограничного слоя и нижней тропосферы механизмами фронтальной конвекции по потоку движения воздуха в циклоне, чаще на стадии его окклюдирования, смещаются в сторону периферии циклона по направлению к фронту окклюзии. В стадии окклюдирования циклоническая депрессия становится многоцентральной, схемы фронтальных разделов сложными и часто в дополнительных центрах циклона возникают добавочные фронты. Направления ветра в подобных циклонах не подчиняются уже классическим теориям Бейс-Балло. В таких случаях в многоцентральных депрессиях возникают различные циркуляции, в том числе и антициклонического типа, особенно ближе к периферии депрессии. Воздушные массы при своем движении могут смещаться на периферию циклона вплоть до выноса за пределы циклонической циркуляции и линий фронтальных разделов. Тогда эти воздушные массы, а также и фронтальные разделы, подпадают в сферу действия близлежащего антициклонического вихря, образуя на его периферии облачные системы остаточных и стационарных фронтов. В зоне западных периферий антициклонов на основе облачных систем в нижней тропосфере формируются инверсионные слои и связанные с ними СТНУ.

Радиационные инверсии в чисто антициклонических циркуляциях зимой возникают при ночном выхолаживании нижних слоев атмосферы. Они не сопровождаются подинверсионными облачными слоями и относятся к классу "сухих" инверсий, под которыми, тем не менее, могут образовываться СТНУ, расположенные уже по всей территории, занимаемой антициклоническим вихрем. Естественно, что места существования этих "сухих" инверсий связаны со сложной динамикой потоков в антициклоне на различных стадиях его эволюции. Радиационные инверсии не формируют существенных перепадов плотности воздуха, т.к. отсутствующее в них влагосодержание не дает ощутимого стратификационного перепада плотности. При сильном радиационном выхолаживании, которое обычно наблюдается над пустынями, в приземном слое атмосферы образуются низовые СТНУ, известные под названием самумов. В зимних условиях радиационное выхолаживание приводит к низовым метелям.

Следующий тип антициклонических инверсий можно отнести к ряду ландшафтных. Например, перенос воздушных масс с морских акваторий вносит в систему антициклонической циркуляции влажный воздух, который, задерживаясь в подинверсионных слоях, формирует слоистую облачность и связанные с ней обычные подинверсионные СТНУ. Территория Украины имеет возможность получать достаточно мощные слои подинверсионной облачности, перенесенные с акватории Черного моря, которое, в основном, не покрывается льдом в зимнее время.

Инверсии солитонной организации гребневой структуры появляются при бароклинной перестройке её стратификации на самостоятельный энергетически независимый волновой процесс, который находит энергетическое поддержание в процессах теплообмена с подстилающей поверхностью и в реализации скрытой энергии в псевдоадиабатических процессах. Следуя [26], запишем уравнение энергии в следующем виде:

$$\begin{aligned} \rho u \left(\frac{dc_p T}{dx} + \frac{d(E_R / \rho)}{dx} \right) + \frac{dq_{Rx}}{dx} = \\ = \frac{d}{dy} \left(u \mu \frac{du}{dy} \right) + \frac{d}{dy} \left(\kappa \frac{dT}{dy} \right) + \frac{dq_{Ry}}{dy}. \end{aligned} \quad (4.1)$$

Здесь в левой части уравнения в круглых скобках энергия приведена в джоулях; аналогично в производных от q_{Rx} и q_{Ry} величины потоков излучения и скрытой энергии тоже даны в джоулях; μ, κ – коэффициенты турбулентного механического и теплового обменов, имеющие размерности, которые переводят выражения в круглых скобках в левой части уравнения (4.1) в единицы энергии; E_R – объемная плотность энергии излучения; q_R – поток излучения или скрытой энергии; ось x синхронна координате z в уравнении (4.1), тогда как ось y перпендикулярна ей в вертикальном направлении; u – скорость вдоль оси гребня, ρ – плотность воздуха.

В случае оптически толстой среды поток излучения будет выглядеть:

$$q_R = \frac{4}{\chi} T^3 \frac{dT}{dy} \quad (4.2)$$

и для оптически тонкой среды:

$$q_R = \frac{3}{2\chi} (T^4 + 1) \int_0^y \rho k_v dy, \quad (4.3)$$

где $\chi = \frac{c_p}{c_v}$, k_v – коэффициент поглощения, c_p и c_v – удельная теплоёмкость при постоянном давлении и объёме, соответственно.

Если потоки q_R задаются через скрытую энергию фазовых переходов воды в атмосфере, то их тоже удобно трактовать через радиационные потоки, относя выделяемую долю скрытой энергии в долю лучистых притоков. Это выполняется посредством увеличения величины $\frac{dT}{dy}$ в (4.2) или величины k_v в (4.3).

Уравнение (4.1) сводится к безразмерному виду:

$$\begin{aligned} \frac{1}{(\chi-1)Pr} \frac{dT}{dy} + \mu \frac{d}{dy} \left(\frac{1}{2} u^2 \right) + q_R(T) = \\ = \int_0^1 \left(\rho u \left(\frac{dc_p T}{dx} + \frac{d \left(\frac{E_R}{\rho} \right)}{dx} + \frac{dq_R}{dx} \right) \right) dy = b, \end{aligned} \quad (4.4)$$

где Pr – число Прандтля, связывающее интенсивность теплообмена с динамической вязкостью. Поэтому на земной поверхности при $y=0$ краевые условия возьмем в безразмерном виде: $u=0$, $T=1$, а на верхней границе при $y=1$ примем $u=1$, $T=T_1$ соответственно, где $T_1 < 1$. Значение константы b задает энергозапас солитона Россби в слое от 1000 до 700 гПа, тогда как скорость вдоль оси солитона определена на уровне 925 гПа. Значение коэффициента динамической вязкости $\mu(y)$ подробно приведено в [26] и может применяться для расчетов в нижней части пограничного слоя, а на больших высотах от 900 до 700 гПа взято постоянным.

В данном разделе опустим операцию дополнения уравнения (4.4) уравнением движения в экмановском пограничном слое, по которому можно определить структуру и её видоизменения с введением добавочной компоненты в виде радиационного давления [26]. Решения полученных уравнений позволяют определить профили температуры и скорости для оптически тонкой и толстой среды.

Профиль температуры $T(y)$, фактически повторяет профиль скорости $u(y)$, но в случае оптически тонкой среды этот профиль может иметь минимум на уровне, где скорость потока совпадает по величине со скоростью на поверхности 700 гПа. При отсутствии излучения эти профили температур практически равноценны и синфазны. Под скоростью u , входящей в уравнение (4.4), понимаем модуль скорости. Тогда решения обеспечивают энергетическое поддержание этой скорости за счет радиационных и фазовых источников ее поступления. Введением двух условных параметров

α , H , характеризующих интенсивность процесса определяется структура вертикального профиля скорости, который, в свою очередь, зависит от многих факторов, включая интенсивность турбулентного обмена, а также вихре- и массоисточники, способствующие формированию гребневых вторжений в различные стадии зонально-ориентированных волновых процессов. В целом α , H интегрируют в себе всю сумму параметров с целью задания нужного профиля скорости. Однако в практических расчетах это мало реально. Параметры α , H , в основном, надо задавать априори, формируя ими вид профиля скорости согласно эмпирических оценок его проявления в различных процессах. Правильно заданный профиль модуля скорости должен, в свою очередь, обеспечить получение профиля температуры, который соответствует стратификации реальной атмосферы, складывающейся в антициклонах и обеспечивающей их трансформацию в перестраиваемый ими же общий синоптический процесс. Поэтому предложенная модель в большой мере относится к классу обратных задач, с помощью которых она все же может принять окончательный вид.

Фактически краевое условие $u=1$ на уровне 700 гПа ($y=1$) соответствует скорости ведущего потока. Параметры α , H позволяют опустить уровень, на котором u существенно больше единицы, в любое место слоя $0 \leq y \leq 1$. Тогда на этом уровне будет формироваться СТНУ по типу течения Куэтта, образующееся между двумя поверхностями, из которых верхняя находится в движении со скоростью ведущего потока. При развитой стадии блокирования сам ведущий поток должен оконтуривать блок, а верхняя его граница войти в состояние близкое к стационарному. Тогда краевое условие $u=1$ следует снижать до уровня верхней границы установившегося течения Куэтта, а само течение приобретает функцию ведущего потока. Если скорость на оси течения Куэтта достаточно велика, то гидродинамическое давление внутри течения, согласно теореме Бернулли, меньше чем в окружающем его пространстве и, в силу этой причины, контур течения Куэтта начинает сжиматься до узких размеров с все большим увеличением скорости на его оси. В результате образуется течение Пуазейля, верхнюю границу которого можно считать относительно неподвижной, т.к. по оси течения Пуазейля $u \gg 1$. Этот процесс, естественно, должен сопровождаться перестройками стратификации.

Происходит ли при этом опускание оси струи можно судить по решению уравнения:

$$\frac{d}{dy} \left(k \frac{dT}{dy} \right) + \frac{dq_R}{dy} = \frac{2q_t}{L} \left(\frac{T_w - T}{T_w - T_m} \right) \left(\frac{u}{u_m} \right) - \frac{d}{dy} \left(u \mu \frac{du}{dy} \right), \quad (4.5)$$

здесь q_t - полный поток тепла в сечении от 0 до L по профилю течения, T_m и u_m - средняя температура и скорость в поперечном сечении течения; T_w - эффективная температура противоизлучения атмосферы в сторону земной поверхности, на которой $T=1$ и, значит, $T_m > T$.

Таким образом, складывающиеся инверсионные условия должны способствовать противоизлучению атмосферы, сужающему приземный слой радиационного выхолаживания. В результате чего течение Пуазейля, как и течение Куэтта, должно приближаться к земной поверхности, вызывая низовые СТНУ. Уравнение (4.5) решается по вертикальной координате либо относительно T по заданному профилю u , либо наоборот, как уже упоминалось ранее, реализуется класс обратных задач.

Для численного эксперимента по изложенной модели солитона Россби была взята ситуация за период с 18 по 21 февраля 1979 г. В это время гребневой отрог прослеживается от районов Черного моря до 75° с.ш. За сутки гребень незначительно смещается в восточном направлении и давление на его оси возрастает. При этом над всей территорией Украины, Молдовой и югом России до высоты 3000 м по данным радиозондирования отмечаются струйные течения нижнего уровня [51]. Гребневой отрог, протянувшийся от Северного Причерноморья, соединяется над Прибалтикой с атлантическим гребневым отрогом, обеспечивая ситуацию типовой Е-формы гребневой структуры над Восточной Европой. Если антициклон, вышедший к Причерноморью, являлся отрогом С-формы циркуляции, то блокирование по типу С-формы может породить траектории южных циклонов, которые должны перемещаться на восток через Прикаспийскую низменность. Однако, С-форма циркуляции, по мнению А.А. Гирса [26], не может одновременно существовать с Е-формой гребневых структур над Восточной Европой. Поэтому гребневое вторжение азиатского антициклона на Украину и Черное море было принято нами за начало перестроенного процесса от С- на Е-форму циркуляции тогда, когда гребневая структура Е-формы начинает преобладать над С-формой после непродолжительного действия ослабленной W-формы циркуляции. Предиктором такой перестройки как раз и послужили образовавшиеся низкие струи над территорией Украины, что явилось подтверждением зарождения восточного блокирования по типу Е-формы.

