

Г.П. ИВУС, Э. В. АГАЙАР

**ФИЗИКО – СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И
ПРОГНОЗ СЛАБОГО ВЕТРА И ИНВЕРСИЙ
ТЕМПЕРАТУРЫ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ
СЕВЕРО – ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ**

Монография



Одесса
ТЭС
2018

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ УКРАИНЫ
ОДЕССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Г.П. Ивус, Э. В. Агайар

**ФИЗИКО–СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И
ПРОГНОЗ СЛАБОГО ВЕТРА И ИНВЕРСИЙ
ТЕМПЕРАТУРЫ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ
СЕВЕРО–ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ**

Монография

рекомендовано к печати решением ученого совета
Одесского государственного экологического университета
Министерства образования и науки Украины
(протокол № 9 от 26.10.2017)

Одесса
ТЭС
2018

УДК 551.509. 32

I - 17

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

Рецензенты:

В. Ф. Мартазинова, доктор физико-математических наук, профессор

Г.В. Ляшенко, доктор географических наук, профессор

Ивус Г.П., Агайар Э.В.

И 17 Физико – статистический анализ и прогноз слабого ветра и инверсий температуры над территорией Северо–Западного Причерноморья: монография/ Одесса. ОДЕКУ, Одесса: ТЭС, 2018. - 202 с.

ISBN 978-617-7337-98-9

Излагаются вопросы посвященные комплексному изучению условий формирования слабого ветра и температурных инверсий на территории Северо-Западного Причерноморья и разработке новых методов их прогноза с целью получения надежной прогностической информации для краткосрочного прогнозирования метеорологических условий загрязнения.

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

The problems of formation conditions of weak wind and temperature inversions in some areas of North-Western Black Sea and the development of new methods of forecasting in order to obtain reliable prognostic information for short-term forecasting of meteorological conditions air pollution.

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

Викладаються питання, присвячені дослідженню умов формування слабого вітру і температурних інверсій на території Північно-Західного Причорномор'я та розробці нових методів їх прогнозу з метою отримання надійної прогностичної інформації для короткострокового прогнозування метеорологічних умов забруднення атмосфери.

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

ISBN 978-617-7337-98-9

© Г.П.Ивус, Э.В. Агайар, 2018

© Одесский государственный
экологический университет, 2018

ПРЕДИСЛОВИЕ

Качество атмосферного воздуха является одним из важнейших факторов, обеспечивающих жизнедеятельность человека, т.к. загрязнение атмосферы негативно влияет на состояние окружающей среды и здоровье населения. При решении проблемы защиты атмосферы от загрязнения увеличивается роль метеорологической науки, поскольку прослеживается связь катастрофических экологических ситуаций с реальными метеорологическими условиями, к числу которых относится ветер и температурная стратификация пограничного слоя атмосферы. Ветер имеет большое значение для всех видов антропогенной деятельности [16, 17, 73, 82, 85, 88, 118], особенно важно учитывать его в работе авиации, железнодорожного и автомобильного транспорта, речного и морского флота, а также при проектировании и эксплуатации аэродромов [12, 43, 49]. Практический интерес представляют как краткосрочные, так и долгосрочные прогнозы метеорологических условий.

Методы прогноза загрязнения атмосферы используются в оперативной практике многих стран. В настоящее время имеют практическое значение такие основные направления прогноза фонового загрязнения атмосферы [43, 90]:

- альтернативные прогнозы;
- физико-статистические методы;
- математическое моделирование.

Краткосрочный прогноз метеорологических условий загрязнения (МУЗ) с применением альтернативного метода требует привлечения критических значений метеорологических параметров, которые характеризуют условия вертикального перемешивания и горизонтального переноса в момент накопления вредных примесей, и типов синоптических ситуаций, при которых наблюдается высокий уровень загрязнения [27].

Физико-статистические методы базируются на анализе информации о загрязнении атмосферного воздуха и метеорологических характеристик исследуемой территории. Используются различные методы статистического анализа данных: множественной регрессии, дискриминантный анализ, метод распознавания образов, кластерный анализ [98, 104].

Несмотря на многолетний опыт применения математического моделирования для прогноза фонового загрязнения атмосферы, до сих пор не существует общепринятой модели распространения вредных примесей в атмосфере. Это обусловлено сложностью и разнообразием процессов, а поэтому есть большое количество моделей различных типов, которые имеют эмпирический или теоретический характер. Классическим образцом эмпирических моделей являются разработки Паскуила и Гиффорда из Института экспериментальной метеорологии. В последнее десятилетие

Финским метеорологическим институтом разработана система SILAM (System for Integrated modeling of Atmospheric CoMposition – система интегрального моделирования атмосферных композиций), позволяющая моделировать не только фоновое загрязнение воздушного бассейна, но и распространение радиоактивных изотопов в атмосфере.

Все эти прогностические методы частично дополняют друг друга и требуют тщательного учета местных условий региона обслуживания, особенно таких разнообразных как в Одесской области.

Перечисленные выше соображения побудили авторов к созданию предлагаемой публикации. В данной монографии авторы ставили своей задачей систематизировать сведения об особенностях формирования слабого ветра и температурных инверсий и разработку новых методов их прогноза с целью получения надежной прогностической информации для краткосрочного прогнозирования метеорологических условий загрязнения.

В книгу включены многие разработки авторов за последние десятилетия, посвященные таким интересным проблемам, как изучение аэросиноптических условий возникновения слабого ветра и инверсий температуры, бризовой циркуляции, а также вопросам моделирования поля функций тока, соответствующего малоградиентному полю гребневой структуры и седловины.

Компьютерная вёрстка и графические работы полностью выполнены к.геогр.н., Агайар Э. В., а редактирование – проф. Ивус Г. П.

В процессе работы над монографией авторов поддерживал коллектив кафедры метеорологии и климатологии Одесского Государственного Экологического Университета (ОГЭКУ). В частности, раздел 1, посвященный условиям формированию ветрового режима на территории Северо-Западного Причерноморья и Молдовы, написан совместно с к.геогр.н., доц. Семергей-Чумаченко А.Б. и старшим преп. Гурской Л.М., раздел 2 – с проф. Ефимовым В.А. и доц. Семергей-Чумаченко А. Б., раздел 3 – с доцентом Хоменко Г. В. В расчетах и подборе материалов для книги принимали участие к.геогр.н. Мищенко Н. М. (подраздел 2.3.2), зав. ГМ лаб. Моринец-Кубанская Л.И., инженеры I кат. Герасименко В.Б. Всем им мы выражаем свою искреннюю благодарность.

Монография не была бы опубликована без помощи и неоценимой поддержки доктора физ.- мат. наук, проф. Степаненко С. Н., доктора физ.-мат. наук, проф. Мартазиновой В. Ф. и доктора геогр. наук Ляшенко Г.В., прочитавших книгу в рукописи и сделавших ряд ценных замечаний, способствовавших улучшению книги.

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

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, Одесская область относится к территориям с интенсивной антропогенной нагрузкой на природную среду [60, 64, 69, 95, 96]. Развитая сеть автомобильных дорог, наличие промышленных предприятий обуславливают поступление в атмосферу различных примесей. Необходимо отметить и тот факт, что, с одной стороны, Одесса является большим портовым и промышленным городом Украины, а с другой – одним из её курортно-туристических центров. Первое формирует значительную техногенную нагрузку на воздушный бассейн, а второе – высокие требования к качеству атмосферного воздуха.

Кроме того, загрязнению воздуха будет способствовать дальнейшее увеличение количества автотранспортных средств в городе, то есть ожидается увеличение антропогенной нагрузки на воздух над городом, если не начать выполнение соответствующих мероприятий. Концепция охраны атмосферного воздуха в г. Одессе разрабатывается с целью определения основных природоохранных мероприятий, внедрение которых будет способствовать улучшению состояния атмосферного воздуха.

Предлагаемая монография посвящена достаточно подробному описанию режима ветра и инверсий температуры на территории Северо-Западного Причерноморья с целью построения надежных методов прогнозирования метеорологических условий загрязнения.

Книга состоит из 4 глав. В первой главе проведен физико-статистический анализ режима ветра и инверсий температуры на территории юга Украины и Молдовы. Дана оценка влияния бризовой циркуляции на формирование слабого ветра у поверхности земли. Подобран закон распределения для выравнивания рядов скорости ветра, анализ параметров которого позволил определить ряд закономерностей, учитывающих влияние физико-географических условий расположения станции на режим ветра.

В главе два предложена разработанная авторами типизация синоптических процессов, формирующих ветровой режим юга Украины, а также рассмотрены вопросы, изучающие аэрологическую структуру пограничного слоя атмосферы (ПСА) и образование низкотропосферных струй при наличии слабого ветра у поверхности земли.

Инверсии температуры воздуха в нижней тропосфере в районе Северо-Западного Причерноморья исследуются в третьем разделе.

В заключительной четвертой главе представлены результаты разработки методов краткосрочного прогноза слабого ветра у поверхности земли и инверсий температуры в ПСА с учетом синоптической ситуации и времени года в отдельных пунктах исследуемого региона.

ПЕРЕЧЕНЬ УСЛОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ

АМСГ – авиационная метеорологическая станция гражданская

АТ – абсолютная топография

ВМО – Всемирная Метеорологическая Организация

ВПП – взлетно-посадочная полоса

ГМО – гидрометеорологическая обсерватория

МГС – морская гидрометеорологическая станция

МУЗ – метеорологические условия загрязнения

НСТ – неустойчивый

ОТ – относительная топография

ПСА – пограничный слой атмосферы

СТНУ – струйное течение нижних уровней

UTC (BCV) – всемирное скоординированное время

1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

1. 1 Физико-географические особенности района исследования

1.1.1 Особенности расположения метеостанций на северо-западном побережье Чёрного моря

Большая часть территории северного побережья Черного моря – Черноморская низменность. Город Одесса расположен на северо-западном побережье Черного моря, которое омывает юго-западную окраину Причерноморской низменности. Переход от суши к морю уступообразный, средняя высота степного плато составляет 40-50 м. Город широкой полосой, ориентированной приблизительно с севера на юг, протянулся почти на 50 км от жилищного массива Котовского к поселку Черноморка. Площадь города 150 км² [60]. В направлении юга и юго-запада в пределах прибрежной зоны наблюдается относительное уменьшение высоты плато. В северо-западном направлении высота плато растет в среднем на 2 м на каждый километр. Равнинный характер плато нарушается оврагами и балками, которые регулируют сток атмосферных осадков. К наиболее крупным балкам относятся Аркадийская, Средне-Фонтанская, Больше-Фонтанская, Черноморская, Безымянный овраг, Ковалевская; в северной части города – Водяная, Кривая, Усатовская и Нерубайская балки. В северном и северо-западном направлениях от Одессы расположены Куяльницкий и Хаджибейский лиманы, на юге и юго-западном – Сухой и Белгород-Днестровский. Самые низкие отметки в Одессе зарегистрированы в районе Пересыпи, которая отделяет Куяльницкий и Хаджибейский лиманы от Черного моря.

В соответствии с ландшафтной классификацией климатов Л.С. Берга климат Одессы относится к климату степей, для которого осадки характерны преимущественно летом, отмечаются относительно теплая зима и знойное лето [15, 61]. По классификации М.И. Будыко, основанной на взаимосвязи теплового и водного балансов подстилающей поверхности, климат Одессы также отнесен к степной зоне. По агроклиматическому районированию климат Одессы отнесен к умеренно-теплому с недостаточным увлажнением.

На формирование климата основное влияние оказывает Черное море, а именно его наиболее мелководная и опресненная северо-западная часть, в которую впадают Дунай, Днестр, Южный Буг и Днепр. Здесь низкая соленость, значительная устойчивость слоев воды и, в отличие от глубоководных районов, развитие ледовых явлений. Около побережья

Одессы температура морской воды изменяется от 0,4 °С в феврале до 20,2 °С в июле. Поверхностная температура воды сильно колеблется под влиянием сгонно-нагонных явлений, при этом разница температур при сгоне в теплое полугодие может достигать 10 °С.

Наилучший пункт наблюдений в Одессе расположен в районе мыса Малый Фонтан – это Одесская геофизическая обсерватория, регулярные наблюдения на которой начаты 1 января 1866 г. и продолжаются доныне. Станция Одесса-обсерватория (Одесская ГМО) расположена на небольшом мысе (3,5 км в ширину и 0,5 км в глубину), который омывается морем с севера, востока и юга (рис. 1.1). Метеорологическая площадка находится на верхней террасе крутого морского берега, высотой 42 м над уровнем моря, расстояние к берегу 20-40 м, к краю воды – 100 м. Основное направление уличных магистралей ориентировано в радиусе около 3 км с северо-северо-запада на юг-юго-восток. Ближайшее окружение метеорологической площадки: в 5-15 м на северо-запад расположен большой ботанический сад, ближайшие деревья имеют высоту 5-7 м; в 16-38 м на восток - башня высотой 14 м; в 70 м на юг – основное здание обсерватории высотой 14 м. В 100 м юго-западнее метеорологической площадки в марте 1976 г. закончено строительство 9-ти этажного здания высотой 35м. Других изменений вблизи метеорологической площадки не был.



Рис. 1.1 Схема размещения пунктов исследования в районе Одессы.

Метеорологическая станция Одесса-порт размещена в северной части Одесского залива, входящего в северо-восточную часть Черного моря на 4,5 км и окруженного мысами Ланжерон и Северный Одесский. Ширина залива у входа и почти до ее середины - 9 км. Северо-западное побережье

залива высокое (40-70 м) и обрывистое, склонное к оползням, опускается к морю террасами, на верхних из которых построен город, а на самой низкой, непосредственно у моря, Одесский порт. Низкий и песчаный северо-западный берег залива, постепенно изгибаясь, тянется к селу Крыжановка, а затем к мысу Северный Одесский и на юго-востоке опять становится повышенным и обрывистым. Растительность жидкая, лесов нет, почва чернозем. В Одесском заливе преобладает глубина 9-14 м, за исключением каменистой банки около мыса Северный Одесский, где глубина составляет 5-6 м. Изобата 5 м проходит практически параллельно берегу залива на расстоянии около 1 км, а в северной части отдалается от береговой линии на 2 км. Постоянный материковый сток пресной воды отсутствует, но при северо-восточных ветрах сказывается влияние Днепро-Бугского лимана. Особенностью Одесского залива является чрезвычайно резкие колебания температуры и солености воды. Датчики ветра флюгера М-63М-1 установлены на крыше строения метеостанции.

В поселке городского типа Южный метеорологические наблюдения проводятся на территории порта Южный, который расположен в северо-западной части побережья Черного моря в 15 км к востоку от мыса Северный Одесский. Высокий и обрывистый берег тянется к Березанскому лиману приблизительно на 45 км в восточном направлении; местами есть балки и низинные полосы суши, отделяющие от моря значительные соленые озера и лиманы. На побережье Аджалыкского (Григорьевского) лимана находится пункт наблюдений Южный, основанный в 1979 г. Ширина лимана 1200, длина 7000, максимальная глубина – 16 м; берега крутые, лиман с морем соединен каналом шириной 170 м. Район порта Южный представляет собой степную водораздельную равнину, наклоненную в южном направлении в сторону моря. Основные географические элементы района - это плато и акватория лимана. Морская гидрометеорологическая станция (МГС Южный) расположена на юго-восточном берегу лимана.

Пункт метеорологических наблюдений в Ильичевском морском порту функционирует с 1958 г. Порт находится на берегу Сухого лимана на расстоянии 25 км к юго-востоку от Одессы. Русло Сухого лимана, в южной части которого расположен порт Ильичевск, ориентировано с юго-востока на северо-запад.

Пункт наблюдений Одеса-АМСГ расположен на юго-западной окраине города Одесса на степной равнине, имеющей слабый уклон к Черному морю, и является частью Причерноморской низменности. Аэропорт окружен со всех сторон лесными насаждениями. Минимальное отдаление аэропорта от моря 8 км на юг. В 35 км на юго-запад находится Днестровский лиман, отделенный от моря узкой песчаной полосой. В 35-40 км на запад от аэропорта протекает река Днестр. В 12 км на север расположены Куяльницкий и Хаджибейский лиманы. Взлетно-посадочная

полоса (ВПП) ориентирована в направлении 340...160°. Секторы подхода к ВПП свободны, естественных препятствий для взлета и посадки нет.

Полная характеристика физико-географических особенностей указанных станций согласно их паспортам представлена А.Л. Казаковым в [56].

1.1.2 Краткий физико-географический очерк территории Молдовы

Территория Молдовы занимает площадь около 33800 км². Характерной особенностью является вытянутость территории в направлении ССЗ-ЮЮВ, что приводит к заметным различиям в климате северных и южных районов Молдовы [59, 62, 85]. Рельеф территории характеризуется чередованием равнинных, холмистого и низкогорного типов. Здесь встречаются все основные формы рельефа: горы, предгорья, речные долины и низменности. Наиболее приподнятыми участками являются Молдавская и Бессарабская возвышенности. Повышение рельефа происходит с юга на север до 47° с. ш., а затем наблюдается небольшое понижение, переходящее в отроги Волыно–Подольской возвышенности. В среднем, на всей территории Молдовы, разность в превышениях от 50 до 200 м приходится на 10–14 км расстояния по горизонтали. Этот факт чрезвычайно важен, так как он обуславливает существенные микроклиматические различия. Территория Молдовы входит в зону лесостепи и степи. Однако леса в настоящее время занимают не более 8 – 10% всей площади.

На расстоянии 120–200 км от западных границ страны расположены Восточные Карпаты с вершинами, высота которых колеблется от 1600–2350 м. К югу расположена Нижне-Дунайская низменность. Горный хребет Центральных Балкан с вершинами до 2200–2400 м отстоит всего на 300–350 км от территории Молдовы, а горные массивы, окаймляющие её с запада и северо-запада, не только приводят к фёновому эффекту, но и обуславливают развитие и своеобразие направлений движения циклонических возмущений, определяющих изменение погоды на всей территории. К северу от территории Молдовы на расстоянии 170–210 км лесные массивы отсутствуют, мало болот и озер, характер местности – лесостепь (район Волинско - Подольской возвышенности).

Ниже приведем краткое описание местоположения метеорологических станций Молдовы: Кишинев, Тирасполь, Бельцы, Рыбница (рис. 1.2).

Станция Кишинев расположена на правом склоне реки Босы на высоте около 90 м над уровнем моря. Долина реки шириной от 2 до 5 км, ориентированная с северо-запада на юго-восток, находится в среднем на высоте 75-80 м над уровнем моря. Местность расчленена балками и оврагами и в радиусе 5-10 км повышается на 200-240 м.

Станция Тирасполь расположена на левом берегу Днестра на высоте 19 м над уровнем моря. К северу, северо-востоку и юго-востоку от метеорологической станции местность ровная, степная. К западу на расстоянии 15-20 км высота берега реки поднимается до 150-160 м над уровнем моря. К югу местность понижается и вблизи Днестра переходит в плавни. В 15 км к юго-западу от станции расположено озеро Божно.

Станция Бельцы находится на левом берегу долины реки Реут; высота над уровнем моря – 102 м. На расстоянии 6-10 км к югу, западу и северу от станции простираются отдельные плоские возвышенности, которые достигают высоты 340 м. К юго-востоку и востоку от станции проходит широкая заболоченная долина реки Реут.

Метеорологическая станция Рыбница расположена на левом берегу в меридионально ориентированной долины р. Днестра на высоте 119 м над уровнем моря. Рельеф местности холмистый, изрезанный. К северо-востоку и юго-востоку местность заметно понижается на 50-60 м. Долина реки в районе станции открыта с востока.

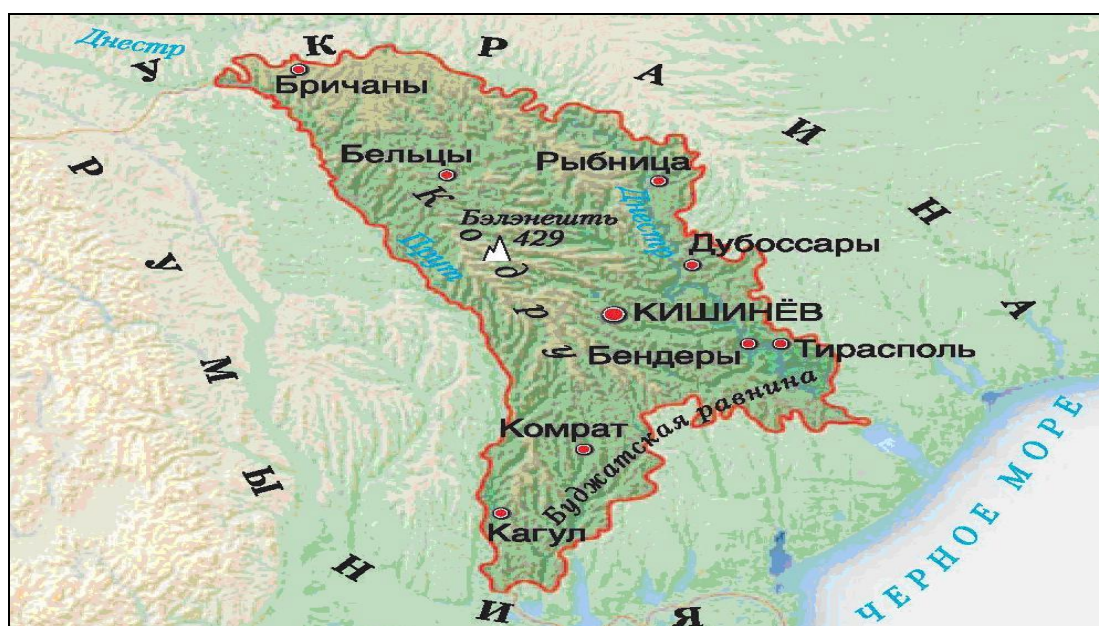


Рис. 1.2 Размещения пунктов исследования на территории Молдовы

Таким образом, общая особенность местоположения рассматриваемых метеорологических станций заключается в том, что все они расположены в речных долинах, ориентированных либо с северо-запада на юго-восток, либо меридианально. Такое местоположение обуславливает преобладание ветра северо-западной и юго-восточной четверти. Исключением является станция Тирасполь, в районе которой долина Днестра изменяет свое направление с широтного на меридиональное. Открытость местности к северу и северо-востоку от станции способствует преобладанию северных и северо-восточных ветров.

1.2 Статистические характеристики ветрового режима над исследуемыми регионами

Разработке физико-статистического метода прогноза любой метеорологической величины или явления погоды всегда должен предшествовать анализ условий их возникновения, чтобы объективно оценить главные черты причинно-следственных связей, которые должны найти отражение в структуре и содержании регрессионной прогностической модели. В методике локального прогноза, согласно цели нашей работы, необходимо выявить эффекты взаимодействия процессов макро- и мезомасштабов, обуславливающие механизмы образования той или иной метеорологической величины.

В качестве исходного материала для расчета характеристик ветра использованы данные метеорологических и аэрологических наблюдений, содержащие сведения о числе случаев различных направлений и скоростей ветра и числе штилей. Анализ качества исходных материалов и проверка однородности рядов осуществлены с помощью параметра Стьюдента. Неоднородность чаще всего возникает из-за переноса флюгера, смены датчиков измерений [61, 102, 112, 115, 122, 123, 125, 126], застройки вблизи станции жилыми или промышленными объектами, вырубки деревьев, близости крупных насаждений деревьев, а также из-за смены наблюдателей. Важным также является положение самой станции [25, 68].

Повторяемость различных направлений ветра рассчитана для каждого из восьми румбов за весь период лет и выражена в процентах к общему числу случаев ветра и штилей. Для описания скорости ветра в конкретном районе необходимо знать такие параметры, как средняя скорость, повторяемость различных скоростей по градациям, максимальная скорость [11].

Для выполнения данной работы взяты ряды трехсот- трехсот десяти значений скорости ветра по каждому пункту за январь, апрель, июль, октябрь по четырем срокам за период 1981–1990 гг. и восьми срокам за последующие 20 лет, а оптимальное число градаций задавалось от пяти до семи. Для станции Одесса-АМСГ расчеты проведены по материалам восьмисрочных наблюдений с 1991 по 2012 гг. К анализу привлечены данные архива АРМсин, радиозондирования, дневников погоды за указанные периоды. Получены статистические характеристики ветра, такие как средняя скорость $\bar{V}$, среднеквадратическое отклонение (σ), асимметрия (A), эксцесс (K). По этим величинам рассчитаны коэффициент вариации (c), ошибки для среднеквадратического отклонения (σ_σ), асимметрии (σ_A) и эксцесса (σ_K). В этом разделе для примера приведены значения σ , A и K для рядов скорости ветра, полученные на метеостанциях трех портов за период 1991-2000 гг.(табл. 1.1).

Таблица 1.1-Характеристики распределения (σ , A , K) скорости ветра и максимальная скорость ветра. 1991-2000 гг.

Станции	Сроки наблюдений, UTC								Ср. сут.
	00	03	06	09	12	15	18	21	
Январь									
σ									
Южный-порт	2,1	2,1	2,0	2,3	2,2	2,3	2,3	2,3	2,2
Одесса-порт	1,9	1,9	1,8	2,0	2,0	1,9	2,0	2,2	1,9
Ильичевск-порт	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,3	1,3
A									
Южный-порт	0,0	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,3	0,2	0,2
Одесса-порт	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2
Ильичевск-порт	0,7	0,7	0,6	0,5	0,5	0,2	0,4	0,5	0,5
K									
Южный-порт	-1,0	-0,8	-0,8	-0,9	-0,6	-0,7	-0,8	-0,9	-0,8
Одесса-порт	-0,8	-0,8	-0,6	-0,8	-0,7	-0,7	-0,9	-1,0	-0,8
Ильичевск-порт	-0,2	-0,1	-0,1	-0,4	-0,2	-0,4	-0,5	-0,3	-0,2
$V_{\max}$									
Южный-порт	13	14	14	13	13	14	15	16	16
Одесса-порт	16	16	15	15	16	16	16	17	17
Ильичевск-порт	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Апрель									
σ									
Южный-порт	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,2	2,3	2,4	2,1
Одесса-порт	1,8	1,8	1,7	2,0	1,9	2,0	1,8	1,8	1,9
Ильичевск-порт	1,1	1,1	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2
A									
Южный-порт	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3
Одесса-порт	0,3	0,4	0,4	0,5	0,2	0,0	0,1	0,2	0,3
Ильичевск-порт	0,5	0,7	0,7	0,6	0,4	0,3	0,5	0,7	0,6
K									
Южный-порт	-0,9	-0,9	-0,9	-1,0	-0,8	-0,9	-0,8	-0,8	-0,9
Одесса-порт	-0,8	-0,8	-0,8	-0,7	-0,9	-1,0	-0,6	-1,0	-0,8
Ильичевск-порт	-0,4	0,1	-0,1	-0,4	-0,4	-1,0	-0,4	-0,4	-0,4
$V_{\max}$									
Южный-порт	12	13	12	16	18	18	14	15	18
Одесса-порт	13	13	14	16	16	16	13	16	16
Ильичевск-порт	20	20	14	14	17	20	20	20	20

Продолжение табл. 1.1

Станции	Сроки наблюдений, UTC								Ср. сут.
	00	03	06	09	12	15	18	21	
Июль									
σ									
Южный-порт	1,9	1,9	1,9	2,0	1,8	2,2	2,3	2,1	2,0
Одесса-порт	1,6	1,7	1,8	1,7	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8
Ильичевск-порт	0,9	0,8	0,7	1,1	1,1	1,1	1,1	1,0	0,9
A									
Южный-порт	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,2	0,2
Одесса-порт	0,4	0,4	0,3	0,1	0,2	-0,1	-0,2	0,4	0,2
Ильичевск-порт	0,8	0,7	0,2	0,5	0,3	0,2	0,2	0,5	0,4
K									
Южный-порт	-0,9	-0,9	-0,9	-1,0	-0,8	-0,9	-0,8	-1,1	-0,9
Одесса-порт	-0,8	-0,8	-0,9	-0,8	-0,9	-0,7	-0,7	-1,0	-0,8
Ильичевск-порт	-0,2	0,3	-0,9	-0,4	-0,7	-0,7	-0,7	-0,8	-0,5
$V_{\max}$									
Южный-порт	13	12	12	12	11	14	13	13	14
Одесса-порт	13	12	13	17	10	12	13	14	17
Ильичевск-порт	12	12	12	10	10	12	10	12	12
Октябрь									
σ									
Южный-порт	2,1	2,0	2,1	2,0	2,5	2,2	2,4	2,0	2,2
Одесса-порт	2,2	2,0	2,7	2,2	2,4	2,4	2,2	2,4	2,3
Ильичевск-порт	1,2	1,2	2,2	1,4	2,1	1,3	1,2	1,2	1,5
A									
Южный-порт	0,2	0,2	0,1	-0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2
Одесса-порт	0,3	0,2	0,6	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3
Ильичевск-порт	0,4	0,6	0,4	0,7	0,9	0,7	0,5	0,4	0,7
K									
Южный-порт	-0,8	-0,8	-0,9	-0,8	-0,7	-0,9	-1,0	-0,7	-0,8
Одесса-порт	-1,0	-0,9	-0,5	-0,9	-0,7	-0,6	-0,9	-1,1	-0,8
Ильичевск-порт	-0,5	-0,6	-0,3	-0,2	-0,1	-0,2	-0,7	-0,8	-0,2
$V_{\max}$									
Южный-порт	12	13	13	15	14	13	15	12	15
Одесса-порт	14	14	14	16	15	14	13	12	16
Ильичевск-порт	12	12	12	12	11	12	11	13	13

Анализируемые значения σ скорости ветра у поверхности земли имеют статистические погрешности $0,1-0,3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Скорость ветра наиболее изменчива в октябре, причем в порту Южный больше, чем в Одесском и Ильичевском. Значение σ в 1,5-2 раза меньше средних скоростей ветра, который указывает на незначительную асимметрию распределения скорости ветра. Суточный ход изменчивости скорости ветра выражен незначительно. Асимметрия распределения скорости ветра, в основном, на ст. Одесса-порт и Южный - порт изменяется от слабой до умеренной. Известно [65], что условно асимметрию принято считать слабой и умеренной в том случае, когда выполняется неравенство $0,25 \leq A \leq 0,5$. В Ильичевске коэффициент асимметрии по абсолютным значениям часто превышает 0,50, в отдельных случаях единицу, которая означает большую асимметричность соответствующих распределений ($A > 0,50$ - асимметрия сильная). Этот результат следовало ожидать, так как в Ильичевске наблюдается большая повторяемость слабого ветра и штилей (от 52 в январе до 60% в апреле – июле) [29, 56].

Экссесс (K) распределения в портах Одесса и Южный в течении всех сезонов отрицательный от умеренного до сильного (умеренный эксцесс считается при условии, что $(0,5 \leq |K| \leq 1,0)$ и имеет небольшой суточный ход.

В Ильичёвске эксцесс распределения в большинстве сроков имеет отрицательный знак и варьирует от слабого к умеренному от зимы-весны до лета-осени. Наибольших отрицательных значений эксцесс достигает в вечернее и ночное время, то есть распределение скорости ветра в эту часть суток отличается достаточно острой вершиной. О крутизне распределения скорости ветра в предутреннее время в (январь, апрель, июль) можно судить ориентировочно, потому что величины коэффициента эксцесса приблизительно равняются ошибкам их определения [65].

1.2.1 Особенности ветрового режима над северо-западным побережьем Черного моря

Основными статистическими показателями скорости ветра служат: средняя скорость, среднеквадратическое отклонение, коэффициенты вариации, асимметрии, а также повторяемость различных градаций скорости ветра. Проанализировать направление можно построив розы ветров, которые дают распределение повторяемости направлений.

Для анализа скорости ветра выбирают неравные градации скорости ветра, которые принимают с учетом точности наблюдений. В данной работе используются следующие градации: 0, 1-2, 3-4, 5-9, 10-12, 13-14, $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и более. Подсчитывают число случаев скорости ветра, попавших в каждую градацию, и так же выражают в процентах от общего числа наблюдений. Особое внимание следует уделить слабому ветру со

значением $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, так как за счет таких значений скорости наблюдатели часто увеличивают или уменьшают число штилей.

Одним из проявлений современной эволюции климата является изменение полей скорости ветра в разных точках земного шара. Как следует из [13, 29, 77, 78, 80, 81, 103] скорость ветра у поверхности земли за последние 40 лет значительно снизилась над большей частью Восточной Европы, в том числе и над Украиной [31, 33, 36, 53, 72, 89, 101].

Анализ режима ветра на четырёх метеорологических станциях Одесского региона говорит о том, что тренд смены ветровой активности отрицательный за периоды 1961–1980, 1981–1990 и 1991–2000 гг. на северном побережье Черного моря в течение всего года (рис. 1.3). Среднемесячные показатели скорости ветра (табл. 1.2) уменьшились на всех станциях [33, 38], следовательно, увеличилась и повторяемость слабого ветра на побережье.

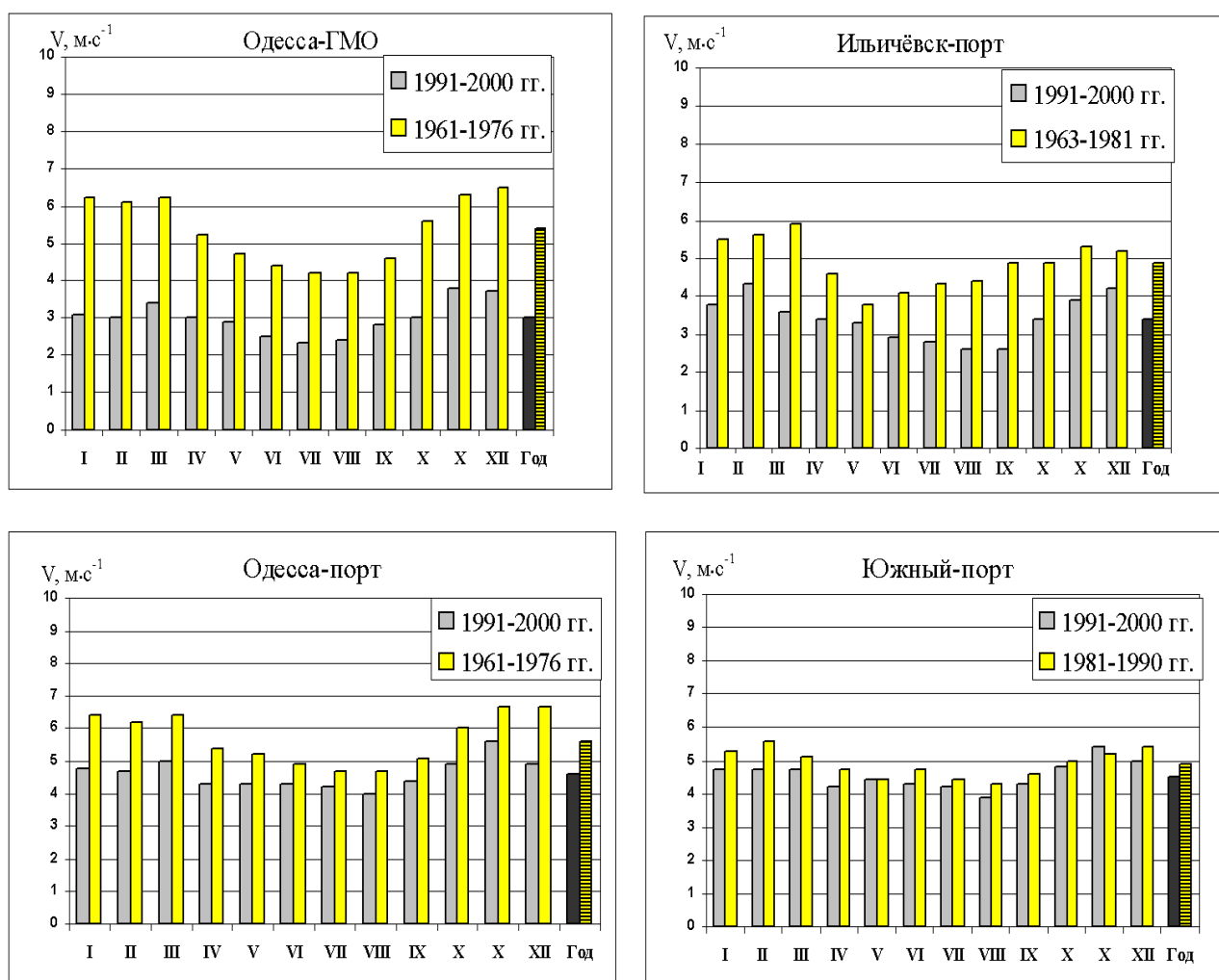


Рис. 1.3 Распределение среднемесячных значений скорости ветра на северном побережье Черного моря

До 60-х годов XX столетия [60] в Одессе наиболее часто наблюдался ветер скоростью 4-5 м·с⁻¹. В годовом ходе наибольшие средние скорости ветра практически везде приходились на декабрь – январь (5,0–6,7 м·с⁻¹), а минимальные – на лето. Однако, в 1981–2000 гг. среднегодовая скорость ветра составила 3,0 м·с⁻¹ и уменьшилась на 2,4 м·с⁻¹ на станции Одесса–ГМО, а в январе – 6,2 и 3,1 м·с⁻¹ соответственно, т.е. в этом месяце снижение составило 3,1 м·с⁻¹. В течение периода с 2001–2010 гг. среднегодовая скорость на станции Одесса–ГМО уменьшилась незначительно с 3,0 до 2,9 м·с⁻¹. За пятилетку 2011-2015 гг. среднегодовая скорость ветра в районе Одессы также изменилась незначительно, в пределах 0,1-0,4 м / с (табл. 1.3).

Суточный ход скорости ветра хорошо выражен по всей территории Украины[15, 37, 61]. Причем на протяжении всего года наибольшая скорость ветра отмечалась в полуденные часы, что видно на примере (рис. 1.4) распределения скорости ветра по срокам в январе месяце за период 2001-2010 гг. по станции Одесса-ГМО. Минимальные значения

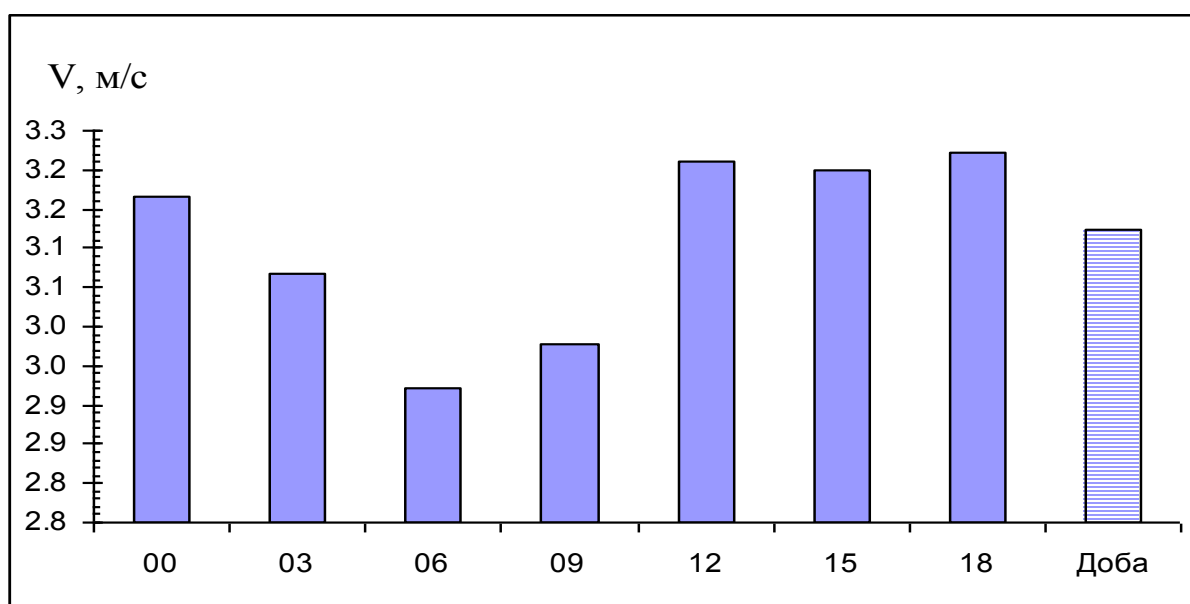


Рис. 1.4 Среднесрочные значения скорости ветра на ст. Одесса–ГМО. январь. 2001-2010 гг.

среднесрочной скорости ветра наблюдаются с 03 по 09 UTC, незначительно колеблясь в течение 10-летнего периода. Для января в районе ст. Одесса-ГМО, характерен небольшой суточный ход: скорость ветра изменяется в пределах от 2,9 до 3,2 м·с⁻¹ в 06 и 12 UTC. Это можно объяснить, как будет показано далее, доминированием циклонической циркуляции зимой над северным побережьем Черного моря.

Распределение скорости ветра по градациям (табл. 1.4) демонстрирует преобладание слабых скоростей ветра - 72 % от общего числа случаев.

Таблица 1.2 -Среднемесячная и годовая скорость ($\bar{V}$, м·с⁻¹) ветра и ее отклонения ($\Delta\bar{V}$, м·с⁻¹) на метеостанциях в районе Одессы за различные периоды 1961-1980 [60], 1981-1990, 1991-2000, 2001-2010 гг.