Итак, струи в ПСА практически наблюдались над всей территорией Украины, мигрировали по высоте в пределах этого слоя, сопровождались значительными сдвигами ветра, а также наличием задерживающих слоев. Наиболее продолжительные струи отмечены над Симферополем, где они существовали в течение четырех суток. Максимальное значение скорости на оси струи (высота 700 м) составило $34 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Для настройки изложенной здесь модели блокирования по типу солитона Россби были приняты во внимание параметры, представленные в табл. 4.1. Пик скорости ветра лежал в области задерживающего слоя обыч-

но вблизи нижней границы приподнятой инверсии и ближе к верхней границе приземной инверсии. Наиболее значительные инверсии отмечались над Симферополем, где также замечены и самые интенсивные СТНУ.

Таблица 4.1 - Параметры СТНУ и инверсий над г. Симферополем

Дата	Срок, UTC	V_0 , м·с ⁻¹	H_0 , м	ΔH , м	γ , °C/100 м	Ннг инв, м	Нвг инв, м
17.02.79	12	17	1000	720	-0,7	800	1500
17.02.79	18	20	1050	700	-0,3	0	1200
18.02.79	06	26	1200	650	-1,0	0	700
19.02.79	00	28	900	640	-0,5	850	1500
19.02.79	06	34	700	500	-1,6	600	1100
19.02.79	12	32	900	500	-1,3	600	1100
19.02.79	18	27	1250	650	-2,2	1250	1650

Полученное решение относительно метеорологических полей в зоне действия солитона Россби должно одновременно соответствовать уравнению баланса. Сам факт наличия невязки решения уравнения баланса указывает на степень недостаточности использованной модели:

$$l\Delta\psi - 2\left(\frac{\partial^2\psi}{\partial x^2}\frac{\partial^2\psi}{\partial y^2} - \left(\frac{\partial^2\psi}{\partial x\partial y}\right)^2\right) + \frac{\partial l}{\partial x}\frac{\partial\psi}{\partial x} + \frac{\partial l}{\partial y}\frac{\partial\psi}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial t}\Delta\psi, \quad (4.6)$$

где l - параметр Кориолиса, φ - потенциал скорости (в данном случае его функция координатна функции геопотенциала 925 гПа), ψ - функция тока. Синоптическая ситуация параметризована функцией тока, полученной из решения уравнения баланса совместно с уравнением Картвега-де-Фриза.

Метод решения уравнения (4.6) в данной работе реализован путем подстановки функции комплексного потенциала скорости в исходное уравнение. С точки зрения корректности всей схемы, конечно, интересен сам факт невязки уравнению баланса решения для солитона Россби, выполненного с учетом радиационной энергетической поддержки на основе модели, описанной уравнением (4.4). Естественно, что формирование солитона Россби требует адаптационных течений для сохранения одновременно геострофического баланса.

На рис. 4.6 приведено поле невязки уравнению баланса для ситуации в поле функции тока (рис. 4.7), соответствующее описанному ранее процессу за период с 17 по 19 февраля 1979 г. Конечно, ситуация, изображенная на рис. 4.7, имеет сама по себе признаки, подходящие для решения уравнения относительно солитона Россби, но их явно недостаточно, чтобы

только по виду функции тока была ясна форма уравнения, решением которого она является.

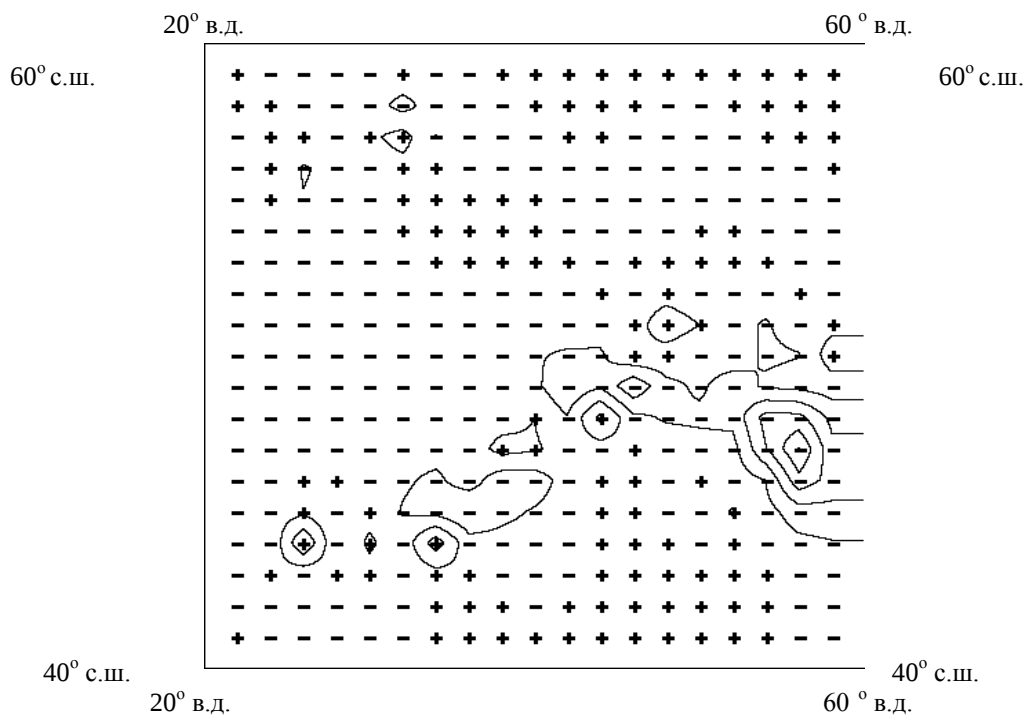


Рис. 4.6. Невязка функции тока от точного решения уравнения баланса для ситуации 18 февраля 1979 г., 06 UTC

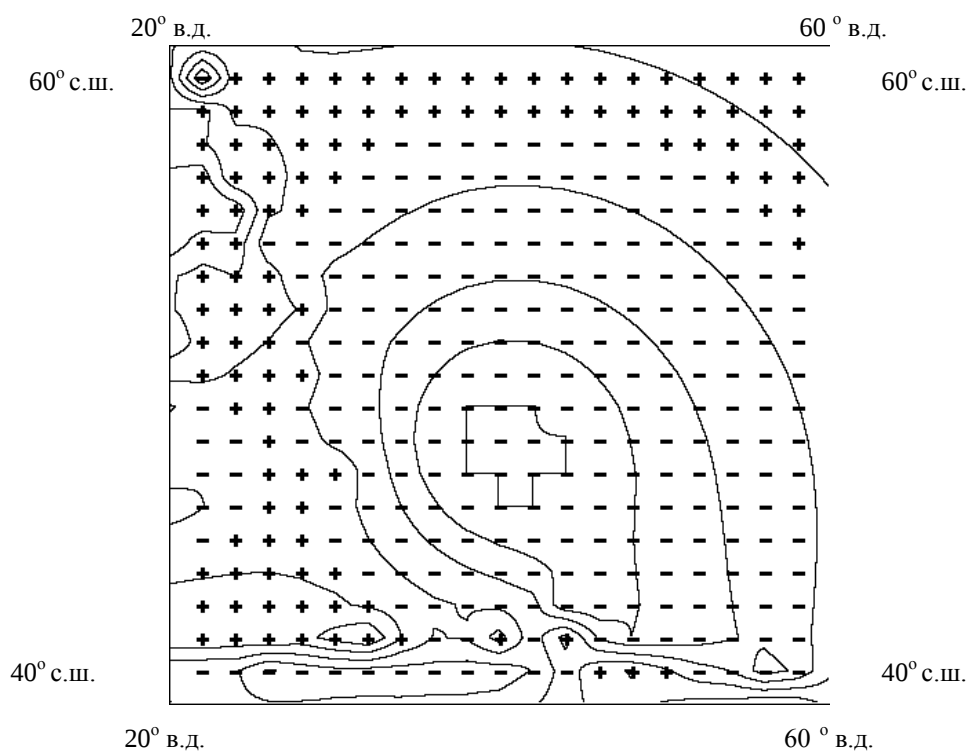


Рис. 4.7. Расчетное поле функции тока за 18 февраля 1979 г., 06 UTC

На рис. 4.8 приведены решения уравнения относительно температурных стратификаций и соответствующих вертикальных профилей скорости в двух пунктах, находящихся в области действия гребневого отрога. Причем один пункт расположен в районе г. Симферополя, а второй – в восточной части гребня (г. Ростов-на-Дону). В первом пункте предполагается наличие оптически толстой среды (ряды 1 и 2), связанной с присутствием плотной слоистой облачности. Во втором пункте воздух считается сухим и среда оптически тонкой (ряды 3 и 4). Как видно из рис. 4.8, в начале процесса за 18.02.1979 г., 06 UTC, графики температурных стратификаций (ряды 1 и 3) не обнаруживают приподнятых инверсий. Вертикальные профили скорости (ряды 2 и 4) показывают некоторый рост величины ее модуля с высотой, хотя в районе сухой атмосферы с уровня 500 м наблюдается слой с меньшей скоростью ветра, которая затем увеличивается до 15 м/с. Это увязывается с присутствием слоя изотермии выше 500 м над поверхностью земли и небольшой приземной инверсией. Факт наличия приземной инверсии был введен в решение априори, согласно приведенным данным о градиентах температуры.

Применение экмановской модели пограничного слоя во всей области решения, естественно, ограничивает модель по точности отражения процесса. Однако даже самые современные модели пограничного слоя, являющиеся фактически продолжением классических моделей пограничного слоя не претендуют на более подробное описание процессов, за исключением того, что они тщательнее учитывают механизмы турбулентного обмена, но не включают адвекцию и нестационарность. Кроме того, в них также не учтены процессы влагооборота и лучистого теплообмена. Тем не менее, представленная модель вполне применима с точки зрения физической полноты для составления качественного прогноза проявления фактора блокирования в гребневых отрогах. Модель способна предсказать наличие инверсионной стратификации и возникновение подинверсионных струй нижнего уровня. Однако в связи с невозможностью корректного учета тонкого механизма формирования ситуации, например, по типам солитона и процесса в пограничном слое, модель может допускать некоторые отклонения в предвычислении интенсивности СТНУ и его территориального положения. Факт перехода СТНУ от режима течения Куэтта к режиму течения Пуазейля она должна предсказывать, т.к. это является стержневым вопросом к решению задачи точности моделирования.

На рис. 4.9 приведен результат дальнейшего расчета динамического режима в анализируемом процессе. Напомним, что уравнение баланса является нестационарным и поэтому первый шаг временного перехода выполняется с помощью соотношения (4.6) по всей области решения. Корректировка решения в зоне действия гребневого отрога солитонным решением, выполняется на ограниченном участке в области решения. Полный результат этой операции приведен на рис. 4.9 и 4.10.