ГОДЫ	Месяцы												$\bar{V}_{\text{год}}$
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Ильичёвск-порт													
1967 - 1980	5,5	5,6	5,9	4,6	3,8	4,1	4,3	4,4	4,9	4,9	5,3	5,2	4,9
1981 - 1990	3,9	5,0	4,8	4,3	3,5	3,1	3,3	2,9	3,4	4,5	4,7	4,3	4,0
$\bar{\Delta V}_1$	-1,6	-0,6	-1,1	-0,3	-0,3	-1,0	-1,0	-1,5	-1,5	-0,4	-0,6	-0,9	-0,9
1991 - 2000	3,8	4,3	3,6	3,4	3,3	2,9	2,8	2,6	2,6	3,4	3,9	4,2	3,4
2001 - 2010	4,1	4,5	3,9	3,8	3,5	3,2	3,1	2,7	3,0	4,3	4,6	4,7	3,8
$\bar{\Delta V}_2$	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,4	0,9	0,7	0,5	0,4
Одесса-порт													
1961 - 1980	6,4	6,2	6,4	5,4	5,2	4,9	4,7	4,7	5,1	6,0	6,7	6,7	5,6
1981 - 1990	5,4	5,8	5,9	4,6	4,5	4,4	4,5	4,3	4,9	5,1	5,9	5,8	5,0
$\bar{\Delta V}_1$	-0,1	-0,4	-0,5	-0,8	-0,7	-0,5	-0,2	-0,4	-0,2	-0,9	-0,8	-0,9	-0,6
1991 - 2000	4,8	4,7	5,0	4,3	4,3	4,3	4,2	4,0	4,4	4,9	5,6	4,9	4,6
2001 - 2010	5,1	5,5	5,6	4,7	4,6	4,5	4,3	4,5	4,8	5,3	5,8	5,5	4,9
$\bar{\Delta V}_2$	0,3	0,8	0,6	0,4	0,3	0,2	0,1	0,5	0,4	0,4	0,2	0,6	0,3

Продолжение таблицы 1.2

годы	Месяцы												$\bar{V}_{\text{год}}$
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Одесса – ГМО													
1967-1980	6,2	6,1	6,2	5,2	4,7	4,4	4,2	4,2	4,6	5,6	6,3	6,5	5,4
1981-1990	5,0	4,8	5,1	4,2	3,5	3,0	2,8	2,7	2,9	3,5	4,2	4,5	3,8
$\bar{\Delta V_1}$	-1,2	-1,3	-1,1	-1,0	-1,2	-0,6	-1,4	-1,5	-1,7	-1,7	-2,1	-2,0	-1,6
1991-2000	3,1	3,0	3,4	3,0	2,9	2,5	2,3	2,4	2,8	3,0	3,8	3,7	3,0
2001-2010	3,1	2,7	3,3	3,0	2,8	2,4	2,3	2,2	2,8	3,0	3,7	3,8	2,9
$\bar{\Delta V_2}$	-0,1	-0,3	-0,2	0,0	-0,1	-0,1	0,0	-0,2	0,0	0,0	-0,1	0,1	-0,1
Южный – порт													
1981-1990	5,3	5,6	5,1	4,7	4,4	4,7	4,4	4,3	4,6	5,0	5,2	5,4	4,9
1991-2000	4,7	4,7	4,7	4,2	4,4	4,3	4,2	3,9	4,3	4,8	5,4	5,0	4,5
$\bar{\Delta V}$	-0,5	-0,9	-0,4	-0,5	-0,0	-0,4	-0,2	-0,4	-0,3	-0,2	-0,2	-0,4	-0,4
2001-2010	5,4	5,2	5,1	4,7	4,4	4,7	4,2	3,9	4,6	4,7	5,2	5,2	4,6
$\bar{\Delta V}$	0,7	0,5	0,4	0,5	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	-0,1	-0,2	0,2	0,1

Таблица 1.3 – Среднемесячная и годовая скорости ветра на станции Одесса-ГМО, 2011-2015 гг.

Год	Месяц				
	I	IV	VII	X	$\bar{V}_{\text{год}}$
2011	2,5	2,9	1,9	2,5	2,4
2012	3,7	2,4	2,1	2,7	2,7
2013	3,0	3,0	2,2	3,0	2,8
2014	4,0	3,1	2,3	4,4	3,4
2015	3,0	3,1	2,0	4,0	3,0
2011-2015	3,2	2,9	2,1	3,3	2,9

Наибольшее количество случаев со слабым ветром отмечено в 2003 г. (81 %), а наименьшее в 2005 г. (62 %). По сравнению с предыдущими периодами наблюдается рост количества слабого ветра в январе на 5-10 % и уменьшение количества штилей, повторяемость которых в период с 1981 по 1990 гг. равнялась в среднем 10–12% от повторяемости слабого ветра (Прил. А, табл. А.1). Повторяемость умеренных скоростей ($5-10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) ветра составила 24 %, а сильного ветра (больше $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) в указанный период не зафиксировано. Таким образом, видно, что ослабление ветра продолжается на ст. Одесса–ГМО и в последние годы. Этот факт, вероятно, следует объяснить, как изменением характера макромасштабных процессов, так и постепенной застройкой территории станции.

Таблица 1.4-Повторяемость (%) скорости ветра по градациям на ст. Одесса–ГМО. Январь. 2001–2010 гг.

Год	Градации скорости ветра, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$						
	0	1-2	3-4	5-7	8-10	11-15	>15
2001	3	28	50	13	6	0	0
2002	2	26	52	12	8	0	0
2003	1	34	47	12	6	0	0
2004	1	47	16	30	4	2	0
2005	2	45	17	20	15	1	0
2006	3	40	24	28	5	0	0
2007	1	26	47	15	9	2	0
2008	2	37	40	15	5	1	0
2009	1	45	25	22	4	3	0
2010	6	27	36	14	13	4	0
2001-2010	2	35	37	18	6	2	0

Из трех метеорологических станций, расположенных в портах, наибольшие средние скорости ветра наблюдаются в Южном [37], особенно осенью, а наименьшие – в Ильичевске летом (табл. 1.5).

На станции Ильичевск–порт (табл. 1.2) в предыдущие годы также прослеживается постепенное уменьшение скорости ветра в 1961-1990 на $0,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (от $4,9$ до $4,0 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), с 1991-2000 гг. на $0,6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (от $4,0$ до $3,4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). На долю слабого ветра ($1-4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) приходится от 47,0 до 64,0% повторяемости в зимние месяцы, а летом от 62,0 до 89,0 %. Чаще слабый ветер наблюдается в ночные (00 и 06 UTC) и вечерние (18 UTC) сроки, что можно объяснить уменьшением турбулентного обмена. Повторяемость штилей в Ильичевске изменяется от 0,6 до 6,0 % в зависимости от сезона и времени суток (Прил. А, табл. А.2). За десятилетие (2001-2010 гг.) среднегодовая скорость увеличилась, но незначительно, на $0,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Амплитуда среднесрочных колебаний варьирует от 0,7 в январе до 1,4 м·с⁻¹ в июле; в апреле и октябре ее значения совпадают и составляют 1,2 м·с⁻¹ (табл. 1.5).

На станции Одесса–порт зимой и осенью видна тенденция к ослаблению ветра в период с 1961-2000 гг. от 5,6 до 4,6 м·с⁻¹ и небольшое усиление скорости ветра с 2001 по 2010 гг. до 4,9 м·с⁻¹ (табл. 1.2). По срокам средняя скорость ветра колеблется от 4,9 (03 UTC) до 5,3 (15 UTC) в январе от 3,3 (21 UTC) до 5,1 м·с⁻¹. (18 UTC) в апреле, от 3,3 м·с⁻¹ (00 UTC) до 5,1 (15 UTC) в июле (табл. 1.5).

Таблица 1.5 - Средние скорости (м·с⁻¹) ветра по срокам на ст. Ильичевск-порт, Одесса-порт и Южный-порт. 1991-2000 гг.

Месяц	Сроки							
	00	03	06	09	12	15	18	21
Ильичевск-порт								
I	4,1	4,3	3,9	3,7	4,0	4,2	4,2	4,4
IV	3,3	3,1	3,2	2,9	3,8	3,7	4,1	3,4
VII	2,2	2,1	2,0	2,8	3,1	3,0	3,4	2,8
X	3,1	3,1	2,9	3,9	4,1	4,2	3,2	2,9
Одесса-порт								
I	5,1	4,9	5,2	5,1	5,2	5,3	5,2	5,1
IV	4,2	4,3	4,0	4,1	4,9	4,8	5,1	3,3
VII	3,3	4,2	4,2	4,1	4,2	5,1	5,0	4,4
X	5,2	5,3	5,1	5,1	5,3	5,0	5,1	5,1
Южный-порт								
I	5,2	5,1	5,2	5,2	5,1	5,1	5,2	5,3
IV	4,4	4,2	4,1	4,1	5,1	5,2	5,2	5,2
VII	4,2	3,9	4,1	4,3	4,2	4,2	5,2	4,4
X	4,2	5,1	5,2	5,1	5,1	5,1	5,2	4,4

Повторяемость слабого ветра на станции Одесса-порт так же значительна, как и в других исследуемых пунктах: в январе в 00 UTC она составляет 41,0%, увеличиваясь к июлю до 66,5%. Наибольшее количество штилей приходится на лето, а наименьшее на весну 2,5% (Прил. А, табл. А.3). Зимой и осенью ветер сильнее, чем на других пунктах. В июле 1981-1990 гг. $\bar{V}$ равна - 4,5 м·с⁻¹, в последующие 20 лет она снизилась до 4,2 м·с⁻¹. Среднемесячная скорость ветра в октябре 1981-1990 гг. составляет 4,9 м·с⁻¹, снижаясь до 4,7 в 1991-2010 гг.

На ст. Южный-порт наблюдается такая же тенденция изменения среднегодовых скоростей, как и по всему побережью. Ослабление ветра в предыдущие 20 лет с 4,9 до 4,5 м·с⁻¹ и небольшое увеличение скорости ветра за период 2001-2010 до 4,6 м·с⁻¹ (табл. 1.2) связано со сменой

циркуляционных условий [48]. В течение периода исследования 1981-1990 гг. среднемесячная скорость ветра в январе составила – $5,4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, в последующее десятилетие уменьшилась до $4,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ и снова выросла до $5,3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ в 2000 – 2010 гг. В апреле, июле и октябре среднемесячная скорость ветра уменьшалась в течение всех 30 лет. Так, $\bar{V}$ в апреле 1981–1990 гг. составила $4,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а затем упала до $4,3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. В июле 1981 –1990 гг. $\bar{V}$ равна $4,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, снизившись до $4,2$ в последующие десятилетия. Среднемесячная скорость ветра в октябре 1981–1990 гг. составляет $4,9$, далее – $4,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (1991–2010 гг.) Хотя в целом наблюдается тенденция к ослаблению ветра в 1991–2000 гг. по сравнению с 1981–1990 гг., но в отдельные месяцы среднемесячная скорость незначительно росла (рис. 1.5): в мае и ноябре – на $0,1$ и $0,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ соответственно.

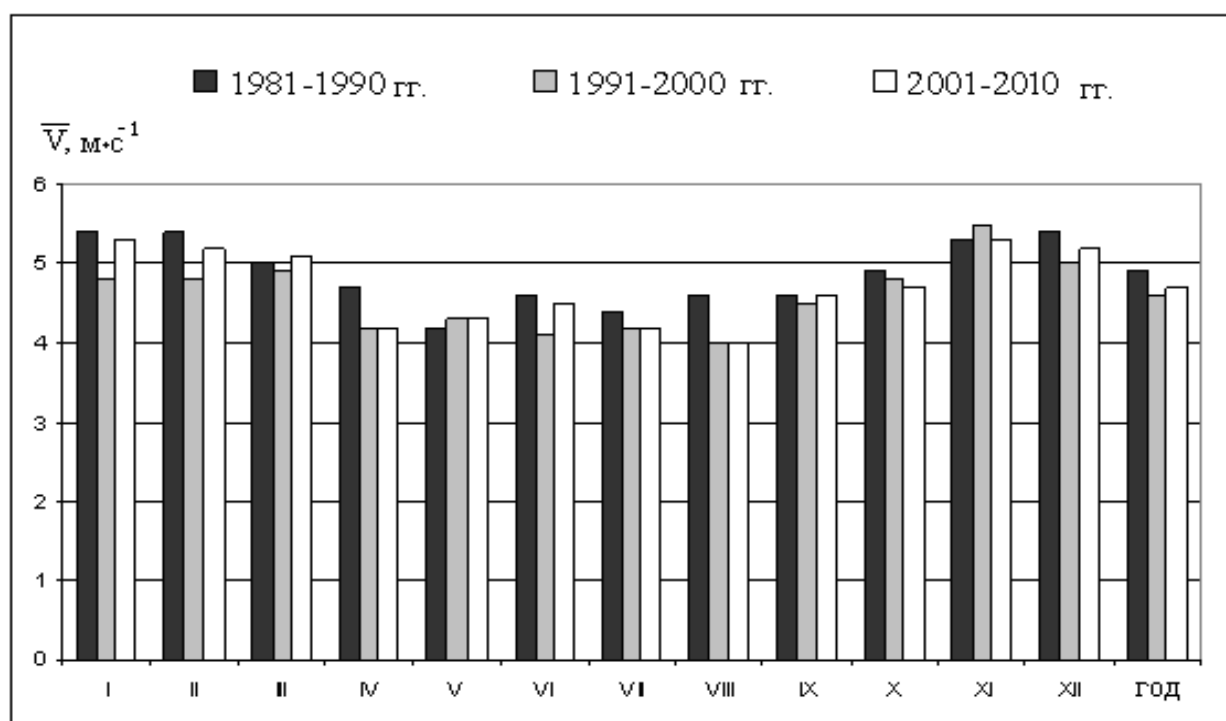


Рис. 1.5 Среднемесячные значения скорости ветра на ст. Южный-порт в период 1981-1990, 1991-2000 и 2001-2010 гг.

С целью выявления суточного хода скорости ветра на МГС Южный - порт с 1981–2010 гг. рассчитаны среднесрочные значения скорости по 4-м стандартным метеорологическим срокам (табл. 1.6). Наибольшие среднесуточные скорости ветра наблюдаются в январе ($5,4$, $4,7$ и $5,3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) соответственно периодам; наименьшие значения $\bar{V}$ – в июле ($4,5$, $4,2$ и $3,9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). Прослеживается тенденция к ослаблению средних скоростей ветра за последние 30 лет во все сезоны года на $0,3$ - $0,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. И только в январе среднесуточная $\bar{V}$ увеличивается с $4,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (1991–2000 г.) до $5,3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$

Таблица 1.6 - Средняя скорость ветра ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) по срокам на ст. Южный–порт

Период, гг.	Сроки, UTC				
	00	06	12	18	Сутки
Январь					
1981-1990	5,3	5,3	5,8	5,4	5,4
1991-2000	4,5	4,7	5,0	4,7	4,7
2001-2010	5,0	5,2	5,8	5,1	5,3
Апрель					
1981-1990	4,2	4,9	5,3	4,4	4,7
1991-2000	4,5	4,7	5,0	4,7	4,7
2001-2010	3,8	4,4	5,2	4,2	4,4
Июль					
1981-1990	4,0	4,1	5,4	4,3	4,5
1991-2000	3,6	4,0	5,0	4,4	4,2
2001-2010	3,3	3,8	4,4	3,6	3,9
Октябрь					
1981-1990	4,6	5,0	5,5	4,6	4,9
1991-2000	4,5	4,6	5,4	4,6	4,8
2001-2010	3,9	4,4	4,8	3,9	4,3

(2000-2010 гг.), при этом не превышая значения $\bar{V}$ в 1981–1990 гг. – $5,4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Повторяемость скорости ветра по градациям показывает преобладание слабых скоростей ветра на станции Южный-порт (рис. 1.6): в январе - 42,4, 51,0 и 47,8% от общего числа случаев, в апреле - 51,2, 56,8 и 55,2%, в июле - 56,3, 57,2 и 60,1% и в октябре - 48,4, 49,2 и 51,3% соответственно периоду наблюдений. Слабый ветер, в основном, фиксируется весной и летом, на это же время приходится и наибольшее число штилей от 1 до 5%. Максимальное количество случаев ветра с $V > 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ в порту Южном отмечено в октябре (12 UTC), ноябре (12, 18 UTC) и декабре (06 UTC) – 1,0 % ; в порту Одесса также в октябре – 1 % (12, 18 UTC); в Ильичевске повторяемость ветров $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ очень мала и не превышает 1 % (00, 06 UTC) в феврале. В весенние и летние месяцы ветер со скоростью $> 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ практически не наблюдается (Прил. А, табл. А.4–А.5). В основном такие значения связаны с вторжением ныряющих циклонов с северо-запада.

На станции Одесса - АМСГ, расположенной в 8 км от побережья, наибольшую повторяемость также имеет слабый ветер. Если рассмотреть распределение скорости ветра по градациям в течение 1991-2000 гг. (рис.1.7) и 2004-2014 гг. (табл. 1.7), то видно значительное преобладание в течение периода градации 1-4 и 5-7 $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$, с максимумом в январе. Более

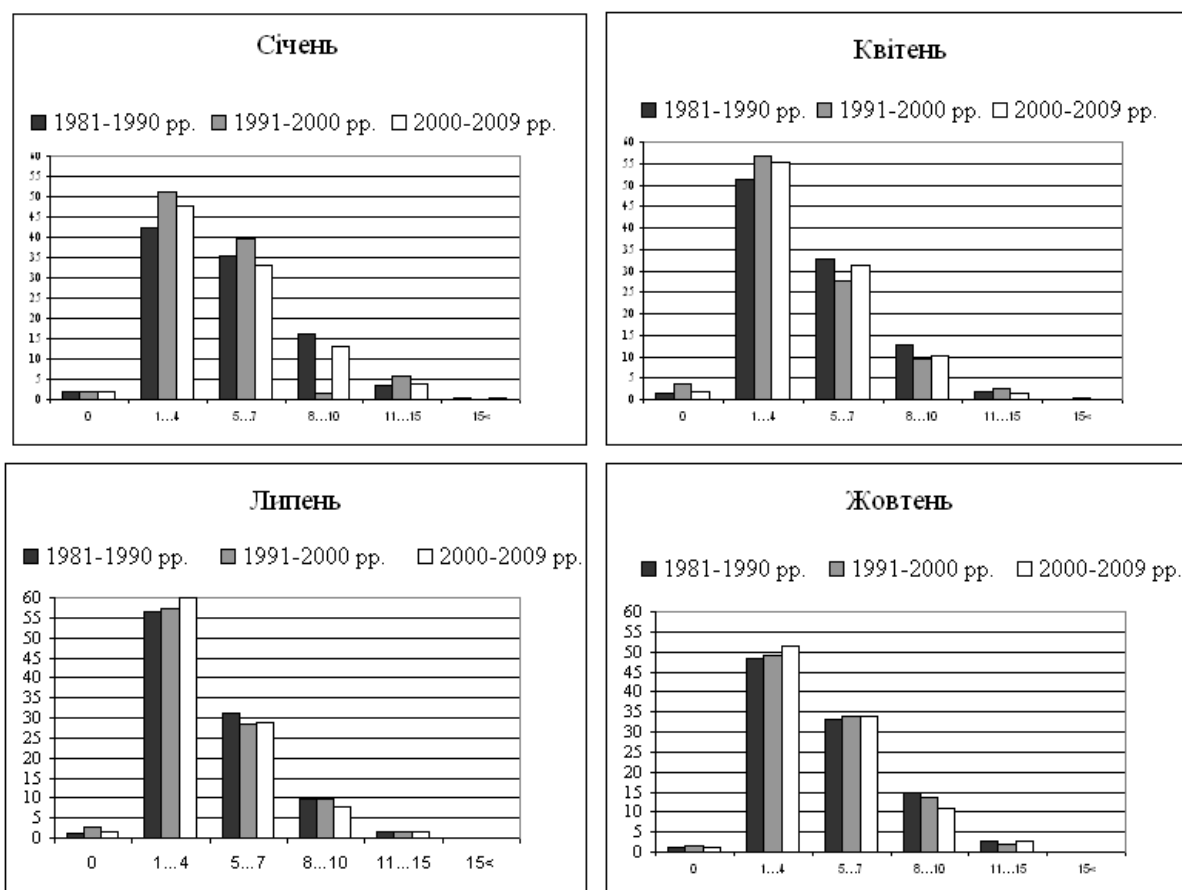


Рис. 1.6 Повторяемость (%) скорости ветра по градациям на ст. Южный-порт

того, наблюдался рост доли градации $5-7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ в 2004-2014 гг., по сравнению с предыдущим периодом с 36,4 до 49,8% в январе. Количество случаев ветра со скоростью $8-10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ уменьшилось и составило 4,2 - 8,7% (июль-январь), также снизилось количество скоростей ветра более $11 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Ветер со скоростью более $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ фиксируется в 0,4% случаев в январе, что на 0,3% больше, чем в предыдущие годы.

Количество штилей выросло более чем вдвое в период с 2004-2014 гг. В теплое полугодие: с 3,5 до 7,0% в июле и с 4,0 до 7,7% в апреле. Это связано с преобладанием в эти месяцы над территорией Украины антициклонической циркуляции и малоградиентных барических полей, что и приводит к формированию продолжительных штилевых периодов. В холодный период эти показатели увеличились в три раза – с 2,4 до 6,3% в январе и 3,7 до 11,1% в октябре (рис. 1.8). Наибольшее число случаев со штилем приходится на ночные и утренние сроки 00, 03 и 06 UTC в течение года. Однако, штили в Одессе во все сезоны года отмечаются все же сравнительно редко, что объясняется влиянием моря, которое поддерживает постоянный контраст температуры и градиент давления на побережье Чёрного моря.

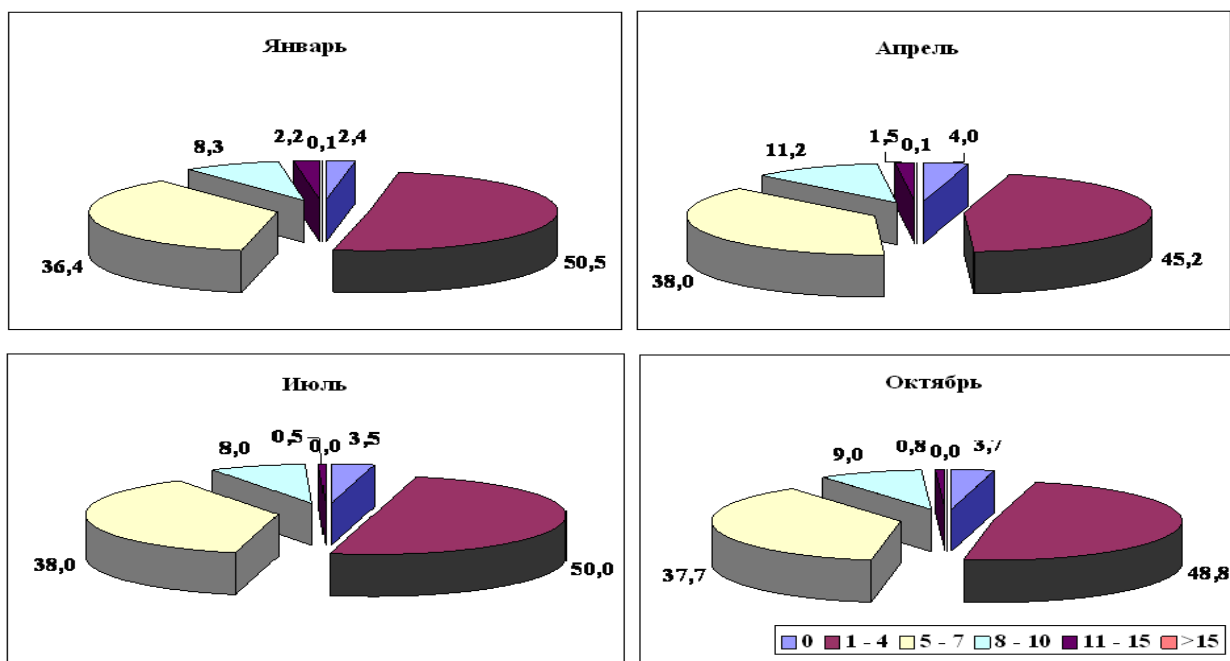


Рис. 1.7 Диаграмма повторяемости (%) градаций среднемесячной скорости ветра по ст. Одесса-АМСГ за 1991-2000 гг.

Таблица 1.7 - Повторяемость (%) скоростей ветра по градациям по станции Одесса АМСЦ за период 2004-2014 гг.

Месяц	Градации скорости ветра, м·с ⁻¹					
	1	2	3	4	5	6
	0	1 - 4	5 - 7	8 - 10	11 - 15	>15
январь	6,3	34,2	49,8	8,7	1,6	0,4
апрель	7,7	48,5	36,0	7,4	0,3	0,1
июль	7,0	45,3	43,4	4,2	0,1	0
октябрь	11,1	49,8	47,1	5,0	0,3	0

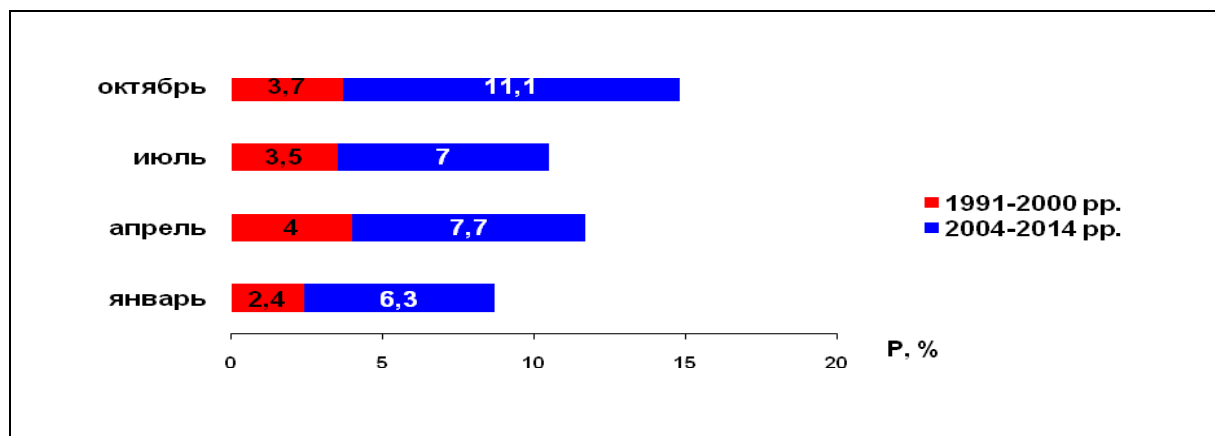


Рис. 1.8 Повторяемость штилей (%) на ст. Одесса - АМСГ, 1991-2014 г.г.

Данные о повторяемости слабого ветра на трех метеорологических станциях в районе Одессы представлены в табл. 1.8. Как и следовало ожидать, слабые ветры преобладают на станции Ильичевск-порт во все сезоны и сроки, изменяясь от 77,4 в холодный период до 87,5% летом, при этом максимальное их количество фиксировалось в июле 91,6 % (06 UTC). На станции Одесса-АМСГ в дневные часы ветер значительно усиливается и повторяемость слабого ветра снижается до 20-35%, ночью доминирует слабый ветер в течение всего года. Среднегодовая амплитуда колебания повторяемости составляет 3,6%. В порту Южный слабый ветер наблюдается в 51,4% случаев в октябре и 60,5% в апреле, что составляет наименьшую повторяемость по сравнению с другими станциями и, вероятно, связано с ее физико-географическим расположением.

Таблица 1.8 - Повторяемость (%) слабого ветра по срокам за период 1991-2000 гг.

Месяц	Сроки, UTC								Сутки
	00	03	06	09	12	15	18	21	
Одесса-АМСГ									
I	58,7	58,4	56,2	45,7	42,0	46,4	57,0	58,7	52,9
IV	65,6	70,1	50,8	28,4	18,7	35,8	56,6	67,3	49,1
VII	76,7	75,3	50,4	36,0	23,5	28,8	63,8	75,2	53,5
X	64,0	65,6	52,0	35,2	27,2	47,7	60,0	66,7	52,5
Ильичевск-порт									
I	49,0	77,4	80,4	78,7	76,8	74,2	72,6	80,0	77,4
IV	86,0	81,3	83,0	79,3	73,7	69,7	76,4	83,0	79,1
VII	90,0	91,3	91,6	87,4	83,6	81,0	85,8	90,0	87,5
X	81,6	80,4	79,4	75,8	70,0	73,5	78,1	80,3	77,4
Южный-порт									
I	52,6	56,7	54,8	53,5	51,3	46,1	53,6	52,0	52,6
IV	64,4	65,4	66,4	58,7	53,7	53,4	57,0	63,0	60,5
VII	69,0	70,0	61,9	59,7	59,7	49,3	45,5	64,2	59,9
X	56,2	56,4	54,2	47,4	42,6	44,5	52,9	56,8	51,4

Сравнивая полученные результаты по пяти станциям Одесского региона (рис. 1.9), за 1991-2000 гг. можно сделать вывод о том, что наименьшие значения скорости ветра наблюдаются на станции Одесса–ГМО (от 2,3 до 3,1 м·с⁻¹) и в Ильичёвске (2,8–3,8 м·с⁻¹) в течение всего года, то есть преобладает слабый ветер, наибольшие значения – на станциях Одесса–порт (4,9 м·с⁻¹), Южный–порт (4,8 м·с⁻¹) в октябре и Одесса–АМСГ (4,7 м·с⁻¹) в апреле. На долю слабого ветра на этих метеостанциях приходится от 20 до 65% повторяемости, в зависимости от сезона и времени суток. Результаты анализа режима ветра на Одесском побережье удовлетворительно согласуются с данными пространственно-временных характеристик ветра Крымского полуострова [50]. Уменьшение скорости ветра на территории северного побережья Чёрного моря подтверждают аналогичные заключения других авторов [72, 77, 78, 89, 101 и др.].

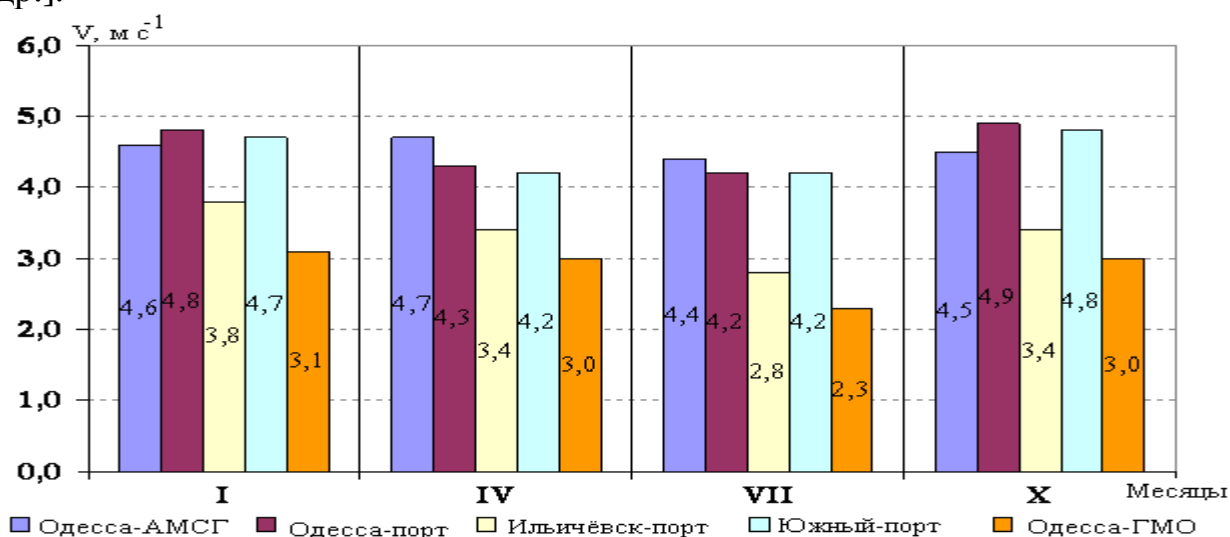


Рис. 1.9 Среднемесячная скорость (м·с⁻¹) ветра на метеостанциях в районе Одессы. 1991-2000 гг.

Анализируя климатические характеристики полей ветра северного побережья Черного моря, следует отметить, что скорость и направление ветра имеют значительную пространственно-временную изменчивость даже в пределах небольшого региона. Изменчивость этих характеристик в каждом географическом районе определяется, по-видимому, сочетанием циркуляционных процессов и местных физико-географических условий. Лучше всего эти зависимости проявляются в направлении ветра [51].

Направление ветра является очень важным показателем в хозяйственной деятельности. Некоторые потребители не могут вести производственные работы при опасных для них направлениях ветра, при которых, например, наблюдается сильная прибойная волна, загрязненность или загазованность района, закрытия части горизонта облаками и другие опасные явления.

Изменение циркуляционных условий [61, 75, 116] последних 30-ти лет достаточно хорошо прослеживается на примере направления воздушных потоков в районе Одессы (рис. 1.10), где, при сохранении преобладания ветра северной четверти, распределение других направлений существенно не эволюционирует, за исключением увеличения на 2-3 % северного и северо-западного направления в 2001-2010 гг.

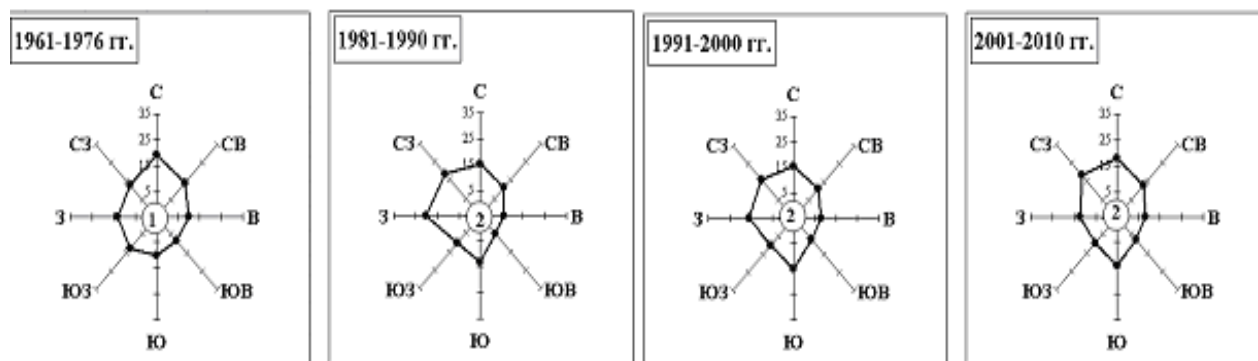


Рис. 1.10 Повторяемость (%) направления ветра и штилей на ст. Одесса–ГМО. 1961-2010 гг.

Результаты расчетов повторяемости направлений ветра по румбам и штилей для станций Одесса-ГМО, Южный-порт, Ильичевск-порт, Одесса-порт и Одесса-АМСГ представлены в Прил.Б, табл. Б.1–Б.11. С целью улучшения наглядности этой информации приведены розы ветра по 8 румбам. Анализ полученных роз ветров показывает очевидное преимущество северного, северо-западного и южного направлений на всех станциях (рис. 1.11–1.12) независимо от сроков наблюдений.

Так, на станции Одесса - ГМО общая картина распределения ветра зимой такая, что во все сроки преобладают ветры западного и северо-западного направлений (Прил. Б, рис.Б.1), из них на долю слабого ветра приходится от 53 до 39% соответственно (Прил. Б, табл. Б.12 – Б.13). Весомый вклад в режим направлений дают северные румбы (29% градация $1-4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), что обусловлено зимними циркуляционными процессами над районом исследования. Амплитуда суточного изменения направления ветра растет, начиная с апреля, то есть при увеличении прогрева атмосферы. Весной (Прил. Б, рис. Б.2) в дневные сроки (12, 15, 18 UTC) повышается вклад южного ветра – более 20% (на слабый приходится 41%), а в ночные часы – западного и северо-западного румба, то есть начинает оказывать влияние бриз. В июле, в сроки 00, 03, 06 UTC, преобладающее направление ветра северо-западное (Прил.Б, рис. Б.3); на слабый ветер приходится 50% повторяемости этого румба. В дневные часы чаще наблюдается южный поток (до 32,9% в 15 UTC). В октябре (Прил.Б, рис. Б.4) сохраняется господство северо-западных ветров по всем срокам (из них 46% составляет градация $1-4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) и увеличивается

влияние северного направления, на долю которого приходится 32% слабого ветра. Днем (15 UTC) возрастает повторяемость южного ветра до 19,6%. По сравнению с периодом 1981–1990 гг. количество штилей на станции Одесса-ГМО уменьшилось с 10,1 до 2,0% в апреле (максимальное количество штилей приходится на 03 UTC - 3,2%) и с 13,0 до 1,2% в октябре.

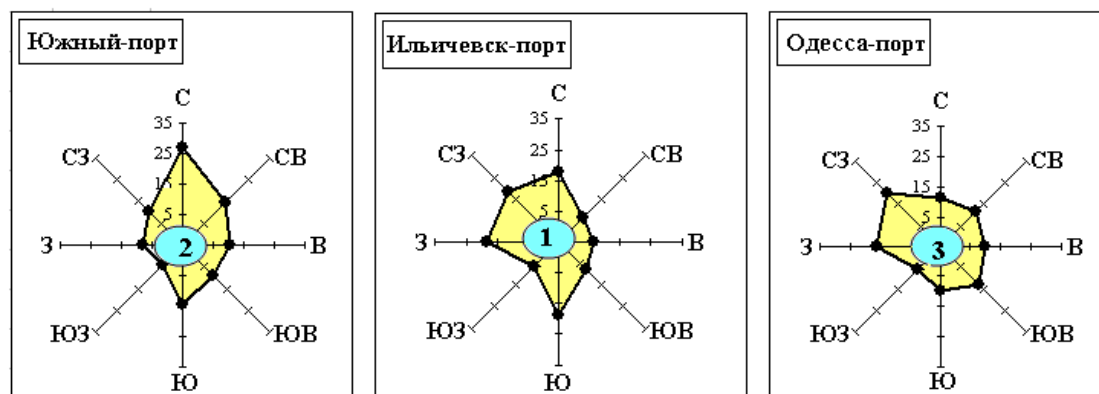


Рис. 1.11 Среднегодовая повторяемость (%) направления ветра и штилей на станциях Одесского региона 1991-2000 гг.

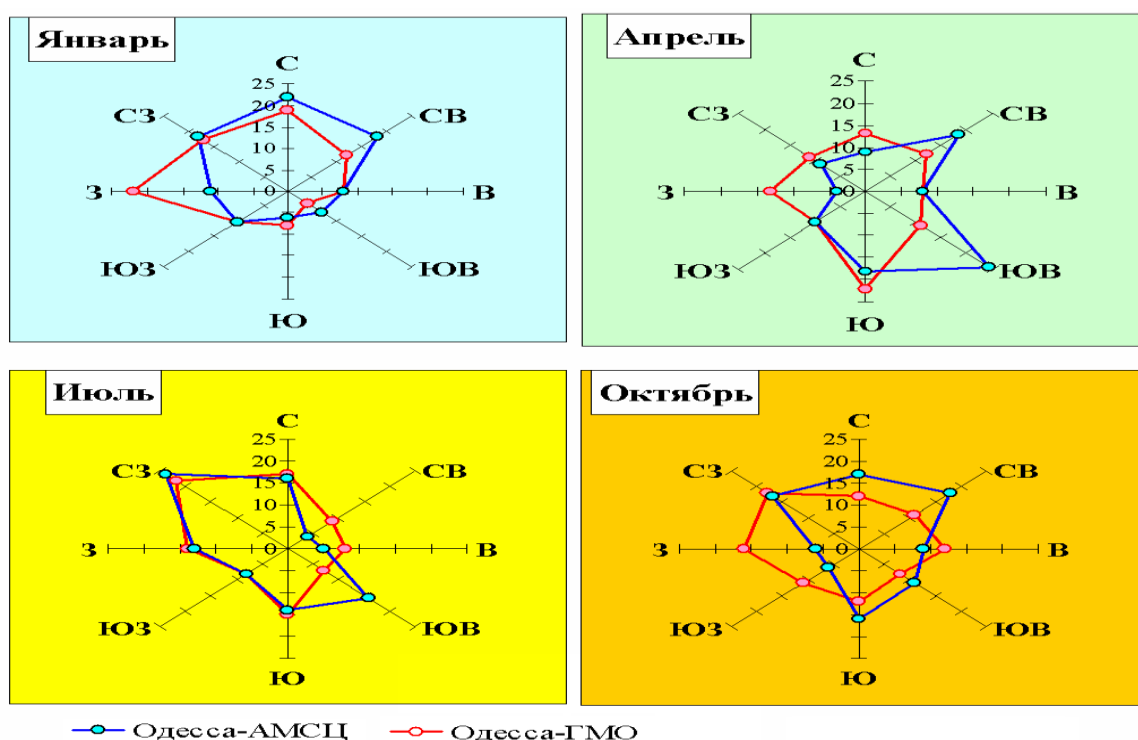


Рис. 1.12. Распределение ветра по направлениям на ст. Одесса - АМСГ (1991-2000 гг.) и Одесса – ГМО (1991-2000 гг.)

На МСГ Южный - порт в январе (Прил.Б, табл. Б.2, Б.9, Б.10) чаще (24-31%) наблюдается северный ветер, 46% из которого приходится на

слабый; повторяемость ветров западного и северо-западного направлений (13-14%) также значительна (Прил.Б, рис. Б.5). В апреле преобладают южные ветры (Прил.Б, рис. Б.6), максимум повторяемости отмечается (40%) в 15 UTC; северные ветры наблюдаются реже - 30% в 09 UTC. Такие значения повторяемости различных направлений ветра можно объяснить перестройкой барического поля, которая и происходит весной. Летом (Прил.Б, рис. Б.7) наблюдается похожая картина с большой амплитудой между ветрами северного (33%) и южного (19%) направлений, из которых 71 и 30% приходится на слабый ветер, и увеличением повторяемости северо-западных ветров с 21 до 03 UTC. В октябре разница между выше упомянутыми румбами начинает сокращаться (Прил.Б, рис. Б.8). В дневные часы (12, 15 UTC) растет вклад восточного румба – 17 и 13% соответственно.