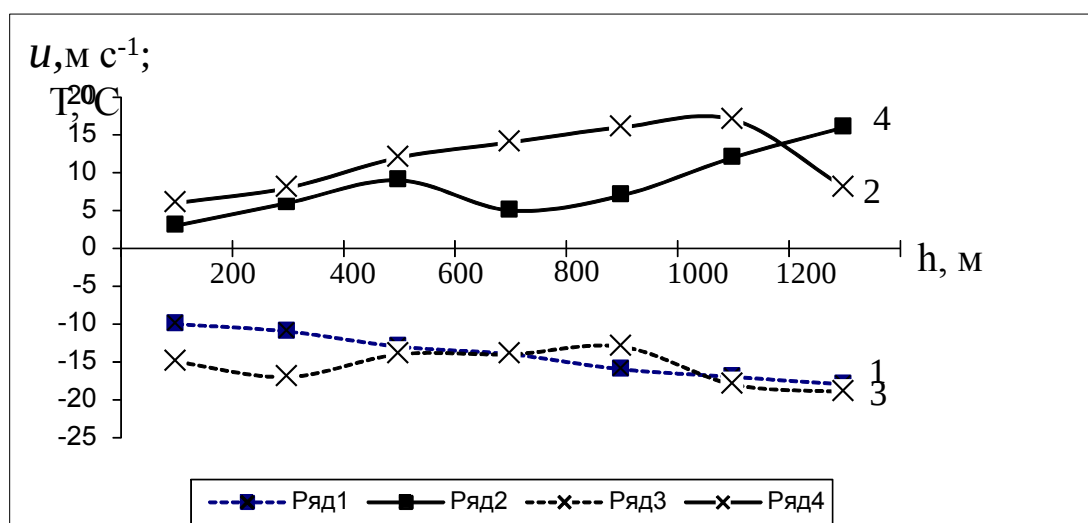


Рис. 4.8. Расчетные стратификации температуры (1,3) и вертикальные профили скорости ветра (2, 4) 18 февраля 1979 г., 06 UTC

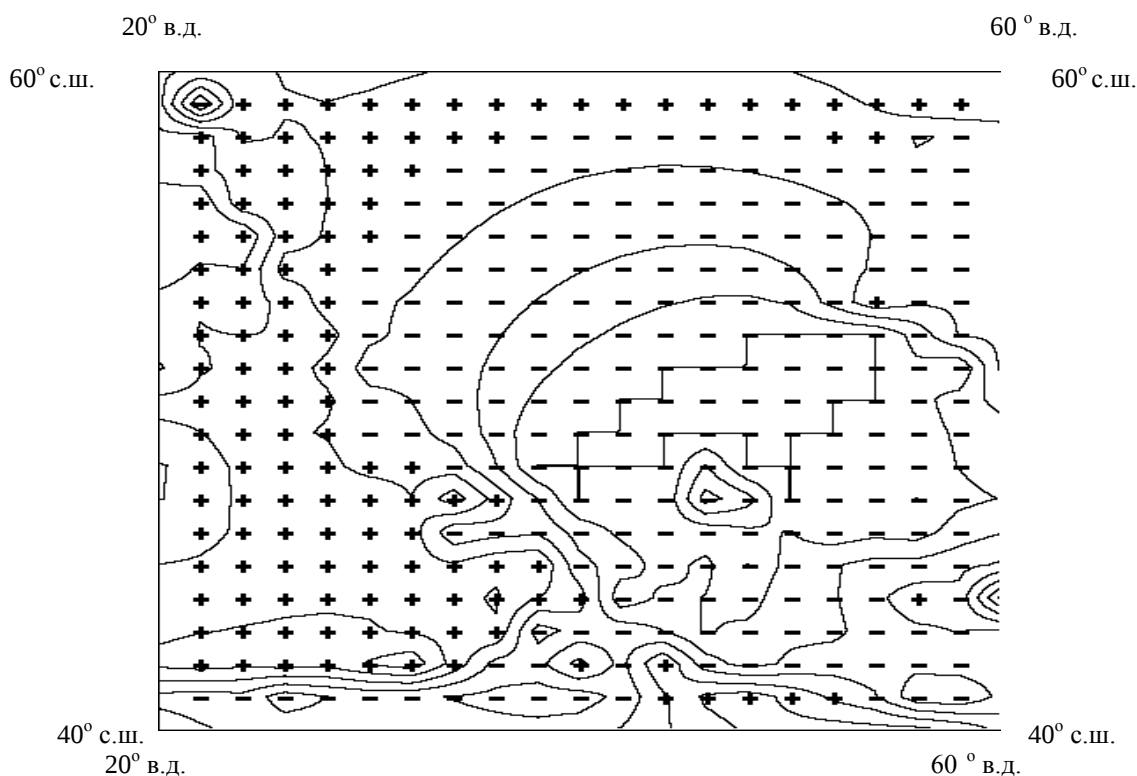


Рис. 4.9. Расчетное поле функции тока за 19 февраля 1979 г., 06 UTC

Как видно (рис. 4.9), на юго-западной границе гребневого отрога в результате его перестройки на блокирующий солитон появляются первые СТНУ по типу течений Куэтта. С юга прослеживается попытка отчленения отрога от южной периферии антициклона, а сам гребневый отрог превращается в самостоятельный стационарирующий очаг блокирования. Южные

циклоны пытаются прорвать гребневое вторжение. Одновременно с севера блок укрепляется, что дает предпосылку к появлению ныряющих циклонов.

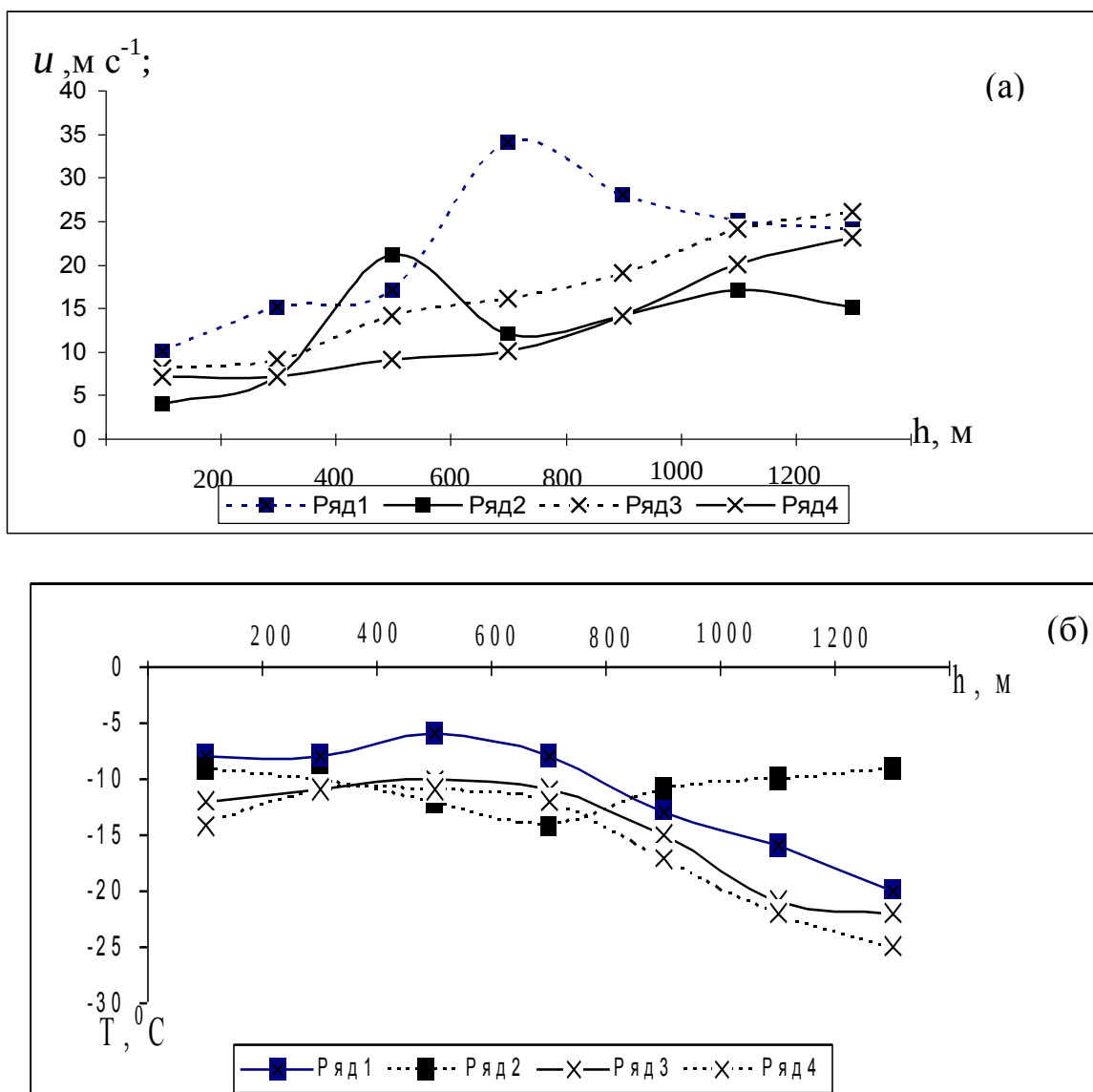


Рис. 4.10. Расчетные (1,3) и фактические (2,4) стратификации температуры (б) и вертикальные профили скорости ветра (а) над Симферополем и Ростовом-на-Дону 19 февраля 1979 г., 06 UTC

Интегрирование выполнено на срок 24 часа 4 шагами по времени по уравнению (4.6). Согласно рис. 4.10, кривые температурных стратификаций (ряды 1, 3) сближаются: в слое от поверхности земли до уровня 750 м выявляется наличие изотермии, а выше наблюдается обычное падение температуры с высотой. Однако профили скорости в первом и втором пунктах существенно отличаются. В западном пункте на уровне 500 м появляется существенный перепад скорости на $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, в восточном - такого

роста скорости нет, что полностью согласуется с ситуацией, приведенной на рис. 4.9.

Низкотропосферные струи по типу течения Пуазейля наблюдаются в северо-восточной части блокирующего гребня (рис. 4.11). Над Симферополем (рис. 4.12) пик скорости ветра формируется на той же высоте, которая отмечена на рис. 4.10. В юго-западной четверти гребневого отрога класс подинверсионного струйного течения все же не перешел в типовую форму течения Пуазейля, а остается в типовой форме течения Куэтта со скоростью ветра $23 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Температурные стратификации в обоих пунктах остаются изотермическими, а не инверсионными, хотя над Симферополем наблюдается слабая инверсия. Из анализа карты функции тока (рис. 4.11) следует отметить, что пересечение блока траекториями циклонов с юга, как уже было отмечено, в некоторой степени устраняется. Однако, согласно приведенным ранее данным, в районе Ростова-на-Дону наблюдаются инверсионные условия и струи по типу Пуазейля.

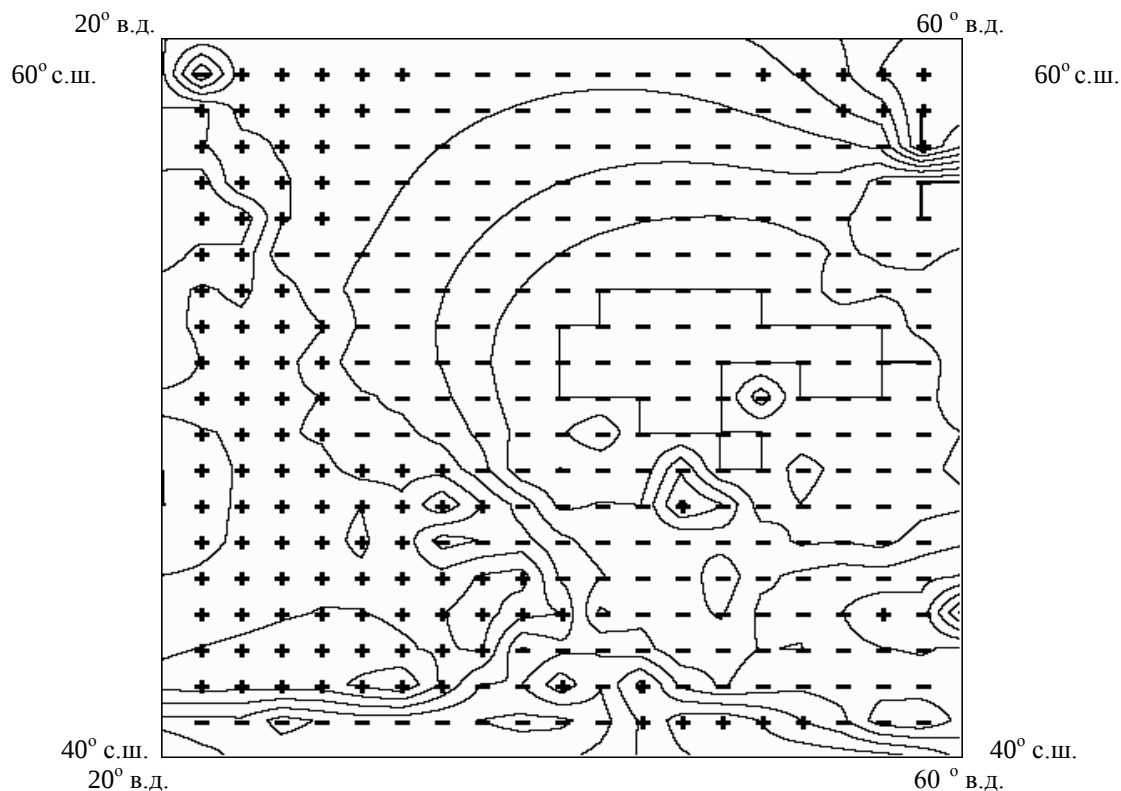


Рис. 4.11. Расчетное поле функции тока за 19 февраля 1979 г., 12 UTC

Итак, модель солитона, основанная только на радиационном энергетическом поддержании, не позволяет получить достаточной интенсивности в процессе, на что указывают заниженные значения температуры по высотам и скорости ветра на оси низкотропосферных струй.

Использованная нами модель пограничного слоя атмосферы взята у А.А. Гирса [26], а изменения в ней, связанные с введением новых притоков

энергии, могли быть выполнены лишь на основе малых коррекций, например, заменой в уравнении (4.4) величины dq_R/dx на более усиленный приток энергии, в том числе и за счет конденсации, хотя этот добавочный приток явно не лучистого происхождения.

На рис. 4.13 изображен результат интегрирования с шагом 6 ч, а на рис. 4.14 приведены расчетные профили температуры воздуха и скорости ветра за 19 февраля 1979 г. в срок 18 UTC. Как показывают графики, инверсия температуры на высотах 300-500 м остается незначительной по величине, но прослеживается по данным радиозондирования над всеми

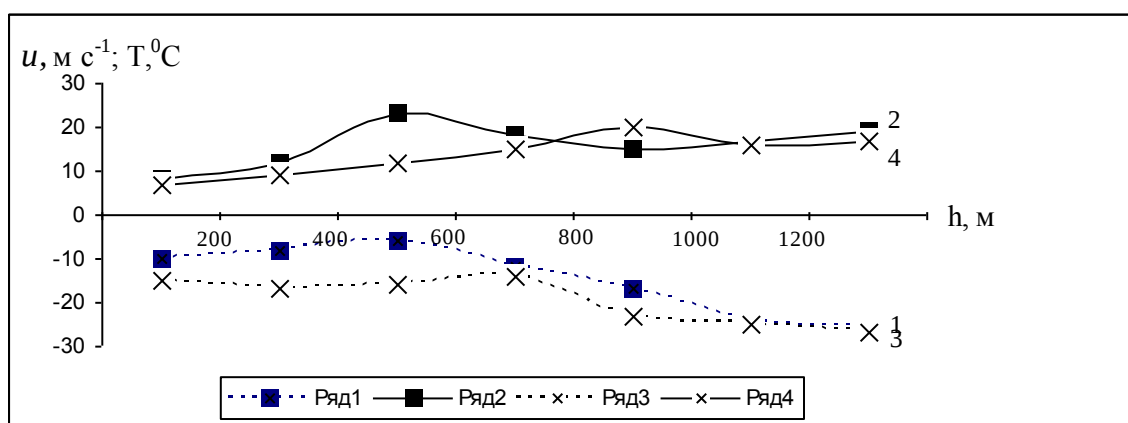


Рис. 4.12. Расчетные стратификации температуры (1, 3) и вертикальные профили скорости ветра (2, 4) 19 февраля 1979 г., 12 UTC

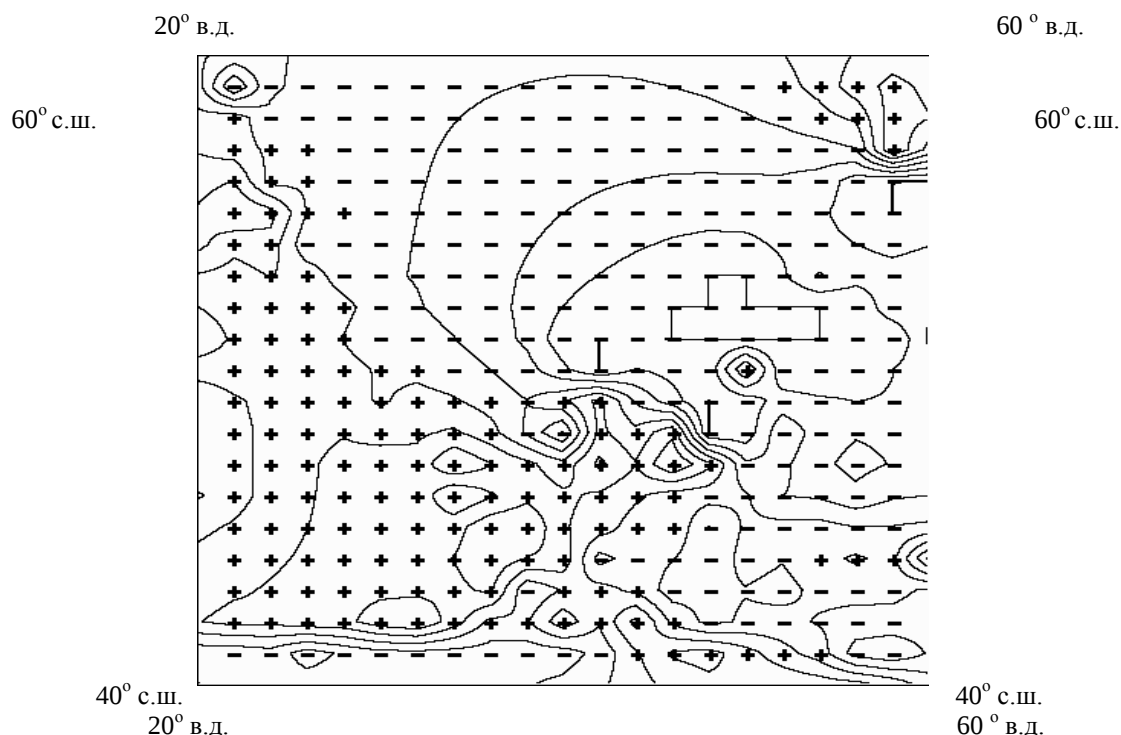


Рис. 4.13. Расчетное поле функции тока за 19 февраля 1979 г., 18 UTC

исследуемыми пунктами. При этом в Симферополе появление низкой струи по типу Пуазейля сопровождается усилением скорости ветра до $24 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Скорректировать расчет можно путем учета выделяющейся теплоты конденсации, происходящей в облачных подинверсионных слоях, всегда присутствующих при синоптических перестройках данного типа.

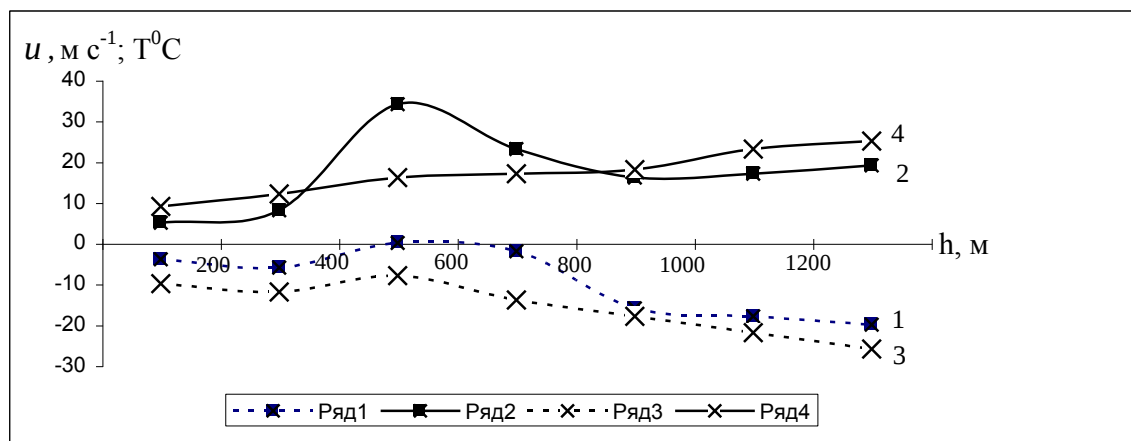


Рис. 4.14. Расчетные стратификации температуры (1, 3) и вертикальные профили скорости ветра (2, 4) 19 февраля 1979 г., 18 UTC

Хотя данные реализованы на сравнительно небольшом “модельном” материале, результаты, тем не менее, свидетельствуют о возможности определения района, над которым могут наблюдаться СТНУ. Это особенно важно в настоящее время, когда количество пунктов зондирования и частота их выпуска резко снизились.

Анализ полученных результатов для всей исследуемой территории позволяет сделать следующие предварительные выводы:

1. На формирование профиля ветра в пограничном слое, кроме термической стратификации, существенное влияние оказывает оптическая плотность среды, которая зависит, в первую очередь, от облачности.

2. Математический аппарат, использованный в работе, можно применять для идентификации СТНУ в блокирующих антициклонах.