Сравнивая различные периоды суточного хода повторяемости направлений ветра на станции Южный-порт (Прил.Б, табл. Б.4) можно отметить следующее: зимой 2001-2010 гг. сохраняется господство северного ветра и увеличивается повторяемость южных и западных направлений – до 14,6 и 16,5%. Весной за этот же период также преобладают северные и южные ветры, но уменьшается их повторяемость с 29,6 до 20,9% и с 29,9 до 21,6% соответственно. За последнее десятилетие заметно выросла доля юго-восточных ветров с 7,8 до 15,8%. Летом преобладающими направлениями остались северное и южное (Прил.Б, рис. Б.10- Б.13). Такую повышенную повторяемость северных и южных румбов можно объяснить расположением порта Южный на Аджалыкском лимане, который является впадиной, вытянутой с севера на юг. Особенно хорошо эта закономерность прослеживается в теплое полугодие, когда создаются благоприятные условия для возникновения бризов [13, 14, 28, 71]. В октябре сохраняется основное влияние ветров северного (37,8%) и южного направлений (21,7%); при этом количество их значительно увеличивается по сравнению с предыдущим (1990 - 2000гг.) десятилетием. Штили наиболее часто фиксируются в апреле 3,1%, реже в июле и октябре – 1,6 и 1,0% соответственно (2001 – 2010 гг.) По сравнению с предыдущими годами (1981 - 1990 гг.) их количество выросло на 1 % (Прил. Б, табл. Б.9).

На ст. Ильичевск-порт (Прил.Б, табл. Б.3) в январе доминируют западный и юго-западный ветры (24,3 и 24,4%). Весной в течении суток около 27% направлений приходится на юго-восточные, так как значительного поворота ветра не наблюдается в результате сочетания морских и лиманных бризов. В июле в сроки с 00 до 09 UTC преобладают юго-западные и западные ветры, с полудня - юго-восточные и восточные. Осенью господствуют ветры западного (19,4%) и юго-восточного (17,9%) направлений. Это происходит из-за постепенной смены макроциркуляционных процессов летнего периода на зимний, когда в

районах Северо-Западного Причерноморья еще сохраняется влияние Азорского максимума, а бризовая циркуляция начинает ослабевать. Максимальная повторяемость штилей наблюдается в июле 4,5% (21 UTC); в октябре в дневные сроки штили не отмечаются. По сравнению со станциями Одесса-ГМО и Южный-порт в Ильичевске штили фиксируются чаще (Прил.Б, рис. Б.14 - Б.17).

На станции Одесса-порт (табл.1.9) в холодный период во все сроки преобладает ветер западного и северо-западного румбов и только в сроки 15 и 18 UTC увеличивается повторяемость юго-восточных ветров (Прил.Б, рис. Б.9) до 18,1%. Штили наблюдаются во все сроки, их среднесуточная повторяемость составляет 3,0%.

Таблица 1.9 - Повторяемость (%) направления ветра по румбам на ст. Одесса - порт в холодный период. 1991-2000 гг.

Сроки	Румбы								Штиль
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
00	10,1	11,3	9,0	10,2	13,3	7,6	18,2	17,1	3,2
03	11,3	11,4	10,3	9,4	10,2	6,1	18,1	19,1	4,1
06	11,4	12,0	8,2	8,6	9,4	6,2	20,2	21,2	2,8
09	12,2	10,8	9,9	10,0	8,0	5,0	19,8	21,3	3,0
12	11,9	13,1	12,1	13,2	7,9	4,2	14,2	22,0	1,4
15	10,7	11,4	10,3	18,1	7,8	4,0	12,1	24,5	1,1
18	11,2	12,3	9,4	17,8	9,1	4,4	15,0	18,7	2,1
21	12,0	11,1	9,3	13,3	13,2	6,0	14,7	16,9	3,5
Сутки	11,4	11,7	9,8	12,6	9,9	5,4	16,5	20,1	2,7

На станции Одесса-АМСГ (Прил.Б табл. Б.5-Б.6) в январе доминируют северные и северо-западные направления. Северные румбы наблюдаются в ночные сроки (26% в 03 UTC), а северо-западные – в дневные (24,9% в 15 UTC). Реже наблюдаются ветры юго-восточного (5,1% в 21 UTC) и южного направлений (5,0% в 12 UTC). В апреле северное направление остается господствующим в ночные сроки наблюдения. Наряду с этим, в дневные часы существенно увеличивается влияние юго-восточного (максимальное значение составляет 31,9% в 12 UTC) и южного ветра. Июль характеризуется наибольшими контрастами в распределении направлений ветра (Прил. Б, табл. Б.7-Б.8). В

ночные и утренние часы преобладает северный румб, максимальное значение повторяемости 35,5% в 03 UTC; днем под влиянием бриза происходит поворот ветра на юго-восточный и его повторяемость достигает 27,6% в 12 UTC. Северное и северо-западное направления остаются доминирующими и в октябре, хотя днем активно проявляет себя юго-восточный и южный ветер. Следует отметить, что в центральные месяцы сезонов восточный и западный румбы наблюдаются реже.

Из приведенного анализа следует, что для пяти, близко расположенных станций, характерны некоторые общие черты распределения повторяемости ветра по скоростям и направлениям, но влияние физико-географического фактора на режим ветра особенно значительно в малоградиентных барических полях и в периоды активной бризовой циркуляции. Так же стоит отметить высокую повторяемость слабого ветра (60–87%) на всех рассматриваемых метеорологических станциях.

1.2.2 Применение закона распределения Джонсона для выравнивания рядов скорости ветра у поверхности земли

Остановимся на выравнивании распределений скорости ветра, для которых по мнению К. Брукса, трудно подобрать подходящее теоретическое распределение [7, 8, 66]. Для выравнивания рядов искомой характеристики применяют распределение Шарлье – типа А, Релея, Вейбулла (тип 3) и Джонсона. Законы Максвелла и Релея, достаточно хорошо описывающие распределение скорости ветра на высотах, для рядов скорости ветра у поверхности земли пригодны лишь в редких случаях. Радикальный путь сглаживания наиболее важной части интегральных кривых распределения предложен Анапольской Л. и Гандиным Л. С. [5].

Решение задачи выбора распределения начинается с выявления и отбрасывания из исходной выборки неоднородных членов ряда. Для проверки соответствия эмпирического распределения теоретическому используется критерий Пирсона « хи-квадрат » (χ^2) на 5%-ном уровне значимости. Причем, уровень значимости - это малая вероятность совершить ошибку первого рода, т.е. отвергнуть правильную гипотезу [104]. Теоретическое распределение χ^2 хорошо известно и затабулировано. Если гипотетическое распределение сильно отличается от данного (в нашем случае это распределение Джонсона), то χ^2 велико. Когда χ^2 больше определённых пределов, делают вывод, что наблюдаемое распределение значительно отличается от гипотетического. Доверительные границы критерия χ^2 зависят от числа степеней свободы n . Оно равно числу градаций m минус число ограничений. Ограничение, как правило, состоит в том, что общее число отдельных случаев в гипотетическом

распределении должно быть таким же, как и число отдельных случаев в выборочном распределении. Например, если число градаций $m = 7$, то число степеней свободы $n = 7 - 1 = 6$. Тогда по таблице „доверительный интервал χ^2 ” (Пановский Г. А.) можно определить доверительные границы χ^2 на заданном уровне значимости 5%: $\chi^2_{кр} = 12,59$. Часто при помощи критерия χ^2 оценивают существенно ли отличается данное распределение от нормального.

Широкое распространение физико-статистических методов прогноза, базирующихся, как правило, на построении регрессионных моделей, ставит задачу совершенствования исследований статистических характеристик метеорологических величин и явлений, выступающих в качестве предикторов (характеристики состояния атмосферы) и предиктантов (величины, которые прогнозируются). Особое внимание при таких исследованиях уделяется анализу эмпирических законов распределения, учет которых важен при оценке репрезентативности и прогноза. Знание особенностей распределения необходимо также для решения многих задач, таких как контроль достоверности наблюдений, расчетов выбросов и других. Наиболее просто решаются задачи статистического анализа при нормальном распределении рассматриваемых величин. Поэтому, даже если гипотеза о нормальности отвергается, все равно делаются попытки распространения выводов, полученных для гауссова распределения, на реальные данные. Так поступают, например, когда кривая распределения имеет только одну хорошо выраженную моду. Однако при существенных отличиях кривой распределения от гауссовой такой подход может привести к значительным погрешностям результатов анализа.

Наиболее эффективным способом преодоления трудностей, связанных с аппроксимацией сложных кривых распределения, является использование логарифмического преобразования, более общим является преобразование Н. Л. Джонсона [99].

Плотность простейшего логарифмически нормального распределения (при $y = \ln x$) выражается формулой:

$$f[x] = \frac{1}{x\sqrt{2\pi\sigma}} e^{\frac{-\ln x - \ln x_0}{2\sigma^2}}. \quad (1.1)$$

Выравнивание статистических распределений по логарифмическому закону с помощью преобразования Джонсона несколько сложнее, так как выравнивающая функция зависит от трёх параметров. Зато данное преобразование позволяет получить целую систему функций плотности, которые могут быть использованы для описания более широкого класса статистических распределений.

Джонсон предлагает для преобразования распределения в нормальное ввести соотношения, содержащие логарифмическую функцию:

$$Y = a + b \lg \left(\frac{x}{1-x} \right), \quad (1.2)$$

$$Y = a + b \lg \left(x + \sqrt{x^2 + 1} \right) = a + 2b \operatorname{Arth}(2x - 1). \quad (1.3)$$

Использование указанных логарифмических преобразований приводит к большому многообразию форм кривых и создает почти такую же обширную систему, как и система кривых Пирсона, но они отличаются более простой процедурой выравнивания и обеспечивают обширное многообразие форм кривых с помощью всего трёх семейств: S_L , S_B , S_U . Кроме того, располагая оценками параметров распределения Джонсона, нетрудно преобразовать анализируемую реализацию к виду, не противоречащему нормальному закону распределения [57].

Основные результаты применения распределения Джонсона для выравнивания рядов экстремальных температур, суточных сумм осадков и скорости ветра в различные сезоны, например, были рассмотрены для западного района о.Куба. Их анализ, оценка параметров этого распределения позволил выделить ряд закономерностей, учитывающих макро- и мезомасштабные циркуляционные атмосферные процессы и физико-географические особенности расположения станций и представляющих интерес для аналогичных исследований в других районах. Как выяснилось в ходе исследований, наиболее эффективным является использование распределения Джонсона семейство В [8]. В основе эмпирических распределений Джонсона лежит преобразование исследуемой случайной величины x с помощью следующего соотношения:

$$\begin{aligned} z &= \gamma + \eta \tau(x, \varepsilon, \lambda), \\ \eta &> 0; \quad -\infty < \varepsilon < \infty; \quad -\infty < \gamma < 0, \end{aligned} \quad (1.4)$$

где z - случайная величина, распределённая по нормальному закону $N(0,1)$;

ε, λ - параметры распределения Джонсона, определяющие пределы, в которых заключены значения величины x ;

η, γ - параметры распределения Джонсона, определяющие форму кривой распределения;

τ - некоторая произвольная функция, для которой Джонсон предложил 3 формы, приводящие соответственно к трём семействам распределения S_L, S_B, S_U :

$$\tau_1 = \ln \frac{x - \varepsilon}{\lambda}, \quad x \geq \varepsilon; \quad (1.5)$$

$$\tau_2 = \ln \frac{x - \varepsilon}{\varepsilon + \lambda - x}, \quad \varepsilon \leq x \leq \varepsilon + \lambda; \quad (1.6)$$

$$\tau_3 = Azsh\left(\frac{x - \varepsilon}{\lambda}\right), \quad -\infty < x < \infty. \quad (1.7)$$

Выбор подходящего семейства распределений осуществляется на основе анализа оценок центральных моментов распределения случайной величины x . Наиболее часто в практике обработки данных встречается S_B – семейство (1.6), используемое для случайных процессов, ограниченных снизу и сверху. Плотность распределения для этого семейства описывается выражением:

$$P(x) = \frac{\eta}{\sqrt{2\pi}} \cdot \frac{\lambda}{(x - \varepsilon)(\varepsilon + \lambda - x)} \cdot e^{-\frac{z^2}{2}}, \quad (1.8)$$

где z определяется с помощью (1.4).

Прежде, чем приступить к проверке применимости распределения Джонсона для выравнивания рядов скорости ветра по трем портовым станциям, исходные ряды наблюдений исследованы с целью проверки их соответствия нормальному закону распределения. Такие величины, как средняя и многие другие, рассматриваемые дальше, обычно вычисляются из некоторой малой или большой выборки данных. Эти величины называются статистическими характеристиками (статистиками) [104]. В качестве статистических характеристик использованы (табл. 1.10, 1.11, 1.13) средние значения скорости ветра ($\bar{V}$), среднеквадратические отклонения (σ_x), коэффициенты асимметрии (A) и эксцесса (E).

Анализ средних значений скорости ветра на исследуемых станциях показал, что достаточно четко прослеживается суточный ход: минимум скорости наблюдается в ночные и утренние часы, максимум в срок 12 UTC. В целом средние значения скорости ветра увеличиваются от летних месяцев к зимним [2, 3, 30]. Сравнение средних значений скорости ветра в Южном порту и Одесском показало, что фон скорости ветра в Южном выше, чем в Одессе. Это объясняется, в основном, особенностями местоположения станции (рис. 1.1). В переходные сезоны и летом распределения скорости ветра, оставаясь островершинными, а также резко и положительно асимметричными, отличаются от распределений зимних месяцев меньшими значениями σ_x (табл. 1.10). Минимальная изменчивость скорости ветра наблюдается летом, когда ее значения находятся в диапазоне 1-3 м с⁻¹. Величина σ_x в Южном изменяется от 2,09 до 3,07, на ст. Одесса – порт σ_x принимает значения 2,80...3,09 (табл. 1.11), а в

Таблица 1.10 - Значения $\bar{x}$, σ_x , A, E, C, σ_σ , σ_A и σ_E для скоростей ветра на ст. Южный – порт 1981-1990 гг.

месяц	срок	Статистические параметры							
		$\bar{x}$	σ_x	A	E	C	σ_σ	σ_A	σ_E
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
январь	00	5,0	2,78	0,56	-0,06	0,552	0,12	6,9	0,14
	06	5,1	2,55	0,36	-0,51	0,503	0,10	6,9	0,14
	12	5,4	2,66	0,19	-0,70	0,489	0,11	6,9	0,14
	18	4,7	2,21	1,48	-0,74	0,471	0,09	6,9	0,14
февраль	00	5,1	2,80	0,54	-0,23	0,546	0,17	7,3	0,15
	06	5,1	2,79	0,58	-0,20	0,544	0,17	7,3	0,15
	12	5,7	2,82	0,62	-0,13	0,498	0,17	7,3	0,15
	18	5,0	2,85	0,46	-0,44	0,564	0,17	7,3	0,15
март	00	4,3	2,32	0,44	-0,45	0,535	0,09	6,9	0,14
	06	5,8	2,46	0,42	-0,27	0,509	0,10	6,9	0,14
	12	4,5	2,86	0,51	-0,21	0,516	0,12	6,9	0,14
	18	4,6	2,56	0,42	-0,47	0,557	0,10	6,9	0,14
апрель	00	4,2	2,32	0,48	-0,15	0,558	0,10	7,1	0,14
	06	4,8	2,45	0,52	-0,09	0,550	0,10	7,1	0,14
	12	5,2	2,50	0,47	-0,52	0,481	0,10	7,1	0,14
	18	4,4	2,57	0,59	-0,14	0,585	0,10	7,1	0,14
май	00	3,7	2,24	0,83	0,46	0,601	0,09	6,9	0,14
	06	4,0	2,36	0,62	-0,11	0,590	0,10	6,9	0,14
	12	4,9	2,49	0,78	0,20	0,508	0,10	6,9	0,14
	18	4,1	2,27	0,61	0,09	0,552	0,09	6,9	0,14
июнь	00	4,0	2,17	0,48	-0,21	0,544	0,09	7,1	0,14
	06	4,3	2,46	0,66	0,36	0,573	0,10	7,1	0,14
	12	5,4	2,42	0,60	0,20	0,449	0,10	7,1	0,14
	18	4,4	2,53	0,48	0,06	0,532	0,10	7,1	0,14
июль	00	4,3	2,29	0,48	0,26	0,529	0,09	6,9	0,14
	06	3,7	2,18	0,75	0,43	0,286	0,09	6,9	0,14
	12	3,9	2,25	0,63	-0,23	0,573	0,09	6,9	0,14
	18	5,3	2,34	0,65	0,33	0,439	0,09	6,9	0,14
август	00	4,0	2,17	0,58	-0,05	0,540	0,09	6,9	0,14
	06	4,2	2,33	0,49	-0,43	0,560	0,09	6,9	0,14
	12	5,0	2,16	0,38	-0,52	0,434	0,09	6,9	0,14
	18	3,9	2,25	0,47	-0,09	0,583	0,09	6,9	0,14
сентябрь	00	3,9	2,09	0,47	-0,09	0,535	0,09	7,1	0,14
	06	4,4	2,43	0,54	-0,29	0,556	0,10	7,1	0,14
	12	5,3	2,20	0,48	-0,41	0,418	0,10	7,1	0,14
	18	4,3	2,34	0,39	-0,26	0,544	0,10	7,1	0,14

Продолжение табл. 1.10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
октябрь	00	5,2	3,07	0,53	-0,17	0,587	0,12	6,9	0,14
	06	5,1	3,01	0,63	-0,10	0,593	0,15	6,9	0,14
	12	5,2	2,83	0,58	-0,35	0,540	0,11	6,9	0,14
	18	5,0	2,65	0,37	-0,61	0,530	0,11	6,9	0,14
ноябрь	00	4,9	2,64	0,31	-0,42	0,537	0,11	7,1	0,14
	06	5,0	2,79	0,30	-0,41	0,560	0,11	7,1	0,14
	12	5,5	3,07	0,50	-0,16	0,553	0,12	7,1	0,14
	18	5,0	2,72	0,36	-0,18	0,548	0,11	7,1	0,14
декабрь	00	5,2	3,07	0,53	-0,17	0,587	0,12	6,9	0,14
	06	5,1	3,01	0,63	-0,10	0,593	0,15	6,9	0,14
	12	5,2	2,83	0,58	-0,35	0,540	0,11	6,9	0,14
	18	5,0	2,65	0,37	-0,61	0,530	0,11	6,9	0,14

Ильичёвске σ_x варьирует от 1,30 до 2,77 (табл. 1.13), что свидетельствует об относительной устойчивости ветра [2]. Теплое полугодие в Южном характеризуется несколько меньшими значениями среднеквадратических отклонений по сравнению с холодным, тогда как в Одесском порту наоборот. Как правило, наблюдается значительная асимметрия распределения скорости ветра ($A > 0,5$). Этот результат следовало ожидать, так как из-за большого числа сравнительно малых скоростей ветра средняя скорость обычно больше наиболее вероятной. Причем, распределение повторяемостей называют положительно асимметричным, если средняя больше моды. Значения коэффициентов асимметрии чаще положительные и наибольшие значения приходятся на те сезоны, сроки и районы, где скорость ветра наименее изменчива и часто наблюдаются штили и слабые ветры. Значения асимметрии колеблются от 0,19 (январь, 12 UTC) до 0,75 (июль, 06 UTC) [30].

Значения коэффициентов эксцесса для распределений скорости ветра, как правило, тоже положительны, но для распределения скорости ветра в порту Южный характерен эксцесс как положительный (май, июнь, июль), так и отрицательный (табл. 1.10); максимума эксцесс достигает в июле в срок 06 UTC (0,43), а минимума - в январе, в 18 UTC (-0,74). Расчет коэффициента вариации по четырем срокам за каждый месяц показал, что его значения изменяются от 0,439 (18 UTC, июль) до 0,601 (00 UTC, май). Ошибка среднеквадратического отклонения рассчитана по формуле:

$$\sigma_\sigma = \frac{0,5\sigma\sqrt{2+A}}{\sqrt{N}}, \quad (1.9)$$

коэффициента асимметрии

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{6}{N}}, \quad (1.10)$$

коэффициента эксцесса

$$\sigma_E = \sqrt{\frac{24}{N}}, \quad (1.11)$$

где N - объём выборки, σ_σ , σ_A , σ_E - ошибки среднеквадратического отклонения, коэффициентов асимметрии и эксцесса соответственно.

Значения ошибок (табл. 1.10) σ_σ колеблются от $8,6 \cdot 10^{-2}$ до $17,1 \cdot 10^{-2}$ и уменьшаются от зимы к лету. Ошибки асимметрии σ_A в течении года равны $6,9 - 7,1 \cdot 10^{-2}$, а в феврале – $7,3 \cdot 10^{-2}$. Ошибки для эксцесса σ_E изменяются от $13,9 \cdot 10^{-2}$ до $14,1 \cdot 10^{-2}$, а в феврале – $14,6 \cdot 10^{-2}$. Из вышесказанного можно заключить, что использование нормального закона для сглаживания статистических рядов скорости ветра нецелесообразно. Поэтому в качестве теоретического закона распределения сделаем попытку применить распределение Джонсона.

Анализ параметров распределения Джонсона показал для рядов скорости ветра в Южном (Прил.Б, табл. Б.14), что в большинстве случаев распределение удалось подобрать при $\varepsilon = -0,6$. Пределы варьирования этой величины равны - 0,2...-2,5. В Одесском порту ε изменяется в более широких пределах: от -0,51 до -8,0 (табл. 1.12). Оценивая параметры формы кривых η и γ для скорости ветра, можно выявить некоторые особенности. Чем меньше γ , тем меньше крутизна спада кривых. Сравнивая поведение параметра λ , определяющего масштабы изменения случайной величины по сезонам, заметим, что в среднем за зимний сезон его значение самое высокое (Прил.Б, табл. Б.14), а наименьшее – осенью. Параметры γ и η , определяющие форму кривой распределения в порту Южный, изменяются в пределах – 0,30...6,19 и 0,89...2,69, соответственно. В двадцати семи случаях γ меньше единицы, что свидетельствует о принадлежности кривой распределения к семейству кривых S_B . К семейству S_L отнесены (Прил.Б, табл. Б.14) кривые, показывающие распределение ветра за февраль (06 и 12 UTC), март (00 и 18 UTC), август (00, 06 UTC), сентябрь (18 ч), октябрь (06 UTC), ноябрь (12 UTC), декабрь (06 UTC). В этих случаях $\gamma > 1$. Здесь можно отметить, что в порту Одесса распределение скорости ветра всего теплого полугодия описывается кривыми семейства S_L (табл. 1.12).

Сравнение средних значений скорости ветра на метеостанциях в портах Одессы и Ильичёвска показало, что фон скоростей ветра в Одесском порту выше, чем в Ильичёвском. Величина среднеквадратических отклонений изменяется от 2,80 до 3,09, что свидетельствует об относительной устойчивости ветра. Июль характеризуется несколько меньшими значениями всех статистик и их

Таблица 1.11 - Значения $\bar{x}$, σ_x , A , E , C , σ_x , A σ_A и σ_E для скоростей ветра на станции порт- Одесса .1981-1990 гг.

месяц	срок	Статистические параметры								
		$\bar{x}$	σ_x	A	E	C	σ_x	σ_σ	σ_A	σ_E
январь	00	4,4	3,07	0,54	-0,50	0,70	0,17	0,12	0,14	0,28
	06	4,8	2,85	0,45	-0,36	0,60	0,16	0,11	0,14	0,28
	12	5,7	2,80	0,31	-0,24	0,49	0,16	0,11	0,14	0,28
	18	4,5	3,04	0,56	-0,24	0,67	0,17	0,12	0,15	0,28
апрель	00	5,3	3,03	0,23	-0,33	0,57	0,18	0,12	0,14	0,28
	06	5,3	2,93	0,52	0,16	0,55	0,17	0,11	0,14	0,28
	12	5,7	3,09	0,30	-0,43	0,54	0,18	0,12	0,14	0,28
	18	5,3	2,96	0,36	-0,24	0,55	0,17	0,11	0,14	0,28
июль	00	4,2	2,29	0,48	-0,26	0,68	0,15	0,11	0,14	0,28
	06	3,8	2,96	0,31	-0,24	0,71	0,18	0,10	0,14	0,28
	12	4,0	2,93	0,30	-0,30	0,47	0,15	0,11	0,14	0,28
	18	5,2	2,86	0,36	-0,24	0,66	0,16	0,11	0,14	0,28
октябрь	00	5,3	3,03	0,31	-0,33	0,66	0,19	0,12	0,14	0,28
	06	5,3	2,93	0,52	-0,16	0,58	0,17	0,10	0,14	0,28
	12	5,7	3,09	0,30	-0,43	0,55	0,18	0,11	0,14	0,28
	18	5,3	2,96	0,36	-0,24	0,65	0,18	0,12	0,14	0,28

Таблица 1.12 - Значения параметров распределения Джонсона ε , λ , η , χ^2 , γ , Q для скорости ветра на ст. Одесса-порт 1981-1990 гг.

месяц	срок	Параметры распределения Джонсона					
		ε	λ	η	χ^2	γ	Q%
январь	00	-1,10	17,34	1,12	7,64	0,68	0,05
	06	-1,10	19,43	1,14	5,14	0,89	0,02
	12	-1,50	18,41	3,54	6,73	0,43	0,04
	18	-8,00	63,56	1,07	5,88	4,81	0,05
апрель	00	-1,30	14,79	1,07	7,30	0,93	0,06
	06	-0,52	15,89	1,01	9,77	0,00	0,008
	12	-3,00	18,00	1,45	3,31	0,68	0,07
	18	-0,51	14,85	0,82	10,27	0,45	0,04
июль	00	-2,30	50,72	1,83	7,91	3,93	0,05
	06	-0,51	16,55	1,09	9,39	1,43	0,01
	12	-6,00	24,00	2,12	5,26	0,24	0,07
	18	-1,60	19,60	1,55	7,91	1,42	0,05
октябрь	00	-1,50	16,84	1,01	10,18	0,47	0,02
	06	-2,70	21,87	1,44	9,45	1,18	0,02
	12	-3,00	32,00	1,94	9,25	2,13	0,06
	18	-1,00	15,77	1,07	12,58	0,82	0,01

ошибок (табл. 1.13). Значения средней скорости уменьшаются от января к апрелю и в ночные часы меньше, чем в дневные. В Ильичёвске тенденция изменения средней скорости такая же, но на станции Одесса-порт фон средних скоростей выше. Скорость изменчива как в апреле (максимальное $\sigma_x = 3,09$), так и в январе (максимальное $\sigma_x = 3,07$). Для распределения скорости ветра в порту - Одесса характерен сильный эксцесс как положительный (апрель, 06 UTC), так и отрицательный. Как правило, асимметрия распределения скорости ветра умеренная; только три раза (январь – 00 UTC, апрель – 06 UTC и октябрь – 06 UTC) коэффициент асимметрии $A > 0,5$. Значения асимметрии колеблются от 0,23 (апрель, 00 UTC) до 0,56 (январь, 18 UTC). Этот результат следовало ожидать, так как из-за большого числа сравнительно малых скоростей ветра средняя скорость обычно превышает наиболее вероятную. Причем, распределение называют положительно асимметричным, если средняя больше моды и скорость ветра имеет часто достигаемый предел.

Значения коэффициентов эксцесса для распределений скорости ветра слабо отрицательные; исключением является апрель, 06 UTC, когда эксцесс – слабый положительный. Расчет коэффициентов вариации по четырем срокам за каждый месяц показал, что его значения изменяются от 0,41 (06 UTC, июль) до 0,47 (12 UTC, июль). Значения ошибок σ_σ колеблются от 0,10 до 0,12, $\sigma_A = 0,14$, $\sigma_E = 0,28$.

Анализ параметров распределения Джонсона показал, что в большинстве случаев распределение для данных скорости ветра по ст. Одесса-порт удалось подобрать при $\varepsilon = -1,1 \dots -1,5$; пределы варьирования $-0,51 \dots -8,0$ (табл. 1.12). Параметры λ и η , определяющие форму кривой распределения, изменяются в пределах $14,79 - 19,43$ $0,82 - 3,54$ соответственно. Во всех случаях λ больше 1, что свидетельствует о принадлежности кривой распределения к семейству S_L . Для одного срока в апреле Q меньше 1%, даже после корректировки параметров ε и других. Этот факт говорит о том, что скорость ветра в апреле в 06 UTC практически не подчиняется выбранному закону.

Данные табл. 1.12 свидетельствуют, что остальные ряды подчиняются распределению Джонсона, λ варьирует в пределах от 15,77 до 50,72, причем масштабы изменения λ больше в июле, чем в октябре. Минимум значений λ наблюдается в вечернее время 18 UTC, а максимум – 12 UTC в октябре и 00 UTC в июле. Значения η во всех случаях лежат в пределах от 1 до 2. Параметр λ в большинстве случаев превышает 1, что говорит о принадлежности кривых распределения к семейству S_L , о чем свидетельствует и значения Q , которые варьируют от 0,01 до 0,07. Оценивая значения Q по месяцам, заметим, что в летний месяц предположение о выравнивании рядов скорости распределением Джонсона оправдывается лучше. Значения ε , при которых удалось подобрать

распределения Джонсона, изменяются от -6,0 до -0,51.

Рассмотрим годовые статистические параметры скорости ветра по ст. Ильичёвск-порт. Скорость ветра наиболее изменчива в Ильичёвске в зимнее время, максимальное σ_x составляет 2,6–2,8 м с⁻¹ в январе и феврале, а по срокам она, как и следовало ожидать, наиболее изменчива днем [3]. В переходные сезоны и летом распределение скорости ветра резко асимметрично и отличается от распределений в зимнее время меньшими значениями среднеквадратического отклонения. Минимальная изменчивость скорости ветра летом, её значения находятся в диапазоне 1-3 м с⁻¹ (табл. 1.13).

Так как скорость ветра имеет часто достигаемый нижний предел, распределение ветра резко и положительно асимметрично. Значение асимметрии колеблется от 0,12 (июль 12 ч) до 1,24 (сентябрь 06 ч). Для распределения скорости ветра в порту Ильичёвск характерен умеренный и сильный эксцесс как положительный, так и отрицательный – 1,100 (сентябрь 06 UTC) и -0,370 (март 18 UTC). Анализ коэффициента вариации (C) показал, что максимум 0,658 наблюдается в марте 06 ч, а минимум 0,486 в апреле 12 ч. Значение ошибки σ_σ уменьшается от января к июню и колеблется от 0,11 до 0,05. Ошибки асимметрии σ_A для всех месяцев первой половины года, кроме февраля, равны 0,14, для второго полугодия они составляют 0,04, а эксцесса σ_E равны 0,28 – 0,29. Среднее значение скорости и среднеквадратическое отклонение постепенно увеличиваются от июля к декабрю. Максимальных величин эти параметры достигают в декабре 4,9 и 2,80 соответственно. В суточном ходе отмечается тенденция к росту значений $\bar{x}$ и σ_x в дневные часы (12 UTC). К сроку 18 UTC наблюдается уменьшение значений этих параметров. Коэффициенты вариации изменяются от 0,44 (12 UTC, август) до 0,68 (00 UTC) в октябре. В среднем значения этого параметра колеблются около 0,60.

По месяцам года величина ошибки увеличивается от летних к зимним, а в течение суток отмечается рост σ_σ в дневные часы и падение к вечеру на 16 и 2 % соответственно (табл. 1.13). Изменение ошибок эксцесса не наблюдается в течении всех сроков и составляет 30 %. Отклонение остальных параметров от пятипроцентного уровня значимости не значительны и в целом удовлетворяют точности вычислений.

Проверка на подчинение закону распределения Джонсона даёт хорошие результаты, а параметры этого распределения точно описывают форму и семейство кривых распределения. В качестве примера в табл. 1.14 приведены параметры распределения Джонсона за первое полугодие. Анализ параметров распределения Джонсона показал, что в большинстве случаев распределение удалось подобрать при $\varepsilon = -0,6$. Пределы варьирования этой величины равны – 0,42..- 10,0 (табл. 1.14). Параметры γ и η , определяющие форму кривой распределения, изменяются в пределах

Таблица 1.13 - Значения $\bar{x}$, σ_x , A, E, C, σ_σ , σ_A , σ_E для скорости ветра на ст. Ильичёвск-порт. 1981-1990 гг.

месяц	срок	Статистические параметры							
		$\bar{x}$	σ_x	A	E	C	σ_σ	σ_A	σ_E
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
январь	00	4,4	2,54	0,87	0,300	0,577	0,10	0,14	0,28
	06	4,6	2,54	0,91	0,390	0,552	0,10	0,14	0,29
	12	4,8	2,77	0,92	0,130	0,577	0,11	0,14	0,28
	18	4,2	2,37	0,77	0,002	0,564	0,10	0,14	0,29
февраль	00	4,3	2,59	0,87	0,070	0,602	0,11	0,15	0,29
	06	4,3	2,69	0,89	-0,040	0,626	0,11	0,15	0,29
	12	4,8	2,65	0,75	-0,150	0,552	0,11	0,15	0,29
	18	4,5	2,62	0,72	-0,170	0,582	0,11	0,15	0,29
март	00	3,8	2,46	0,83	-0,005	0,647	0,10	0,14	0,28
	06	4,1	2,70	0,85	0,110	0,658	0,11	0,14	0,28
	12	4,8	2,55	0,68	-0,150	0,531	0,10	0,14	0,28
	18	3,8	2,37	0,53	-0,370	0,623	0,09	0,14	0,28
апрель	00	3,4	2,23	0,94	0,420	0,656	0,09	0,14	0,29
	06	3,7	2,17	0,69	-0,110	0,586	0,09	0,15	0,29
	12	4,3	2,19	0,70	-0,230	0,486	0,08	0,14	0,28
	18	3,6	2,27	0,78	-0,040	0,629	0,09	0,14	0,28
май	00	2,3	1,33	0,55	0,220	0,578	0,06	0,14	0,28
	06	3,0	1,82	1,10	0,740	0,607	0,07	0,14	0,28
	12	3,9	2,04	0,95	0,510	0,523	0,08	0,14	0,28
	18	2,9	1,77	0,77	0,250	0,610	0,07	0,14	0,28
июнь	00	2,5	1,37	0,55	0,180	0,548	0,06	0,14	0,29
	06	2,8	1,47	0,60	-0,180	0,525	0,06	0,14	0,29
	12	4,1	2,04	0,67	-0,004	0,498	0,08	0,14	0,28
	18	3,0	1,84	0,95	0,650	0,613	0,07	0,14	0,28
июль	00	2,5	1,30	0,72	0,400	0,520	0,05	0,04	0,03
	06	2,8	1,40	0,71	0,200	0,500	0,06	0,04	0,03
	12	3,9	2,10	0,12	0,900	0,520	0,08	0,04	0,03
	18	2,8	1,80	0,81	0,400	0,630	0,07	0,04	0,03
август	00	2,6	1,40	0,62	0,100	0,530	0,05	0,04	0,03
	06	3,0	1,80	0,81	0,500	0,590	0,07	0,04	0,03
	12	3,7	1,60	0,72	-0,100	0,440	0,06	0,04	0,03
	18	2,6	1,30	0,63	0,100	0,500	0,05	0,04	0,03
сентябрь	00	2,4	1,30	0,72	0,300	0,570	0,05	0,04	0,03
	06	2,9	1,80	1,24	1,100	0,630	0,07	0,04	0,03
	12	3,8	1,90	0,61	3,400	0,700	0,07	0,04	0,03
	18	2,7	1,60	0,52	0,200	0,580	0,06	0,04	0,03

Продолжение табл. 1.13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
октябрь	00	3,4	2,30	1,12	0,500	0,680	0,09	0,04	0,03
	06	3,7	2,40	0,91	0,300	0,640	0,09	0,04	0,03
	12	3,6	2,50	0,72	- 0,200	0,540	0,02	0,04	0,03
	18	3,4	1,10	0,93	0,200	0,580	0,07	0,04	0,03
ноябрь	00	3,9	2,40	0,81	0,100	0,610	0,09	0,04	0,03
	06	4,3	2,60	0,82	- 0,100	0,600	0,09	0,04	0,03
	12	4,8	2,60	0,50	0,400	0,520	0,02	0,04	0,03
	18	4,2	2,40	0,70	0,400	0,580	0,07	0,04	0,03
декабрь	00	4,3	2,80	0,91	0,100	0,610	0,11	0,04	0,03
	06	4,3	2,60	0,81	- 0,200	0,600	0,01	0,04	0,03
	12	4,9	2,60	0,60	- 0,100	0,540	0,10	0,04	0,03
	18	4,4	2,60	0,90	0,000	0,600	0,10	0,04	0,03

0,45...23,8 и 0,94...6,25 соответственно. В большинстве случаев γ больше единицы, что свидетельствует о принадлежности кривой распределения к семейству кривых S_L . К семейству S_B принадлежат кривые, показывающие распределение ветра за март (06 и 18 ч). В этих случаях γ меньше единицы (Прил.Б, рис. Б.18.). Для трех сроков (май, 06, 12 и 18 UTC) распределение Джонсона подобрать не удалось даже после корректировки параметров ϵ и других. Для срока 12 UTC распределение бимодальное, что свидетельствует о неподчинении распределению Джонсона даже при дальнейшей корректировке параметров. Для двух остальных сроков мая (00 и 18 UTC) вероятность Q меньше 1%, т.е. скорость ветра в этом месяце также практически не подчиняется выбранному закону. Анализ табл. 1.14 показал, что остальные ряды почти все подчиняются распределению Джонсона, кроме января 18 UTC , февраля 18 UTC, июня 18 UTC .

Оценка данных за второе полугодие, позволяет сделать выводы, что при фиксированном значении ϵ (от - 0,6 до - 1,2) величина Q варьирует от 0,07 до 11,89 %. Это говорит о том, что распределение скорости ветра подчиняется распределению Джонсона. Оценивая значения Q по месяцам, видно, что в летние месяцы теория Джонсоновского распределения подтверждается лучше, чем в осенние, исключение составляют лишь сроки 15 UTC ноябрь – (12 %) и 09 UTC. Значения λ несколько увеличиваются в утренние часы, что свидетельствует об уменьшении скоростей ветра в утренние часы чаще, чем в другие сроки. Параметр λ изменяется в довольно широких пределах от 12,05 (15 UTC, сентябрь) до 84,92 (15 UTC, июль). Причем, масштабы уменьшения случайной величины λ больше в тёплый период, чем в холодный. Параметр η во всех

случаях находится в пределах от 1 до 2,5. Параметр γ сильно превышает единицу. Это говорит о принадлежности распределения к семейству S_L .
Таблица 1.14 - Значение параметров распределения Джонсона ε , λ , η , χ^2 , Q для скорости ветра на ст. Ильичёвск за первое полугодие 1981-1990 гг.

месяц	срок	ε	γ	η	χ^2	Q%
январь	00	-1,00	12,97	2,42	11,5	2,11
	06	-1,01	0,77	1,35	7,72	5,02
	12	-0,45	1,62	1,77	6,21	10,0
	18	-0,62	2,28	1,43	12,2	0,70
февраль	00	-0,64	4,53	1,85	10,9	0,44
	06	-0,63	5,31	1,66	11,3	1,00
	12	-0,80	2,75	1,71	9,34	1,15
	18	-0,85	1,32	1,27	11,0	0,90
март	00	-0,60	3,12	1,36	6,20	10,0
	06	-0,63	0,84	0,99	7,31	6,24
	12	-0,65	1,83	1,26	9,57	2,21
	18	-0,61	0,45	0,94	9,18	2,72
апрель	00	-10,0	23,8	6,25	6,33	4,21
	06	-0,61	1,06	1,16	13,9	0,33
	12	-0,42	1,28	1,18	5,45	6,61
	18	-0,53	0,87	0,99	10,7	1,30
май	00	-1,30	3,94	2,25	13,5	0,90
	06	-	-	-	-	-
	12	-	-	-	-	-
	18	-0,55	3,82	1,98	10,3	0,63
июнь	00	-1,93	9,40	2,57	12,2	1,65
	06	-0,55	0,92	1,20	5,52	1,93
	12	-0,65	1,52	1,60	1,23	53,0
	18	-0,63	12,9	1,89	9,42	0,91

К семейству S_B принадлежат кривые, показывающие распределение скорости ветра за 09 UTC, декабрь ($\gamma = 0,97$) и 15 UTC, ноябрь ($\gamma = 0,97$). Параметр γ варьирует в пределах от 0,41 до 8,87.

Таким образом, практически во всех случаях одномодальных распределений, не подчиняющихся гауссовскому закону, для выравнивания рядов скорости ветра можно использовать S_L и S_B семейства распределений Джонсона. Анализ параметров этих распределений позволил выявить ряд закономерностей, учитывающих влияние физико-географических условий расположения метеорологических станций на режим ветра.