4.3. Пример формирования орографического низкотропосферного течения над Новороссийском

Ветровой режим нижних слоев атмосферы в большой степени подвержен влиянию орографии. Так, на перевалах, а также в долинах и ущельях создаются благоприятные условия для усиления ветра, которое зачастую принимает вид СТНУ. Сюда можно отнести мощные нисходящие потоки, подобные горным фёнам, стоковым ветрам (бора, ледниковые ветры и т.д.), и ряд сильных местных ветров типа сарма, усатьевского и других, образующихся в местах сужения рельефа [68].

Под борой понимают сильный холодный ветер, направленный вниз по горному склону на море и приносящий в зимнее время значительное похолодание. Классическим примером такого ветра является новороссийская бора на Черном море. При благоприятных условиях, например, на южной периферии холодного антициклона и области пониженного давления над Черным морем, в районе Новороссийска создаются большие барические градиенты и возникают сильные северо-восточные ветры. При этом в пограничном слое атмосферы наблюдается своеобразное струйное течение вблизи фронтальной поверхности, отделяющей холодный нижний воздух от более теплого воздуха наверху. Толщина слоя холодного воздуха обычно не превышает 1,5–2,0 км, а фронтальная поверхность располагается весьма полого и переходит в слой инверсии, характерный для антициклона. Сгущение линий тока над хребтом Варада и Мархотским перевалом (высота 435 м) способствует формированию узкой зоны сильных ветров. При переваливании холодного фронта через хребет Варада струйное течение снижается вдоль подветренного склона хребта.

Таким образом, новороссийская бора возникает, когда струйное течение достигает поверхности земли в районе города. Если струя с наветренной стороны располагалась относительно высоко, то она претерпевает малое снижение с подветренной стороны, «перескакивая» через побережье – верховая бора. Струйный характер боры проявляется и в том, что уже на сравнительно небольшом расстоянии от берега в море ветер резко ослабевает.

Главным феноменом разыгравшейся после длительного периода умеренно теплой погоды стихии 16–18 декабря 1997 г. на Черном море была бора. Интенсивность боры в Цемесской бухте и ее окрестностях иллюстрируется рис. 4.15. Так, наиболее жестоко бора проявляет себя в Новороссийске, но нередко она свирепствует и в Геленджике, чему способствуют местные особенности рельефа. Бора с нарастающей скоростью ветра началась в Новороссийске 15 декабря в 06 UTC и продолжалась до 20 UTC 18 декабря. Силы урагана ветер достигал в период с 00 UTC 16 декабря до 21 UTC 17 декабря. Общая продолжительность боры составила 87 ч, в том числе с ветрами ураганной скорости – 44 ч 10 мин. Максимальные порывы ветра на метеостанции превышала $39 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Затем под натиском урагана измерители ветра вышли из строя, и наблюдения велись визуально. На Мархотском перевале, где, как правило, формируется струя сильного потока, скорость ветра составляла $35 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Учитывая, что при свободном падении вниз эта струя приобретает дополнительную скорость $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, скорость ветра у земли могла быть $45 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Максимальные порывы ветра на северо-востоке бухты достигали $45\text{--}52 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. В западной части, где расположен жилой массив города, скорости ветра измерены в диапазоне $52\text{--}60 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, которые можно принять за истину, учитывая характер разрушений.

По своей жестокости бора имела исключительно уникальный характер. Ей нет аналогов за всю историю метеорологических наблюдений в Новороссийске, начиная с 1872 г. Исключением могут быть лишь случаи, упомянутые в летописях прошлых лет и лоции Черного моря 1847 г. издания, где утверждается, что «в исключительных случаях ветер в Новороссийске достигает более $60 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Следовательно, наблюдавшаяся скорость ветра $60 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ – реальна, но наблюдается очень редко, примерно один раз в 150 лет.



Рис. 4.15. Скорости бора в Цемесской бухте во время урагана 16–18 декабря 1997 г.

Бора сопровождалась рядом сопутствующих опасных гидрометеорологических явлений погоды. Ее усиление началось на фоне высоких значений ($10\text{--}12^\circ\text{C}$) температур воздуха. В ночь с 15 на 16 декабря резко похолодало до $-13\text{--}-16^\circ\text{C}$, а в последующую ночь – до $-16\text{--}-20^\circ\text{C}$. Отрицательная температура воздуха (от -11 до -16°C) удерживалась и в дневные часы. Абсолютный минимум отмечен утром 17 декабря и по различным станциям побережья составил: в Анапе $-18,9^\circ\text{C}$, в Новороссийске $-20,0^\circ\text{C}$ и в Геленджике $-14,2^\circ\text{C}$. Температура воды в Цемесской бухте понизилась

с 12 до 5,3 °С. По многолетним наблюдениям абсолютный минимум температуры воздуха при боре в Новороссийске достигал –24,1 °С в январе 1935 г., а наибольшее охлаждение воды в море до –3,8 °С отмечено в 1907 г., когда Цемесская бухта полностью замерзла. В связи с резким понижением температуры воздуха в бухте над теплой водной поверхностью началось парение моря с ухудшением видимости до 1000 м. Одновременно при ураганном ветре и сильном морозе началось быстрое, а затем и очень быстрое обледенение судов и причалов. Набережная бухты покрылась сплошным слоем льда, а обледеневшие на воде буи и швартовые бочки приобрели формы неподвижных ледяных айсбергов.

Синоптические условия были типичны для возникновения Новороссийской бory, а именно – наличие мощного антициклона над центральными районами России и его взаимодействие с активной депрессией над Малой Азией и Черным морем. Антициклон сформировался в холодном арктическом воздухе над Карским морем. По ведущему северо-восточному потоку он перемещался к юго-западу и усиливался. На момент возникновения урагана центр антициклона с давлением 1058 гПа располагался юго-западнее Москвы. Его гребень значительно усиливался за полярным холодным фронтом и простирался на юг Украины, России и Северный Кавказ, о чем свидетельствовал рост давления у земли около 3 гПа за 3 ч над Ставрополем. Одновременно на полярном фронте отмечалась активизация циклонической деятельности над Турцией со смещением волновых возмущений на юго-восточную часть Черного моря. К моменту начала урагана черноморская депрессия углубилась до 1011 гПа. Высотное барическое поле характеризуется барическим гребнем над севером Западной Европы и России. Над югом и юго-востоком европейской территории России располагалась активная и довольно узкая ложбина, ориентированная зонально. Вследствие такой конфигурации ложбины большие барические градиенты на высоте и у земли были сосредоточены в узкой оси ложбины. Барической ложбине соответствовала термическая на OT_{1000}^{500} , ориентированная с востока на центральные и западные районы европейской России. Контрасты температур в активной части ВФЗ, сформированной этой ложбиной холода и гребнем тепла над Черным морем и Малой Азией, достигали 24–26 °С/1000 км. В передней части высотной ложбины юго-западным ведущим потоком на Черное море осуществлялась адвекция тепла. В тылу ложбины устойчивым северо-восточным потоком на юго-восток России и Северный Кавказ осуществлялась мощная адвекция холода. По мере опускания к югу высотной барической и термической ложбин знак адвекции на Черном море резко изменился. Утром 16 декабря за прохождением холодного арктического фронта на Черное море начала осуществляться адвекция холода. Ее мощность усилилась к утру 17 декабря, когда через северо-восток Черного моря перемещалась своей осью высотная барическая лож-

бина, а приземный холодный арктический фронт перевалил через Кавказский хребет и переместился в более южные районы Черного моря.

Вторжение холодного воздуха привело к увеличению контрастов температур в зоне холодного малоподвижного фронта в предгорьях Северного Кавказа, а углубление Черноморской депрессии при одновременном усилении антициклона – к увеличению горизонтальных барических градиентов в узкой 500-км зоне к северу от Новороссийска. Контрасты температур на уровне 850 гПа в районе Новороссийска увеличились на 10–11 °С. Скорость геострофического ветра на том же уровне составляла 15 м·с⁻¹. При этих параметрах максимальная скорость бора, рассчитанная по методу Мастерских, может достигнуть 46–48 м·с⁻¹.

В барическом поле перепад давления между центром антициклона и циклона, отнесенный к 500 км расстояния, составлял 23 гПа, что не наблюдалось за последние 30–40 лет. Эти величины оказались за пределами эмпирического графика, который используется для физико-статистического прогноза скорости ветра при Новороссийской боре. Экстраполируя найденные известные зависимости, получим, что скорость бора должна быть не менее 50 м·с⁻¹. Фактическая скорость ветра была выше рассчитанной примерно на 10 м·с⁻¹. Очевидно, дополнительное усиление ветра определяли термодинамические особенности атмосферы.

Анализ имеющейся информации показал [100], что 15 декабря, когда бора была стоковой, инверсия не отмечалась. Она возникла 16–17 декабря, когда бора перешла во фронтальную и достигла скорости урагана. Во всех видах катастрофической бора обнаруживается инверсия, ограничивающая сверху северо-восточный поток. В пространстве, ограниченном инверсией и склонами гор, формируется неоднородный воздушный поток с различной плотностью и температурой: нижний – холодный и верхний – теплый. В соответствии с теорией волн, эти потоки имеют противоположное направление движения. На границе их раздела возникают волновые колебания, дополнительно увеличивающие скорость деформированной струи над горами.

Декабрьская бора 1997 г. необычна не только по своей силе и повторяемости, но и по условиям формирования. Возникнув на фоне усиления над Восточной Европой антициклона редкой мощности, с давлением в центре - 1058 гПа, при наличии активной высотной ложбины над Черным морем и Турцией с большими барическими градиентами в узкой зоне вблизи ее оси и значительных контрастов температур в нижней тропосфере – (24–26 °С на OT_{1000}^{500}), благодаря формированию особых термодинамических условий в слое земля – 1500 м, а именно значительных инверсий температуры, и необычно больших температурных контрастов у поверхности земли в районе Новороссийска, бора достигла ураганной скорости 60 м·с⁻¹ и привела к катастрофическим разрушениям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авиационные факторы риска. Женева: ВМО, 2007. ТД. № 1390. 53 с. [Электронный ресурс] – Режим доступа URL: meteo.gov.ua/files... АВИАЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ РИСКА.pdf.
2. Агайар Е.В. Струйные течения нижнего уровня атмосферы при слабом ветре у поверхности земли // Український гідрометеорологічний журнал. 2014. № 15. С. 37-42.
3. Андронович І.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Умови формування сильного вітру в Одеській області 26-27 червня 2011 р. // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 2-7 квітня 2012 р. С. 14-17.
4. Ахметов М.С. Струйные течения пограничного слоя атмосферы над Уралом и Сибирью и их динамика // Гидрологический и метеорологический анализ и прогноз элементов водных и климатических ресурсов Урала и сопредельных территорий. Пермь. 1981. С. 65-73.
5. Ахметов М.С., Гуляев Е.В. Эмпирико-статистические характеристики механизма и предсказуемости мезоструйных образований // Межвуз. сб. науч. трудов Перм. ун-та. Пермь. 1989. С. 26-38.
6. Богаткин О.Г., Тараканов Г.Г. Учебный авиационный метеорологический атлас. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 254 с.
7. Бегутова Н.Л., Морозова Э.А. Особенности струйных течений в пограничном слое атмосферы над территорией Западной Сибири // Труды ЗСРНИГМИ. 1985. Вып. 64. С. 54-60.
8. Белодонова Л.В. Динамико-стохастическое моделирование подинверсионных струйных течений // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2000. Вип. 41. С. 117-122.
9. Бызова Н.Л., Глазунов В.Г. Об особенностях формирования вертикального профиля ветра в слое приземной инверсии температуры при сильных сдвигах ветра, опасных для работы авиации // Труды ГМЦ СССР. 1985. Вып. 260. С. 72-87.
10. Бызова Н.Л., Шнайдман В.А. Предварительные результаты классификации профилей скорости ветра в нижнем 300-метровом слое атмосферы, по данным о температурной стратификации // Труды ИЭМ. 1983. Вып. 33 (108). С. 36-46.
11. Вініченко О.А., Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Струминні течії нижніх рівнів півдня України у тепле півріччя // Матеріали наукової студентської конференції ОДЕКУ. Одеса: ТЕС. 2015. С. 228-230.
12. Волеваха В.А., Бабенко В.И., Ганюгина Н.Ф. О состоянии нижней тропосферы во время сильных бурь на Украине // Труды УкрНИГМИ. 1977. Вып. 160. С. 47-58.
13. Волеваха В.А., Токарь Н.Ф. Шквалы и смерчи на Украине в 1984–1985 гг. // Труды УкрНИГМИ. 1987. Вып. 225. С. 46-55.