1.2.3 Вклад бризовой циркуляции в формирование поля ветра на северном побережье Черного моря

Суточная циркуляция воздушного потока зависит от многих параметров [97, 108, 109, 120, 140]: во-первых, от направления и мощности макромасштабных потоков; во-вторых, от градиента температуры суша – море; в-третьих, от устойчивости воздушной массы и последний влияющий фактор – это облачность и количество солнечной радиации. Влияние макромасштабной циркуляции на возникновение морских бризов изучено многими исследователями: Э.А. Бурман [13, 14], Shroeder T.A. [135], Kottmeier C. [120], Estoque M.A. [114]. Значительная часть работ посвящена изучению бризовой циркуляции в бассейне Средиземного моря. При этом наиболее важные характеристики бризов у большинства авторов похожи. Например, для исследования условий формирования бризов в Греции, район Аттики, N.G. Prezerakos [127] выбирал дни с небольшим градиентом давления, этот же критерий использовал и A. Redaño [131]. Другие ученые, наоборот, выделяли дни с большими барическими градиентами, чтобы потом их исключить из общего количества бризовых дней [129]. Штейн и Фолкнер [136] для выбора дней с бризом рассматривали суточное изменение направления и скорости ветра, исключая большие значения геострофического ветра.

Во многих странах, имеющих протяженное морское побережье, так же проводилось изучение бризовой циркуляции [113]. Так, в Швеции Borne K.[111] для изучения бризовой циркуляции предложил использовать скорость и направление ветра на высоте 700 гПа. В ряде работ в качестве критерия отбора дней с бризами использованы предельные значения геострофического ветра V_g , при котором воздействие морских бризов прекращается $V_g > 8 \text{ м с}^{-1}$ [129, 130] и $V_g > 11 \text{ м с}^{-1}$ [133], а в Израиле использован метод, основанный на определении разницы между градиентами давления в северо-западной и юго-восточной частях Эллата [132]. Подобная работа проведена и для западного побережья Средиземноморья [120]. Для побережья Черного моря исследование бризовой циркуляции так же до настоящего времени актуально [26, 28, 32, 40, 41].

Ветровой режим на побережьях больших водоёмов отличается определенным своеобразием, проявляющимся в формировании ветров с суточной периодичностью смены направления воздушного потока у поверхности земли и в слое земля – 1 км. Условия возникновения бризов можно описать следующим образом: ясная или малооблачная погода, малоградиентное барическое поле, которому соответствует слабый барический ветер. Многие авторы [14, 71] при описании бризов упоминают о существовании над нижним течением бриза верхнего, противоположно

направленного потока – антибриза, создающего замкнутое циркуляционное кольцо, их обычно называют бризами первого рода. Бризы второго рода или бризы типа холодного фронта не представляют собой замкнутую циркуляцию. Они возникают при совпадении направлений ветровых потоков, обусловленных горизонтальным градиентом давления, т.е. крупномасштабных потоков и собственно бриза. При таких условиях выхолаженный за счет ночного излучения слой воздуха у подстилающей поверхности движется в направлении общего переноса. Через 1-2 часа после восхода солнца поверхность суши прогревается и холодный слой воздуха над берегом исчезает. Над морем (температура поверхности моря и приповерхностного слоя воздуха ниже) он сохраняется и, за счет общего движения в сторону моря, постепенно накапливается. Мощность слоя холодного воздуха увеличивается, поэтому давление над морем растёт, а над сушей – падает. Наступает момент, когда градиенты давления с суши на море и с моря на сушу уравниваются и движение холодного воздуха прекращается. Вследствие дневного прогрева воздуха над сушей возрастает неустойчивость, равновесие нарушается и морской воздух начинает двигаться к берегу, вытесняя тёплый воздух на суше вверх. Это наступление холодного воздуха, напоминающее в миниатюре холодный фронт, сопровождается изменением направления ветра, понижением температуры и повышением влажности воздуха. Таким образом, при бризе второго рода обращение ветра с высотой наблюдается только днём, так как ночью ветер направлен с суши на море на всех высотах. Продолжительность фронтального морского бриза значительно меньше, чем морского бриза первого рода и может составить иногда всего 2-3 ч [14].

Бризы имеют горизонтальную протяженность от нескольких сотен метров до десятков километров, их ареал распространения определяется конфигурацией и рельефом прибрежной части водоёма. Возникают они в поле ослабленной циркуляции в результате термического возмущения в поле ветра общей циркуляции. При этом, с одной стороны, ослабление барического ветра в слое трения создает возможность формирования в нём самостоятельных воздушных течений, направленных против или под некоторым углом к потоку, обусловленному общим градиентом давления. С другой стороны, сами термические возмущения, вызванные неоднородностью нагревания или охлаждения подстилающей поверхности и прилегающего к ней воздуха, способствуют увеличению мощности пограничного слоя. Возникающие при этом горизонтальные градиенты температуры (суша-море) являются причиной появления бризовых ветров. Контраст температуры между сушей и морем определяется интенсивностью облучения (и ночного излучения) подстилающей поверхности, а величина критического контраста, ниже которого бриз развиваться не может, зависит от интенсивности барического ветра,

который бриз преодолевает при своём развитии. Таким образом, бризы образуются за счет потенциальной энергии неустойчивости горизонтально-смежных воздушных масс, имеющих различную температуру. Бризы второго рода могут возникать и при не очень слабых ветрах, однако барический ветер при этом должен совпадать по направлению с направлением бриза [14].

Барический ветер с моря, уменьшая контраст температуры, ухудшает условия образования бризов. Поэтому условия развития бризов на подветренных берегах лучше, чем на наветренных. Установлено [14], что бризы отмечаются только в тех случаях, когда скорость барического ветра не превышает 11 м с^{-1} на высоте 3 км (700 гПа) и 14 м с^{-1} на высоте 5 км (500 гПа).

На процесс формирования бризов большое влияние может оказать наличие около берега дополнительных источников тепла или холода [134,142]. Если рядом с побережьем находятся озёра или лиманы, отделённые от моря сравнительно узкой полоской суши, то условия для образования бриза ухудшаются, так как возникают тяги противоположных направлений от каждого из таких объектов. По этой причине бризы на северо-западном побережье Черного моря, где располагаются многочисленные лиманы, проявляются в меньшей степени, чем можно было бы предположить. Очевидно, что условия для развития бризов на сильно изрезанных берегах менее благоприятны, чем на ровной береговой линии. Важным фактором для образования бризов является расположение береговой линии по отношению к господствующему в данном районе переносу. Так, в районе порта Южный преобладающим являются ветры с берега северного, северо-восточного и северо-западного румбов, а для городов Одесса и Ильичевск – северо-западные и западные ветры. Формирование бризов так же зависит от направления и скорости барического ветра, при этом происходит наложение барического ветра на бриз, который отклоняется от нормали к береговой линии. В таких условиях трудно выделить из общего ветра бризовую составляющую, что затрудняет изучение бризов и их прогноз.

Влияние моря на поле ветра в прибрежной зоне может осуществляться через макромасштабные и мезомасштабные метеорологические процессы. Если рассмотреть вклад параметров, характеризующих макрометеорологические процессы на статистическую мезоструктуру поля ветра в прибрежной полосе северо-западного района Черного моря, то, учитывая среднеравнинный рельеф этого района, можно предположить, что локальные возмущения в поле ветра возникают здесь только благодаря термическим причинам, из-за которых формируются морские и береговые бризы [13].

Исследуемый район находится в области преимущественно северо-западного переноса летом и северо-восточного – зимой. Эти потоки

направлены с суши на море и сами по себе не способствуют проявлению влияния моря на метеорологические процессы в прибрежной зоне. Поэтому механизм влияния моря на погоду береговой полосы следует искать в процессах, нарушающих нормальные для данного сезона направления переноса воздуха. К таким процессам следует отнести:

а) выход южных циклонов в холодное полугодие и, связанные с ним, южные ветры, направленные с моря на сушу;

б) бризовые циркуляции, развивающиеся в тёплое полугодие и сопровождающиеся днём южными (21%) и юго-западными (14%) морскими ветрами. Первый из этих процессов относится к процессам макромасштаба и проявляется далеко за пределами прибрежной зоны, второй - является мезомасштабным и действует только в нескольких десятках километров от береговой линии.

Летние процессы способствуют образованию бризов в прибрежной полосе, чем нарушают в дневное время однородность поля ветра, создавая на некотором удалении от берега область конвергенции северо-западных береговых ветров и южных и юго-восточных морских ветров. А в ночное время поле ветра становится однородным, т.к. береговые бризы совпадают с общим переносом воздуха.

Особенности местоположения станции имеют большое влияние на ветровой режим и иногда даже перекрывают воздействие атмосферной циркуляции и радиации, что находит свое отражение в трудности построения карт скоростей ветра [79]. Первая попытка оценки влияния местоположения станций на скорость ветра осуществлена М. С. Подтягиным еще в 1935 году. В своих "классах метеорологических станций по степени защищенности", М. С. Подтягин объединил любые местоположения, имеющие одинаковые средние годовые скорости ветра; например, он включил в один класс открытый берег моря и вершину горы. Такой подход затрудняет физическую интерпретацию механизма воздействия особенностей местоположения на ветровой режим, который проявляется не только в средней годовой скорости ветра, но также в суточном и годовом его ходе, в формировании местных ветров. Поэтому "классы" М.С. Подтягина было решено усовершенствовать и разделить воздействие формы рельефа и защищенности местоположения строениями и деревьями. Как позже оказалось, что защищенность почти не влияет на суточный ход скорости ветра, в то время как форма рельефа оказывает на него существенное влияние. В.Ю. Милевский [81] усовершенствовал классификацию М.С. Подтягина. Однако, при анализе этой классификации, прежде всего, обращает на себя внимание ее структурная неоднородность. Станции, удаленные от водоемов, дифференцируются по степени защищенности холмами, строениями и деревьями в радиусе 20-кратной их высоты, а станции вблизи водных объектов разделяются только в зависимости от особенностей самого водоема: открытое - внешнее и

закрытое - внутреннее море и так далее. При этом не учитывают защищенность станций строениями и деревьями. У станций, расположенных вдали от водоемов, не учитывается влияние на ветер особенностей окружающей территории за пределами нескольких сот метров, что не отражает всю специфику формирования ветра, особенно слабого. Поэтому классификация В. Ю. Милевского была доработана, что позволило более детально оценить роль подстилающей поверхности в формировании ветрового режима.

Воздействие подстилающей поверхности на воздушный поток, обусловленный макроциркуляционными процессами, проявляется через силу трения, которая пропорциональна скорости воздушного потока и неровностям – шероховатости поверхности земли. Напомним, что шероховатость – это высота, на которой скорость ветра, экстраполируемая по логарифмическому закону, должна равняться нулю. Сопоставление скорости ветра у поверхности земли должно быть положено в основу воздействия подстилающей поверхности, так как только в этом случае можно разделить влияние подстилающей поверхности и макроциркуляционных процессов. Однако влияние подстилающей поверхности не ограничивается чисто динамическим воздействием силы трения. Деформация воздушного потока у поверхности земли зависит и от термической стратификации пограничного слоя.

Остановимся несколько подробнее на механизме воздействия подстилающей поверхности на деформацию воздушного потока через термическую стратификацию. Летом в дневные часы, при сверхадиабатических градиентах температуры, турбулентное перемешивание возрастает в десятки раз по сравнению с ночью. В ночное время летом, а зимой большую часть суток, а иногда и все сутки, наблюдается инверсия температуры и связанное с ней резкое уменьшение турбулентного перемешивания, что приводит к уменьшению скорости ветра иногда до полного штиля. Устанавливается малооблачная погода и складываются благоприятные условия для образования радиационной инверсии. К утру радиационные инверсии, как правило, разрушаются у поверхности земли, переходят в приподнятые инверсии, а к 12 UTC исчезают и многие приподнятые инверсии. Ночные приземные инверсии в Причерноморье наблюдаются чаще летом (65-75%), когда Азорский антициклон достигает максимального развития и способствует формированию малооблачной погоды в исследуемом районе. Дневные приземные инверсии отмечаются редко, но в прибрежной полосе чаще, что связано, как правило, с адвекцией теплого и влажного морского воздуха на относительно холодную подстилающую поверхность.

Большое влияние на условия развития бризов оказывает рельеф местности. Наклонный рельеф, способствующий стоку влаги с поверхности почвы, уменьшает затраты тепла на испарение,

благоприятствует прогреву подстилающей поверхности, увеличению контраста температуры суша-море и развитию бризов. Наилучшие условия развития бризов наблюдаются на скалистых берегах, над безлесными участками берега.

Для анализа бризов Э.А. Бурман [14] рекомендует оценить периодичность ветра, под ней подразумевается такая особенность в режиме ветра, при которой конкретному времени суток соответствует определённое направление переноса. По расчетам периодичности ветра в Одессе и Южном отчетливо выявляется годовой ход повторяемости бризов: 6 и 8% в январе, 25–28% в апреле, 40–45% в июле и 17–20% в октябре соответственно.

В табл. 1.15 дано число дней с бризом с марта по октябрь по данным четырехсрочных наблюдений за 10-летний период по трем метеорологическим станциям. В верхней строчке табл. 1.15 приведено среднее число дней с бризами, а в нижней – максимальное за исследуемый период. В табл. 1.16 представлены повторяемости (%) направлений ветра и показатель периодичности (П, %) без учета штилей на станции Южный–порт в центральные месяцы сезонов.

Таблица 1.15 - Число дней с бризами. 1981-1990 гг.

пункты	число дней	месяцы								Год
		III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
Одесса, ГМО	среднее	2	5	7	11	14	10	7	2	58
	наибольшее	4	8	13	16	19	15	9	6	90
Южный– порт	среднее	1	3	6	10	16	11	7	2	56
	наибольшее	3	5	11	14	18	15	8	6	80
Ильичевск – порт	среднее	-	5	13	13	14	17	10	5	77
	наибольшее	-	15	21	17	20	21	18	7	119

По данным табл. 1.15 можно выделить бризовые (март-октябрь) и безбризовые (ноябрь-февраль) периоды на Одесском побережье, а так же констатировать различия в повторяемости бризов, обусловленные местоположением станций и характером береговой линии. Например, в Южном (табл. 1.16) ночью и утром преобладают ветры с северной составляющей, т.е. с берега, а днём и от- части вечером – с южной, т.е. с моря. В июле в вечерний срок (18 ч) продолжает дуть морской бриз, что связано с большей продолжительностью светлой части суток в летнее время. По данным табл. 1.17 можно дать сравнительную оценку повторяемости бризов за 30-летний период. В связи с общим ослаблением скорости ветра, на которое указывалось в предыдущем разделе, количество

Таблица 1.16 - Повторяемость (%) направлений ветра и оценка периодичности (П, %) для станции Южный-порт. 1981-1990 гг.

месяц	срок, ч	Направление, румбы								П
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
январь	00	4	1	-	1	-	-	2	-	8
	06	3	1	1	-	-	-	-	1	6
	12	-	-	2	2	6	1	-	-	11
	18	1	-	-	1	-	3	1	-	6
апрель	00	12	3	-	-	-	-	5	2	22
	06	11	11	6	-	-	-	-	1	29
	12	-	-	5	1	18	6	-	-	30
	18	-	-	-	2	5	7	4	-	18
июль	00	25	9	-	-	-	-	5	4	43
	06	12	10	8	2	-	-	-	-	32
	12	-	-	-	3	46	7	1	-	57
	18	-	-	-	-	28	14	4	3	49
октябрь	00	12	-	-	-	-	1	2	3	18
	06	13	6	-	-	-	-	-	3	22
	12	-	-	3	4	19	-	-	-	26
	18	-	-	-	1	4	4	2	-	11

Таблица 1.17- Повторяемость (ч.с., %) бриза на ст. Южный-порт

Период, гг.	Повторяемость		Месяцы					
			IV		VII		X	
	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%
1981-1990	139	46,3	65	21,7	44	14,7	30	10,0
1991-2000	146	48,7	47	15,7	75	25,0	24	8,0
2001-2010	163	54,3	60	20,0	68	22,7	35	11,7

бризов за последнее десятилетие возросло. Как и следовало ожидать, максимум числа дней с бризом за период 2001-2010 гг. наблюдается в апреле и июле. Общий ветровой режим порта-Южный, как и всего побережья, определяется процессами макромасштаба в комбинации с местными ландшафтными и физико-географическими условиями и бризовый фактор значительно влияет на формирование режима ветра. По оценкам, приведенным в [14], бризовый режим характеризуется показателем периодичности $P > 20\%$. Расчеты подтверждают увеличение

показателя периодичности от зимы к лету, а также суточную изменчивость этой характеристики (табл. 1.16).

Бризы северо-западного побережья Черного моря характеризуются правильным суточным ходом скорости и направления ветра. Обычно утром наблюдается затишье, соответствующее моменту смены берегового бриза морским, после чего ветер начинает дуть с моря, достигая к 13-14 ч скорости $5...6 \text{ м с}^{-1}$. Вечером морской бриз стихает и сменяется береговым бризом, скорость которого несколько меньше $3...4 \text{ м с}^{-1}$.

Так как направление берегового и морского бризов зависит от многих факторов: барического ветра, рельефа, силы Кориолиса, времени суток, поэтому направление воздушного потока не всегда перпендикулярно береговой линии. В условиях равнинной местности и прямолинейной береговой черты в умеренных широтах переход бриза от берегового к морскому и наоборот происходит преимущественно по часовой стрелке. Это явление принято объяснять влиянием силы Кориолиса. Довольно часто, однако, переход ветра от берегового к морскому осуществляется сразу, без постепенного перехода через промежуточные румбы. Это явление, в основном, наблюдается при слабых бризах. В условиях сложной береговой линии можно наблюдать при бризах вращение ветра против часовой стрелки.

Глубина распространения бризов второго рода с моря в сторону суши $30...40 \text{ км}$, но иногда достигает и $60...80 \text{ км}$ [14, 28], дальность распространения береговых бризов существенно меньше. Бризы влияют на интенсивность турбулентного обмена в пограничном слое прибрежной полосы следующим образом: приход устойчиво стратифицированного воздуха с гладкой поверхности моря ослабляет турбулентный обмен в дневные часы, а ночной бриз, поступающий с шероховатой суши, турбулизирован, хотя нельзя не считаться с тем влиянием, которое оказывает на него устойчивая ночная стратификация. Как правило, морские бризы отличаются значительно большей устойчивостью направления и скорости, чем береговые. Устойчивость сохраняется не только в непосредственной близости к берегу, но и на некотором удалении от моря. Периодическая смена направления ветра при бризах сопровождается суточными колебаниями температуры и влажности воздуха, которые связаны с адвекцией тепла и влаги, вызванной тягой с моря или с берега. Обычно в момент прихода морского бриза температура воздуха на берегу либо перестаёт расти, либо даже падает. Таким образом, суточный ход температуры воздуха на берегу в день с бризом складывается из двух составляющих: обычного суточного хода, связанного с солнечным прогревом, и похолодания, приносимого с моря. Максимальные значения относительной влажности во время бризов на 20-30%, а иногда и более, превышают нормальные значения для этого времени суток. Ранний приход морского бриза, когда влажность ещё

вообще высока, может вызвать конденсацию водяного пара и образование тумана или задержать рассеивание ночного тумана.

Аэрологическая структура бризов, характеризующаяся устойчивой стратификацией, пониженной турбулентностью и нисходящими движениями в антибризе над берегом, позволяет сделать вывод, что в узкой прибрежной полосе бризовая циркуляция препятствует развитию облаков и осадков и создает своеобразный ветровой режим.

1.2.4 Ветровой режим на территории с холмистым рельефом (на примере Молдовы)

Как отмечалось выше, на перенос и рассеивание примесей в атмосфере наиболее существенное влияние оказывают слабые ветры (до $2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) и так называемые «опасные», скорость которых определяется высотой источников выбросов. Исследования показали, что опасная скорость может измениться от 1 до $6-7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. На основании обработки экспериментальных данных о загрязнении атмосферы получено, что для большинства источников, расположенных в крупных промышленных городах, опасная скорость составляет $3-4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ [21,22], хотя для тепловых электростанций при высоких трубах опасными являются ветры со скоростью $5-7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Поскольку на территории Молдовы более 60% всех случаев приходится на скорость ветра $4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и менее, а повторяемость скоростей $6-7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ не превышает 12% [10], на наш взгляд, ветры скоростью $3-4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ можно рассматривать как опасные. Из сказанного следует, что при изучении ветра применительно к задачам загрязнения атмосферы целесообразно рассмотреть повторяемости слабых ветров ($1-2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) и опасных ($3-4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$). Важной характеристикой условий загрязнения атмосферы является также повторяемость штилей, которые в сочетании с инверсионной стратификацией приводят к значительному повышению концентрации примесей.

Для исследования режима ветра на территории Молдовы использованы данные стандартных метеорологических наблюдений (00, 06, 12, 18 UTC) за приземным ветром на станциях: Кишинёв-АМСГ, Кишинев-обсерватория, Тирасполь, Рыбница и Бельцы. Указанная информация систематизирована для центральных месяцев климатических сезонов за шестилетний период с 1983 по 1988 гг. исключение составляет станция Бельцы, для которой использован трехлетний ряд наблюдений (1983-1985 гг.), а для станции Рыбница данные метеорологических наблюдений за 1987 год имеются лишь за осенний период.

В качестве характеристик ветрового режима, влияющих на рассеивание примесей, получены повторяемости ветра по направлениям (восьми румбам) и грациям скорости $1-2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, $3-4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и повторяемость

штилей. Заметим, что при расчете повторяемостей (в %) штили не исключались из общего числа наблюдений, поэтому многолетние повторяемости ветра по направлениям [59, 62] оказываются завышенными в сравнении с результатами, полученными в данной работе.

Рассмотрим распределение характеристик режима ветра на территории Молдовы для центральных месяцев сезонов. В табл. 1.18 представлены средние за шестилетний период повторяемости штилей и ветра по направлениям. Как видно из таблицы, в летнее время для всех рассмотренных ситуаций характерно преобладание ветров северо-западной четверти. Эти направления являются преобладающими и в январе на станциях Кишинев и Тирасполь: общая повторяемость северных и северо-западных ветров составляет соответственно 31,5 и 27,6%. На станциях Рыбница и Бельцы максимальная повторяемость в январе приходится на северо-западные ветры (16,8 и 18,0% соответственно) и ветры юго-восточной четверти (15,0 и 17,7%). В переходные сезоны отмечается уменьшение повторяемости северо-западных ветров и увеличение - восточных, юго-восточных и южных. Такое перераспределение повторяемостей является более заметным для Рыбницы и Бельц. Результаты, представленные в табл. 1.18, достаточно хорошо согласуются с многолетними данными [59], в соответствии с которыми наибольшая повторяемость северо-западных ветров отмечается в летнее время, когда территория Молдовы находится под воздействием Азорского антициклона.

В зимнее время активизация циклонической деятельности приводит к увеличению северо-западного ветра по всем пунктам от 13,1 до 18,0% и юго-восточного от 15,0 до 17,0% по станциям, расположенным севернее.

В переходное время года в связи с перестройкой барических полей повторяемость северо-западных направлений уменьшается, а юго-восточных увеличивается.

Повторяемость штилей для рассмотренных станций во все сезоны колеблется от 19 до 34%. Исключением является Тирасполь, где штилевые условия во все сезоны в среднем отмечаются более, чем в 29% случаев, а в отдельные годы их повторяемость достигает 65%. Такую высокую повторяемость штилей можно объяснить физико-географическим положением станции, которая находится на левом берегу Днестра и защищена с запада и северо-запада, то есть со стороны преобладающих ветров, возвышенностями высотой до 150-160 м.

Известно, что даже сравнительно небольшой перепад высот (порядка нескольких десятков метров) обуславливает сток холодного воздуха в период радиационного выхолаживания. Это приводит, в свою очередь, к формированию инверсий температуры, уменьшению турбулентного перемешивания, следовательно, к уменьшению скорости ветра, иногда до штиля. По всей вероятности, именно этот фактор способствует формированию штилевых условий в районе Тирасполя. В пользу этого

Таблица 1.18 - Повторяемость (%) ветра по направлениям и штилей

Станция	Месяц	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Кишинев, АМСГ	I	15,0	4,7	0,9	4,1	10,3	9,5	5,9	16,5	23,1
	IV	17,8	8,2	6,8	10,4	14,3	4,3	4,9	14,0	19,3
	VII	22,5	2,4	1,9	1,2	7,5	4,8	7,3	24,3	28,1
	X	18,3	5,2	6,3	4,6	9,0	4,3	3,2	16,2	32,9
Тирасполь	I	14,5	7,2	8,7	4,0	6,7	3,3	7,4	13,1	35,1
	IV	13,9	10,1	6,7	10,4	9,8	3,4	6,1	10,6	29,0
	VII	15,6	2,1	1,5	3,2	6,4	3,8	9,4	20,8	37,2
	X	16,9	7,8	1,9	2,8	4,8	2,3	5,2	11,6	46,7
Рыбница	I	9,3	4,8	10,2	15,0	12,3	3,2	7,6	16,8	20,8
	IV	11,9	9,2	8,0	10,0	20,3	2,8	4,7	14,7	18,5
	VII	14,4	3,5	0,5	3,5	4,51	2,6	9,8	29,4	31,8
	X	13,8	8,4	7,7	6,3	12,6	2,4	7,7	15,1	26,0
Бельцы	I	6,1	2,8	7,2	17,7	10,3	6,7	6,1	18,0	25,1
	IV	12,5	6,4	12,8	15,8	7,5	3,4	7,8	11,8	22,0
	VII	12,6	3,2	3,5	4,0	4,3	2,7	15,6	27,7	26,4
	X	5,6	0,6	4,8	7,8	8,6	3,5	13,7	21,0	34,4

вывода говорит тот факт, что высокая повторяемость штилей отмечается во все сезоны года в ночные и утренние часы; в дневные (12 UTC) сроки повторяемость штилей существенно уменьшается, что особенно заметно в летнее время.

Как показывает анализ ежедневных наблюдений и синоптических карт погоды, штилевые условия в районе Тирасполя формируются при третьем типе синоптических процессов, подтипы 3.1, 3.2 (раздел 2.1.2). При таких синоптических ситуациях преобладающими являются ветры северо-западной четверти. Интересно отметить, что при втором типе циркуляции (подтип 2.1), когда велика повторяемость ветров северо-восточной четверти, штили отмечаются в любое время суток не более чем в 19% случаев.

Обратимся теперь к табл.1.19, в которой представлена средняя за рассматриваемый период повторяемость слабого ветра по направлениям и градациям скорости. Прежде всего, отметим, что повторяемость скоростей до $4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на всех станциях довольно велика в зависимости от сезона года и меняется от 40 до 63%. При этом более высокая повторяемость отмечается в осенне-летний период. В районе Кишинева чаще фиксируются ветры скоростью 3-4 $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$ (от 25 до 34% случаев), для Тирасполя характерна высокая повторяемость слабых ветров (1-2 $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$). Для Рыбницы и Бельц можно считать указанные градации равновероятными, хотя в переходные сезоны преобладают скорости 3-4 $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$. Что касается распределения

слабых ветров по направлениям, то максимальная повторяемость их приходится на ветры северо-западной четверти для Кишинёва и Тирасполя и северо-западной и юго-восточной – для Бельц и Рыбницы.

Следует отметить, что с учетом штилей повторяемость ситуаций, способствующих загрязнению атмосферы на территории Молдовы, в среднем составляет 80%, а в районе Тирасполя возрастает до 90%. Распределение вредных примесей в атмосфере существенно зависит от суточного и годового хода слабых ветров. Как отмечается в работе [59], повторяемость слабых ветров ($1-2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) плавно увеличивается от зимы к лету. По результатам, полученным в данной работе, изменение повторяемости скорости ветра $3-4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ от сезона к сезону незначительно. Для градаций $1-2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ обнаруживается рост её повторяемости к июлю, но в основном за счет увеличения числа штилей.

Суточный ход слабых ветров, его амплитуда зависит как от времени года, так и от географического положения станций [79-81]. Как показал анализ повторяемости штилей и ветра по градациям в различные сроки наблюдений, наиболее ярко суточный ход проявляется в летнее время для штилей. Наибольшую повторяемость штили имеют в утренние и ночные часы, минимальную в дневные. Для градаций $1-2$, $3-4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ такая закономерность выражена значительно слабее, для Тирасполя вообще получен обратный ход.

Общеизвестно [90], что в числе факторов, под действием которых формируется поле ветра, наряду с атмосферной циркуляцией и радиацией, входит подстилающая поверхность, то есть то, что обычно обобщается под понятием «местоположения». Влияние последних на ветровой режим особенно велико и часто перекрывает воздействие первых двух факторов. Сказанное достаточно хорошо подтверждается результатами сопоставления повторяемости ветров, в том числе и слабых, для соседних станций: Кишинёв-Тирасполь и Бельцы-Рыбница. Эти пары станций находятся на расстоянии менее 100 км друг от друга, поэтому макроциркуляционные условия для них практически одинаковы. Однако расхождения в повторяемости слабых ветров и штилей на этих станциях оказались существенными. Так, например, в отдельные годы в январе при общем преобладании северного и северо-западного ветра в Кишиневе их больше, чем в Тирасполе; существенно выше и повторяемость юго-западных ветров. Особенно заметно влияние местных условий на повторяемость слабых ветров и штилей. В Тирасполе, по существу, отмечаются слабые ветры лишь северного направления, а повторяемость штилей достигает 30%, тогда как на станции Кишинёв значительная повторяемость слабых ветров северо-западного и юго-западного направлений, а штили практически отсутствуют.

Аналогичное влияние местных особенностей сказывается на повторяемости ветров в январе для станций Рыбница и Бельцы. Подобная

Таблица 1.19 - Повторяемость (%) ветра по градациям скорости и направлениям

станция	месяц	градации скорости	Направление ветра								
			С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Кишинёв-АМСГ	I	1-2	3,5	1,5	2,4	1,1	3,1	1,8	1,1	1,8	23,1
		3-4	5,9	2,8	4,1	1,6	3,3	2,2	1,9	4,4	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(34,5)
	IV	1-2	3,5	1,2	1,2	1,5	1,8	1,7	0,8	2,2	19,3
		3-4	6,4	2,5	3,3	2,9	4,0	1,9	1,9	3,6	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(39,5)
	VII	1-2	4,7	0,5	0,3	0,7	1,3	1,0	1,8	4,1	28,1
		3-4	8,0	0,8	1,1	0,5	2,7	2,6	4,2	8,9	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(32,7)
	X	1-2	2,9	1,5	1,9	0,5	1,3	0,9	0,8	5,1	32,9
		3-4	7,0	1,8	2,8	2,1	3,4	1,3	1,5	5,8	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(28,5)
Тирасполь	I	1-2	6,4	3,6	5,5	2,7	3,4	2,4	3,0	5,0	35,1
		3-4	6,6	3,2	3,2	0,9	2,0	0,9	2,3	5,4	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(8,4)
	IV	1-2	4,2	3,3	5,2	5,3	4,7	1,9	2,5	3,2	29,0
		3-4	6,9	5,2	1,1	3,9	4,2	1,0	1,7	3,3	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(13,4)
	VII	1-2	8,2	1,6	1,1	2,3	4,6	3,0	4,8	5,2	37,2
		3-4	5,6	0,5	0,4	0,9	1,6	0,5	3,8	7,7	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(11,1)
	X	1-2	7,6	5,8	1,6	2,3	2,7	1,2	2,3	4,4	46,7
		3-4	6,7	1,9	0,3	0,5	1,5	0,8	2,4	4,5	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(6,8)
Рыбница	I	1-2	3,2	1,9	3,5	8,9	7,6	2,4	3,2	4,0	20,8
		3-4	4,3	1,8	3,7	4,2	3,9	0,8	2,9	8,4	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(15,3)
	IV	1-2	3,6	2,8	3,0	5,2	5,8	2,0	2,0	4,8	18,5
		3-4	5,3	3,6	2,3	4,8	6,5	0,7	1,8	6,7	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(20,6)

Продолжение табл. 1.19

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Рыбница	VII	1-2	7,4	2,3	0,3	2,6	2,7	1,8	6,0	11,5	31,8
		3-4	5,3	1,2	0,2	0,6	1,8	0,8	3,1	11,3	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(9,3)
	X	1-2	3,9	4,0	5,5	3,1	7,8	1,9	5,1	5,5	26,0
		3-4	7,6	3,0	1,6	1,6	3,6	0,5	1,7	6,9	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(10,7)
Бельцы	I	1-2	2,1	1,1	2,9	2,7	2,7	2,5	2,4	4,7	25,1
		3-4	1,6	1,7	3,5	3,5	4,3	2,9	3,5	8,2	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(25,6)
	IV	1-2	1,4	2,0	4,4	2,2	0,8	1,4	1,9	2,5	22,0
		3-4	5,3	2,8	4,5	6,4	3,9	1,1	4,2	4,4	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(28,9)
	VII	1-2	4,6	1,6	2,1	1,4	2,2	1,9	5,6	5,9	26,4
		3-4	5,0	1,6	0,9	1,9	1,9	0,3	7,0	10,2	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(19,5)
	X	1-2	1,1	0,2	1,1	2,9	3,2	1,9	7,5	6,4	34,4
		3-4	2,4	0,4	3,0	2,4	2,4	1,3	5,4	7,5	
		≥ 5	-	-	-	-	-	-	-	-	(16,5)

Примечание: в графе "штиль" проставлена, в скобках, повторяемость скорости ветра $\geq 5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

картина характерна и для других сезонов.

Таким образом, анализ ветрового режима на станциях Молдовы показывает, что наиболее целесообразно для прогноза слабых ветров использовать статистические методы, которые позволяют учесть влияние особенностей местоположения станций.

2 АЭРОСИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СЛАБОГО ВЕТРА

2.1 Макро- и мезомасштабные синоптические процессы, способствующие образованию слабого ветра

2.1.1 Типизация синоптических условий над северо-западным побережьем Черного моря

В условиях современного изменения климата интерес к изучению тенденций формирования будущего режима ветра и его экстремальных проявлений, а также использования ветроэнергетических возможностей вместо традиционных, уже ограниченных, запасов нефти, газа и угля, делает приоритетным предсказание будущего состояния атмосферы.

Оценивая региональные климатические изменения на юге Украине, исследователи основное внимание уделяли осадкам [9, 100], значительно меньше температуре [19, 23, 40, 128, 137, 141] и ветру [6, 7, 18, 25, 70, 103], но практически не затрагивали синоптические процессы, что формируют температурно-ветровой режим над северо-западным побережьем Черного моря.

При изучении роли атмосферной циркуляции в формировании климата необходимо учитывать как крупномасштабную циркуляцию, так и региональные процессы, которые непосредственно влияют на климат относительно небольшой территории. Юг Украины, где расположена Одесса, выделяется по климатическим характеристикам в отдельную подобласть [60]. Это обусловлено не только влиянием Черного моря, но и специфическими особенностями циркуляции, так как циклоны умеренных широт, смещающиеся с запада и северо-запада, не оказывают непосредственного влияния на погоду юга Украины. Развитие этих циклонов над Украиной сопровождается прохождением через южные районы ложбины или образованием переходной зоны между циклонами и расположенными южнее областями высокого давления. В этих переходных областях отмечается, как правило, невозмущенный перенос воздушных масс, направление которого зависит от расположения циклонов и антициклонов.

Через юг Украины центральной частью перемещаются не только циклоны, образующиеся в бассейне Средиземного и Черного морей, а также небольшие циклоны, возникающие на движущихся с запада и северо-запада холодных фронтах. Периферийные атмосферные процессы характерны для юга Украины при развитии над Европой антициклонов, однако последние, в отличие от циклонов, своей центральной частью нередко проходят через юг Украины и Черное море. Такова общая структура макроциркуляционных условий, характерных для Украины,

включая и территорию Одессы. Региональные особенности синоптических процессов, которые формируются на этом макроциркуляционном фоне и приводят, в сочетании с местными физико-географическими условиями, к установлению ветрового режима, в том числе и слабого ветра, сведены к шести основным типам, которые, в свою очередь, имеют несколько подтипов [27, 48, 50, 51, 54, 116, 117].

Тип 1. Периферийные атмосферные процессы, к которым относятся переносы с северной, восточной, западной и южной составляющими.

Подтип 1.1. Западный и северо-западный перенос (рис. 2.1). Этот подтип формируется на южной периферии циклонов и северной периферии антициклонов умеренных широт. Подобная ситуация наблюдается в то время, когда над северным побережьем Черного моря формируется малоградиентное поле при переходе от циклона, который стационарирует над Баренцевым морем, и зоной повышенного давления над районами Малой Азии и восточной частью Средиземного моря. К этому типу также отнесены ложбины, которые ориентированы преимущественно с северо-запада и распространяются от циклонов с центром над Северной Атлантикой.

Подтип 1.2. Южный перенос (рис. 2.1) включает процессы, которые наблюдаются в передней части циклона и на западной периферии антициклона. Обычно при такой синоптической ситуации над северным побережьем Черного моря располагается малоградиентное поле давления, которое образуется вследствие блокирования циклона, перемещающегося с Норвежского и Баренцева морей, сибирским антициклоном.

Подтип 1.3. Восточный перенос (рис. 2.1) формируется на северной периферии циклона и южной периферии антициклона. Чаще всего это наблюдается, когда над исследуемыми районами находится южная периферия антициклона, который стационарирует над центральной частью Восточной Европы. К этому же типу приводит наличие гребня, который ориентирован с востока.

Подтип 1.4. Северный перенос (рис. 2.1) образуется за счет стационарирования области повышенного давления над Западной и Центральной Европой и циклона на севере Восточной Европы, который перемещается с Северной Атлантики и Скандинавии.

Тип 2. Циклоническая циркуляция. К этому типу относятся области пониженного давления, которые располагаются над Украиной.

Подтип 2.1. Синоптическая ситуация представлена центром циклона и ложбиной с южной и восточной составляющими, которые связаны с выходом южных циклонов, а также ложбинами, ориентированными с севера и северо-запада от циклонов, которые образовались над районами Северной Атлантики (рис. 2.2).

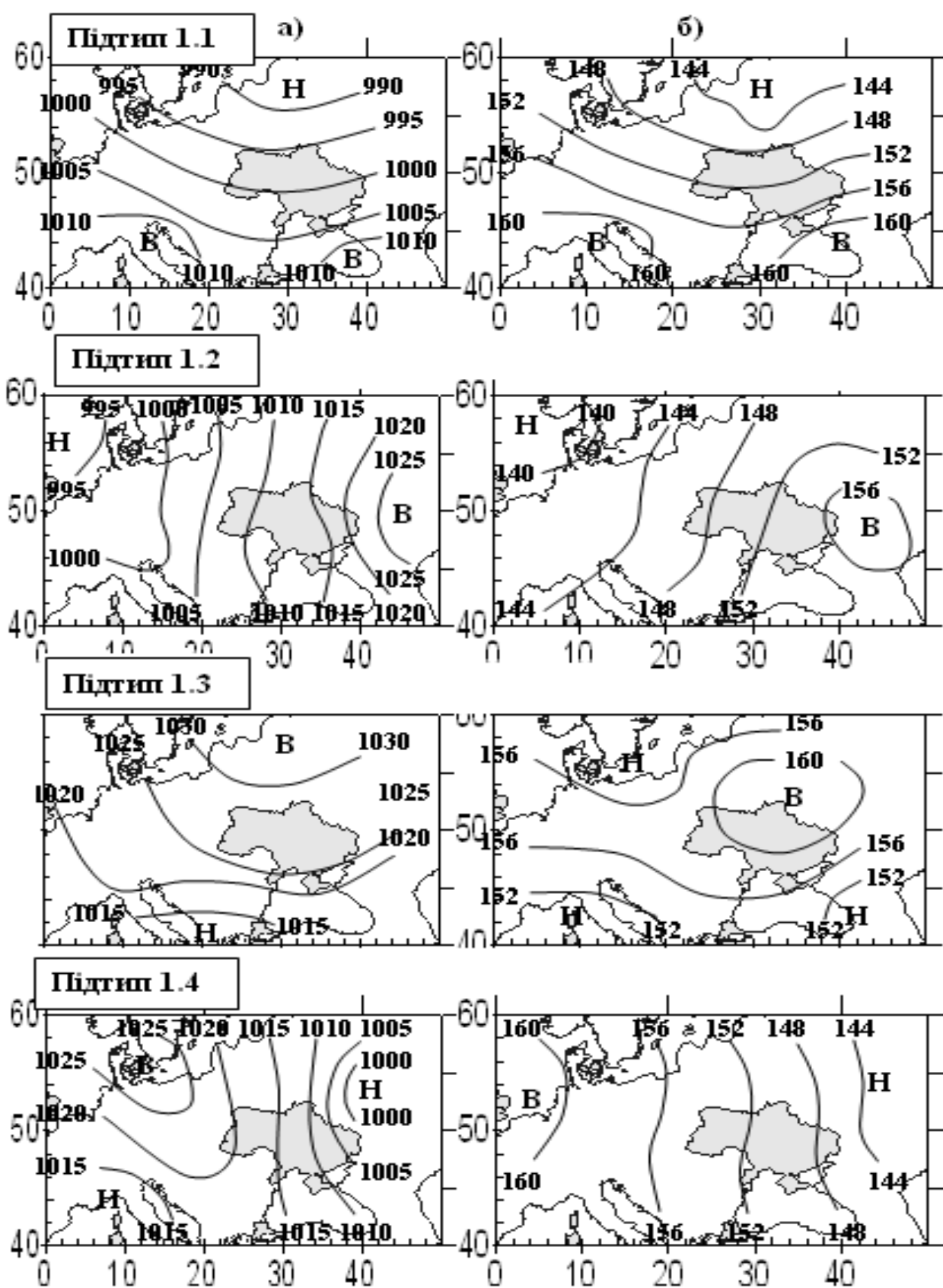


Рис. 2.1 Синоптические процессы типа 1.
Карты-схемы: приземная (а) и AT_{850} (б)

Подтип 2.2. Перемещение ложбин с запада, которые связаны с циклонами северных широт и движутся над северными районами Восточной Европы (рис. 2.2).

Тип 3. Антициклоническая циркуляция. Этот тип представляет собой антициклоны, которые ориентированы с запада и востока, а также малоградиентные поля повышенного давления.

Подтип 3.1. Гребни антициклонов, которые направлены с запада (рис. 2.3). Такие гребни не являются результатом непосредственного распространения высокого давления с области Азорского антициклона. Формирование гребней и небольших антициклонов происходит за холодными фронтами, когда под влиянием термических и динамических факторов происходит изменение давления, а также под воздействием горных систем Центральной Европы. Область повышенного давления часто объединяется с Азорским антициклоном и превращается в его отрог.

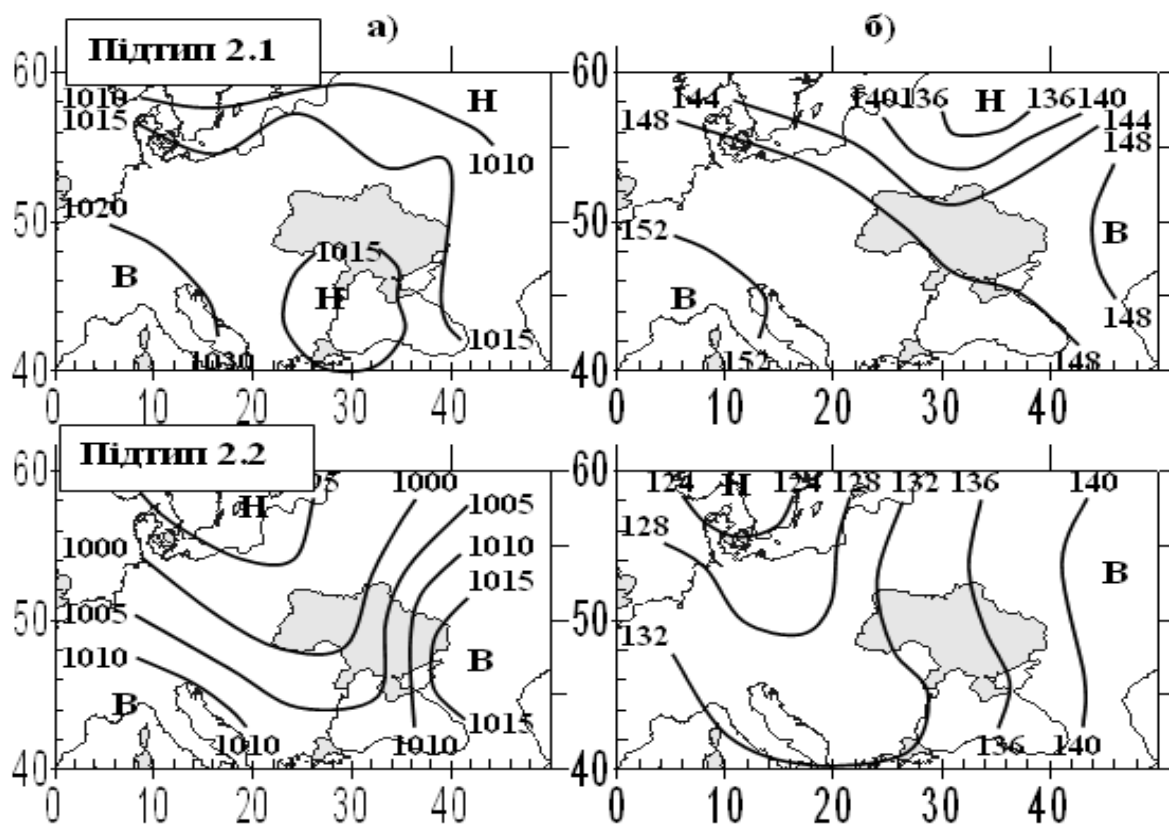


Рис. 2.2 Синоптические процессы типа 2 (обозначения см. рис. 2.1)

Подтип 3.2. Гребни, которые вытянуты с востока (рис. 2.3). Они формируются за счет стационарирования восточносибирского антициклона над Азией. Этот процесс наблюдается значительно реже, чем гребни, распространяющиеся с запада, что обусловлено как преобладанием западного переноса воздушных масс, так и влиянием Черного моря на термобарическое поле тропосферы.

Подтип 3.3. Малоградиентное поле повышенного давления (рис. 2.3). К этому подтипу также относятся и центральная часть антициклона. Средние величины барических градиентов колеблются от 0,7 до 1,5 гПа/111км, преобладает штиль и не наблюдается усиление скорости ветра даже в суточном ходе.

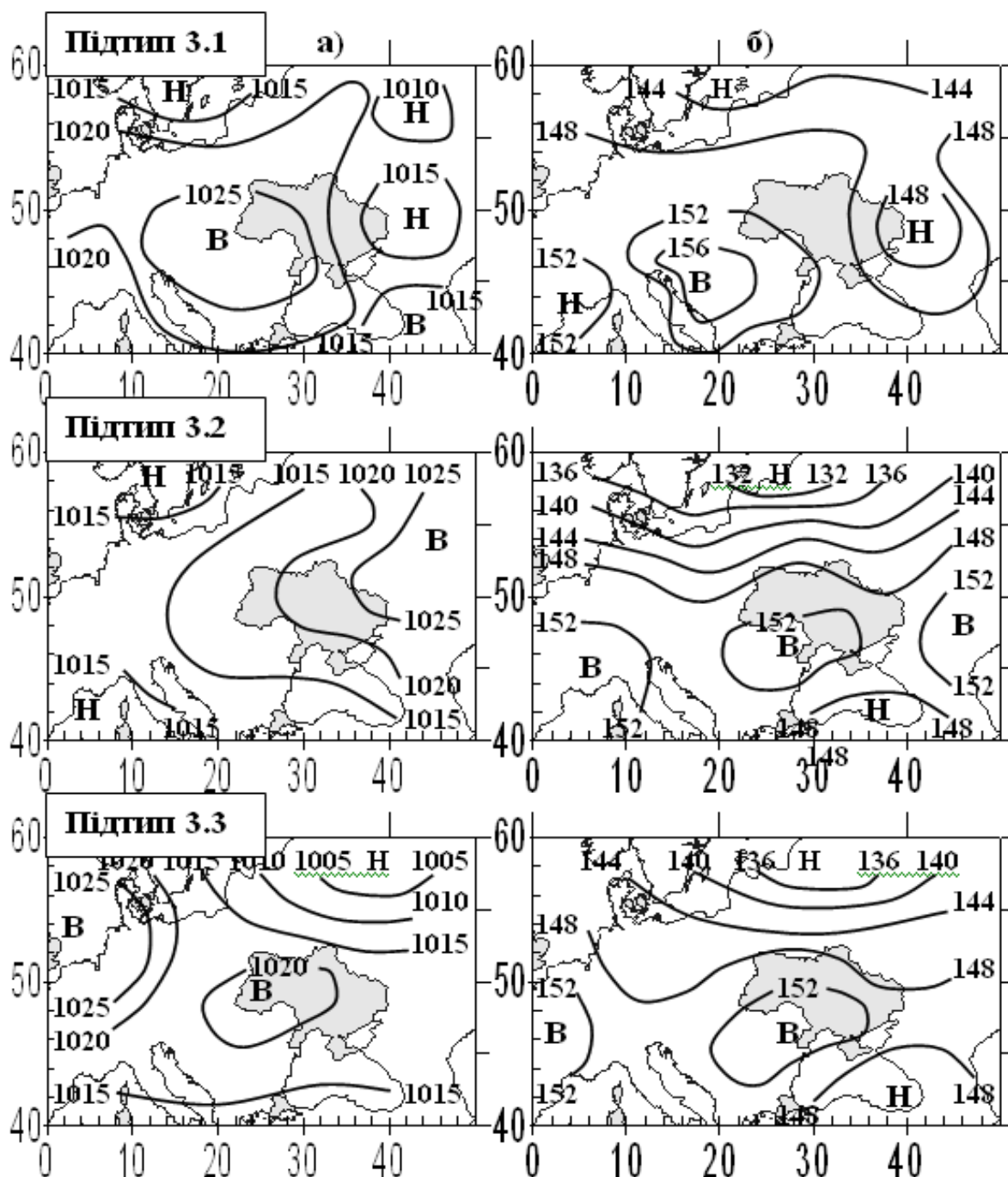


Рис. 2.3 Синоптические процессы типа 3. (обозначения см. рис. 2.1)

Тип 4. Слабо выраженные барические поля.

Подтип 4.1. Размытое барическое поле с небольшими градиентами давления: 1,5...2,5 гПа/111 км (рис. 2.4).

64

Тип 5. Периферийные атмосферные процессы, связанные с прохождением атмосферных фронтов. К ним относятся переносы всех направлений.

Подтип 5.1. Восточный и юго-восточный перенос, который, в основном осуществляется по восточной-юго-восточной периферии антициклона (рис. 2.4). Скорость ветра увеличивается под влиянием Черноморской депрессии и штормовой зоны ($\partial P / \partial n \geq 3,5$ гПа/111 км) с фронтом.

Подтип 5.2. Восточный и юго-восточный перенос происходит по юго-юго-западной периферии антициклона при прохождении арктического или полярного фронтов; в зоне повышенных градиентов давления ($\partial P / \partial n \geq 3,0$ гПа/111 км) без фронтов или при наличии размытого фронта; при расположении гребня с фронтом, располагающегося практически зонально между циклонами (западным и восточным) умеренных широт (рис. 2.4).

Тип 6. Циклонические циркуляции с большими барическими градиентами ($\partial P / \partial n \geq 2,5$ гПа/111 км).

Подтип 6.1. Восточная часть циклона или штормовая зона между циклонами на западе (северо-западе) и антициклоном на востоке (рис. 2.5); обуславливает южный или юго-восточный перенос.

Подтип 6.2. Тыл циклона, перемещающегося со скоростью ≥ 40 км · ч⁻¹ в сочетании с западным и северо-западным ветром (рис. 2.5).

Подтип 6.3. Ложбина с фронтами, которая обуславливает ветер разных направлений в зависимости от ориентации относительно района исследования (рис. 2.5).

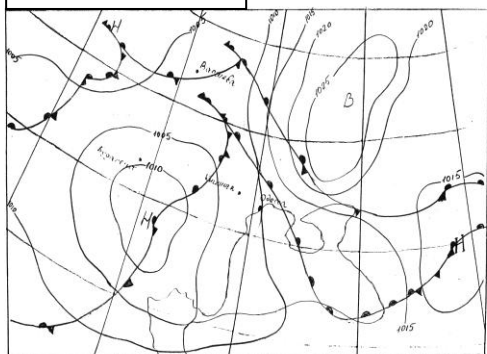
Подтип 6.4. Южный циклон, который, в основном, осуществляет южный перенос воздушной массы (рис. 2.5). Однако в его северной части может наблюдаться ветер северо-восточных и юго-восточных направлений, а в центре циклона (с фронтами) отмечается ветер всех направлений, включая северо-западный.

По данным архивной выборки рассчитана повторяемость рассмотренных выше типов (подтипов) синоптических процессов за два десятилетия (1981–1990 и 1991–2000 гг.) независимо от скорости ветра и отдельно для слабого в центральные месяцы сезонов по четырем станциям (Прил. В, табл. В. 1–В. 4).

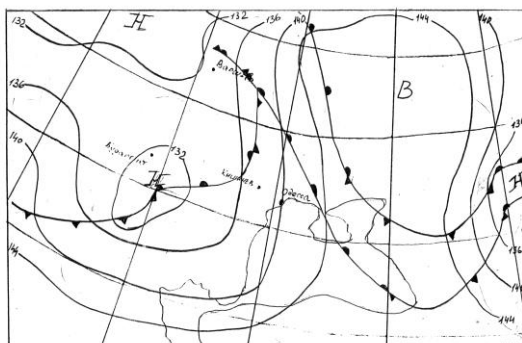
На всех указанных станциях на протяжении года преобладают периферийные процессы, а их повторяемость составляет приблизительно 40 %. Например, формирование умеренных и сильных ветров в порту-Южный происходит, в основном, при периферийных процессах с прохождением активных фронтов (Прил. В, табл. В. 3). Наиболее часто они наблюдаются осенью – 21%; причем 15% приходится на восточный и юго-восточный перенос. Также эти процессы значительно влияют и на режим ветра станций Одесса-порт – 20, Ильичевск-порт – 20 и Одесса-ГМО – 15% (Прил. В, табл. В. 1 – В. 3).

Подтип 6.1

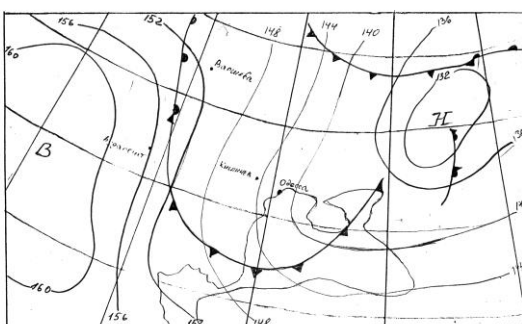
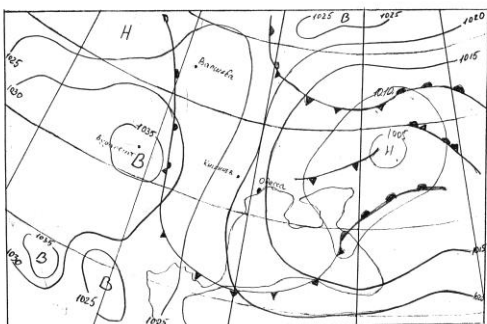
а)



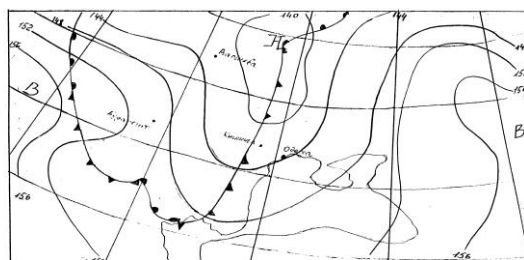
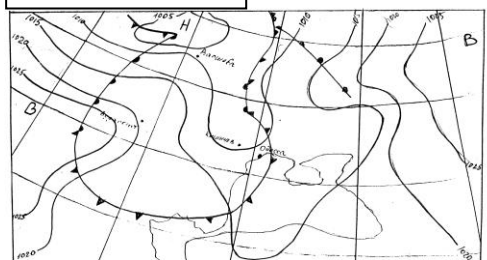
б)



Подтип 6.2



Подтип 6.3



Подтип 6.4

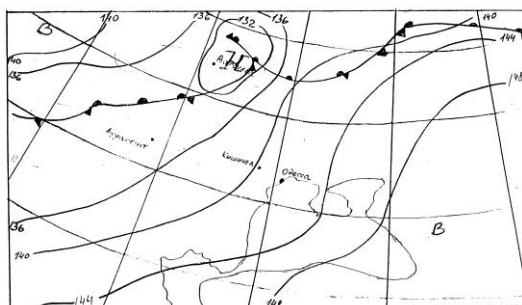
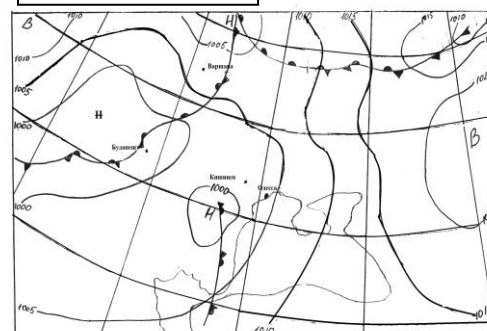


Рис. 2.5 Синоптические процессы типа 6 (обозначения см. рис. 2.1)

Тип 6 синоптических процессов (циклоническая циркуляция с большими барическими градиентами) при образовании умеренных и сильных ветров в районе порта Южный повторяется таким образом: весной – 16, зимой – 15, осенью – 10, летом – 3%; в апреле (подтип 6.4) при выходе южного циклона – 6%; январе – в тылу циклона, который смещается через территорию Украины с Западной Европы на восток (подтип 6.2) – 5%. Анализируя данные (Прил. В, табл. В. 3) можно увидеть, что умеренные и сильные ветры чаще всего наблюдаются на станции Одесса-порт и только в январе в порту Южном повторяемость синоптических процессов, которые влияют на образование умеренных и сильных ветров, больше (27%), чем на других станциях. Реже всего сильные и умеренные ветры формируются на станции Одесса-ГМО: январь – 21, апрель – 20, июль – 8 и октябрь – 22%. Эту разницу в повторяемости скорости можно объяснить физико-географическим расположением станций, рельефом и застройкой местности.

В таблице (Прил. В, табл. В.2 и В.4) приведена повторяемость рассматриваемых типов (подтипов) синоптических процессов при слабом ветре у поверхности земли на метеорологических станциях Северо-Западного Причерноморья для центральных месяцев климатических сезонов. Анализ повторяемости слабого ветра в зависимости от циркуляционных условий показывает, что формирование режима ветра на всех станциях в Одесском регионе происходит в большинстве случаев при периферийных малоактивных синоптических процессах в оба временных периода. Например, в порту Южный на январь приходится 57% случаев слабого ветра, причем значительно выделяется западный перенос (подтип 1.1) – 24%; весной – 56%, из них подтип 1.2 – 28%; летом – 38% и подтип 1.4 – 24%, осенью – 49%, из которых западный перенос составляет 17%. Меньше всего на формирование слабого ветра в районе порта Южный влияет циклоническая циркуляция (тип 2) во все сезоны, кроме весны; в январе на тип 2 приходится 10, в апреле – 17, в июле – 11, а в октябре – 75% случаев. Весной отмечена минимальная повторяемость антициклонической циркуляции – 11% от общего количества случаев для всего района исследования [47].

На станциях Одесса-ГМО (Прил. В, табл. В. 2), Одесса-порт и Ильичевск-порт (Прил. В, табл. В. 4) максимум повторяемости типов синоптических процессов при слабых ветрах у поверхности земли также приходится на периферийные процессы (тип 1). Циклоническая циркуляция значительно не влияет на образование слабого ветра и составляет 10...11% в январе и июле, приблизительно 16% в апреле и уменьшается до 7% в октябре. Так же, как и в порту Южный, весной минимум случаев слабого ветра обеспечивает антициклоническая циркуляция.

Очевидно, что основное влияние на формирование режима слабого ветра в Северо-Западном Причерноморье осуществляют малоактивные периферийные процессы (тип 1). Однако, если сравнить полученные результаты с предыдущим периодом 1981–1990 гг. (Прил. В, табл. В. 2), то видно, что на станции Одесса-ГМО уменьшилась повторяемость антициклонической циркуляции, особенно в весенний сезон с 34 до 10%. На всех станциях на протяжении года преобладают слабые ветры. Средняя повторяемость слабого ветра по трем портам минимальна в малоградиентных барических полях (тип 4): летом – 26, весной – 16, осенью – 15 и зимой – 17%, из которых наименьшее число случаев отмечено в седловине. На ст. Одесса-ГМО слабый ветер при такой синоптической ситуации наблюдается так: зимой – 17, весной – 15, летом – 25, осенью – 13% случаев.

Однако, без учета изменений в характере циркуляции, произошедших в начале XXI столетия, которые выразились в увеличении числа и площадей, занимаемых циклонами, и уменьшением антициклонических областей в Азии и Арктике [54, 116, 117], трудно предвидеть будущее состояние синоптических процессов, определяющих погоду на любой части Европейской территории, включая юг Украины. Тенденции таких изменений хорошо прослеживаются в период с 2002 по 2012 годы, на примере ст. Одесса-АМСГ, где практически в два раза уменьшилась повторяемость периферийных процессов во все сезоны, в то время как частота циркуляционных процессов с большими барическими градиентами увеличилась в 3 – 5 раз, что в свою очередь может привести к усилению скорости ветра и росту интенсивности СГЯ, связанных с ветром.

По данным архивной выборки получена частота представленных выше типов (подтипов) синоптических ситуаций за 10 лет (2002-2012 гг.) для ст. Одесса-АМСГ. Данные, приведенные в табл. В.5 (Прил. В), свидетельствуют о том, что в течение всего года, несмотря на снижение повторяемости синоптических процессов, относящихся к типам 1-4 и отвечающим за формирование слабого ветра над Украиной, их вклад остается достаточно высоким. Таким образом, необходимо учитывать условия для сохранения застойных явлений, особенно в промышленных зонах.

В январе (рис. 2.6) за исследуемый период повторяемость периферийных процессов (тип 1) снизилась в три раза с 45,0 до 15%, тогда как тип 6 увеличился с 10 до 47%, то есть погоду над северо-западной частью Черного моря стала чаще определять ситуация с большими барическими градиентами. Последнее обстоятельство, указывающее на усиление скорости ветра, обусловлено выходом средиземноморских циклонов на Европу и блокирующим влиянием гребня Сибирского антициклона.

В апреле отмечается уменьшение повторяемости периферийных процессов без атмосферных фронтов в два раза и увеличение ситуаций с фронтами с 10 до 15%. По сравнению с периодом 1991-2001 гг. наблюдается рост количества случаев циклонической циркуляции с большими барическими градиентами с 7 до 22%, соответственно.

Летом в этот же период погода в районе метеостанции Одесса - АМСГ обусловлена, в основном, периферийными процессами без фронтов (тип 1), хотя их повторяемость уменьшилась вдвое - с 41% в 1991-2001 гг. до 24% в 2002-2012 гг., однако, резко возрастает частота типов 5 и 6 (соответственно в 3 и 10 раз) (рис. 2.6). Антициклоническая циркуляция определяет погоду над югом Украины одинаково часто: от 20 до 23%. В основном, барическое поле в летние месяцы формируется под влиянием следующих циркуляционных условий, во-первых, когда в южных районах Восточной Европы холодный воздух распространяется на запад и ядро повышенного давления, оформившееся в нем, может объединиться с гребнем Азорского антициклона, вытянутого на Европу. Во-вторых, когда очень большая область пониженного давления охватывает большую часть внетропических широт Северного полушария, включая и территорию Украины, Азорский антициклон остается в южных широтах Атлантического океана, и его гребень вытянут на Западную Европу.

Октябрь, так же как июль, отличается повышенной повторяемостью периферийных процессов (тип 1), хотя частота их за последнее десятилетие снизилась с 39 до 25%. Чаще всего (в 3 раза больше) стали формироваться барического поля с фронтами и большими барическими градиентами. Незначительно выросло количество периферийных процессов (тип 5) с фронтами (с 10 до 15%) и уменьшилась (на 4-5%) - антициклонической циркуляции (тип 3).

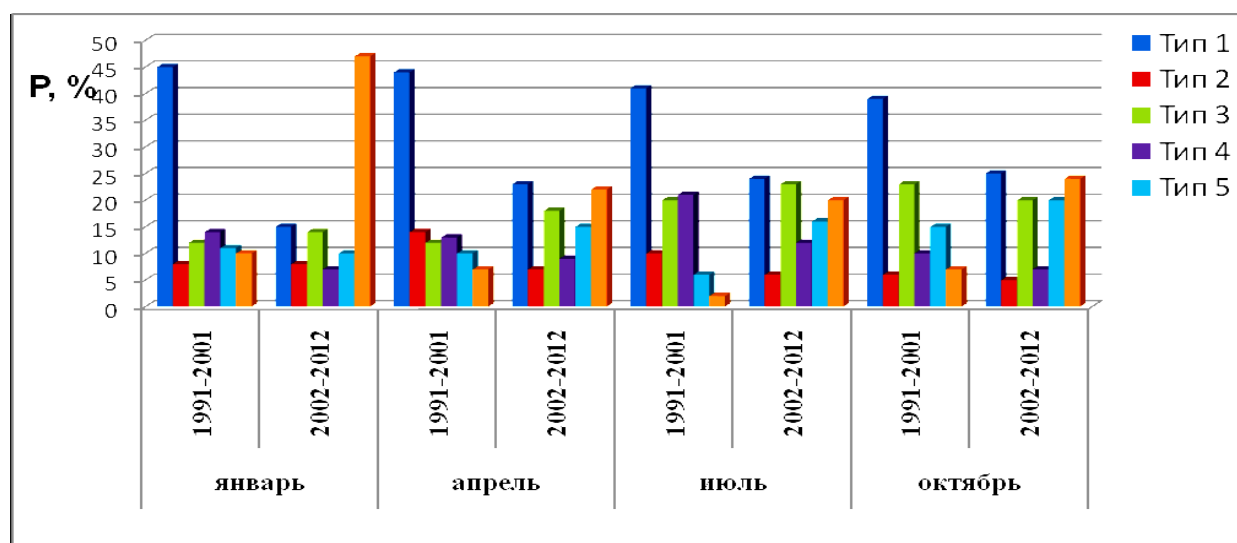


Рис. 2.6 Повторяемость (%) типов синоптических процессов ст. Одесса-АМСГ. 1991-2000 гг., 2002-2012 гг.

Такое барическое поле не только обуславливает температурный и ветровой режим над исследуемой территорией, но и является причиной возникновения стихийных гидрометеорологических явлений (СГЯ), связанных с ветром, что подробнее рассмотрено в [54]. Чаще всего в наблюдаются синоптические процессы, при которых, между далеко расположенными друг от друга блокирующими антициклонами, находится область пониженного давления над Западной Европой и прилегающими морями, эта область поддерживается циклонической деятельностью на арктическом фронте и циклонами с Атлантики и Средиземного моря, проходят через Западную Европу на северо-восток европейской территории России, захватывая запад Украины.

Проведенный анализ динамики синоптических ситуаций над территорией юга Украины позволяет выявить наиболее вероятные атмосферные процессы, формирующие погодные условия в этом районе в последние десятилетия, в том числе и слабый ветер. Таким образом, возникновение ветра всех направлений у поверхности земли на северо-западном побережье Черного моря существенно влияют макроциркуляционные условия и особенности размещения метеорологических станций, распределение ветра над которыми, в зависимости от сезона, характеризуется определенной структурой, которую следует учитывать при разработке физико-статистических методов прогноза слабого ветра.

2.1.2 Типизация синоптических процессов над районами с холмистым рельефом

Общий фон макромасштабной циркуляции атмосферы над Молдовой в течение года характеризуется преобладанием западного переноса воздушных масс с Атлантики и выносом теплого и влажного воздуха со Средиземного моря; реже отмечается вторжение относительно холодных и сухих воздушных масс с севера или из районов Сибири [59]. Весной и летом преобладает (табл. 2.1) циклоническая циркуляция (около 60% случаев), зимой – повторяемость циклонической и антициклонической циркуляции практически одинакова. Осенью преимущественно отмечается антициклоническая циркуляция (60%).

На атмосферную циркуляцию над южными районами Восточной Европы и, в частности, Молдовой большое внимание оказывают бассейны Средиземного и Черного морей. В холодное полугодие над Черным морем формируется черноморская депрессия, возникающая за счет местного циклогенеза (влияние горных хребтов, термический режим моря, замедленное смещение циклонов со Средиземного моря). В теплый период года влияние Черного моря проявляется в увеличении влагосодержания

воздушных масс, поступающих с юга на территорию Северо-Западного Причерноморья.

Уменьшение градиентов давления и температуры способствует усилению антициклонов, перемещающихся из других географических районов. При этом часто формируются переходные зоны между циклонами и расположенными южнее областями высокого давления. В таких переходных областях отмечается, как правило, слабовозмущенный перенос воздушных масс, направление которого зависит от взаимного расположения циклонов и антициклонов. Через Молдову, в основном, перемещаются циклоны, формирующиеся в бассейне Средиземного моря, а также небольшие циклоны, возникающие на движущихся с запада и северо-запада холодных фронтах.

Такова общая структура макроциркуляционных условий, характерных для южных районов Восточной Европы, включая и территорию Молдовы. Для поставленной в настоящей работе задачи представляют интерес, в первую очередь, те особенности синоптических процессов, которые формируются на этом макро- циркуляционном фоне и приводят, в сочетании с местными физико – географическими условиями, к установлению режима слабых ветров на исследуемой территории. Типизация таких синоптических процессов может быть использована в оперативной прогностической практике в качестве диагностического признака макромасштабных условий возникновения слабых ветров, способствующих, в свою очередь, как уже отмечалось выше, увеличению потенциала загрязнения в пограничном слое атмосферы.

Для этой цели в качестве исходного материала использованы приземные и высотные карты (АТ₉₂₅, АТ₈₅₀, АТ₇₀₀) синоптического архива за 1983–1988 гг. (срок 00 UTC). В результате анализа аэросиноптического материала для всех случаев со слабым ветром, выявленных по данным приземных наблюдений на четырех станциях Молдовы, выделено четыре типа синоптических процессов (Прил. В, рис. В.1– В.12).

Тип 1. Северо–западный перенос. Он связан с прохождением через территорию Молдовы преимущественно в широтном направлении ядер высокого давления. В теплый период года эти изолированные ядра образуются путем отрыва от гребня Азорского антициклона, расположенного над центральной Европой, а в холодный – при вторжении холодных воздушных масс с севера и задерживающихся в предгорных районах Карпат. На АТ–850 изучаемый регион находится под влиянием северо-восточной периферии антициклона, центр которого расположен над Балканами (Прил. В, рис. В.1).

Подтип 1.1. Передняя часть антициклона (Прил. В, рис. В.1– В.2). Для первых двух суток при таком подтипе хорошо выражены характерные процессы за холодным фронтом; при этом могут наблюдаться и вторичные фронты, которые слабо прослеживаются в полях метеорологических

Таблица 2.1- Повторяемость (%) различных барических образований над территорией Молдовы

Сезон	Выход южных циклонов	Черноморская депрессия	Скандинавский циклон	Западный циклон или ложбина	Антициклон над Восточной Европой, сибирский антициклон	Азорский антициклон	Стационарный антициклон над Западной Европой
Весна	27	11	5	16	8	15	18
Лето	26	7	1	17	7	22	20
Осень	19	6	4	11	12	26	22
Зима	28	12	6	8	3	17	16
Средне годовая	25	9	4	13	10	20	19

величин. В течение суток удерживаются слабые северо-западные ветры, которые в дневные часы могут усиливаться до 3–4 м/с.

Подтип 1.2. Малоградиентное поле передней части антициклона (Прил. В, рис. В.3). Для этого подтипа характерна штилевая погода и лишь в полуденные сроки возможно усиление северо-западного ветра до $2\text{--}3\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Как правило, подтип 1.1 затем переходит в 1.2.

Тип 2. Юго-восточная и южная часть антициклона. На АТ–850 (Прил. В, рис. В.4) при этом типе синоптических процессов в теплый период года центр антициклона расположен над северными районами Центральной Европы. Зимой северо-восточные потоки над территорией Молдовы формирует Черноморская депрессия, находящаяся над восточной частью Черного моря.

Подтип 2.1. Северо-восточный перенос (Прил. В, рис. В.5), при котором Молдова находится на юго-восточной или южной периферии антициклона или гребня, расположенного севернее исследуемого района (над Украиной или у ее западных границ), что обуславливает северо-восточные направления ветра.

Подтип 2.2. Центр антициклона над Восточной Европой или в районе восточных границ Украины (Прил. В, рис. В.6). Такая синоптическая ситуация часто обуславливает слабые ветры южных и юго-восточных направлений, скорость которых в дневные часы не превышает $2\text{--}3\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Тип 3. Малоградиентное поле. Хотя слабые ветры, как правило, формируются в малоградиентных барических полях, однако, в зависимости от их структурных особенностей и местных физико-географических условий направление и скорость ветра могут заметно различаться даже на близко расположенных станциях. При таком типе синоптических процессов у поверхности земли наблюдаются южные, юго-восточные ветры, скорость которых не превышает $2\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. На АТ–850 (Прил. В, рис. В.7) над исследуемым районом располагаются многоцентровые слабой интенсивности барические образования с циклонической или антициклональной завихренностью.

Подтип 3.1. Малоградиентное поле повышенного давления (Прил. В, рис. В.8). При такой синоптической ситуации в течение суток преобладает штиль, а усиление ветра отсутствует даже в дневные часы.

Подтип 3.2. Малоградиентное поле пониженного давления (Прил. В, рис. В.9). Здесь на фоне размытого приземного барического поля возможно наличие слабовыраженных фронтов. При таком процессе, также как и при предыдущем подтипе, сохраняется штилевая погода, но иногда (в основном при прохождении фронтов) наблюдается усиление ветра до $1\text{--}2\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ неустойчивого направления.

Подтип 3.3. Антициклон в малоградиентном поле (Прил. В, рис. В.10). Предшественником этой синоптической ситуации часто является теплый

сектор циклона, смещающийся через северные районы Европы, но, в принципе, не оказывающий существенного влияния на погоду Молдовы, поскольку территория последней находится преимущественно под влиянием Азорского антициклона. Чаще всего при таких процессах над районом исследования формируется антициклоническое поле.

Тип 4. Передняя часть циклона. Для высотного поля при этом типе синоптических процессов характерно наличие ложбины, связанной с циклоном, располагающимся над районами Балтийского моря (Прил. В, рис. В.11). Для приземной карты (Прил. В, рис. В.12) типичны малоградиентные циклонические поля, а иногда ложбины, вытянутые вдоль западной границы Украины. Для такого типа синоптических процессов характерны слабые ветры южной чет верти. В редких случаях в ложбине располагается не активный теплый фронт или фронт окклюзии, и тогда в течение всего времени его воздействия наблюдаются устойчивые южные и юго-восточные ветры со скоростями $2-3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

По данным архивной выборки за 1983 – 1988 гг. рассчитана повторяемость рассмотренных выше типов (подтипов) синоптических процессов при слабых ветрах у поверхности земли для территории Молдовы для центральных месяцев климатических сезонов, которая представлена в табл. 2.2.

Таблица 2.2 - Повторяемость (ч.с./%) типов (подтипов) синоптических процессов над Молдовой при слабых ветрах у поверхности земли.
1983 – 1988 гг.

Тип синоптических процессов	Подтипы синоптических процессов	Месяцы			
		январь	апрель	июль	октябрь
северо-западный перенос 1	1.1	17/8	5/6	27/11	14/11
	1.2	40/19	12/14	24/10	20/16
	-	57/27	17/20	51/21	34/27
юго-восточная и южная часть антициклона 2	2.1	13/6	12/14	15/16	29/23
	2.2	6/3	7/8	12/5	19/15
	-	19/9	19/22	27/11	48/38
малоградиентное поле 3	3.1	46/22	11/13	98/40	16/13
	3.2	34/16	10/12	32/13	1/1
	3.3	21/10	12/15	20/8	14/11
	-	101/48	33/40	150/61	31/25
передняя часть циклона 4	-	34/16	15/18	17/7	13/10

Анализ этой таблицы показывает, что за исключением осени (октябрь) режим слабых ветров на территории Молдовы формируется, в основном, (от 40% весной до 61% летом) третьим типом синоптических процессов, когда у поверхности земли господствует малоградиентное барическое поле. Осредненные величины барических градиентов при этом колеблются от 1,5 гПа/111 км зимой и весной до 0,5 гПа/111 км – летом. Что касается повторяемости подтипов 3.1–3.3, то в январе и июле заметное преимущество (в среднем около 50% всех случаев данного типа) имеет подтип 3.1 – малоградиентное поле повышенного давления; весной (апрель) повторяемость всех трех подтипов практически (от 12 до 15%) равновероятна. Описанная закономерность, в основном, подтверждает известную динамику перехода зимних процессов к летним в южных районах Европы, когда к июлю существенно возрастает роль антициклонической деятельности, связанная с Азорским антициклоном.

Интересной особенностью (табл. 2.2) обладает распределение повторяемости первого типа синоптических процессов – оно практически (от 20% весной и летом до 27% зимой и осенью) не зависит от сезона. Средние величины приземных барических градиентов при этом весной, летом и осенью не превышает 1,0 гПа/111 км, а к зиме они увеличиваются в 1,5–2 раза. В качестве диагностического признака может быть использован и тот факт, что зимой и весной повторяемость подтипа 1.2 в 2–2,5 раза больше, чем подтипа 1.1, а в июле и октябре существенных различий в значениях повторяемости этих двух подтипов практически не отмечается. Сравнительный анализ повторяемости подтипов синоптических ситуаций убедительно подтверждает вывод об аналогичности зимних и весенних процессов, с одной стороны, и летних и осенних – с другой.

Данная закономерность сохраняется и при анализе повторяемости четвертого типа синоптических процессов: зимой и весной она примерно одинакова (16–18%) и почти вдвое превышает аналогичную величину в летне-осенний период (7 и 10% соответственно). Средние значения барических градиентов мало изменяются в зависимости от сезона и, как правило, не превышают 1,2 гПа/111 км. Поскольку этот тип процессов связан с циклонической деятельностью на юге Европы, которая, как известно [76], в зимне-весенний период протекает более активно, чем летом и осенью, то становится понятным упомянутое выше соотношение повторяемостей в холодное и теплое полугодие.

Примечательной особенностью второго типа синоптических процессов является то обстоятельство, что вывод относительно сезонного хода повторяемостей, полученный ранее для 1,3 и 4 типов, для него нарушается. Повторяемость для января и июля (табл. 2.2), по существу, одинакова (9 и 11%, соответственно), а в переходные сезоны она возрастает в 2 раза весной (22 %) и почти в 4 раза (38 %) осенью. Заметим,

что в октябре этот тип процессов является преобладающим по сравнению с остальными тремя. Средние значения барических градиентов весной и осенью составляют 1,5–2,0 гПа/111 км, а зимой и летом они уменьшаются до 0,7–1,0 гПа/111 км. Соотношение повторяемостей указывает (за исключением июля, когда эти два подтипа равновероятны) на явное преобладание подтипа 2.1 по сравнению с подтипом 2.2.

Таким образом, основной вывод, вытекающий из проведенного анализа, заключается в том, что на режим формирования слабых ветров у поверхности земли на территории Молдовы, наряду с физико-географическими условиями станции, ландшафтом и расположением метеорологических площадок, существенное влияние оказывают макроциркуляционные условия. Слабый ветер формируется, в основном, в малоградиентном барическом поле (3 тип): 48 и 61% случаев – зимой и летом, соответственно.

2.2 Аэрологическая структура пограничного слоя атмосферы при слабом ветре над Северо-Западным Причерноморьем

С целью формирования перечня потенциальных предикторов для прогноза слабого ветра необходимо детальное изучение [4, 34, 83, 93, 105, 106] особенностей вертикальной структуры пограничного слоя атмосферы (ПСА). Поэтому по данным радиозондирования на ст. Одесса-ГМО в срок 00 UTC для центральных месяцев каждого климатического сезона построены типовые вертикальные профили температуры, относительной влажности, скорости и направления ветра (Прил. В., рис. В.13-В.16) в нижнем трехкилометровом слое атмосферы с учетом определенных типов синоптических процессов и некоторых подтипов (число случаев > 30).

Характерной особенностью вертикального профиля температуры в зимний период является наличие задерживающих слоев в ПСА для всех типов синоптических процессов [20, 38, 39]. Разница лишь в их характере и мощности. Для типа 1 (подтипа 1.3) отмечается наиболее сильная (до 700 м) приземная инверсия в слое от земли до высоты 1500 м. Для типа 3 и подтипа 1.4 характер температурной стратификации приблизительно одинаков: инверсионные слои располагаются в слое выше 400 м и глубина их не превышает 4 °С. Тип 4, представляющий слабо выраженные барические поля, по профилю температуры подобный типу 2 с той лишь разницей, что у типа 2 слабая инверсия в слое 0–200 м сменяется изотермией мощностью до 500 м. Вертикальный профиль относительной влажности также неустойчив. Распределение относительной влажности в ПСА имеет такой вид (Прил. В., рис. В.13 – В.16):

- увеличивается в слое инверсии или вблизи ее верхней границы;
- увеличивается около поверхности земли, а потом медленно уменьшается;

- не изменяется около поверхности земли, а потом медленно уменьшается.

Вертикальный профиль скорости ветра почти для всех типов синоптических процессов имеет характер струйного течения. Усиление ветра, которое обусловлено струйными течениями нижних уровней (СТНУ), как свидетельствует сравнение профилей температуры и скорости ветра, часто связано с наличием инверсий. Что касается направления ветра, то в подтипах 1.3, 1.4 и типе 4 наблюдается ветер северной четверти. При этом, кроме подтипов 1.3 и 1.4, имеет место правый ($30-120^\circ$) поворот ветра с высотой.

Весной для синоптических процессов подтипа 1.1 и типа 3 инверсионные слои располагаются в нижнем 200-метровом слое, глубиной не более 3°C . Тип 2 характеризуется наличием слабой изотермии (< 200 м) и незначительной инверсией в слое 200-310 м. Некоторое различие в распределении температуры с высотой имеет место для типа 4, в котором температура медленно уменьшается с высотой. Относительная влажность, в основном, имеет сложный профиль. Она колеблется в пределах 20-50%, за исключением подтипа 1.2, в котором влажность уменьшается от поверхности земли до высоты 3000 м. В ПСА при типах 1, 2 и 3 преобладает ветер западной четверти. Все типы, за исключением 4, имеют слабый ($50-70^\circ$) правый поворот ветра с высотой. Вертикальный профиль скорости ветра почти для всех типов имеет характер струйного течения, кроме типа 3. Ось низкотропосферного течения чаще располагается на высотах 1300 -1600 м.

Типичной особенностью стратификации температуры в летнем периоде является наличие слабых инверсий в нижнем 400-метровом слое атмосферы глубиной порядку 2°C и толщиной 200-300 м, а во всем выше расположенном пограничном слое наблюдается падение температуры, близкое к сухадиабатическому. Независимо от типа синоптических процессов отсутствуют любые отличительные особенности вертикального профиля относительной влажности, которая медленно уменьшается с высотой и колеблется, в основном, от 60 до 80%. Направление ветра с высотой изменяется незначительно. Для типа 1, который представляют периферийные процессы характерно сохранение северной составляющей в ПСА. При типе 2 наблюдается ветер южной четверти горизонта. Вертикальные профили скорости ветра в нижней тропосфере также однотипны: для большинства синоптических процессов в нижнем 500-метровом слое атмосферы может наблюдаться "излом" профиля скорости в виде струйного течения, скорость ветра при этом достигает $6-8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. При типе 1 четко обнаружен пик скорости ветра ($12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) на высоте 150 м. В целом, летние процессы протекают более спокойно, чем осенние. Значительные вертикальные градиенты для всех рассмотренных

метеорологических величин отсутствуют и поэтому их профили в пограничном слое атмосферы не получают резких изгибов [74].