14. Волкова В.И. О некоторых особенностях связи мезоструйного образования со стратификацией температуры в нижнем слое атмосферы // Труды ЦВГМО. 1982. Вып. 17. С. 25-27.
15. Воронцов П.А. Струйные течения пограничного слоя атмосферы // Труды ГГО. 1966. Вып. 205. С. 77–92.
16. Глазунов В.Г., Кабанов А.В. Вертикальные сдвиги ветра в слое приземной инверсии температуры // Труды ГМЦ СССР. 1982. Вып. 247. С. 79-90.
17. Дмитренко А.П. Використання сплайн-інтерполяції для просторового аналізу інтенсивності низьких струменів // Матер. XXI Міжнар. науково-практ. інтернет-конф. «Проблеми та перспективи розвитку науки на початку третього тисячоліття у країнах Європи та Азії» // Зб. наук. праць., Переяслав-Хмельницький, 2015 р. С. 15-17. URL:http://conferences.neasmo.org.ua/uploads/conference/file/24/conference_30-31.12.2015.pdf
18. Дмитренко А.П., Івус Г.П. Кількісні характеристики низькотропосферних струменів протягом 2011 р. над Україною // Матер. XII наук. конф. молод. вчен. ОДЕКУ. Одеса: ТЕС. 2012. С. 153-154.
19. Дмитренко А.П., Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Параметри низькотропосферних струменів над Україною у тепле півріччя // Матер. XIV наук. конф. молод. вчен. ОДЕКУ. Одеса: ОДЕКУ. 2015. С. 167-168.
20. Івус Г. П. Спеціалізовані прогнози погоди: підручн. Одеса: ТЕС. 2012. 407 с.
21. Івус Г. П. Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди: навч. посібн. Одеса: Екологія. 2007. 322 с.
22. Івус Г.П. Сезонные особенности распределения мезоструй над югом Украины и Молдавией: Тез. докл. Всес. конф. по авиац. мет. и прикладной авиац. климат. Москва. 1982. С. 92-93.
23. Івус Г.П. Умови утворення та прогноз слабого вітру біля поверхні Землі та інверсій температури в районі Одеси: Навч. Посібник. Київ: МНК з гідрометеорології Міносвіти України. 1998. 112 с.
24. Івус Г.П., Белодонова Л.В. Подинверсионные течения и трансформация облачных систем // Метеорология, климатология и гидрология. 1999. Вып. 39. С. 132-139.
25. Івус Г.П., Болобан И.Н., Москаленко Л.И. О струйных течениях нижних уровней атмосферы в Предкарпатье. Москва. 1988. 9 с. - Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 10.05.88, № 769 - ГМ 88.
26. Івус Г.П., Ефимов В.А. Физика антициклогенеза: монографія. К.:КНТ. 2005. 208 с.
27. Івус Г.П., Ефимов В.А., Агайар Э.В. Особенности внутренней структуры пограничного слоя у поверхности земли в районе Одессы // Вісник ОДЕКУ. 2005. Вип. 1. С. 38-45.
28. Івус Г.П., Иванова С.М. Структура мезоструй над Украиной и Молдавией // Труды УкрНИГМИ. 1987. Вып. 225. С. 68-73.

29. Ивус Г.П., Кивганов А.Ф., Степаненко С.Н., Шнайдман В.А. Количественная оценка параметров струйных течений нижних уровней по результатам гидродинамических прогнозов: Тез. докл. III Всес. конф. по статистической интерпретации гидродинамических прогнозов // Нальчик. 1989. С. 17-18.

30. Ивус Г.П., Кивганов А.Ф., Тимофеев В.Е. Струйные течения нижних уровней атмосферы: учебное пособие. Київ:УМК ВО при Минвузе УССР. 1991. 49 с.

31. Ивус Г.П., Кивганов А.Ф., Тимофеев В.Е., Холодов А.Н. О струйных течениях в пограничном слое атмосферы над югом Красноярского края и севером ЕЧС // Метеорология, климатология и гидрология. 1990. Вып. 26. С. 21-24.

32. Ивус Г.П., Кивганов А.Ф., Хоменко Г.В. Диагноз струйных течений нижних уровней над ЕЧС // Труды ГМЦ СССР. 1991. Вып. 324. С. 22-29.

33. Ивус Г.П., Кивганов А.Ф., Хоменко Г.В. Струйные течения нижних уровней над югом Европейской части СССР и возможность их диагноза по данным объективного анализа // Труды Роскомгидрометцентра. 1992. Вып. 321. С. 131-135.

34. Ivus G.P., Semergey-Chumachenko A.B., Savchenko T.S. Low level jets over Ukraine. – Conference abstracts international conference “Global and regional climate change”. Kyiv, Ukraine 16-19 November 2010. PP. 17-18.

35. Ивус Г.П., Сельсо Пасос Альберди, Антонио де Хесус Фернандес Гарсиа. Исследования мезоструй над о. Куба в дождливый сезон. Москва, 1985. 11 с. Деп. во ВНИИГМИ-МЦД 06.06.85 № 403. ГМ-Д 85.

36. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Применение уравнений энергии к исследованию СТНУ // Метеорология, климатология и гидрология. 1996. Вып. 33. С. 57-62.

37. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. К вопросу о применении волновой теории к исследованию струйных течений нижних уровней // Матер.межд. конф. по техн. метеорологии Карпат. Львов. 1998. С. 117-122.

38. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. К вопросу о струйных течениях нижних уровней над Одессой // Метеорология, климатология и гидрология. 1998. Вып. 35. С. 121-129.

39. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Некоторые параметры аномальных метеорологических условий над Причерноморьем // Метеорология, климатология и гидрология. 1998. Вып. 35. С. 113-121.

40. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Зв'язок струменевих течій нижніх рівнів над Одесою з слабким вітром біля поверхні землі: У зб.: «Аеросиноптичні умови виникнення слабого вітру та інверсій в районі м. Одеса та методи їх прогнозування». Київ: Держкомгидромет. 1998. С.10–11.

41. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Сильные шквалы на западе Украины 23 июня 1997 г // Метеорология, климатология и гидрология. 1999. Вып. 39. С. 105-112.

42. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Смерчи и струйные течения низких уровней (обзор литературных источников) // Культура народов Причерноморья. 2006. № 73. С. 156-158.
43. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Екологічні наслідки сильної пилової бури над півднем України 23 березня 2007 р. // 36. стат. за матер. міжнар. наук.-прак. конф. «Екологічні проблеми Чорного моря», 27-28 жовтня 2011 р. С. 245-248.
44. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Осінні низькі струмені над Північно-Західним Причорномор'ям // Український Гідрометеорологічний журнал. 2013. Вип. 12. С. 131-141.
45. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Агайар Е.В., Дмитренко А.П. Влияние адвекции тепла на образование струйных течений нижних уровней // Український гідрометеорологічний журнал. 2011. Вип. 9. С. 66-72.
46. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Агайар Е.В., Дмитренко А.П., Сухов О.О. Характеристика вітрових аномалій над Україною у тепле півріччя // ScienceRise. 2016. Том 7. №1 (24). С. 11-15. URL: <http://journals.uran.ua/sciencerrise/article/view/73912>.
47. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Дмитренко А.П. Характеристика низкотропосферних струменів над Україною у тепле півріччя 2001–2007 рр. // Вестник ГМЦ ЧАМ. 2016. № 1 (19). С. 70-77.
48. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Ліпницька О.А. Характеристика умов виникнення смерчів над Одеською областю у 2001-2010 рр. // Вестник ГМЦ ЧАМ. 2013. № 1 (15). С. 16-20.
49. Ивус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Наджмудинова Е.Н. Фронтонез и струйные течения нижних уровней над Украиной // Метеорология, климатология и гидрология. 1999. Вып. 39. С. 101-104.
50. Ивус Г.П., Степаненко С.Н., Шнайрман В.А. Количественные параметры струйных течений нижних уровней и их применение в задачах авиационной метеорологии // Тез. докл. Всес. совещания по авиац. мет. Москва. 1986. С. 80-81.
51. Ивус Г.П., Хаджи-Страти Е.Д. Особенности низкотропосферного струйного течения в антициклоне над Украиной // Метеорология, климатология и гидрология. 2000. Вып. 40. С. 45-52.
52. Клинов Ф.Я., Новикова С.М., Бондина А.Г. К вопросу о распределении температуры, скорости и направления ветра в нижнем 500-метровом слое атмосферы // Труды ЦВГМО. 1975. Вып. 3. С. 3-16.
53. Клозе Б. Влияние вертикального движения и бароклинности на развитие ночного струйного течения в пограничном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. Т. 24. 1988. № 11. С. 1134–1140.
54. Когогін О.І., Семергей-Чумаченко А.Б., Івус Г.П. Оцінка адвекції тепла при формуванні струминних течій нижніх рівнів над Одесою влітку 2001-2010 рр. // Матер. XII наук. конф. молод. вчен. ОДЕКУ. Одеса: ТЕС. 2012. С. 155-156.

55. Когогін О.І., Семергей-Чумаченко А.Б., Івус Г.П. Формування літніх низькотропосферних течій Одесою у 2001-2010 рр. // Матер. міжнар. наук. конф. студ. та молод. вчен. «Актуальні проблеми сучасної гідрометеорології». ОДЕКУ. Одеса: ТЕС. 2012. С. 149-151.
56. Корнюшин О.Г. Низкоуровенные пики на вертикальном профиле средней скорости ветра // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1987. Вып.140. С. 3-13.
57. Пономаренко В.В., Семергей-Чумаченко А.Б. Річна динаміка формування низькотропосферних течій над Одесою в 2001-2010 рр. // Матер. міжнар. наук. конф. студ. та молод. вчен. «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення». ОДЕКУ. Одеса: ТЕС. 2014. С. 197-198.
58. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1970. 292 С.
59. Лебедева Н.А. Прогноз ветра у земли по мезоструе на карте АТ 850 // Сб. работ Куйбышевской ГМО. 1976. Вып. 9. С. 8-11.
60. Логвинов К.Т., Раевский А.Н., Айзенберг М.М. Опасные гидрометеорологические явления в Украинских Карпатах. Л.: Гидрометеиздат. 1973. 200 С.
61. Ляхов М.Е. Метеорологические условия возникновения пыльных бурь на Северном Кавказе весной 1960 г. // Пыльные бури и их предотвращение. М.: Изд-во АН СССР. 1963. С. 31–37.
62. Ляхов М.Е. Нижние струйные течения как важный фактор в развитии физико-географических процессов // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. 1961. №2. С. 334-336.
63. Ляхов М.Е., Шакина Н.П. Мезомасштабная структура полей ветра, температуры и осадков на холодном фронте // Труды ГМЦ СССР. 1980. Вып. 235. С. 37–51.
64. Мастерских М.А. О причинах возникновения мезоструй и расчете скорости ветра на их осях в узких зонах теплых фронтов // Метеорология и гидрология. 1983. № 2. С. 19-24.
65. Мастерских М.А. О расчете скорости ветра при порывах в узких зонах холодных фронтов // Метеорология и гидрология. 1981. №11. С.94-95.
66. Матковский Б.М. Комплексный анализ мезомасштабного строения холодного фронта в нижней части атмосферы // Труды ИЭМ. 1984. Вып. 33 (108). С. 55–63.
67. Матковский Б.М., Кулижникова Л.К., Бесчастнов С.П. Некоторые особенности гидродинамической структуры атмосферных фронтов по результатам измерений метеопараметров в слое 0–300 м // Труды ИЭМ. 1984. Вып. 33 (108). С. 46–54.
68. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование: Сборник лекций. Пособие для самостоятельной работы студентов. ВМО-№ 701 / Под ред. Н.Ф. Вельтищева. Л.: Гидрометеиздат. 1988. 137 с.

69. Мелкая И.Ю., Надеждина Е.Д., Шкляревич О.Б. Эволюция пограничного слоя под влиянием радиационного охлаждения подстилающей поверхности в ночные часы // Метеорология и гидрология. 1986. №10. С.53-61.
70. Мешкова Г.Б., Хачатурова Л.М. Эмпирическая модель профиля ветра и её использование для оценки адвекции температуры // Труды ИЭМ. 1977. Вып. 16 (69). С. 81-89.
71. Миргеева М.Ф., Пряхина Н.И. Струйные течения пограничного слоя атмосферы над Сахалином // Регион. вопр. синоптич. мет. и климатологии. Дальневост. ун-т. Владивосток. 1990. С. 117-128.
72. Молчанов П.А. Аэрология. Л.: Гидрометеиздат. 1938. 408 с.
73. Морозова Э.А. О связи скорости ветра у земли со струйными течениями в пограничном слое // Труды Зап.-Сиб. НИГМИ. 1984. Вып. 84. С. 60-66.
74. Морозова Э.А. Струйные течения нижнего слоя атмосферы над Новосибирском // Труды ЗСРНИГМИ. 1973. Вып. 10. С. 58-68.
75. Новожилов Н.И. Тропосферные мезоструи // Изв. АН СССР Сер. Геофиз. 1961. №2. С. 334-336.
76. Новожилов Н.И. Ветровые условия развития конвективных облаков // Метеорология и гидрология. 1962. № 4. С. 43–46.
77. Новожилов Н.И. О мезоструях пограничного слоя атмосферы // Метеорология и гидрология. 1973. № 5. С. 105–110.
78. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1973. 616 с.
79. Паршина Н.К. Прогноз сильного ветра в районе Ставрополя // Информ. сб. 1982. № 11. С. 32-36.
80. Песков Б.Е., Хохлов А.Г. Сильные шквалы и возможности их сверхкраткосрочного прогноза // Метеорология и гидрология. 1990. № 5. С. 33–40.
81. Петросянц М.А., Сирдюк М.В. Струйные течения на нижних уровнях и фронтогенез // Метеорология и гидрология. 1986. № 6. С. 101-102.
82. Проект EUMETRAIN (спутниковые снимки, данные ECMWF) [Электронный ресурс] – Режим доступа URL: <http://eumetrain.org>.
83. Прох Л.З., Тарасова Т.Ф. Мезоструи над Киевом // Труды УкрНИГМИ. 1974. Вып. 132. С. 117-127.
84. Прох Л.З., Филатов В.Г., Вайсблат И.Б. Некоторые результаты аэрологических измерений в Украинских Карпатах // Труды УкрНИГМИ. 1969. Вып. 83. С. 65–84.
85. Расследование авиационных происшествий и инцидентов, связанных с метеорологическими факторами. Москва. 2009. – 110 с. [Электронный ресурс] – Режим доступа URL: http://www.aviamettelecom.ru/docs/lib2/aviaprois_part_1.pdf

86. Регіональні метеорологічні моделі в УкрНДГМІ: [Електронний ресурс] – Режим доступу URL: <http://accuweather.org.ua/>
87. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации / Под ред. Абрамович К.Г., Васильева А.А. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 301 с.
88. Руководство по расследованию авиационных происшествий и инцидентов. Часть IV. Предоставление отчетов. ИКАО. 2014. Doc 9756 AN/965. 92 с.
89. Руководство по сдвигу ветра на малых высотах. ИКАО, 2005. Doc 9817 AN/449, 258 с.
90. Семенова І.Г. Супутникова метеорологія: Конспект лекцій. Одеса: Екологія. 2008. 74 с.
91. Семергей-Чумаченко А.Б. Аэросиноптические условия образования и развития струйных течений нижних уровней // Автореф. дис... к-та геогр. наук: 11.00.09/ОГЭКУ. Одесса. 2003. 18 с.
92. Семергей-Чумаченко А.Б. Диагноз и прогноз струйных течений нижних уровней с использованием гидродинамических характеристик пограничного слоя атмосферы // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2002. Вип. 46. С. 77-82.
93. Семергей-Чумаченко А.Б. Характеристика термобаричної та гідродинамічної структури нижньої тропосфери в період виникнення смерчів над півднем України // Український гідрометеорологічний журнал. 2009. Вип. 5. С. 96-107.
94. Семергей-Чумаченко А.Б., Гурская Л.М., Мамедова Ю.Г., Лях А.Г. Характеристика структурных параметров струйных течений нижних уровней и сильных сдвигов ветра. 3б. стат. за матер. студ. наук. конф. ОДЕКУ 6-16 квітня 2010 р. С. 15-20.
95. Снитковский А.И. Прогноз сильных ветров // Метеорология и гидрология. 1970. № 9. С. 54-61.
96. Снитковский А.И. Случай образования струйного течения нижних уровней и усиления ветра у земной поверхности // Труды ГМЦ СССР. 1974. Вып. 149. С. 115–120.
97. Снитковский А.И., Кошелькова Г.А. Мезоструи над Москвой // Труды ГМЦ СССР. 1969. Вып. 56. С. 3-13.
98. Український авіаційний метеорологічний центр. [Електронний ресурс]. Режим доступу URL: http://www.namc.com.ua/?page_id=103&lang=ru
99. Хаджи-Страти Е.Д. Подинверсионные струи в зимних антициклонах // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2000. Вип. 41. С.137-141.
100. Хаджи-Страти Е.Д., Семергей-Чумаченко А.Б. Орографические низкотропосферные струи на примере новороссийской боры // Матер. між-нар. конф. «Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища–2002». Частина 1. Одеса. 2003. С. 164–171.

101. Цварава В.Г. Струйные течения пограничного слоя атмосферы // Метеорология и гидрология. 1967. № 10. С. 71-75.
102. Цигельницкий И.И. Струйные течения в пограничном слое атмосферы над восточной Антарктидой // Метеорологическая информация и ее использование в обеспечении полетов воздушных судов. Л.: Гидрометеоздат. 1981. С. 88-95.
103. Шакина Н.П. Гидродинамическая неустойчивость в атмосфере. Л.: Гидрометеоздат. 1990. 312 с.
104. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. Л.: Гидрометеоздат. 1985. 264 с.
105. Шевченко Л.С. Некоторые характеристики мезоструй над Казахстаном // Развитие и преобразование географической среды Казахстана. Алма-Ата. 1982. С. 67-74.
106. Шевченко Л.С. Сильные мезоструи над Казахстаном // Исследование опасных явлений погоды на территории Казахстана. Алма-Ата. 1989. С. 72-79.
107. Шелковников М.С. Струйные течения на малых высотах // Метеорология и гидрология. 1983. № 11. С. 40-46.
108. Шкляревич О.Б. О профилях сильных ветров в пограничном слое по экспериментальным данным // Труды ГГО. 1975. Вып. 326. С. 109-121.
109. Anderson C.J., Raymond W.A. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993 // Mon. Weather Review. 1998. Vol. 126. № 3. PP. 578–599.
110. Anyamba E.K., Kiangi D.M.R. Mean motion field in east Africa at the level core // Arch. Meteorol. Geophys. and Bioclimatol. 1985. B. 36. PP. 29–41.
111. Applications of METEOSAT Second Generation (MSG) RGB images: Part 3 – Channel selection and enhancements [Электронный ресурс] / J. Kerkmann // MSG CHANNELS: Interpretation Guide. – Режим доступа [URL: http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/index.php](http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/index.php).
112. Balasubramanian G., Garner S. T. The equilibration of short baroclinic waves // J. Atm. Sci. 1997. Vol. 54. №. 24. PP. 2850–2871.
113. Balasubramanian G., Garner S.T. The role of momentum fluxes in shaping the life cycle of a baroclinic wave // J. Atm. Sci. 1996. Vol. 54. № 4. PP. 510–533.
114. Beel R.G., Bates F.C. Mechanism for assisting in the release of convective instability // Mon. Weather Review. 1955. Vol. 83. № 1. PP. 136–145.
115. Beyrich F., Close B. Some aspect of modelling low-level jets // J. Atm. Sci. 1988. Vol. 32. PP. 341-352.
116. Blackadar A.K. A survey of wind characteristics below 1500 ft // Meteorol. Monogr. 1960. № 4. PP. 3–11.
117. Bonner W.D. Climatology of the low-level jet // Mon. Weather. Rew. 1968. Vol. 96. № 12. PP. 833-850.