Осенью для 1 и 3 типов синоптических процессов характерно наличие инверсий в нижнем 400-метровом слое, выше которого во всем ПСА температура уменьшается с градиентом, близким к сухоадиабатическому ($0,8-0,9\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). Это свидетельствует о том, что в целом ПСА в этом случае на температуре стратифицирован устойчиво. Относительная влажность, в основном, медленно убывает с высотой и колеблется в пределах 60-80%.

Во всем ПСА при типах 1-4 преобладает ветер западного, северо-западного направления. При этом, если для типов 1-3 имеет место правый поворот ($50-60^{\circ}$) ветра с высотой, то при 4 типе наблюдается слабый (до 30°) левый. Для типа 2 (Прил. В, рис. В.16), то есть в барических полях пониженного давления с циклонической циркуляцией, характерно наличие струйного течения с максимальной скоростью на оси струи $18\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, мощность которой составляет 1000 м. При типах 1 и 3 наблюдаются "изломы" в профиле скорости ветра, а значения в них достигают $8-10\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, что меньше, чем на оси струи. Профиль вертикальной скорости ветра для типа 4 (малоградиентные поля) имеет более ровную структуру (Прил. В, рис. В.16 г): в приземном 500-метровом слое скорость растет до $7\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, постепенно уменьшаясь к высоте 1000 м, до $3\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, затем происходит ее рост и на уровне 3 км она достигает $14\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Сравнивая вертикальную структуру пограничного слоя атмосферы летом и осенью можно заметить сходство вертикальных профилей метеорологических величин при типе 1. Наличие задерживающих слоев характерно для осеннего периода, летом наблюдается более гладкий профиль температуры. Вертикальный профиль направления ветра за рассматриваемый летне-осенний период характеризуется, в основном, северо-западной и северной составляющей и только летом для 2-го типа отмечается южное направление.

Выше описаны наиболее характерные особенности структуры ПСА для разных климатических сезонов и типов синоптических процессов. Изображение вертикальных профилей приведено в работе [38].

2.3 Низкотропосферные струйные течения атмосферы при наличии слабого ветра у поверхности земли

2.3.1 Особенности формирования СТНУ при наличии приземного слабого ветра

Слабый ветер у поверхности земли над Северо-Западным Причерноморьем, как и над многими физико-географическими неоднородными территориями [38, 42, 119, 124, 139], часто связан со

струйными течениями нижних уровней (СТНУ) и задерживающими слоями [4, 34, 39, 44, 45].

Для получения зависимости между характеристиками СТНУ и скоростью ветра у поверхности земли применены данные трехразовых радиозондирований за период 1981-1990 гг., одноразовых за следующее десятилетие (1991-2000 гг.), а также дневники погоды по станции Одесса-ГМО и синоптические карты (приземные, АТ₈₅₀ и АТ₅₀₀). Для ст. Кишинев использованы 6-летние наблюдения (1983-1988 гг.) в центральные месяцы сезонов (январь, апрель, июль, октябрь).

Под струйным течением нижнего уровня большинство авторов [42] понимают наличие в пределах пограничного слоя атмосферы пика скорости ветра $\geq 15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, если в 300-метровом слое выше и ниже уровня максимума скорость изменяется на $3\text{-}4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и более.

Прежде чем описывать с помощью математического аппарата тонкую структуру поля ветра в пограничном слое атмосферы, при которой у подстилающей поверхности отмечается слабый ветер, а в середине слоя – струя, приведем краткий анализ режима ветра в исследуемом регионе. Как сказано ранее, исследования [29, 31, 33, 56, 72, 77, 78] показали, что скорость ветра за последние 20 лет значительно уменьшилась над большинством регионов Европы, в том числе и над Украиной. Это ослабление скорости на примере четырех метеорологических станций, расположенных на побережье Черного моря в районе Одессы, выглядит следующим образом: среднегодовая скорость за период 1991-2000 гг. на ст. Одесса-ГМО составляет $3,0 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, порт Ильичевск – $3,4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, порт Одесса – $4,6 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и порт Южный – $4,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, что значительно меньше аналогичных значений за предыдущие десятилетия [34, 60]. В качестве примера в табл. 2.3 приведена повторяемость слабых ($0\text{...}4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) скоростей ветра по срокам в центральные месяцы каждого сезона в портах Ильичевск и Южный.

За период наблюдений при наличии слабого ветра (до $4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) у поверхности земли над Одессой выявлены 58 СТНУ в зимне-весенний период и 41 струя в летне-осенний (табл. 2.4). Наибольшая повторяемость СТНУ связана с циклонической циркуляцией, обычно это поля с небольшим градиентом давления. По сезонам их повторяемость не очень отличается. Максимальное число случаев (33%) СТНУ приходится на зиму и весну и связано с западным переносом (подтип 1.1), который соответствует южной или юго-восточной периферии циклона, и южным переносом (20%), что характерно для передней части циклона; наименьшая повторяемость (10%) струй зафиксирована при подтипе 1.3 – восточный перенос (южная периферия антициклона) и в седловине.

Летом и осенью наиболее благоприятные условия для возникновения низкотропосферных струй формируются также при периферийных синоптических процессах (тип 1), особенно при подтипах 1.1 и 1.4, когда

на расстоянии 200 – 250 км от района исследования могут проходить размытые атмосферные фронты, обуславливая, как свидетельствуют наблюдения трех портовых станций и Одессы-ГМО, различные скорости ветра на Одесском побережье [47, 51].

В сезонном ходе наибольшая повторяемость (70%) струй, как и слабого ветра, наблюдается в ночные часы при наличии задерживающих слоев в ПСА. В качестве причины образования инверсии можно, по-видимому, указать механизм «застоя» более холодного воздуха при сильном излучении с подстилающей поверхности и небольшой облачности, низкой влажности и малых скоростях ветра. Кроме того, действует и динамический фактор, который обуславливает взаимосвязь воздушного потока с особенностями рельефа в расположении четырех вышеназванных метеостанций при наличии разрыва свойств подстилающей поверхности суша-море.

Таблица 2.3 - Повторяемость (%) слабого ветра за период 1991-2000 гг.

Месяц	Срок								За сутки
	00	03	06	09	12	15	18	21	
порт Ильичевск									
I	49,0	77,4	80,4	78,7	76,8	74,2	72,6	80,0	77,4
IV	86,0	81,3	83,0	79,3	73,7	69,7	76,4	83,0	79,1
VII	90,0	91,3	91,6	87,4	83,6	81,0	85,8	90,0	87,5
X	81,6	80,4	79,4	75,8	70,0	73,5	78,1	80,3	77,4
порт Южный									
I	52,6	56,7	54,8	53,5	51,3	46,1	53,6	52,0	52,6
IV	66,4	65,4	66,4	58,7	53,7	53,4	57,0	63,0	60,5
VII	69,0	70,0	61,9	59,7	59,7	49,3	45,5	64,2	59,9
X	56,2	56,4	54,2	47,4	42,6	44,5	52,9	56,8	51,4

Таблица 2.4 - Характеристики СТНУ при наличии слабого ветра у поверхности земли в районе Одессы

Сезон	Число случаев	Мощность, м	Высота оси, м	Скорость ветра на оси, м·с ⁻¹	
				средняя	максимальная
Зима	31	800	830	20	26
Весна	27	450	580	20	26
Лето	20	280	520	17	22
Осень	21	550	900	18	23

Характерной особенностью ветрового режима в ПСА над территорией Молдовы является также наличие струйных течений нижнего уровня или, как ещё их называют, мезоструй [42]. За исследуемый период (1983–1988 гг.) при наличии слабого ветра ($0-4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) у поверхности земли над Кишинёвом выявлена 51 низкотропосферная струя, что соответствует 83% струй, образующихся в этот период при различных (не только слабых) скоростях ветра у поверхности земли. Преобладающее число СТНУ (70%), как и над Одессой, связано с циклоническим полем циркуляции, однако по сезонам их повторяемость существенно различается. В январе струи отмечаются в 42% случаев при 4 типе синоптических процессов, т.е. в передней части циклонов, по 17% – при подтипах 3.1 и 3.2 и по 12% приходится на подтипы 1.2 и 2.1.; 27% мезоструй отмечено в малоградиентном поле тёплого сектора циклона (подтип 3.3); наименьшее число струй (всего по одной) имело место при подтипах 1.1 и 2.2, т.е. в передней и юго-западной частях антициклона с центром над Восточной Европой или в районе восточных границ Украины. В июле СТНУ преимущественно (50%) связаны с тёплыми фронтами (тип 4), хотя они отмечены и при других подтипах 1.1, 1.2, 2.1. В октябре зарегистрировано всего четыре мезоструи при синоптических процессах, относящихся к подтипам 1.1, 1.2, 2.1.

Таким образом, наиболее благоприятные условия для возникновения СТНУ в районе Кишинёва создаются при макропроцессах типа 4 (27%) и подтипа 3.2 (22%). Скорость ветра на оси фронтальных струй различается незначительно. Причем ось струи в зоне холодного фронта, как правило, расположены ниже, чем в зоне тёплого. Анализ пространственных разрезов показывает, что в исследуемом районе, как и во многих других [43, 138], наиболее протяженные струи связаны с атмосферными фронтами. Продолжительность сохранения мезоструи обычно не превышает 6 часов. Чаще они отмечаются в утренний срок зондирования. В случаях, когда СТНУ связаны с тёплыми фронтами, время их существования увеличивается до 24 часов. Чаще всего струи наблюдаются при наличии облаков нижнего яруса, но также могут отмечаться при ясном небе и облаках верхнего и среднего ярусов (что следует из анализа повторяемости СТНУ по типам синоптических процессов).

Направление ветра в мезоструях над Кишинёвом, в основном, южное и северо-западное. При этом в ПСА наблюдается чаще правый поворот ветра с высотой, т.е. СТНУ связаны, как правило, с адвекцией тепла [55], исключение составляют струи, связанные с холодными фронтами.

Если говорить о годовом ходе повторяемости СТНУ, то над Молдовой в январе и апреле они формируются чаще, чем в другие сезоны (табл. 2.5). Очевидно, это обусловлено повышенной повторяемостью задерживающих слоёв в нижней части атмосферы, способствующих образованию низкотропосферных струй. Суточный ход повторяемости СТНУ выражен

слабо, хотя в ночные и утренние часы обнаруживается тенденция к увеличению их числа по сравнению с дневными. Следует отметить, что над Кишинёвом 90% струй формируется при наличии изотермий и инверсий; здесь действует, очевидно, и динамический фактор, обусловленный особенностями рельефа местности – холмистая равнина и наличием гор Кодры. Ниже приведены средние значения основных характеристик СТНУ для ст. Кишинев-ГМО (табл. 2.5).

Таблица 2.5 - Сезонные характеристики СТНУ над Кишинёвом при слабом ветре

Месяцы	Число случаев	Среднее значение		Скорость ветра на оси, $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$	Максимальная скорость ветра на оси, $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$
		мощность, м	высота оси, м		
Январь	24	430	690	15	23
Апрель	15	490	750	18	23
Июль	8	610	800	16	26
Октябрь	4	400	820	18	20

Средняя мощность (разность высот слоя, охватываемого струйным течением) струи колеблется от 610 летом до 400 м осенью. С увеличением мощности струи скорость на её оси, как правило, не возрастает. Сравнительный анализ количественных параметров струй, представленных в табл. 2.5, показывает, что при слабом приземном ветре мощность и интенсивность СТНУ меньше, а располагаются они выше струй, при которых ветер у поверхности земли над Молдовой не ограничивается значениями слабого. Если учесть, что стратификация температуры воздуха при СТНУ, как правило, устойчивая и направление ветра в струе и у поверхности земли чаще отличается более чем на 60° , то вполне очевидно отсутствие обмена (или слабый обмен) количеством движения между струёй и приземными слоями воздуха, и как следствие, формирование скорости приземного ветра до $4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Устойчивость в слое атмосферы над струёй способствует ослаблению скорости ветра у поверхности земли до $1-4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (чаще до $2-3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) и увеличению сдвига ветра, информация о котором необходима для обеспечения безопасности воздушных судов при взлёте и заходе на посадку [49].

В Кишинёве повторяемость сильных сдвигов ветра больше под осью СТНУ. Сильные сдвиги ветра обычно наблюдаются при наличии задерживающих слоёв, которые в свою очередь, влияют также и на форму струи. Над Молдовой преобладают также мезоструи, в верхней части которых вертикальный градиент скорости ветра меньше, чем в нижней

(51%). Как видно из табл. 2.5, самые мощные СТНУ формируются зимой, а самые высокие – осенью. В ночное время струи характеризуются инверсией и изотермией и, как следствие, меньшей интенсивностью турбулентного обмена между струей и «подструйным» слоем атмосферы. Скорость ветра (как средняя, так и максимальная) в СТНУ значительно сильнее зимой и весной, а летом и осенью струи менее интенсивны. Практически все струйные течения связаны с задерживающими слоями: ночью – с приземными, днем – приподнятыми; лишь в летнее время иногда возможно образование слабого СТНУ при отсутствии задерживающего слоя.

2.3.2 Моделирование синоптических ситуаций в период слабого ветра у поверхности земли и СТНУ в пограничном слое

С целью получения распределения ветра у поверхности земли в малоградиентных барических полях рассмотрим стандартную ситуацию, когда пространство занято гребневой структурой, которой обычно соответствуют малоградиентные поля. Такого рода поля могут частично входить в структуру солитона Россби, как это показано в [53, 110]. Обобщенный критерий процесса может быть, согласно [34, 110], представлен полем комплексного потенциала скорости в виде:

$$w = A_1 + A_2, \text{ где } A_1 = \bar{v}_\infty z, \\ A_2 = \frac{1}{2\pi} \sum_{k=1}^n q_k \ln(z - a_k) - \frac{1}{2\pi} \sum_{k=1}^p \frac{M_k e^{a_k i}}{z - c_k} - \frac{i}{2\pi} \sum_{k=1}^m \Gamma_k \ln(z - b_k). \quad (2.1)$$

Здесь поле потенциала скоростей w задано, помимо компоненты $A_1 = \bar{v}_\infty z$, с помощью n простых источников, определенных в точках $a_1, a_2, \dots, a_n$ с обильностями $q_1, q_2, \dots, q_n$, а также m вихрями в координатах $b_1, b_2, \dots, b_m$ с циркуляциями $\Gamma_1, \Gamma_2, \dots, \Gamma_m$ и дублетами в координатах $c_1, c_2, \dots, c_p$ с моментами M_k и углами ориентации осей дублетов α_k ; $W = \varphi + i\psi$, $V = v_x - iv_y$, $z = x + iy$, φ – потенциал, ψ – функция тока, (x, y) – координаты области решения. Функция тока в дальнейшем должна удовлетворять или уравнению солитона (по типу уравнения Картвега-де-Фриза или уравнения синус-Гордона, если гребневая структура является составной частью солитона Россби, в соответствии с [1, 53, 110, 121], или уравнению, которое описывает стационарную волну Россби соответствующей гребневой структуры. С этой целью необходимо мнимую часть функции (2.1) подставить в уравнение Картвега-де-Фриза. Здесь $\bar{v}_\infty$ – средняя скорость ветра у поверхности земли в малоградиентном поле, характерном для гребневых структур и седловин. Тогда поле функции тока, приведенное на рис. 2.7а, охарактеризует ситуацию, в которой

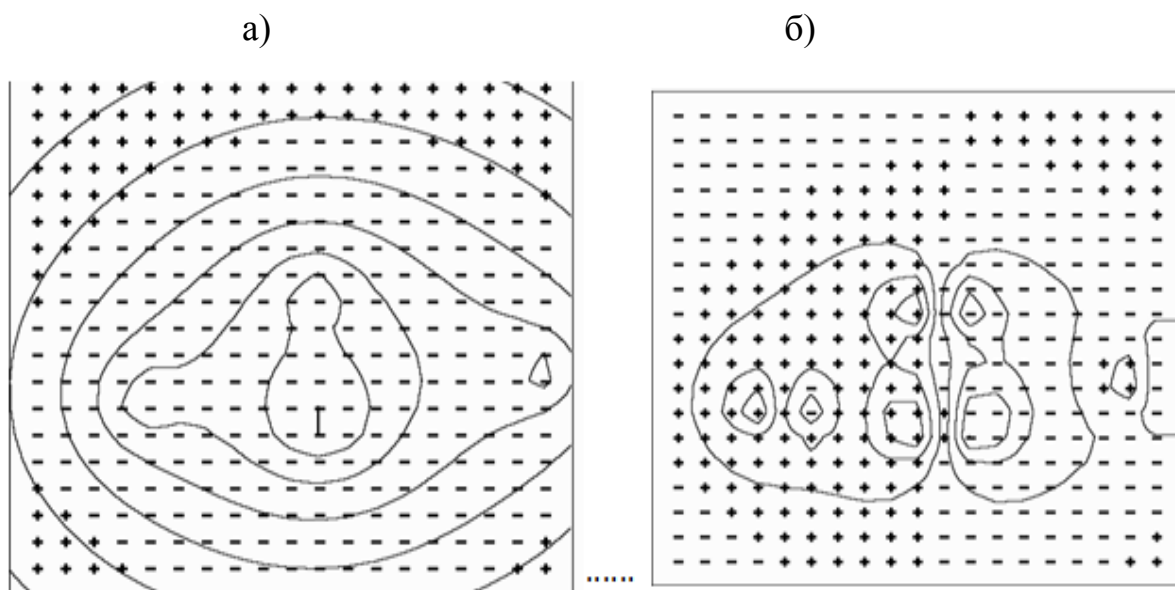


Рис. 2.7 Поле функции тока, соответствующее малоградиентному полю гребневой структуры (а) и отклонений от структуры солитона Россби (б). Знак минус соответствует циркуляции по часовой, а плюс – против часовой стрелки

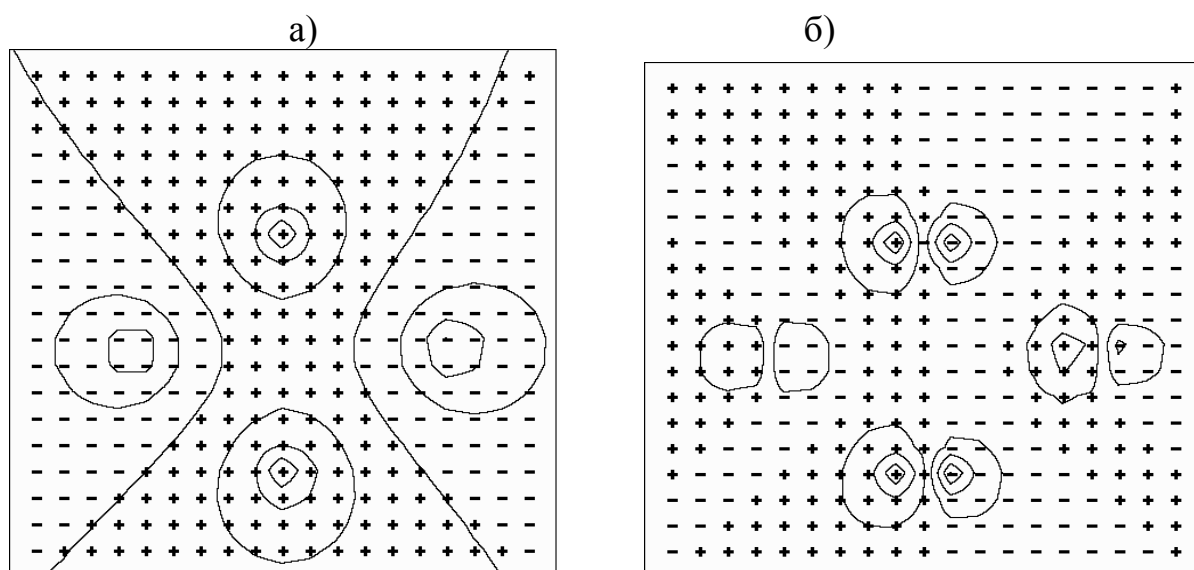


Рис. 2.8 Поле функции тока малоградиентного поля седловины и отклонений от структуры солитона.

малоградиентная структура является следствием всех процессов, описанных функцией A_2 . Обычно эта функция представляет собой либо характеристику процессов, происходящих над данным барическим полем (рис. 2.7а), либо процессов, действующих в соседних областях. Это могут быть процессы цикло- и фронтогенеза, прилегающие к структуре. Иллюстрации подобных процессов даны в [53].

Поле отклонения функции тока (рис. 2.7б) от структуры солитона Россби подтверждает необходимость дополнения структуры солитона Россби полями функции тока, описываемыми функцией A_2 . Крупные очаги отклонений доказывают неправомерность рассматривать солитон Россби только по ситуации, изображенной на рис. 2.7 а.

Рис. 2.8 показывает, что ситуация седловины более соответствует структуре солитона Россби, т.к. в ней присутствуют одновременно антициклонические и циклонические образования. Естественно, что циклонические образования предполагают наличие в них главных энергетических структур солитона Россби в виде фронтогенеза. Фактически ситуация, приведенная на рис. 2.8, определяет двойной солитон Россби, который, однако, маловероятен в слабоградиентных полях седловины.

Таким образом, режим ветра малоградиентного поля суммирует в себе все энергетические возмущения, действующие в основных структурах солитона Россби. Эти возмущения, согласно [53], описываются системой уравнений:

$$\begin{aligned} E - D - \frac{\partial M_c}{\partial z} &= 0, \\ E\tilde{s} - Ds_c - \frac{\partial M_c s_c}{\partial z} + \rho Lc &= 0, \\ E\tilde{q} - Dq_c - \frac{\partial M_c q_c}{\partial z} - \rho c &= 0, \end{aligned} \quad (2.2)$$

где E – втекание, D – вытекание, $M = \sum \rho w_i \sigma_i = \rho w_c \sigma$ – вертикальный поток массы воздуха в облаке (w – средняя по сечению вертикальная скорость в i -ом облаке, σ – площадь горизонтального сечения i -го облака); $w_c, s_c = c_p T + gz, q_c$ – средневзвешенные значения вертикальной скорости, статической энергии и отношения смеси водяного пара; $\tilde{s}, \tilde{q}$ – средние значения статической энергии и отношения смеси водяного пара в окружающем облако воздухе, ρ – плотность воздуха; c – количество сконденсировавшейся влаги. Если e – количество испарившейся влаги, L – удельная теплота фазовых переходов, то добавляя уравнения движения:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\rho} \bar{u}}{\partial t} + \nabla \bar{\rho} \bar{u} \bar{\vec{V}} + \frac{\partial (\bar{\rho} \bar{w} \bar{u})}{\partial z} &= -E\tilde{u} + Du_c - Le + \frac{\partial M_c \tilde{u}}{\partial z} \\ \frac{\partial \bar{\rho} \bar{v}}{\partial t} + \nabla \bar{\rho} \bar{v} \bar{\vec{V}} + \frac{\partial (\bar{\rho} \bar{w} \bar{v})}{\partial z} &= -E\tilde{v} + Dv_c - Le + \frac{\partial M_c \tilde{v}}{\partial z} \end{aligned} \quad (2.3)$$

получаем итоговую систему уравнений солитона Россби. В них $(\tilde{u}, \tilde{v})$ – скорости вовлечения в облачные системы; $\bar{\vec{V}} = \bar{\vec{V}} = (\bar{u}, \bar{v})$ – скорость фонового ветра синоптического процесса.

В то же время уравнение:

$$\rho u \left(\frac{dc_p T}{dx} + \frac{d(E_R / \rho)}{dx} \right) + \frac{dq_{Rx}}{dx} = \frac{d}{dy} \left(u \mu \frac{du}{dy} \right) + \frac{d}{dy} \left(\kappa \frac{dT}{dy} \right) + \frac{dq_{Ry}}{dy} \quad (2.4)$$

описывает энергетическую структуру пограничного слоя на территории гребневого поля солитона Россби. Здесь в левой части уравнения (2.4) в квадратных скобках энергия приведена в джоулях; аналогично в производных от q_{Rx} и от q_{Ry} величины потоков излучения и скрытой энергии тоже приведены в джоулях; коэффициенты турбулентного механического и теплового обменов μ, κ имеют размерности, переводящие выражения в круглых скобках в левой части уравнения (2.4) в единицы энергии. Следует иметь в виду, что E_R – объемная плотность энергии излучения; ось x в уравнении (2.4) эквивалентна координате z , тогда как ось y перпендикулярна ей; u – скорость вдоль оси гребня. В случае оптически толстой среды поток излучения:

$$q_R = \frac{4}{\gamma} T^3 \frac{dT}{dy}, \quad \text{где} \quad \gamma = \frac{c_p}{c_v}, \quad (2.5)$$

и для оптически тонкой среды:

$$q_R = \frac{3}{2\gamma} (T^4 + 1) \int_0^{y^*} \rho k_v dy, \quad (2.6)$$

где k_v – коэффициент поглощения, T – температура воздуха.

Тогда энергетическая основа блокирующего процесса, описанная приведенными выше системами уравнений (2.2) – (2.4), должна быть задана числовыми параметрами функции (2.1), т.е. полем функции тока комплексного потенциала скорости. Методы такой параметризации изложены в [24]. В итоге получаем, что величина фонового слабого ветра малоградиентных полей $\bar{v}_\infty$ суммирует в себе вклад всех энергетических возмущений в блокирующем процессе. Причем, чем меньше модуль этой величины, тем более сбалансированы энергетические структуры блока.

Таким образом, можно сделать два предварительных вывода. Во-первых, хотя исходная выборка, по которой проведено изучение слабого ветра при наличии низкотропосферных струй над Северо-Западным Причерноморьем, не является исчерпывающей, однако полученные результаты нельзя не учитывать при составлении прогноза ветра в районе исследования. Во-вторых, если энергетическая основа блокирующего процесса будет задана полем функции тока комплексного потенциала скорости, тогда величина фонового слабого ветра малоградиентных полей суммирует в себе вклад всех энергетических возмущений в блокирующем процессе, т.е. можно одновременно получить слабый ветер у поверхности земли и СТНУ в пограничном слое атмосферы над заданным регионом.

3 ИНВЕРСИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ НАД СЕВЕРО-ЗАПАДНЫМ ПРИЧЕРНОМОРЬЕМ

3.1 Общие сведения о температурной инверсии

Инверсия температуры воздуха является результатом физического процесса, который характеризуется повышением температуры с высотой вместо обычного понижения, что обуславливает изменения других важных метеорологических величин, как в самом слое инверсии, так и в смежных слоях [10, 21, 35, 38, 39, 83, 84, 92]. При определенных условиях нормальный вертикальный градиент температуры изменяется таким образом, что более холодный воздух наблюдается возле поверхности Земли. Это может произойти, например, при движении теплой, менее плотной воздушной массы над холодным, более плотным слоем. Этот тип инверсии возникает вблизи теплых фронтов, а также в областях океанического апвеллинга, например, возле берегов Калифорнии. При достаточной влажности более холодного слоя возможно типичное образование тумана под инверсионной "крышкой".

Ясной ночью при антициклоне холодный воздух может опускаться по склонам и собираться в долинах, где в результате температура воздуха станет ниже чем на 100 или 200 м выше. Над холодным слоем находится более теплый воздух, что, вероятно, создаст облако или легкий туман. Температурная инверсия наглядно демонстрируется на примере дыма от огня или трубы. Дым будет подниматься вертикально, а потом когда достигнет "слоя инверсии", согнется горизонтально (рис. 3.1). Если эта ситуация создается в больших масштабах, то пыль и грязь (смог), которые поднимаются в атмосферу, остаются там и, накапливаясь приводят к опасному загрязнению.

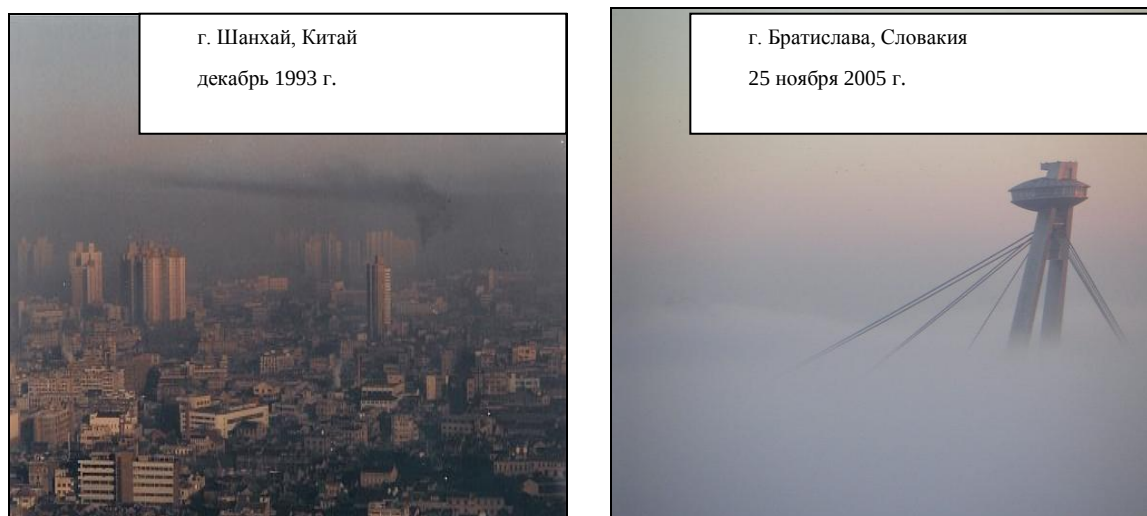


Рис. 3.1 Наглядные последствия зимней инверсии [144, 145]

Инверсия оседания – тип инверсии температуры, которая может возникнуть в свободной атмосфере при оседании широкого слоя воздуха и нагревании его вследствие адиабатического сжатия, что обычно связывается с субтропическими областями высокого давления. Турбулентность может постепенно поднять инверсионный слой на большую высоту и "проколоть" его, в результате чего образуются грозы и, даже при определенных условиях, тропические циклоны.

Если нарушается нормальный процесс конвекции, то происходит загрязнение нижнего слоя атмосферы. Это создает проблемы в городах со значительными объемами выбросов. Инверсионные эффекты часто возникают в таких больших городах, как Мумбаи (Индия), Лос-Анджелес (США), Мехико (Мексика), Сан-Паулу (Бразилия), Сантьяго (Чили) и Тегеран (Иран) [143]. Небольшие города, такие как Осло (Норвегия) и Солт-Лейк-Сити (США), расположенные в долинах холмов и гор, также подвергаются влиянию „запирающего” инверсионного слоя. При интенсивной инверсии загрязнение воздуха может стать причиной респираторных заболеваний. Так, большой смог в 1952 г. в Лондоне был одним из наиболее серьезных подобных инцидентов: из-за него погибло более 10 тысяч людей.

При исследовании задерживающих слоев используют такие структурные параметры: мощность инверсии или изотермии – разница между высотами нижней и верхней границы слоя увеличения или постоянства температуры ($\Delta H_{\text{инв}}$, м); глубина или интенсивность инверсии – разница между максимальной и минимальной температурой в инверсии (ΔT , °C); в изотермии $\Delta T = 0$ °C.

Инверсии классифицируют как приземные (ПЗ), приподнятые (ПП) и высотные (ВС) (высота нижней границы более, чем 1500 м). Такую же классификацию используют для изотермии.

Кроме приведенных выше характеристик различают:

- основание (нижнюю границу) слоя инверсии, в случае приземной она совпадает с поверхностью земли ($H_{\text{нг}}$, м);
- верхнюю границу слоя инверсии ($H_{\text{вг}}$, м);
- скачок температур в слое инверсии, то есть разница температур на верхней и нижней границах слоя. Разница температур в слое инверсии может достигать 10...15 °C, обычно – меньше.

Приземные инверсии возникают чаще всего над поверхностью почвы (снежного или ледяного покрова), охлажденного ночным излучением, и в таких случаях называются радиационными. В приземном слое различают еще снежные или весенние инверсии.

В свободной атмосфере чаще всего наблюдаются инверсии оседания (сжатия), связанные с нисходящими движениями воздушных слоев, а также с излучением облачного слоя или мглы. К этому виду инверсий относится, в основном, пассатная инверсия. Кроме того, инверсии могут

быть связаны с адвекцией теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность (адвективная инверсия), с фронтальной поверхностью (фронтальная), с турбулентностью (турбулентная), с орографией (орографическая).

Как известно из [10, 21, 43, 58, 63, 69, 84, 95], к резкому росту концентраций вредных веществ в приземном слое атмосферы приводят неблагоприятные метеорологические условия. В это время установлено, что между уровнями загрязнения атмосферного воздуха и климатическими факторами существует определенная связь. На степень и интенсивность загрязнения воздушного бассейна влияют рельеф местности, направление и скорость ветра, влажность, количество, интенсивность и длительность осадков, циркуляция воздушных потоков, инверсий и др. В частности, при инверсии затрудняется вертикальный обмен воздуха. В условиях инверсий большое значение имеют характеристики источников загрязнения (высокие или низкие, теплые или холодные и др.), а также объемы их выбросов. Если слой инверсии располагается над источником, то он, как правило, затрудняет подъем газов и способствует их накоплению в приземном слое. При расположении слоя инверсии ниже уровня выбросов вероятность загрязнения приземного слоя воздуха резко уменьшается. Установлено, что при наличии инверсии уровень концентрации примесей в приземном слое будет на 10 - 60 % больше, чем при ее отсутствии [22, 92, 96 и др.]. Для низких источников при скоростях ветра $0-1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ концентрации примесей в приземном слое будут на 30–70 % выше, чем при больших скоростях. При слабых ветрах и устойчивой атмосфере (застой) концентрации примесей в приземном слое воздуха могут резко возрасти.

3.2 Повторяемость и статистические параметры инверсий температуры

С точки зрения влияния инверсий на загрязнение атмосферы большой интерес представляют типы инверсий (приземная, приподнятая и смешанная), их повторяемости и характеристики, к которым относятся: высота нижней границы, вертикальная мощность, глубина или интенсивность.

Для характеристики режима формирования инверсионных слоев представим результаты [35, 38 и др.] его исследования над Одессой в период 1981-1990 гг. Указанный период выбран в связи с высоким качеством исходной информации: трехразовое радиозондирование (00, 06 и 12 UTC) в сравнении с последующими годами (с 1993 г. лишь срок 00 UTC). Если при одном подъеме радиозонда оказывалось несколько слоев с приподнятой инверсией, то учитывался только один - самый низкий, а также, если за слоем инверсии следовал слой изотермии, то оба слоя

рассматривались как один. В холодное полугодие (январь, октябрь) повторяемость инверсий над Одессой в 80-ые годы была высокой (табл. 3.1).

Таблица 3.1- Повторяемость (%) инверсий и средние значения мощности (ΔH , км), интенсивности (ΔT , °C) инверсий. Одесса-ГМО. 1981-1990 гг.

Месяц	Срок UTC	Тип инверсии					Отсутствие инверсии	Количество р/з
		Приземная			Смешанная	Приподнятая		
		%	ΔH , км	ΔT , °C	%	%		
I	00	11	0,33	3,0	18	66	15	252
	06	18	0,41	3,7	5	73	4	97
	12	3	0,18	0,7	5	82	11	266
IV	00	23	0,26	2,5	19	41	17	253
	06	15	0,40	3,6	3	63	19	116
	12	7	0,22	1,5	3	64	26	250
VII	00	32	0,29	1,9	21	24	23	238
	06	6	0,29	1,0	1	57	36	81
	12	5	0,25	2,0	1	48	56	230
X	00	13	0,32	2,4	23	50	14	230
	06	5	0,31	2,0	10	71	14	118
	12	2	0,50	0,6	1	77	20	212

Так, в январе за 10 лет зарегистрировано 238 случаев наличия задерживающих слоев в срок 00 UTC, то есть 95 % из 252 наблюдений, а в 06 UTC- 93 случая из 97 наблюдений, то есть 96 %. Днем (12 UTC) выявляется 238 случаев с наличием инверсии, которая составляет 89 % от общего числа зондирований. За весь период исследования повторяемость приподнятых инверсий намного больше, чем смешанных и приземных. Наибольшая повторяемость приподнятых инверсий наблюдается в дневной срок зимой – 82 %, а летом она уменьшается до 48 % [38]. Мощность приземных инверсий в январе заметно изменяется - от 180 до 410 м, менее мощные инверсии формируются днем (12 UTC). Средняя глубина приземных инверсий за указанный период в 00 UTC составляет 3,0, максимальная – утром – 3,7, а минимальная – днем – 0,7 °C.

В апреле в 00 UTC зарегистрировано 212 случаев инверсий (84 %), в срок 06 UTC - 94 случая (81 %), в 12 UTC - 187 случаев (74 %). Средняя повторяемость приподнятых инверсий больше приземных и смешанных во все сроки: ночью их наблюдается 41 % случаев, а приземных и смешанных

- 23 и 19 % соответственно; утром – 63, 15 и 3 соответственно, днем – 64, 7 и 3% (табл. 3.1). Ночью повторяемость приземных инверсий в годовом ходе колеблется от 4 до 43%, утром - от 4 до 28 %; днем - от 4 до 14 %. Возможно полное отсутствие приземных инверсий в апреле в некоторые годы, как, например, 1982 и 1988 гг. Средняя мощность приземных инверсий за данный период максимальна в утреннее время - 402, минимальная - в дневное - 221 м. Средняя глубина инверсий за данный период ночью, утром и днем составляет 2,5, 3,6 и 1,5 °С соответственно.

В июле зарегистрировано 213 случаев наличия задерживающих слоев из 238 наблюдений в срок 00 UTC, то есть 89 %. Утром и днем (06 и 12 UTC) обнаружено 52 и 125 случаев наличия инверсий из 81 и 230 наблюдений, то есть 64 и 54 %. В целом, ночью повторяемость приземных инверсий больше, чем приподнятых (32 и 24 % соответственно), утром и днем наоборот (5 и 48 % соответственно). Такая закономерность объясняется преобладанием летом антициклонического типа погоды, когда ночью создаются условия для возникновения приземных инверсий, которые имеют радиационный характер. К утру они разрушаются около поверхности земли и переходят в приподнятые, а к 12 UTC перестают существовать и большинство приподнятых инверсий. Мощность приземных инверсий в июле из года в год (1981-1990 гг.) значительно изменяется - от 230 до 360 м в 00 UTC, при среднем значении мощности за данный период 290 м. Утром среднее значение мощности равняется 290 м, изменяясь от 230 до 320 м. Днем колебание этого параметра больше: от 110 до 410 м, при среднем значении за данный период 250 м. Отсутствие инверсий наблюдается в 23 - 57 % случаев. Здесь следует отметить, что, хотя в течение данного периода значения мощности инверсий сильно изменяются, однако средние близки по величине. Глубина инверсий также не остается постоянной.

В октябре зарегистрировано 202 случая наличия инверсий из 230 наблюдений в срок 00 UTC, то есть 88%. Утром повторяемость достигает 86%, а днем снижается до 80 %. Повторяемость безинверсионного состояния атмосферы в октябре значительно уменьшается по сравнению с июлем и составляет от 14 до 20 %. По сравнению с летом в осенний период несколько снижается повторяемость приземных инверсий и увеличивается количество смешанных и приподнятых задерживающих слоев.

Исследование современного режима возникновения задерживающих слоев над Одессой проведено по данным радиозондирования в центральные месяцы сезонов за период 2001–2010 гг (табл. 3.2).

В результате анализа исходной информации выявлено, что для изучения состояния нижней части тропосферы в 2001–2010 гг. доступны всего 60 % случаев от общего числа зондирований, которые должны проводиться, так как радиозонды выпускались не ежедневно. Поэтому в центральные месяцы сезонов указанного десятилетия выполнено только

720 радиозондирований. Лучше всего данными оказались обеспечены 2001 – 2002 гг. (81–90 %) и 2003 г., кроме октября (39 %) (рис. 3.2). Начиная с октября 2003 г. до октября 2006 г., выпуск не превышал 48 %, т. е. выполнялось менее половины положенных зондирований.