118. Browning K.A., Pardoe C.W. Structure of low level jet stream ahead of mid altitude cold fronts // Quart. J. Royal Met. Soc. 1973. Vol. 99. PP. 619–638.
119. Clark R.D, McDermott M.L. The dynamic forcing of the Great Plains low level jet // The 13th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, 10–15 Jan 1999. PP. 97–98.
120. Convective Season Environmental Parameters and Indices [Электронный ресурс] – URL:<http://wx.awcolley.com/Meteorology/ConvParmsIndices#LIFTED>.
121. Crook N.A. Trapping of low-level internal gravity waves // J.Atmos.Sci. 1988. Vol. 45. № 10. PP. 1533–1541.
122. Djuric D., Damiani M. About low level jet under Texas // Mon. Weather Rev. 1980. Vol. 108. PP. 1854–1865.
123. Dombrowsky R. Operational use of wind profiler data in United States weather forecasting. [Электронный ресурс] – Режим доступа URL:[http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/meetings/Upper-Air/RemoteSensing/Doc.4.1\(1\)_Profilers.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/meetings/Upper-Air/RemoteSensing/Doc.4.1(1)_Profilers.pdf).
124. Doyle J.D. The influence of mesoscale orography on a coastal jet and rainband // Mon. Weather Review. 1997. Vol. 125. № 7. PP. 1465–1488.
125. Проект LAMAR. [Электронный ресурс] – Режим доступа URL:<https://www.esrl.noaa.gov/csd/projects/lamar>.
126. Fujita T., Tsuchiya K. A proposed mechanism of snowstorm mesojets of the winter-monsoon // Chicago Univ. - Sll. Dept. Geophys. Sci. Chicago. 1966. PP. 30–36.
127. Hagemeyer B.C. Peninsular Florida tornado outbreaks // J.Atmos.Sci. 1996. Vol. 53. № 3. PP. 399–427.
128. Higgins R.W., Yao Y., Yarosh E.S. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the central United States // Journal of Climate. 1997. Vol. 10. № 3. PP. 481–507.
129. Houze Jr., Robert A., Shuyi S.C., Kingsmill D.E. Convection over the Pacific Warm Pool in relation to the atmospheric Kelvin-Rossby wave // J.Atmos.Sci. 2000. Vol. 57. № 18. PP. 3058–3089.
130. Garreaud R.D., Muñoz R.C. The Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America. Structure and Variability // J.Atmos.Sci. 2005. Vol. 62. PP. 2246–2261.
131. Igau R.C., Nielsen-Gammon J.W. Low-level jet development during a numerically simulated return flow event // Mon. Weather Review. 1998. Vol. 126. № 11. PP. 2972–2990.
132. Izumi Y., Barad M.L. Wind and temperature variations during development of the low level jet // J.Appl.Met. 1963. № 2. PP. 668–672.
133. Jun L., Chen Y.L. Barrier jets during TAMEX // Mon. Weather Review. 1998. Vol. 126. № 4. PP. 959–971.
134. Karipoti A., Leclerc M.Y., Zhang G. Characteristics of nocturnal low-level jets observed in the North Florida area // Monthly Weather Review. 2009. Vol. 137 (8). PP. 605–621.

135. Means L.L. The nocturnal maximum occurrence of thunderstorms in the Midwestern States // *Miscellaneous Reports*. Univ. Of Chicago Press. 1944. № 16. PP. 19–24.
136. http://minnesota.publicradio.org/collections/special/columns/updraft/archive/2011/06/steamy_friday_first_90_low_lev.shtml?refid=0
137. NOAA Earth System Research Laboratory: The Physical Sciences Division [Электронный ресурс] – Режим доступа
URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data>.
138. NCEP-NCAR [Электронный ресурс] – Режим доступа
URL: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.DAILY/.Intrinsic/>
139. Nogues-Paegle J., Mo K.C. Gridded analyses over the continental USA are used to explore local conditions conducive to wet and dry events over the Central Plains and the role played by the low level jet // *J.Atm.Sci.* 1998. Vol. 64. PP. 892-903.
140. Orlanski I. A rational subdivision of scales for atmospheric properties // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1975. Vol. 56. № 5. PP. 527–530.
141. Persson O.P., Walter B., Ralph M. The boundary layer structure within the low-level jet region of eastern pacific extratropical storms during the 1998 El Niño // *The 13th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*. 10–15 Jan 1999. PP. 51–52.
142. Ralph F.M., Neiman P.J., Wick G.A. Satellite and CALJET Aircraft Observations of Atmospheric Rivers over the Eastern-North Pacific Ocean during the Winter of 1997-98 // *J.Atm.Sci.* 2004. Vol. 132. PP. 1721-1745.
143. Raymond A.W., Rink T.D., Segal M., Todey D.P., Clark C.A. Mitchell M.J., Labas K.M. The Great Plains low-level jet during the warm season of 1993 // *Mon. Weather Review*. 1997. Vol. 125. № 9. PP. 2176–2192.
144. Raymond D.J. Instability of low level jet and severe storm formation // *J.Atm.Sci.* 1978. Vol. 35. № 2. P. 2274-2280.
145. Rider L.J. Low level winds at Green River, Utah // *J.Appl.Met.* 1966. Vol. 6. PP. 283-287.
146. Rooke F.H. Low level jet over Montreal // *Geoph. Bioclim. ser. A*. 1977. № 25. PP. 11-12.
147. Squitieri B.J. WRF forecast skill of the Great Plains low level jet and its correlation to forecast skill of mesoscale convective system precipitation. Iowa State University. Digital Repository. 2014. 96 p. [Электронный ресурс] – Режим доступа URL: <http://lib.dr.iastate.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=5303&context=etd>
148. Song, J., Liao K., Coulter R.L., Lesht B.M. Climatology of the low-level jet at the Southern Great Plains atmospheric boundary layer experiments site // *J.App.Meteor.* 2005. Vol. 44. PP. 1593–1606.

149. Storm B., Dudhia J., Basu S., Swift A. Evaluation of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: implications for wind energy // *Wind Energy*. 2008. URL:<http://www.interscience.wiley.com>.
150. URL:<http://www.theweatherprediction.com/severe/llj/>
151. Thorpe A.J., Guimer T.V. The nocturnal jet // *Quart.J.R.Met.Soc.* 1977. Vol. 103. PP. 633-673.
152. Thuillir R., Lappe U. Wind and temperature profile characteristics from observations on a 1,400 ft tower // *J.Appl.Met.* 1964. Vol. 3. PP. 539-552.
153. Tuononen m., Sinclair V.A., Vihma T. A Climatology of low-level jet in the mid-latitudes and polar regions of the Northern Hemisphere // *Journal of the Royal Meteorological Society*. 2015. Vol. 16. No. 4. PP. 492-499. [Электронный ресурс] – Режим доступа URL:<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/asl.587/full>
154. Wang Y., Klipp C.L., Garvey D.M., Ligon D.A., Williamson C.C., Chang S.S., Newsom R.K., Calhoun R. Nocturnal low-level-jet-dominated atmospheric boundary layer observed by a Doppler Lidar over Oklahoma city during JU2003 // *J.App.Met.* 2007. Vol. 46 (12). PP. 2098-2109.
155. Werth D., Kurzeja R., Dias N., Zhang G., Duarte H., Fischer M., Parker M., Leclerc M. The Simulation of the Southern Great Plains Nocturnal Boundary Layer and the Low-Level Jet with a High-Resolution Mesoscale Atmospheric Model // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2011. Vol. 50. No. 7. PP. 1497-1513.
156. Wexler H. A boundary layer interpretation of the low-level jet // *Tellus*. 1961. № 13. PP. 369–378.
157. Whiteman C.D., Bian X., Zhong S. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a Site in the southern Great Plains // *J.App.Met.* 1997. Vol. 36. № 10. PP. 1363–1376.
158. Yuh-Lang Lin, Hamilton D.W., Huang Ching-Yuang. Orographic influence on a drifting cyclone // *J.Atm.Sci.* 1999. Vol. 56. № 4. PP. 534-562.
159. Zhang Da-Lin, Zhang S., Weaver S.J. Low-Level Jets over the Mid-Atlantic States: Warm-Season Climatology and a Case Study // *J.App.Met.* 2006. Vol. 45 (1). PP. 194-209.
160. Zhou Jun, Walter H.K. The interface effect and the formation of the low level jet along the east side of the Rock Mountains // *J.Atm.Sci.* 1987. Vol. 4. № 2. PP. 175-184.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	0
Введение.....	5
1 Теоретические, методологические и практические аспекты исследования струйных течений нижних уровней.....	8
1.1 Методология изучения низкотропосферных струй.....	8
1.2 История исследования струйных течений нижних уровней.....	12
1.3 Влияние низких струй на практическую деятельность и их связь с опасными и стихийными гидрометеорологическими явлениями...	14
1.4 Эксперименты по исследованию низких струй в США.....	20
1.5 Анализ гипотез физического механизма возникновения и развития струйных течений нижних уровней.....	26
2 Количественная оценка основных параметров струйных течений нижних уровней.....	31
2.1 Пространственно-временная изменчивость структурных параметров низких струй над Украиной.....	31
2.1.1 Статистический анализ среднесезонной повторяемости и структуры низких струй над Украиной.....	31
2.1.2 Особенности формирования низких струй теплого полугодия на Украиной.....	37
2.1.3 Повторяемость и структура ночных низкотропосферных струй над Одессой.....	43
2.2 Направление ветра в нижней тропосфере при наличии.....	50
низкотропосферной струи.....	50
2.3 Вертикальные сдвиги ветра в струях нижней тропосферы.....	55
2.4 Термическое состояние пограничного слоя атмосферы при образования и развития струйных течений нижних уровней.....	58
2.5 Струйные течения в нижних слоях тропосферы при слабом ветре у поверхности земли.....	60
3 Циркуляционный фактор формирования струйных течений нижней тропосферы.....	66
3.1 Синоптические условия образования низких струй.....	66
3.2 Струйные течения нижних уровней, формирующиеся.....	70
в зоне атмосферных фронтов.....	70
3.3 Случай образования низкой струи на фоне активных конвективных процессов.....	74
3.3.1 Обзор синоптических процессов 9-11 июня 2012 года.....	74

3.3.2 Анализ спутниковой информации за 10.06.2012 г.....	84
3.3.3 Оценка фоновых значений вертикального сдвига ветра.....	90
3.3.4 Анализ результатов расчетов модели WRF от 00 до 23 UTC 10 июня 2012 г.....	92
3.4 Гидродинамическое состояние нижней тропосферы над Украиной при наличии низкотропосферных струй.....	105
3.5 Характер адвекции тепла при образование струйных течений нижних уровне.....	111
4 Низкотропосферные струи в гребневых структурах зимнего периода...	118
4.1 Циркуляционные и термодинамические условия образования струйных течений в пограничном слое при гребневых структурах.....	118
4.2 Численный эксперимент по оценке энергетики атмосферных процессов, при которых образуются солитоны Россби.....	125
4.3 Пример формирования орографического низкотропосферного течения над Новороссийском.....	138
Литература.....	143

Наукове видання

к.геогр.н., проф. ІВУС Галина Петрівна
к.геогр.н., доц. СЕМЕРГЕЙ-ЧУМАЧЕНКО Аліна Борисівна

СТРУМИННІ ТЕЧІЇ НИЖНІХ РІВНІВ АТМОСФЕРИ

Монографія
(російською мовою)

Підписано до друку 11.05.2018 р. Формат 60×84/16
Папір офсетний. Умов. друк. арк.9,07
Тираж 60 прим. Зам. № 769
Видавництво та друкарня «ТЕС»
(Свідотство ДК№ 771) Одеса, вул. Канатна 81/2
Тел.: (0482)42-90-98, (0482)42-89-72
Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
Одеса, 65016, вул. Львівська, 15