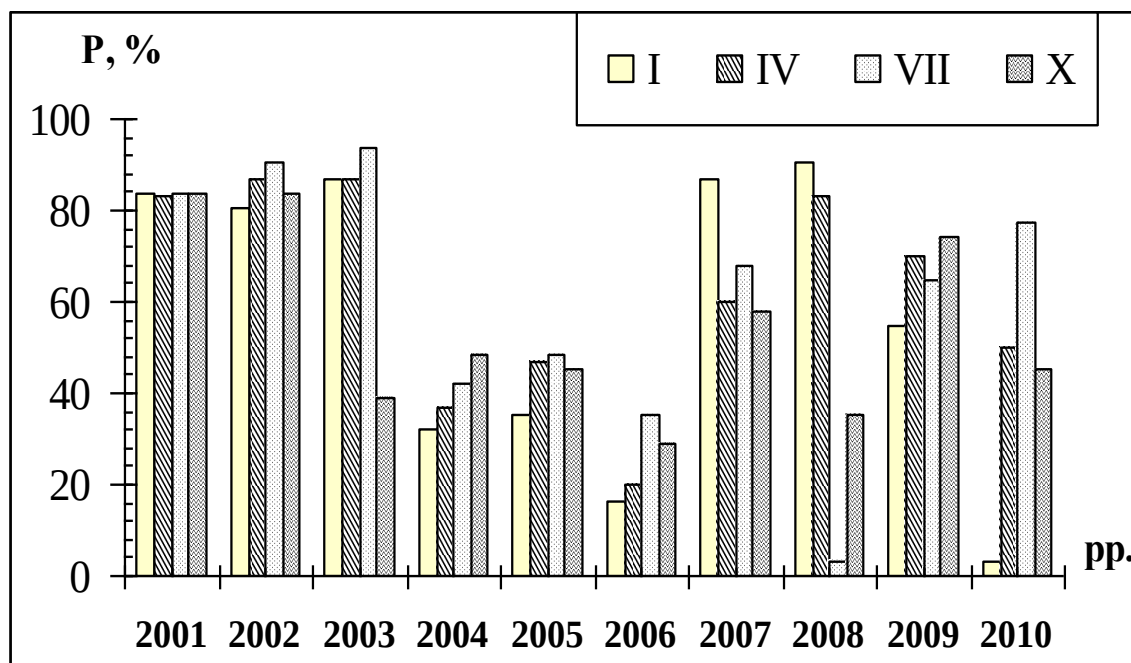


Рис. 3.2 Обеспеченность данными радиозондирования на ст. Одесса-ГМО в центральные месяцы 2001-2010 гг.

Таблица 3.2- Параметры задерживающих слоёв над Одессой. 2001-2010 гг.

параметр	месяцы											
	I			IV			VII			X		
	ПЗ	ПП	ВС	ПЗ	ПП	ВС	ПЗ	ПП	ВС	ПЗ	ПП	ВС
Р, ч.с.	39	97	61	81	34	35	121	65	16	49	23	11
Р, %	20	49	31	54	23	23	60	32	8	59	28	13
$\Delta H, \text{м}$	410	390	680	290	260	320	240	270	340	270	350	270
$\Delta T, ^\circ\text{C}$	2,8	2,9	2,8	1,9	2,2	1,9	1,9	2,2	2,8	2,4	2,6	0,9

С 2007 г. наблюдения стали проводить чаще, но до прежнего уровня обеспеченность не выросла. Если рассматривать каждый месяц отдельно, то в целом для указанного десятилетия заметных различий в количестве зондов по сезонам нет – от 54 до 61 % в октябре и июле, соответственно. Поэтому, делая выводы, для исследуемого периода следует учитывать качество и количество исходного материала.

Итак, за период 2001-2010 гг. выявлено 632 инверсии разных типов,

что составило 88 % от общего числа радиозондирований, это практически не отличается от данных за 1981-1990 гг. – 89 % [38]. Из гистограммы, приведенной на рис. 3.3, видно, что повторяемость инверсий в 2001-2010 гг. уменьшается (47-65 %) по сравнению с 1981-1990 гг., за исключением апреля (83 %).

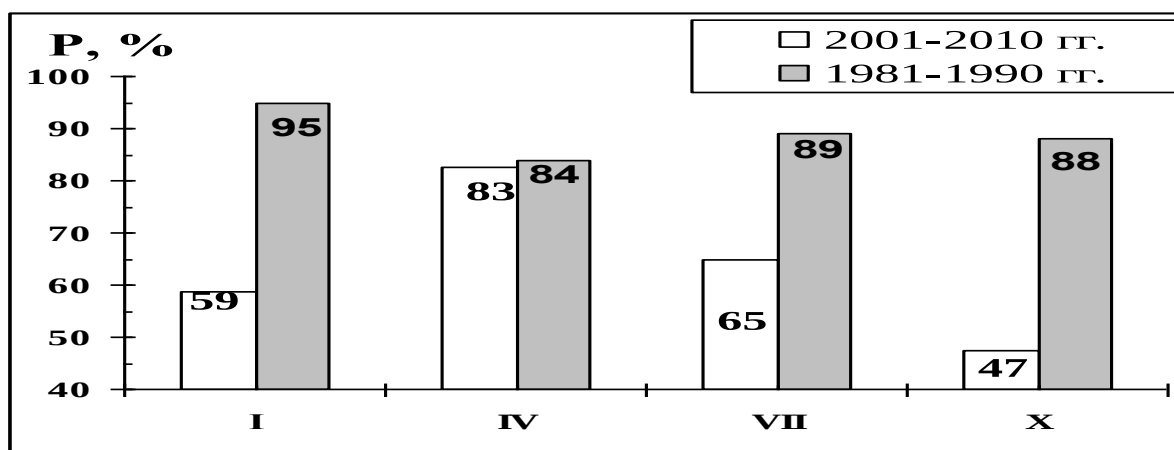


Рис. 3.3 Повторяемость (%) инверсий температуры над ст. Одесса-ГМО в центральные месяцы сезона.

Анализируя задерживающие слои над Одессой в период с 2001 по 2010 гг. выявлено, что инверсии наблюдались в течении года практически с одинаковой повторяемостью, хотя имело место относительное превышение повторяемости летних инверсий – 27 % в июле.

Как видно из табл. 3.2, в течение года над Одессой преобладают приземные инверсии (46 % от всех инверсий). Однако по сезонам есть различия в повторяемости – в январе чаще образовывались приподнятые (ПП), а в остальные месяцы – приземные (ПЗ), по-видимому, радиационного происхождения. Зимой формировались более глубокие инверсии (2,8...2,9 °C) независимо от высоты расположения, в переходные сезоны – наименее интенсивные (0,9...2,6 °C). Кроме того, можно отметить, что зимние инверсии мощнее (400-680 м) по сравнению с инверсиями (240-350 м) в другие сезоны. В апреле и июле наиболее мощными оказались высотные инверсии (ВС), а в октябре – приподнятые.

Таким образом, формирование инверсий температуры над Одессой в 2001-2010 гг. отличается уменьшением их числа во все центральные месяцы, кроме апреля по сравнению с периодом 1981 – 1990 гг. и низкой повторяемостью в холодное полугодие.

Перейдем к анализу инверсий в районе Кишинева (табл. 3.3–3.4). Для этого использованы данные четырехразовых аэрологических наблюдений в центральные месяцы сезонов за период 1983 – 1988 гг. по ст. Кишинев-ГМО. В табл. 3.3 представлены повторяемости всех типов инверсий и

характеристики приземных инверсий в июле и январе. Наиболее часто приземные инверсии образуются в ночной (00 UTC) срок (40%), их повторяемость по годам не остается постоянной, а колеблется от 38 % в 1983 г. до 77 %, в 1986 г. Это объясняется изменением циркуляционных процессов. Приподнятые инверсии наиболее часто наблюдаются утром 62 % (в срок 06 UTC), а смешанные – ночью – 21 % (в срок 00 UTC). Мощность приземных инверсий уменьшается от ночного срока к утреннему (от 300 до 180 м). Максимальная интенсивность (1,7 °C) отмечается в ночные часы, минимальная (0,2 °C) днем.

В июле ночью наибольшую повторяемость имеют приподнятые инверсии в слое 0,51–2,0 км; средняя мощность в нижнем слое больше, чем в верхнем и составляет 0,28 км, средняя интенсивность 0,9 °C. Утром наиболее часто инверсии формируются в слое 0,01–0,25 км, их средняя мощность достигает 0,25 км, а интенсивность 1,1 °C и с высотой убывает. Днем (12 UTC) нижняя граница приподнятых инверсий чаще всего попадает в интервал высот 0,5–2,0 км. Вертикальная мощность их порядка 0,16 км, интенсивность – около 0,6 °C. Безинверсионное состояние атмосферы летом наблюдается в ночной срок лишь в 16 % случаев, увеличиваясь в дневной до 64 %. На долю приземных и смешанных инверсий приходится около 60 %, на приподнятые – 24 %.

В зимний период над Кишиневом приподнятые инверсии чаще наблюдаются днем (12 UTC) 59,4 %, смешанные днем и утром – 8 и 25 % соответственно. Наименьшую повторяемость имеют приземные инверсии, не более 10 %. Мощность приземных инверсий уменьшается от ночного срока (0,54 км) к дневному (0,40 км). Максимальная интенсивность составляет 4,6 °C в дневные часы, минимальная – 3,2 °C в 06 UTC. Полученные результаты можно объяснить тем, что зимой территория Молдовы часто находится под воздействием западной периферии гребня, ориентированного с юго-запада на северо-восток; это приводит к образованию приземных инверсий, повторяемость которых, в сочетании со смешанными, составляет 34 % в ночные и утренние часы.

Повторяемость высоты нижней границы приподнятых инверсий во все сроки примерно одинакова. В слое 0,01 – 0,50 км она изменяется от 31 до 35 %. Средняя мощность инверсий в слое 0,01 – 0,25 составляет около 0,40 км, а в слое 0,26 – 0,50 км около 0,33 км (максимум – 0,43 км, минимум – 0,28 км). Интенсивность приподнятых инверсий меньше приземных, а более интенсивными являются инверсии в нижнем полукилометровом слое (ΔT изменяется от 3,0 до 3,4 °C). Повторяемости инверсий и их характеристики для переходных сезонов года представлены в табл. 3.4, из которой видно, что в дневные часы повторяемость приземных и смешанных инверсий в апреле и октябре мала.

Таблица 3.3- Повторяемость (ч.с., %) инверсий и средние значения ΔH , км и ΔT , °C. Кишинев.

Приземные инверсии. Июль. 1983– 1988 гг.

Сроки, UTC	Тип инверсии								Отсутствие инверсий	
	Приземная				Смешанная		Приподнятая			
	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%
00	97	39,9	0,30	1,7	51	20,6	60	24,2	40	16,3
06	16	6,5	0,19	0,8	11	4,4	155	62,5	66	26,6
12	3	1.2	0.18	0.2	6	2.4	80	32.3	159	64.1

Приподнятые инверсии. Июль. 1983– 1988 гг.

Сроки, UTC	Высота нижней границы инверсии, ($H_{\text{н}}$, км)															
	0,01 – 0,25				0,26 – 0,50				0,51 – 0,75				0,76 – 2,00			
	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C
00	28	11,3	0,28	0,9	28	11,3	0,11	0,3	56	22,6	0,17	0,6	96	38,7	0,17	0,6
06	79	31,8	0,25	1,1	44	17,7	0,15	0,7	123	49,6	0,20	0,9	157	63,3	0,17	0,7
12	3	1,2	0,18	1,3	12	4,8	0,08	0,2	15	6,0	0,13	0,7	63	25,4	0,16	0,6

Приземные инверсии. Январь. 1983– 1988 гг.

Сроки, UTC	Тип инверсии								Отсутствие инверсий	
	Приземная				Смешанная		Приподнятая			
	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%
00	18	8,3	0,54	4,1	55	25,3	92	42,4	52	24,0
06	20	9,2	0,46	3,2	53	24,4	95	43,8	49	22,6
12	5	2.3	0.40	4.6	17	7.8	129	59.4	66	30.5

Приподнятые инверсии. Январь. 1983– 1988 гг.

Сроки, UTC	Высота нижней границы инверсии, ($H_{\text{н}}$, км)															
	0,01 – 0,25				0,26 – 0,50				0,51 – 0,75				0,76 – 2,00			
	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C
00	33	15,2	0,38	3,4	35	16,1	0,43	3,3	68	31,3	0,41	3,4	132	60,8	0,36	2,71
06	39	18,0	0,42	3,3	33	15,2	0,28	2,8	72	33,2	0,35	3,0	137	63,1	0,33	2,91
12	41	18,9	0,41	3,8	35	16,1	0,29	2,9	76	35,0	0,35	3,3	135	62,2	0,36	2,63

Таблица 3.4 - Повторяемость (ч.с., %) инверсий и средние значения ΔH , км и ΔT , °C. Кишинев.

Приземные инверсии. Октябрь. 1983– 1988 гг.

Сроки, UTC	Тип инверсии								Отсутствие инверсий	
	Приземная				Смешанная		Приподнятая			
	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%
00	49	19,7	0,30	2,6	68	27,4	83	33,5	48	19,4
12	1	0,4	0,77	0,6	1	0,4	149	60,1	97	39,1

Приподнятые инверсии. Октябрь. 1983– 1988 гг.

Сроки, UTC	Высота нижней границы инверсии, ($H_{\text{нг}}$, км)															
	0,01 – 0,25				0,26 – 0,50				0,51 – 0,75				0,76 – 2,00			
	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C
00	15	6,0	0,37	2,7	19	7,7	0,34	1,6	34	13,7	0,36	2,2	151	60,9	0,36	2,2
12	3	1,2	0,27	0,6	16	6,4	0,40	1,4	19	7,7	0,34	1,0	150	60,5	0,34	1,4

Приземные инверсии. Апрель. 1983– 1988 гг.

Сроки, UTC	Инверсия								Отсутствие инверсий	
	Приземная				Смешанная		Приподнятая			
	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ч.с.	%	ч.с.	%
00	56	22,6	0,29	2,02	23	9,3	85	34,3	84	33,9
12	1	0,4	0,22	0,9	-	-	97	39,1	150	60,5

Приподнятые инверсии. Апрель. 1983– 1988 гг.

Сроки, СГВ	Высота нижней границы инверсии, ($H_{\text{нг}}$, км)															
	0,01 – 0,25				0,26 – 0,50				0,51 – 0,75				0,76 – 2,00			
	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C	ч.с.	%	ΔH , км	ΔT , °C
00	14	5,8	0,30	1,4	30	12,5	0,31	1,9	44	18,3	0,30	1,65	108	45,0	0,26	1,22
12	1	0,4	0,22	0,9	8	3,3	0,26	0,6	9	3,8	0,24	0,75	97	40,4	0,25	1,52

Если сравнить характеристики приподнятых инверсий в переходные сезоны с соответствующими величинами в январе и июле, то можно отметить, что по вертикальной протяженности инверсионные слои во всех интервалах высот ближе к зимним инверсиям, а по интенсивности – к летним.

Таким образом, повторяемость и статистические характеристики инверсий имеют четко выраженные сезонные особенности, обусловленные физико-географическими и циркуляционными условиями, учет которых при выборе потенциальных предикторов, возможно, позволит тщательнее определить специфику формирования задерживающих слоев над Северо-Западным Причерноморьем и отразить ее в прогностических уравнениях.

3.3 Циркуляционные условия образования инверсий в пограничном слое атмосферы

Особую роль синоптическая ситуация играет при формировании инверсий [38, 45, 48, 67, 90, 94]. Так, например, при антициклонической циркуляции, которая характеризуется в общем случае ослабленной скоростью ветра, нисходящими вертикальными движениями и малооблачной погодой, создаются благоприятные условия для возникновения радиационных инверсий, особенно ночью.

Тип синоптического процесса определяется по фактической приземной карте или прогнозируется по картам будущего приземного поля давления заблаговременностью 24 и 36 часов. Как показали исследования [20, 86, 87, 90, 107], предиктор, который характеризует тип синоптической ситуации, имеет наибольший вклад в уравнения при прогнозе метеорологических условий загрязнения (МУЗ) по комплексным показателям. Надо иметь в виду, что загрязнение атмосферы происходит не сразу после того, как сложились неблагоприятные метеорологические и синоптические условия. Сначала примеси накапливаются в нижних слоях воздуха, поэтому надо также учитывать длительность сохранения неблагоприятных условий.

Для анализа синоптических ситуаций, которые способствуют образованию инверсий температуры над северо-западным побережьем Черного моря, использовались типы (подтипы) синоптических процессов, представленные в разделе 2.1. Для каждого типа (подтипа) подсчитана повторяемость инверсий за 00 и 12 UTC (табл. 3.5).

Для зимы и весны, в целом, характерна довольно частая смена процессов. Преобладают периферийные процессы, причем зимой чаще наблюдался западный и восточный перенос, а весной - восточный. Очень часто через район исследования перемещались ложбины с фронтами. Летом и особенно осенью заметно преобладал антициклональный тип погоды. Причем, эти типы синоптических процессов отличаются

наибольшей продолжительностью, что значительно увеличивает вес поля повышенного давления в тип циркуляции июля и октября. Малоградиентные и размытые поля давления определены как второй по повторяемости тип.

Зимой инверсии наблюдались довольно часто и формировались при всех типах антициклонической циркуляции. Преобладали приподнятые инверсии (93-97%) в срок 12 UTC; приземных инверсий возникало гораздо меньше и наблюдались они, как правило, в ночные часы (13-17% случаев) [38]. Наиболее благоприятный для образования всех видов инверсий зимой является тип 2.1 – перемещение ложбины с запада (18-19% случаев).

Весной инверсии также чаще формировались при подтипе 2.1 и периферийных процессах: западном и восточном переносах – 21, 18 и 13% случаев, соответственно. Несколько реже (тип 3.2) образование задерживающих слоев происходило при гребнях, которые ориентированы с востока, и в центральных частях антициклонов. С меньшей повторяемостью весной инверсии наблюдались в передней части антициклона и гребнях, которые ориентированы с запада (тип 3.1); причем эти инверсии всегда приподнятые. Причиной такого относительно редкого формирования инверсий может быть заток холода в передних частях антициклонов и гребней при данном типе циркуляции.

Летом и осенью инверсии чаще наблюдались в антициклонических полях (типа 3.1 и 3.2), причем в оба срока исследования (табл. 3.5), а также в слабовыраженных барических полях. В эти сезоны росло число приземных и смешанных инверсий, которые формировались преимущественно ночью. Приподнятые инверсии, по аналогии с январем и июлем, чаще отмечались днем. Летом дневные приподнятые инверсии над Одессой существовали не только за счет разрушения снизу ночной приподнятой инверсии. В безоблачные дни со слабым ветром при небольших горизонтальных градиентах ($< 1,5$ гПа/111 км) они имели бризовую природу. Поэтому так высока повторяемость приподнятых инверсий днем в центральных областях антициклонов [55]. Летом относительно редко инверсии наблюдались в циклонических полях, а осенью - на перифериях барических образований.

Таким образом, для формирования инверсий всех типов независимо от срока зондирования наиболее благоприятными являются антициклонические поля (особенно их центральные части) и гребни. Поскольку указанный тип процессов в Причерноморье преобладает в течение года, то становится понятным значительное количество инверсий за период исследования. Итак, особенности циркуляции атмосферы над Одессой способствуют образованию и сохранению задерживающих слоев.

Рассмотрим повторяемость инверсий над территорией Молдовы по синоптическим ситуациям (табл. 3.6 – 3.8).

В январе, наиболее благоприятными синоптическими условиями для

Таблица 3.5 - Повторяемость (ч.сл./%) типов (подтипов) синоптических процессов при наличии инверсий температуры над Одессою в период 1981-1990 гг.

Типы синоптических процессов	Подтипы синопти- ческих процессов	Срок, UTC	Месяцы года							
			январь		апрель		июля		октябрь	
			ч.сл.	%	ч.сл.	%	ч.сл.	%	ч.сл.	%
1 Периферийные процессы	1	00	63	29	54	32	23	20	35	19
		12	58	26	45	34	4	8	41	27
	1.1	00	12	6	27	16	9	8	14	8
		12	13	5	24	18	1	2	21	14
	1.2	00	37	17	4	2	7	6	13	7
		12	30	14	4	3	1	2	11	7
	1.3	00	14	6	23	14	7	6	8	4
		12	15	7	17	13	2	4	9	6
2 Циклоническая циркуляция	2	00	64	31	64	38	23	20	28	5
		12	59	30	45	34	17	33	17	11
	2.1	00	41	19	39	23	2	2	0	0
		12	36	17	23	18	0	0	0	0
	2.2	00	9	4	11	7	4	3	17	8
		12	10	5	7	5	5	10	8	5
	2.3	00	14	8	14	8	17	15	14	7
		12	13	7	15	11	12	23	9	6
3 Анти- циклоническая циркуляция	3	00	62	29	35	20	42	35	77	43
		12	65	32	30	22	21	41	66	42
	3.1	00	31	15	8	5	31	27	18	10
		12	37	18	6	4	12	23	13	9
	3.2	00	12	5	13	7	5	3	22	13
		12	14	7	13	10	3	6	21	14
	3.3	00	19	9	14	8	6	5	37	20
		12	14	7	11	8	6	12	28	19
4 Слабовыраженные барические поля	4	00	23	11	17	10	29	25	41	23
		12	24	12	13	10	9	18	30	20
Общее количество		00	212	100	170	100	117	10	181	100
		12	206	100	133	100	51	10	154	100

формирования инверсий являются малоградиентные поля, то есть третий тип синоптических процессов. Полное прекращение к январю влияния азорского антициклона и активизация циклонической деятельности также обуславливает увеличение повторяемости инверсий при четвертом типе синоптических процессов – передняя часть циклона.

В апреле зарегистрировано 164 случая наличия задерживающих слоев, при этом, как и в январе, преобладающими являлись приподнятые инверсии (85 случаев, т. е. более 50 %). Благоприятными синоптическими

Таблица 3.6 - Повторяемость (ч./сл.%) типов синоптических ситуаций над Молдовой при формировании приземных инверсий. 1983–1990 гг.

Тип синоптической ситуации	Подтипы синоптической ситуации	Месяцы			
		январь	апрель	июль	октябрь
северо-западный перенос 1	1.1	1/5	6/10	14/15	4/8
	1.2	-	7/12	21/22	7/14
		1/5	13/22	35/37	11/22
юго-восточная и южная часть антициклона 2	2.1	3/7	4/8	5/6	10/20
	2.2	2/11	2/14	-	7/14
		5/28	6/12	5/6	14/34
малоградиентное поле 3	3.1	5/28	13/23	13/14	7/14
	3.2	4/22	11/21	11/12	-
	3.3	-	7/12	17/19	13/26
		9/50	31/56	41/45	20/42
передняя часть циклона 4	—	3/17	6/10	11/12	1/2
общее количество		18/100	56/100	92/100	49/100

ситуациями для образования слоев с аномальным распределением температуры отмечены процессы третьего типа – малоградиентные барические поля. При этом типе синоптических условий формируется 56 % приземных инверсий (табл. 3.6), по 47 % приподнятых и смешанных инверсий (табл. 3.7, 3.8). Причем чаще всего приземные и приподнятые инверсии наблюдаются при подтипе 3.1, то есть определяющим фактором формирования задерживающих слоев, являются мало градиентные поля

повышенного давления. Также велика повторяемость инверсий при первом типе синоптических процессов (передняя часть антициклона) смешанных – 28 % (табл. 3.8), приземных – 22 % (табл. 3.6). Увеличение повторяемости приземных инверсий от января к апрелю очевидно следует объяснить

Таблица 3.7 - Повторяемость (ч.сл./%) типов синоптических ситуаций над Молдовой при формировании приподнятых инверсий. 1983–1990 гг.

Тип синоптической ситуации	Подтипы синоптической ситуации	Месяцы			
		январь	апрель	июль	октябрь
северо-западный перенос 1	1.1	16/18	7/8	16/27	7/9
	1.2	12/13	5/6	11/18	18/21
		28/31	12/14	27/45	25/30
юго-восточная и южная часть антициклона 2	2.1	8/9	7/9	2/3	21/24
	2.2	5/6	6/7	-	15/18
		13/15	13/16	2/3	36/42
малоградиентное поле 3	3.1	22/23	15/18	10/16	8
	3.2	14/15	15/17	9/15	2/3
	3.3	3/3	10/12	8/13	14/17
		39/41	40/47	27/44	19/24
передняя часть циклона 4	–	12/13	20/23	4/8	3/4
общее количество		92/100	85/100	60/100	83/100

прорывающимися по югу Европы ядрами азорского антициклона, который в более поздний весенний, а особенно летний, период оказывает господствующее влияние на атмосферные процессы территории Молдовы.

В июле приземные инверсии наиболее часто образуются при подтипе 1.2 (малоградиентное поле в передней части антициклона) 22 % и подтипе 3.3 (антициклон в малоградиентном поле теплого сектора) – 19 % (табл. 3.6). Примерно одинаковую повторяемость (около 15 %) имеют инверсии при подтипах 1.1 (передняя часть антициклона) и 3.1 (малоградиентное поле повышенного давления); реже всего они наблюдаются при втором типе – юго-восточная периферия антициклона – 4 %. Приподнятые инверсии в этом месяце по типам синоптических ситуаций распределяются следующим образом. При первом и третьем типах их повторяемость составляет 44– 45 %. Очень редко (3 %) –

приподнятые инверсии, как и приземные, возникают при втором типе (табл. 3.7).

Смешанные инверсии, в основном, формируются при первом и третьих типах (табл. 3.8). В октябре, как отмечалось выше, инверсии наблюдаются особенно часто. При этом, если в летний и раннеосенний период преобладают приземные инверсии, то, начиная с октября, весь зимний и весенний сезоны доминируют приподнятые инверсии (табл. 3.12 – 3.14).

Таблица 3.8 - Повторяемость (ч.сл/%) типов синоптических ситуаций над Молдовой при формировании смешанных инверсий. 1983–1990 гг.

Тип синоптической ситуации	Подтипы синоптической ситуации	Месяцы			
		январь	апрель	июль	октябрь
северо-западный перенос 1	1.1	4/7	4/15	10/19	1/2
	1.2	8/15	3/13	14/28	12/18
		12/22	7/28	24/47	12/20
юго-восточная и южная часть антициклона 2	2.1	6/11	3/14	1/2	15/21
	2.2	5/9	2/10	1/2	15/21
		11/20	5/24	2/4	30/42
малоградиентное поле 3	3.1	4/7	2/7	10/19	3/5
	3.2	15/27	2/9	3/7	-
	3.3	-	4/18	10/19	20/30
		19/34	8/34	23/45	23/35
передняя часть циклона 4	—	13/24	3/11	2/4	2/3

В октябре максимальная повторяемость приподнятых и смешанных инверсий отмечается при втором типе синоптических процессов – юго-восточная и южная периферия антициклона (42 %). Инверсии при третьем типе синоптических процессов чаще всего наблюдаются при подтипе 3.3 – антициклон в малоградиентном поле (приземных – 13 случаев, смешанных – 20 случаев). В октябре почти не возникают инверсии в малоградиентных полях пониженного давления (подтип 3.2).

Таким образом, анализ повторяемости инверсий при различных синоптических ситуациях над районами Молдовы показал определенные различия в условиях формирования задерживающих слоев и может быть использован при составлении прогностических рекомендаций.

4 ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРОГНОЗА ПРИЗЕМНОГО СЛАБОГО ВЕТРА И ИНВЕРСИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ

4.1 Физико-статистический метод прогноза приземного слабого ветра

4.1.1 Методика отбора потенциальных предикторов, структура уравнений регрессии и оценка их прогностических возможностей

При разработке физико-статистических методов прогноза правила, ставящие в соответствие исходному состоянию атмосферы формулировку прогноза её будущего состояния, определяются путем статистической обработки архивного материала, формирование которого производится на основании представлений о физических закономерностях прогнозируемого процесса [39, 66, 104].

Разработка статистических методов прогноза, как правило, начинается с составления предварительного перечня предикторов $x_1, x_2, \dots, x_n$ и подготовки необходимого архивного материала. Следующим основным этапом разработки статистических методов прогноза является установление на архивном материале связи между вектором – предиктором $\mathbf{X} (x_1, x_2, \dots, x_n)$ и вектором – предиктантом $\mathbf{Y} (y_1, y_2, \dots, y_n)$.

Чтобы получить линейное уравнение множественной регрессии для прогноза метеорологической величины, в том числе и скорости ветра, прогностическая связь между предиктантом $\mathbf{Y}$ и вектором $\mathbf{X}$ ищется в виде

$$y = a_0 + \sum_{i=1}^k a_i x_i \quad (4.1)$$

или

$$y' = \sum_{i=1}^k a_i x'_i, \quad (4.2)$$

где штрихами отмечены отклонения предиктанта и предикторов от их средних значений.

Критерием успешности прогнозов рекомендуется считать средний квадрат разности между рассчитанными и осуществившимися значениями предиктанта δ . При таком подходе коэффициенты регрессии (4.1), полученной на материале выборки N_1 из условия $\delta(N_1) = \min$, являются решениями системы нормальных уравнений

$$\sum_{j=1}^{N_1} y'_j x'_{ij} = a_1 \sum_{j=1}^{N_1} x'_{1j} x'_{ij} + a_2 \sum_{j=1}^{N_1} x'_{2j} x'_{ij} + \dots + a_k \sum_{j=1}^{N_1} x'_{kj} x'_{ij}, \quad (4.3)$$

где $i = 1, 2, \dots, k$, причем

$$\delta(N_1) = \frac{1}{N_1} \left(\sum_{j=1}^{N_1} (y'_j)^2 - \left(a_1 \sum_{j=1}^{N_1} y'_j x'_{1j} + a_2 \sum_{j=1}^{N_1} y'_j x'_{2j} + \dots + a_k \sum_{j=1}^{N_1} y'_j x'_{kj} \right) \right). \quad (4.4)$$

Для отбора предикторов из предварительного перечня используется процедура просеивания, в которой отбор начинается с анализа связей между предиктантом и каждым предиктором предварительного перечня. С этой целью на материале выборки N_1 находят коэффициенты уравнений (4.3), включающих один предиктор x_i ($i = 1, 2, \dots, k$), и значения критерия успешности $\delta(N_1)$. Предиктор, обеспечивающий минимальную величину $\delta_i(N_1)$, признается лучшим. С помощью уравнения регрессии, полученного для этого предиктора по выборке N_1 , разрабатываются прогнозы для всех остальных случаев выборки N_2 , по которой оценивают успешность прогнозов, и по формуле

$$\delta(N_2) = \frac{1}{N_2} \sum_{j=1}^{N_2} (y_{pj} - y_{\phi j})^2, \quad (4.5)$$

где $y_p = y'_p + \frac{1}{N_1} \sum_{j=1}^{N_1} y_j$ – рассчитанное (предсказанное) значение

предиктанта, а y_{ϕ} – его осуществившееся значение, оценивают среднюю успешность прогноза.

Затем переходят к рассмотрению связей между предиктантом и теми параметрами предикторов, которые содержат ранее отобранный лучший предиктор.

Разработка статистического метода прогноза в обязательном порядке включает этап, связанный с исследованием связи предиктанта с любым числом предикторов и выбором из них наиболее удачных.

Предикторы, как уже говорилось выше, выбираются по возможности на основании физических соображений. Важный вопрос возникает при определении числа предикторов. В идеале, чем больше предикторов, тем лучше прогноз. Однако разработка методов, основанных на большом числе предикторов, предполагает наличие колоссального объема статистической информации. На практике выборка всегда ограничена определенным числом наблюдений над каждым предиктором и число предикторов должно быть намного меньше числа используемых наблюдений каждого из них. Насколько именно меньше, зависит от сложности метода предсказания. Если прогноз дается с помощью линейных уравнений, то можно ввести сравнительно большое число предикторов. Добавление квадратичных или других нелинейных членов означает, что по тем же данным необходимо определить дополнительные коэффициенты. Так как число коэффициентов, достаточно точно определенных по заданному

числу данных наблюдений, постоянно, то это означает, что число предикторов должно быть соответственно уменьшено.

Процедуре построения уравнений регрессии предшествует, как известно, предварительный отбор наиболее значимых предикторов из числа потенциальных, который осуществляется так называемым методом просеивания [66, 99, 104]. В данной работе потенциальные предикторы выбирались, исходя из условий формирования слабого ветра в различных пунктах на территории Северо-Западного Причерноморья.

Метод прогноза приземного слабого ветра ориентирован на использование в оперативной прогностической практике, поэтому содержит в себе доступную синоптику информацию и не требует значительных предыдущих расчетов. Анализ барического поля показал, что слабые ветры на северном побережье Черного моря на метеорологических станциях Одесса-ГМО, Одесса-порт, Ильичевск-порт и Южный-порт чаще всего отмечаются при периферийных процессах циклонического типа и при антициклоническом малоградиентном поле. В Молдове (Кишинев, Тирасполь, Бельцы, Рыбница) они также формируются при антициклоническом малоградиентном поле, хотя нередко связаны с седловиной и периферийными участками циклонов.

В качестве предикторов, в первую очередь, на основе физической обоснованности, были взяты количественные характеристики знака и интенсивности барического поля: лапласиан приземного давления ΔP_0 , а также лапласианы высот изобарических поверхностей 850, 700 гПа (ΔH_{850} , ΔH_{700}). Перечисленные величины позволяют оценить влияние макромасштабных процессов на формирование слабого ветра. Для учета изменений интенсивности барических образований у поверхности земли рассматривалась фактическая величина барической тенденции (pp, гПа/3 ч).

Известно [34, 67, 86], что слабые ветры у поверхности земли часто бывают связаны с приземными или приподнятыми инверсиями температуры. Поэтому за исходные предикторы взяты вертикальные градиенты температуры (γ , °C/100 м) в слоях 0,01–0,2; 0,2–0,5; 0,5–1,0 км.

Бароклинность нижнего слоя атмосферы учитывалась через горизонтальный градиент температуры ($\Delta T/\Delta s$) на изобарической поверхности 850 гПа. Для оценки особенностей вертикального профиля скорости ветра, который, как показано в параграфе 2.3, иногда имеет характер струйного течения нижнего уровня, в качестве потенциальных предикторов используются значения скорости ветра на уровнях 925 гПа (V_{925}) и 850 гПа (V_{850}).

Влияние суточного хода проведено включением в число предикторов значения скорости ветра в начальный (00 UTC) срок наблюдений (V_0) и инерционного фактора, в качестве которого взяты значения скорости ветра

в предыдущие сроки наблюдений, то есть те, которые отстают от него на 06 (V_{06}) и на 12 (V_{12}) часов.

Итак, процессы макромасштаба учитывают предикторы, характеризующие интенсивность и знак барического поля, а также температурную стратификацию ПСА. Ветровая группа предикторов совместно с барической тенденцией отражает влияние местных физико-географических условий. Учитывая особенности формирования слабого ветра, в список потенциальных предикторов включено 15 характеристик атмосферы, которые отражают влияние процессов макромасштаба и местных физико-географических условий.

Отбор наиболее информативных и статистически значимых предикторов позволяет получить уравнение регрессии для прогноза слабого ветра у поверхности земли с заблаговременностью 24 и 36 ч для семи станций Северо-Западного Причерноморья с учетом типов синоптических процессов (табл. 4.1–4.6 и Прил. Г, табл. Г.1–Г.8). Оценка прогноза слабого ветра проведена для всех пунктов, но в качестве примера представлена в таблице сопряженности (табл.4.7) только для станций Одесса-порт и Ильичевск-порт.

Таким образом, в уравнениях регрессии использовано:

- $\Delta T / \Delta s$ – горизонтальный градиент температуры ($^{\circ}\text{C} / 111 \text{ км}$) на $AT - 850$;
- $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$ – вертикальные градиенты температуры ($^{\circ}\text{C} / 100 \text{ м}$) в слоях 10 – 200, 200 – 500, 500 – 1000 м соответственно;
- ΔP_0 – лапласиан (гПа) приземного давления;
- $\Delta H_{850}, \Delta H_{700}$ – лапласианы (гПа) на поверхностях 850 и 700 гПа;
- pp – приземная барическая тенденция (гПа/ 3 ч);
- V_0, V_{850}, V_{925} – скорости ветра ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) на уровнях – земля, 925, 850 гПа соответственно;
- dd – направление приземного ветра (град);
- U – относительная влажность (%) на уровне 1 км;
- $T_{\text{дн}}$ – продолжительность (мин.) светлой части суток календарной даты прогноза.
- V_{06}, V_{12} – скорость приземного ветра ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$) за 06 и 12 ч, которая предшествует начальному сроку (00 UTC).

Все эти предикторы (за исключением V_{06} и V_{12}) берутся или рассчитываются по данным метеорологических и аэрологических наблюдений за срок 00 UTC.

В таблицах, в которых представлены уравнения регрессии, приведена средняя ошибка:

$$S_1 = \frac{1}{n} \sum |V_{\text{пр}} - V_{\text{фак}}|,$$

где n – количество случаев; $V_{\text{пр}}$, $V_{\text{фак}}$ – прогностическое и фактическое значение скорости приземного ветра.

Таблица 4.1 - Уравнения регрессии для прогноза слабого ветра на ст.Одесса- ГМО с заблаговременностью 24 ч

Типы синоптических процессов							
1		2		3		4	
а	б	а	б	а	б	а	б
январь							
св. член	0,95	св. член	3,20	св. член	3,70	св. член	2,20
V_6	0,35	$\Delta T / \Delta s$	-0,40	$\Delta T / \Delta s$	-0,80	γ_1	-0,40
S_1	1,28	S_1	1,21	γ_2	-0,40	S_1	0,70
				S_1	0,94		
апрель							
св. член	0,42	св. член	0,37	св. член	3,10	св. член	0,40
V_0	0,40	V_{12}	0,30	γ_3	-1,40	V_0	0,40
V_{850}	0,10	S_1	1,30	ΔH_{850}	-0,07	V_{952}	0,15
S_1	1,10			S_1	0,82	S_1	1,30
июль							
св. член	2,18	св. член	-0,94	св. член	0,69	св. член	2,10
ΔP_0	-0,19	γ_2	1,48	V_{12}	0,33	ΔP_0	0,10
$\Delta T / \Delta s$	0,85	ΔH_{850}	0,13	S_1	0,98	V_0	0,30
ΔH_{700}	-0,14	V_{925}	0,26			S_1	0,96
S_1	0,90	pp	-0,65				
		S_1	0,93				
октябрь							
св. член	-1,60	св. член	0,92	св. член	0,95	св. член	-2,20
ΔH_{700}	0,09	V_{850}	0,14	V_{850}	0,13	V_0	1,10
V_{850}	0,18	γ_2	0,84	$\Delta T / \Delta s$	0,44	ΔH_{700}	0,09
γ_3	2,30	ΔH_{700}	-0,13	γ_3	-0,89	V_{925}	0,20
S_1	1,00	S_1	1,17	S_1	0,94	γ_2	-0,15
						S_1	1,00

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент регрессии.

Значение S_1 рассчитано за данными архивной выборки за 1981–1990 гг., которая положена в основу разработки физико-статистического метода.

Рассмотрим на примерах возможность получения прогностического уравнения с заблаговременностью 24 ч:

– для января на ст. Одесса-ГМО, при условии циклонической циркуляции над югом Украины на основании данных табл. 4.1 (тип 2)

Таблица 4.2 - Уравнения регрессии для прогноза слабого ветра на ст. Одесса- ГМО при типе 1 синоптических процессов с заблаговременностью 24 ч.

Подтипы синоптических процессов					
январь					
1.1		1.3		1.4	
а	б	а	б	а	б
св. член	-1,18	св. член	0,56	св. член	0,12
V_{12}	0,71	V_0	0,50	V_0	0,50
γ_3	0,21	V_{925}	0,04	γ_3	0,74
S_1	1,33	γ_1	0,62	S_1	1,03
		S_1	0,91		
апрель					
1.1		1.2			
а	б	а	б		
св. член	3,25	св. член	1,81		
pp	0,07	ΔP_0	0,25		
V_0	-0,25	V_0	0,40		
ΔP_0	-0,05	S_1	1,12		
S_1	1,23				

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент регрессии.

прогностическое уравнение имеет вид:

$$V_{np} = -0,40 \frac{\Delta T}{\Delta s} + 3,2 \quad ,$$

ошибка уравнения при этом составляет $\pm 1,21$;

– для апреля (табл. 4.2), при южном переносе воздушных масс (подтип 1.2):

$$V_{np} = 0,2 \Delta P_0 + 0,4 V_0 + 1,8 \quad ,$$

ошибка уравнения составляет $\pm 1,1$.

Аналогичным путем восстанавливается определенный вид любого прогностического уравнения. Следует, однако, отметить, что коэффициенты уравнений регрессии приведены не для всех типов синоптической типизации в связи с тем, что для некоторых типов выборка не была статистически обеспеченной из-за ее ограниченности. Для усовершенствования прогнозов желательно продолжить исследование и получить полную картину физико-статистических связей для всех возможных типов макроциркуляционных процессов. Оценка надежности предложенного физико-статистического метода, как указано выше, приведена таблица сопряженности (табл.4.7) для двух пунктов, т.к. по всем

Таблица 4.3 - Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на ст.
Одесса –порт с заблаговременностью 24 ч.

Типы синоптических процессов							
1		2		3		4	
а	б	а	б	а	б	а	б
Январь							
св.чл. $\Delta T / \Delta s$ γ_3 S_1	3,16 -0,39 -0,71 0,83	св.чл. V_0 ΔH_{850} V_{925} γ_1 S_1	-0,81 0,49 0,03 0,04 0,56 0,52	св.чл. $\Delta T / \Delta s$ γ_2 S_1	3,61 -0,83 -0,44 0,89	св.чл. ΔH_{700} γ_2 S_1	0,83 -0,06 -0,43 0,91
Апрель							
св.чл. pp V_0 ΔP_0 S_1	2,85 0,07 -0,25 -0,05 0,71	св.чл. V_0 ΔH_{850} V_{925} S_1	-2,35 0,42 0,14 0,62 0,79	св.чл. γ_3 ΔH_{850} S_1	2,75 -1,43 -0,07 0,99	св.чл. V_0 V_{925} S_1	1,27 0,41 0,15 1,32
Июль							
св.чл. ΔP_0 $\Delta T / \Delta s$ ΔH_{700} S_1	2,54 -0,19 0,85 -0,14 0,80	св.чл. γ_2 ΔH_{850} V_{925} pp S_1	2,12 1,48 0,13 0,26 -0,65 1,17	св.чл. V_{12} S_1	1,37 0,33 0,97	св.чл. ΔP_0 V_0 S_1	2,26 0,14 0,30 0,98
Октябрь							
св.чл. ΔH_{700} V_{850} γ_3 S_1	2,41 0,09 0,18 2,34 0,97	св.чл. V_{850} γ_2 ΔH_{850} S_1	0,19 0,14 0,84 -0,13 0,95	св.чл. V_{850} $\Delta T / \Delta s$ γ_3 S_1	2,57 0,13 0,44 -0,89 0,50	св.чл. V_0 ΔH_{700} V_{925} γ_2 S_1	1,13 0,11 0,09 0,20 -0,15 0,90

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент регрессии.

Таблица 4.4 - Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на ст.
Ильичевск-порт с заблаговременностью 24 ч.

Типы синоптических процессов							
1		2		3		4	
а	б	а	б	а	б	а	б
Январь							
св.чл. V_0 S_1	2,20 0,35 1,28	св.чл. $\Delta T / \Delta s$ S_1	3,43 -0,42 1,21	св.чл. $\Delta T / \Delta s$ γ_2 S_1	4,24 -0,83 -0,41 0,94	св.чл. γ_1 S_1	4,05 -0,45 0,70
Апрель							
св.чл. V_0 V_{850} S_1	2,00 0,40 0,10 1,10	св.чл. V_{12} S_1	1,06 0,35 1,34	св.чл. γ_3 ΔH_{850} S_1	2,75 -1,43 -0,07 0,82	св.чл. V_0 V_{925} S_1	1,25 0,40 0,15 1,32
Июль							
св.чл. ΔP_0 $\Delta T / \Delta s$ ΔH_{700} S_1	2,54 -0,19 0,85 -0,14 0,90	св.чл. γ_2 ΔH_{850} V_{925} pp S_1	2,12 1,48 0,13 0,26 -0,26 0,93	св.чл. V_{12} S_1	1,31 0,33 0,98	св.чл. ΔP_0 V_0 S_1	2,23 0,14 0,31 0,96
Октябрь							
св.чл. ΔH_{700} V_{850} γ_3 S_1	2,41 0,09 0,18 2,38 1,05	св.чл. V_{850} γ_2 ΔH_{850} S_1	-0,19 0,14 0,84 -0,13 1,17	св.чл. V_{850} $\Delta T / \Delta s$ γ_3 S_1	2,52 0,13 0,44 -0,83 0,94	св.чл. V_0 ΔH_{700} V_{925} γ_2 S_1	1,15 0,13 -0,09 0,20 -0,15 1,09

Примечание: а- предикторы, б- коэффициент регрессии.

Таблица 4.5 - Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на ст. Ильичевск-порт при 1 типе синоптических процессов с заблаговременностью 24 ч.

Подтипы синоптических процессов					
1.1		1.3		1.4	
Январь					
а	б	а	б	а	б
св.чл.	-2,50	св.чл.	1,20	св.чл.	0,12
V_{12}	0,71	V_0	0,50	V_0	0,50
γ_3	0,20	V_{925}	0,04	γ_3	0,74
S_1	1,30	γ_1	0,62	S_1	1,00
		S_1	0,90		
Апрель					
1.1			1.2		
св.чл.	2,80		св.чл.	3,80	
pp	0,07		ΔP_0	0,20	
V_0	-0,25		V_0	0,40	
ΔP_0	-0,05		S_1	1,10	
S_1	1,20				

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент регрессии.

семи метеостанциям оценки похожи.

Как видим, (табл.4.7), предупрежденность (П) с явлением и без явления составляет выше 80%. Критерий Пирси-Обухова (Т) колеблется от 0,63 до 0,70, что является свидетельством того факта, что предупрежденность явления превышает отношение ошибочных прогнозов явления к фактическому числу дней без явления. Напомним [27,43], что для идеального прогноза $T=1$. Успешность прогноза характеризуется коэффициентом надежности Н.А. Багрова (Н), если $H < 0,33$ – то прогнозы ненадежные [27]. В нашем случае Н варьирует от 0,60 до 0,72. Наконец, очень эффективным является суммарный показатель (U+П), который характеризует самые важные стороны метода. Величина $(U+П) \geq 130\%$ свидетельствует об удовлетворительном качестве прогнозов и методе, который проверяется в целом. Для обеих станций Одесса-порт и Ильичевск-порт суммарный показатель изменяется от 163 до 172. Проверка прогностических уравнений на независимом материале (1990 – 1991 гг.) для метеостанций Молдовы дал следующие результаты. Так, для ст. Кишинев за указанный период в январе 1 тип синоптических процессов наблюдался 20 раз, а в июле – 18; средняя ошибка прогноза слабого ветра для 1 типа процессов оказалась равной в январе 0,60 и 0,72 м·с⁻¹ при заблаговременности прогноза на 24 и 36 ч соответственно, а в июле – 0,60

и $0,62 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, т.е. приведенные результаты не уступают оценкам, полученным на зависимой выборке (Прил. Г, табл. Г.1 и Г.3).

Таблица 4.6 - Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на ст. Южный-порт с заблаговременностью 24 ч.

Типы синоптических процессов							
1		2		3		4	
а	б	а	б	а	б	а	б
Январь							
св.чл.	-5,41	св.чл.	-3,73	св.чл.	3,07	св.чл.	5,61
ΔH_{700}	0,28	pp	-0,73	$\Delta T / \Delta s$	0,62	ΔH_{850}	-0,81
γ_1	0,25	γ_1	0,71	pp	0,53	γ_1	0,48
ΔP_0	0,22	γ_3	0,65	S_1	0,95	γ_2	0,51
S_1	0,90	S_1	0,96			S_1	0,98
Апрель							
св.чл.	-3,02	св.чл.	-1,17	св.чл.	1,67	св.чл.	5,88
$\Delta T / \Delta s$	-0,14	ΔH_{700}	0,21	γ_3	0,40	pp	-0,35
pp	0,13	ΔH_{850}	-0,26	ΔH_{700}	-0,55	U	-0,30
ΔH_{700}	0,12	U	0,17	ΔP_0	-0,29	γ_3	0,24
S_1	1,00	S_1	1,12	S_1	0,98	S_1	1,17
Июль							
св.чл.	6,62	св.чл.	-3,15	св.чл.	-4,48	св.чл.	-9,13
ΔP_0	-0,48	γ_1	-0,66	γ_3	0,33	γ_2	0,52
γ_2	0,33	$\Delta T / \Delta s$	0,62	U	0,32	V_{850}	0,47
V_{850}	0,32	γ_2	-0,51	ΔH_{850}	0,31	U	-0,31
S_1	1,13	S_1	0,99	S_1	0,90	S_1	1,14
Октябрь							
св.чл.	1,54	св.чл.	-1,71	св.чл.	-9,68	св.чл.	-4,66
ΔP_0	-0,33	U	-3,64	γ_1	1,31	U	0,96
ΔH_{700}	0,18	γ_3	3,01	U	-1,14	γ_2	-0,81
$\Delta T / \Delta s$	0,15	pp	-2,50	γ_2	0,71	ΔP_0	0,52
S_1	0,90	ΔH_{850}	2,30	ΔP_0	0,50	γ_1	-0,49
		S_1	1,11	S_1	0,97	S_1	1,12

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент регрессии.

Аналогично проведены оценки прогностических возможностей уравнений для остальных станций и сезонов года. В связи с тем, что ст. Бельцы располагается на близком расстоянии от ст. Рыбница, сделана попытка прогноза скорости ветра на ст. Бельцы по уравнениям, полученным для ст. Рыбница. Оказалось, что средняя ошибка прогноза

Таблица 4.7 - Результаты испытания метода прогноза слабого ветра

Прогноз	Наблюдалось		Сумма	U	U+Π
	явление	без явления			
Одесса-порт					
явление	71	10	81	85	169
без явления	14	62	76	80	166
сумма	85	72	157		
Π	84	86	T=0,70	H=0,60	
Ильичевск-порт					
явление	62	8	70	81	163
без явления	10	59	69	82	172
сумма	72	67	139		
Π	82	90	T=0,63	H=0.72	

скорости ветра для января составила: для 1 типа – 2,2 и 1,6 м·с⁻¹, 2 типа – 1,2 и 1,6 м·с⁻¹, 3 типа – 1,3 и 1,7 м·с⁻¹, при заблаговременности прогноза 24 и 36 ч соответственно. Для июля значения ошибок при 1 и 3 типах синоптических процессов находятся в пределах 1,0 – 1,4 м·с⁻¹ при суточном прогнозе и 1,8 – 2,2 м·с⁻¹ при прогнозе на 36 ч. Приведенные оценки позволяют использовать уравнения регрессии ст. Рыбница для прогноза слабого ветра на ст. Бельцы при одинаковой синоптической ситуации.

В работе сделана попытка построения уравнения регрессии для прогноза слабого ветра с малой заблаговременностью (до 6 ч) для территории Молдовы при ярко выраженном характере профиля ветра в ПСА в срок наблюдений 00 UTC. По данным радиозондирования на станции Кишинев за 1983–1988 гг. выявлено 52 случая со струйными течениями нижнего уровня независимо от сезона года. На основе этой исходной информации отдельно сформирована выборка для зимних мезоструй (всего 32 случая). Для построения прогностических уравнений взято 12 потенциальных предикторов, характеризующих параметры низкотропосферных струй (высота, толщина, вертикальные градиенты температуры выше и ниже оси, скорости ветра на оси СТНУ, у поверхности земли и на уровне 925 гПа) и инверсий (толщина, глубина, верхняя граница), а также некоторые инерционные факторы (скорость ветра у поверхности земли и на уровне 925 гПа, вертикальный градиент температуры в слое 0,5 – 1,0 км в срок, предшествующий исходному сроку зондирования).

В результате процедуры просеивания предикторов прогностические уравнения регрессии оказались следующими:

$$V_{np} = 1,24 - 0,33\gamma_{но} + 0,09V_{ос}, \quad (4.6)$$

$$V_{np} = 1,086 + 0,11V_{oc}, \quad (4.7)$$

здесь $\gamma_{но}$ – вертикальный градиент температуры ниже оси ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$),
 V_{oc} – скорость ветра на оси СТНУ.

Первое уравнение используется для прогноза приземного ветра независимо от сезона, а второе – для зимы и лета. Проверка на независимом материале показала, что по уравнению (4.6) средняя ошибка прогноза в 75% случаев не превышает $1,0\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а в 20% – $2,0\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Неплохие результаты дает и уравнение (4.7) – в 55% случаев ошибка меньше $1,0\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, в 33% - находится в пределах $1,0 - 1,5\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ и в 12% - в пределах $1,5 - 2,0\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

После дополнительной апробации этих уравнений на независимом материале, их можно будет использовать для сверхкраткосрочного прогноза слабого ветра при наличии струйных течений в пограничном слое атмосферы. Такие прогнозы могут найти применение при обслуживании авиации, обеспечивая безопасность взлета и посадки воздушных судов и полеты на малых и предельно малых высотах.

4.1.2 Практические рекомендации по использованию разработанного метода краткосрочного прогноза слабого ветра

Последовательность практического использования результатов настоящей работы состоит из следующих этапов:

- по приземной и высотной АТ₈₅₀ прогностическим картам с заблаговременностью 24 и 36 ч путем сравнения с типовыми картами–схемами определяется тип (подтип) ожидаемого макромасштабного процесса;
- в качестве дополнительного признака выбранного типа синоптических процессов производится качественное сопоставление данных радиозондирования на станции (Кишинев или Одесса в зависимости от района прогноза) за 00 UTC текущего дня с типовыми структурами ПСА в соответствии с идентифицированным типом синоптических процессов - единым для всех пунктов прогноза по территории прогнозирования. По табл. (4.1)-(4.6) и Прил. Г, табл. Г.1-Г.8 выбирается конкретное уравнение регрессии для заданного пункта и необходимой заблаговременности прогноза;
- значения макромасштабных параметров, входящих в отобранное уравнение, рассчитываются общепринятым способом по прогностическим приземной и высотной (АТ₈₅₀) картам. Параметры вертикальной структуры ПСА вычисляются по данным радиозондирования на станциях радиозондирования Одесса-ГМО или Кишинев-ГМО за 00 UTC. Перечисленные выше предикторы являются одинаковыми для всех пунктов прогноза;

– значения предикторов, характеризующих местные физико-географические условия, выбираются по данным наблюдений на конкретном пункте за 00 UTC или в предшествующие ему сроки;

– рассчитанное по уравнениям регрессии значение скорости приземного ветра является прогностическим. Для уточнения вероятностного прогноза градации слабого ветра рекомендуется дополнительно использовать данные табл. 4.1 для Одессы;

– при наличии ярко выраженной мезоструи в ПСА, выявленной по данным радиозондирования на станции за 00 UTC, наряду с полученным на предыдущих этапах прогностическим значением скорости приземного ветра, рекомендуется в качестве корректировки использовать соответствующие уравнения (4.6) и (4.7).

В качестве примера представим прогноз скорости ветра на территории Северо-Западного Причерноморья.

7 апреля 2005 года погодные условия юга Украины и Молдовы, в том числе и Одесской области, формировались гребнем антициклона с центром над Аральским морем (Прил.Г, рис. Г.1 и Г.2). Прогноз скорости ветра на следующие сутки осуществляется следующим образом. Путем сравнения прогностической синоптической ситуации за 8 апреля 2005 г. с типовыми картами–схемами определяется тип циркуляционного процесса, который соответствует типу 3 (подтипу 3.2 для Одесской области и подтипу 3.1 для Молдовы – это гребень, ориентированный с востока). Как показывает анализ фактического синоптического материала: приземная карта за 8. 04. 2005 г. (рис. 4.1а), карта AT_{850} (Прил. Г, рис. Г.2) и спутниковые снимки (Прил. Г, рис. Г.1), макроциркуляционная ситуация исследуемого региона характеризуется малоградиентным барическим полем с отсутствием фронтальных разделов. Барический градиент $\partial P/\partial n$ составляет менее 0,5 гПа/111км (рис. 4.1а).

Из табл. 4.1 для ст. Одесса-ГМО выбирается соответствующее уравнение регрессии:

$$V_{np} = -1,40 \gamma_3 - 0,07 \Delta H_{850} + 3,10 .$$

Подставляя значения предикторов ($\Delta H_{850} = 1$ гПа, $\gamma_3 = 0,36$ °C/100 м), которые рассчитаны по прогностической высотной карте и данным радиозондирования в 00 UTC, в приведенное выше уравнение, получаем прогностическую скорость ветра на 8 апреля: $V_{np} = 2,5$ м·с⁻¹. Такие же уравнения можно составить и для других станций Одесского побережья:

.Одесса-порт: $V_{np} = -1,43 \gamma_3 - 0,07 \Delta H_{850} + 2,75$, $V_{np} = 2,5$ м·с⁻¹;

.Ильичевск-порт: $V_{np} = -1,43 \gamma_3 - 0,07 \Delta H_{850} + 2,75$, $V_{np} = 2,5$ м·с⁻¹;

Южный-порт: $V_{np} = -0,40 \gamma_3 - 0,55 \Delta H_{700} - 2,79 \Delta P_0 + 1,67$, $V_{np} = 2,7$ м·с⁻¹.

Ошибка прогноза скорости ветра составляет $\pm 0,87$. Действительно, фактическая скорость ветра на ст. Одесса-ГМО в этот день была 2 м·с⁻¹, а в целом над северным побережьем Черного моря по наблюдениям всех пяти

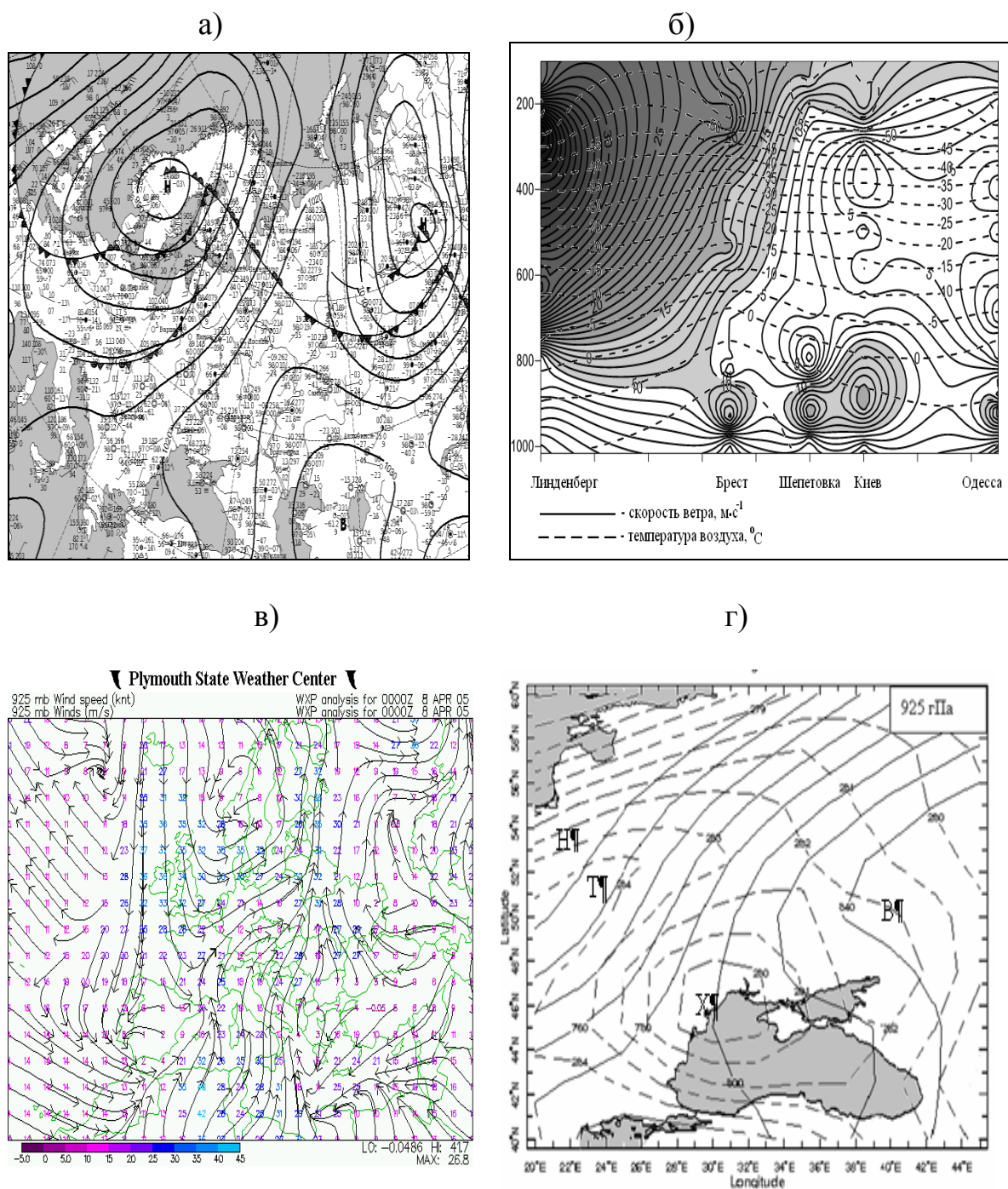


Рис. 4.1. Приземный анализ (а), вертикальный разрез скорости ветра и температуры по линии Линденберг-Брест-Шепетовка-Киев-Одесса (б), поле скорости ветра (в) и термобарическое поле (г) на поверхности 925 гПа за 00 UTC 8 апреля 2005 г.

станций (Одесса-ГМО, Одесса-порт, Ильичевск-порт, Южный-порт и Одесса-АМСГ) зафиксирован слабый ветер.

Прогноз скорости ветра для станций Молдовы составляется аналогичным путем. По табл. Г.3 и Г.6 (Прил. Г) находится

соответствующее уравнение регрессии и осуществляется прогноз скорости для ст. Рыбница заблаговременностью 24 ч:

$$V_{np} = 0,30 V_{12} + 0,37, \quad V_{np} = 2,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1};$$

для ст. Тирасполь заблаговременностью 36 ч:

$$V_{np} = 0,44 V_0 + 0,15 V_{925} + 0,43, \quad V_{np} = 2,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}.$$

Фактическая скорость ветра на станциях Рыбница и Тирасполь была $1-3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Также отметим, что 8 апреля 2005 г. над Молдовой и Украиной, в том числе и Одессой, обнаружена низкотропосферная струя на высоте 800 - 1000 м, которая возникла в гребне антициклона над приземной инверсией (рис. 4.1б). Это СТНУ характеризовалось юго-восточным направлением (4.1в), связано со слабой адвекцией холода (рис. 4.1 г) и находилось в термически неоднородном поле, т.е. термобарические условия соответствовали изложенным выше закономерностям при формировании слабого ветра в Северо-Западном Причерноморье. В качестве примера приведем расчет скорости ветра у поверхности земли на ст. Кишинев. По уравнению (4.6), подставляя значения предикторов ($\gamma_{\text{но}} = 0,1^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, $V_{oc} = 20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$), получаем прогностическую скорость ветра на 8 апреля:

$$V_{np} = 1,24 - 0,33\gamma_{\text{но}} + 0,09V_{oc}, \quad V_{np} = 3,0 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}.$$

Фактическая скорость ветра на ст. Кишинев была $2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Ошибка прогноза скорости ветра составляет $\pm 1,3$.

Таким образом, полученные в работе прогностические уравнения дают удовлетворительные результаты и после проверки в оперативных условиях на независимом материале могут быть использованы для прогноза слабого ветра.

4.2 Прогноз бризов в районе Одессы

Мезомасштабный анализ и прогноз погоды в зоне бризовой циркуляции находится в стадии разработки, хотя во многих регионах бризы существенно влияют на условия погоды, в частности, на некотором удалении от береговой линии, могут привести к формированию ливневых осадков и даже гроз [14, 76, 111, 129]. Кроме того, в последнее время практический интерес к анализу и прогнозу бризов возрос в связи с проблемой загрязнения воздуха, так как береговой бриз переносит загрязняющие вещества с поверхности суши в ближнюю акваторию моря, а затем морской бриз вновь возвращает загрязнённый воздух на сушу, вызывая значительное повышение концентрации загрязняющих веществ в прибрежной зоне.

Опыт изучения бризов свидетельствует, что сеть метеорологических станций дает слишком грубое пространственное разрешение для того, чтобы разработать процедуры оперативного диагноза и прогноза бризов [76]. Наиболее оптимальным, по-видимому, является мезомасштабный

анализ бризовой циркуляции на основе комплексного исследования спутниковой информации, радиолокационных и метеорологических наблюдений. Привлечение к анализу пространственно-временной эволюции облачности спутниковой информации и радиолокационных данных даёт возможность получить дополнительные сведения о структуре осадков на периферии бриза из конвективных облаков, формирующихся в восходящей ветви бризового кольца.

Универсального метода прогноза бризов нет [14], что обусловлено зависимостью характера бризовой циркуляции от конкретных географических условий. Очевидно, что общий подход к прогнозированию должен базироваться на том, что бризовым ветрам присущ периодический характер, при этом силы, формирующие локальную реверсивную циркуляцию, являются весьма устойчивыми, что позволяет использовать для прогнозирования климатическую характеристику бризов в каждом определённом районе [13, 28].

В [76] предложен подход, состоящий в том, что выделяются несколько характерных для данной местности синоптических положений, определяющих направление и скорость крупномасштабного потока. При выборе типовых ситуаций следует иметь в виду, что интенсивность бризовой циркуляции определяют два основных фактора: различие между температурой воздуха над поверхностью суши и поверхностью моря (ΔT) и направление и скорость крупномасштабного потока в прибрежной зоне. Исходя из того, что температурные различия имеют суточную периодичность, а крупномасштабный воздушный поток может меняться весьма нерегулярно, классификацию синоптических положений для получения климатических характеристик бриза следует делать по направлениям воздушных потоков. Для упрощения процедуры можно ограничиться двумя ситуациями: 1 - крупномасштабный поток направлен с суши на море, а 2 - крупномасштабный поток направлен с моря на сушу. Так как реальный ветер может быть направлен под произвольным углом к береговой линии, при климатическом изучении бриза рекомендуется определять перпендикулярный к береговой линии компонент скорости, умножая скорость ветра на $\cos\varphi$, где φ - угол между направлением ветра и перпендикуляром к береговой линии.

Для определения появления или отсутствия бризовой циркуляции в районе Одессы воспользуемся индексами, предложенными Биггсом, Грэйвсом и Лионсом [81]:

$$I_1 = \frac{V_g}{c_p \Delta T}, \quad (4.8)$$

где V_g – скорость приземного геострофического ветра в утренние часы; c_p - теплоёмкость воздуха при постоянном давлении; ΔT -

максимальная разность между приземной температурой воздуха и температурой поверхности воды, °С.

Расчеты величины I_1 выполнены по ежедневным метеорологическим наблюдениям за бризовый период (с марта по октябрь) 1984-93 гг. Наличие бриза устанавливалось по данным о распределении облачного покрова на спутниковых снимках, а также по результатам прямой выборки из книжек КМ-1 за указанный период. Выявлено, что при $I_1 > 10.10$ береговые бризы в Одессе не возникают; при этом в марте морской бриз отсутствует при $I_1 > 10.40$, в апреле при $I_1 > 10.49$, мае при $I_1 > 10.10$, июне при $I_1 > 13.89$, июле при $I_1 > 11.11$, августе при $I_1 > 15.60$, сентябре при $I_1 > 13.90$, октябре при $I_1 > 14.49$.

Для оценки вероятности появления бриза рассчитан также индекс I_2 , имеющий смысл обратного числа Ричардсона (Ri):

$$I_2 \cong \frac{30V^2}{L\Delta T}, \quad (4.9)$$

L - масштаб длины, который для бриза в районе Одессы можно принять равным 10 км; ΔT и V те же, что и в формуле (4.8).

Величина значения индекса I_2 , при котором бриз не развивается, для Одессы составляла $I_2 \geq 12.10$.

При расчетах индексов типа I_1 и I_2 целесообразно одновременно фиксировать количественные характеристики бриза: скорость ветра на побережье, глубину распространения бриза, ширину облачной полосы и температуру верхней границы облаков на бризовом кольце. Результаты непосредственных выборок и оценки глубины распространения бриза из [28] позволили построить графики глубины проникновения морского бриза на сушу при рассчитанных величинах I_1 и I_2 (рис. 4.2). Ценность этих

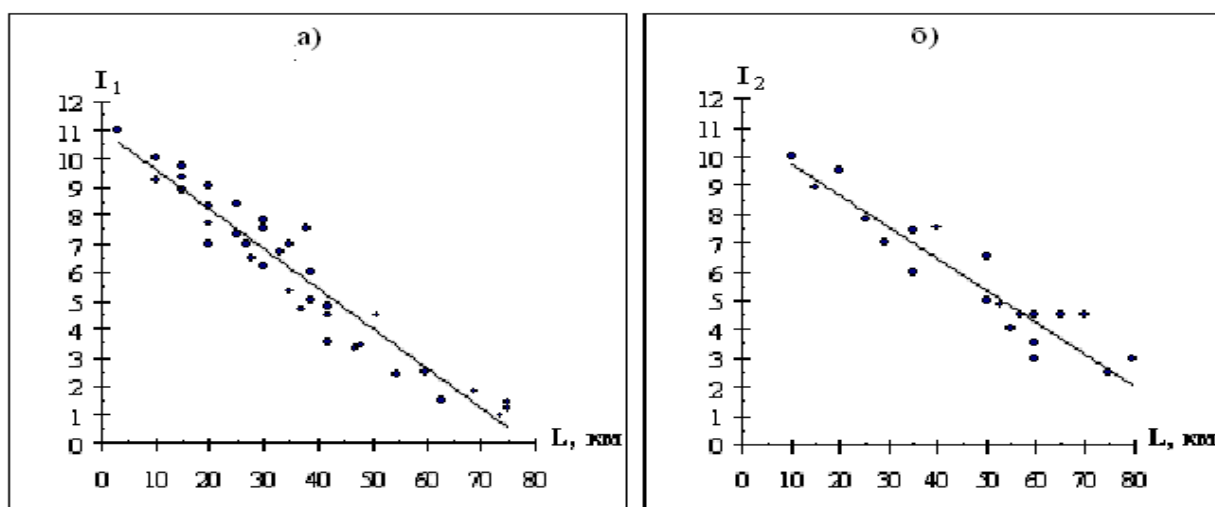


Рис. 4.2 Эмпирическая диаграмма для определения глубины проникновения морского бриза при помощи индекса I_1 (а) и I_2 (б)

зависимостей, полученных на основании эмпирических данных, заключается в том, что они включают в себя особенности орографии участка побережья близ Одессы и являются репрезентативными для данной местности.

Укажем так же, что индексы I_1 и I_2 представляют собой аналоги комплексного безразмерного показателя $K_{бр}$ [14], предложенного для климатического прогноза бризовой циркуляции. $K_{бр}$ учитывает влияние радиационного и циркуляционного факторов и, в отличие от индексов I_1 и I_2 , растет при улучшении условий для возникновения бризов.

При климатическом прогнозе бризов в районах с искривлённой береговой линией и неоднородным рельефом необходимо помнить, что параметры бризовой циркуляции очень чувствительны к рельефу местности, поэтому при подборе статистической выборки необходимо следить за тем, чтобы она относилась к однородным условиям. В нашем случае следует учитывать, что в районе заливов морской бриз проникает дальше на сушу; раздел воздушных масс, вовлеченных в бризовую циркуляцию и вне бризового кольца, менее контрастен, а облачность на внешней части бризовой ячейки менее мощная, поэтому опасные явления погоды здесь маловероятны. В районе мысов и узких полуостровов этот раздел бывает обострённым, возможно слияние двух бризовых потоков, при котором возникает мощная конвективная облачность, ливневые осадки и грозы.

По условиям погоды индексы I_1 и I_2 позволяют разделить бризы на четыре класса, они представлены на диаграммах, рис. 4.3 и 4.4. Диаграммы рекомендуются для прогноза бриза на текущий день по фактическому ветру в утренние часы (06 ч) и по будущей максимальной температуре воздуха в послеполуденное время.

Так же, как и другие мезомасштабные циркуляции, бризы являются индикатором состояния крупномасштабного потока. Иногда в районах с редкой сетью метеорологических станций информация о бризовой циркуляции может применяться для качественной оценки синоптического положения [14]. При использовании данных о бризах в этом случае следует руководствоваться следующим основным принципом: морской и береговой бризы бывают выражены хорошо лишь в тех случаях, когда крупномасштабный перенос ослаблен. Поэтому в тех случаях, когда на спутниковых снимках облачный покров вдоль берегов моря имеет бризовую структуру (бризовый вал на некотором удалении от береговой черты), можно с уверенностью заключить, что в данном районе в нижней тропосфере преобладают слабые ветры. При общем направлении крупномасштабного потока с водной поверхности на сушу бризовый вал бывает размытым и облачность на нём менее мощная. Эти рекомендации следует в первую очередь, отнести к равнинным прибрежным участкам.

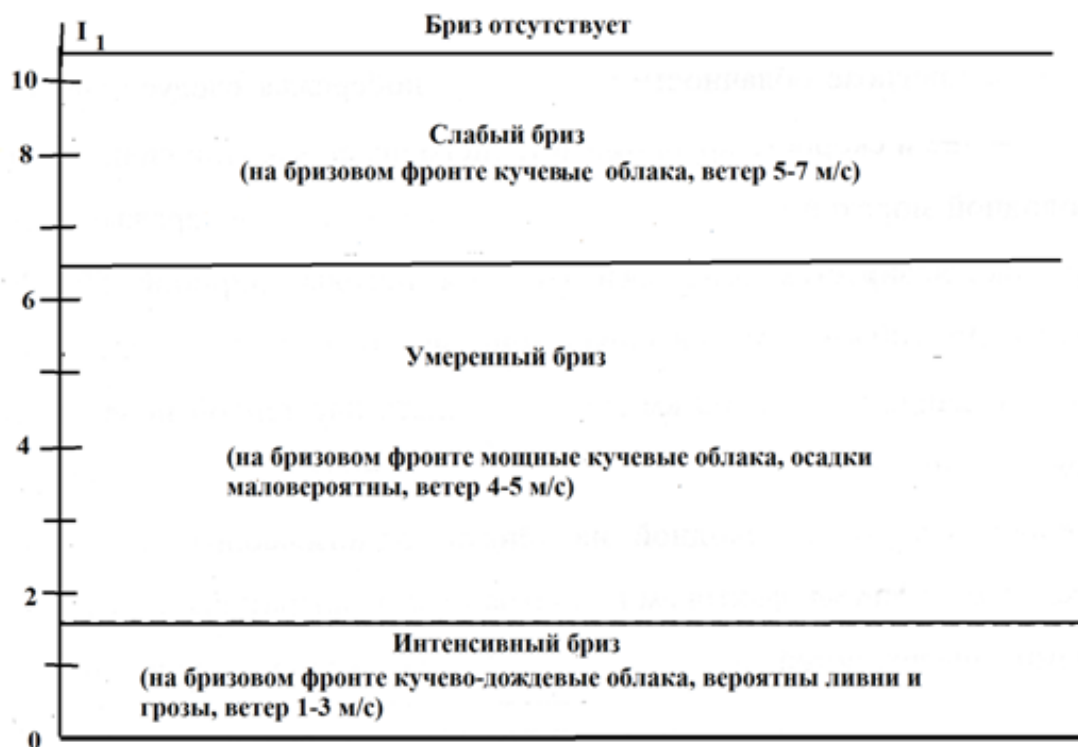


Рис. 4.3 Эмпирическая диаграмма для определения вероятности появления морского бриза по индексу I_1

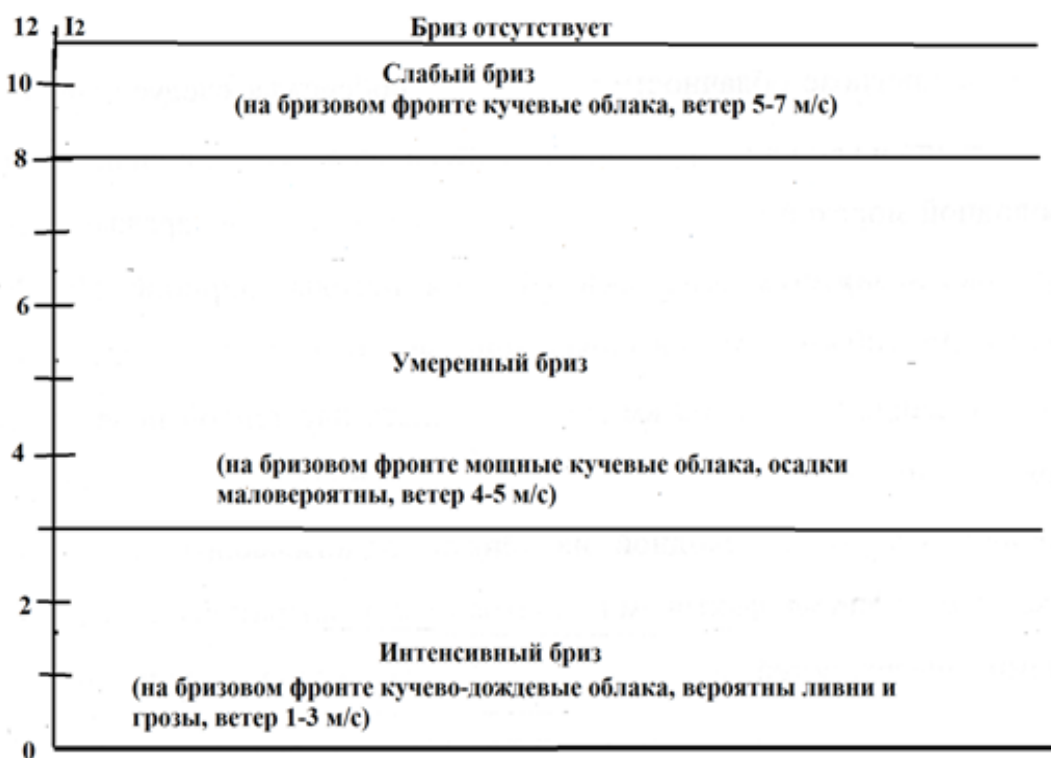


Рис. 4.4 Эмпирическая диаграмма для определения вероятности появления морского бриза по индексу I_2

В потоке с суши на море глубина проникновения бриза уменьшается, а бризовый фронт становится более узким и обостряется. На снимках облачности со спутников это проявляется в образовании узкой полосы мощных облаков.

При прогнозе облачности у морского побережья следует учитывать направление и скорость крупномасштабного переноса. При сильном ветре с холодной морской поверхности на северо-западном побережье Черного моря прогнозируется зона малооблачной погоды шириной 50-70 км (иногда до 100 км). Аналогичную зону малооблачной погоды, правда, меньшей ширины – (30–60 км) можно ожидать над тёплой поверхностью моря при сильном ветре с холодной суши. Ширина зоны прояснения при переносе воздуха с холодной на тёплую подстилающую поверхность определяется двумя факторами: контрастом температуры между двумя типами поверхностей и скоростью общего переноса, при этом, чем больше температурный контраст между сушей и водой, тем дальше от береговой линии будут образовываться кучевые облака.

Графики для прогноза кучевой облачности по величине индекса I_1 и I_2 представлены на рис. 4.5, а фактические полосы кучевых облаков при бризе видны на рис. 4.6. На основании анализа эмпирических данных

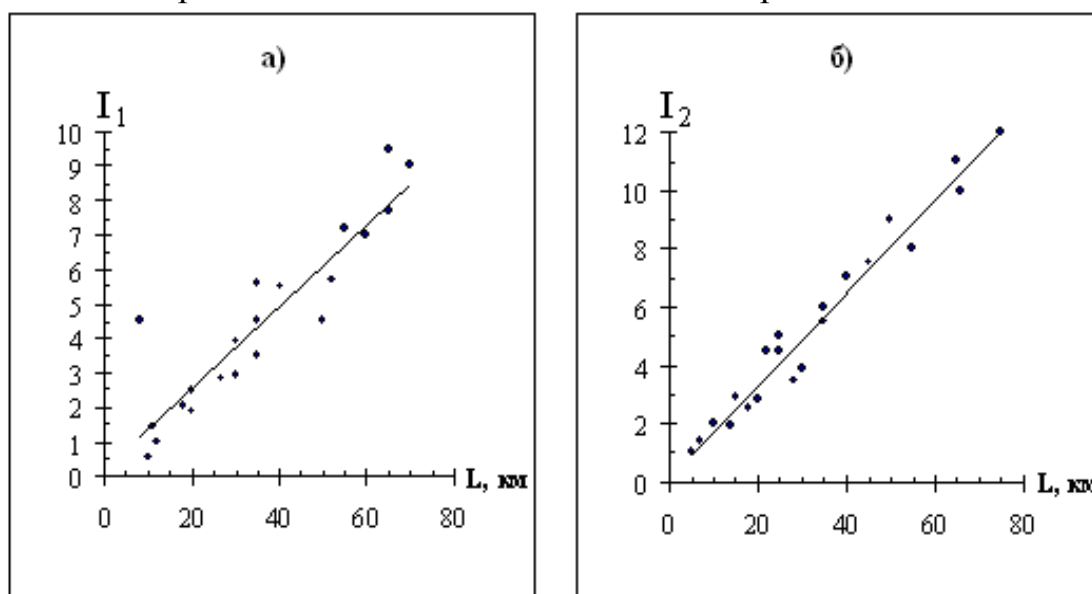


Рис. 4.5 Эмпирическая диаграмма для оценки ширины малооблачной зоны вдоль побережья при помощи индексов I_1 (а) и I_2 (б)

подтверждена возможность использования зависимости глубины распространения бризового потока и ширины малооблачной зоны от интенсивности процесса формирования местного периодического реверсивного ветра (рис. 4.7). Использование комплексных показателей $K_{бр}$, I_1 и I_2 может быть рекомендовано при климатологическом прогнозе бризов или при инерционном прогнозе по данным о фактической

скорости геострофического ветра, температуре приземного слоя воздуха и температуре поверхности воды.

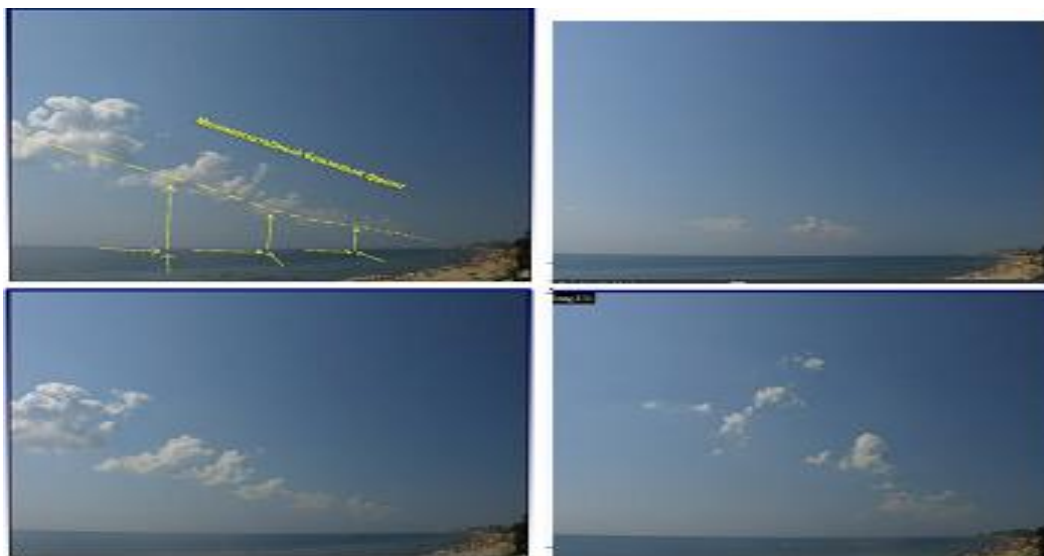


Рис. 4.6 Фактическое распределение облачности во время бриза в районе Одессы 12 августа 2009 г. с 9.53 по 11.30 ч. [146]

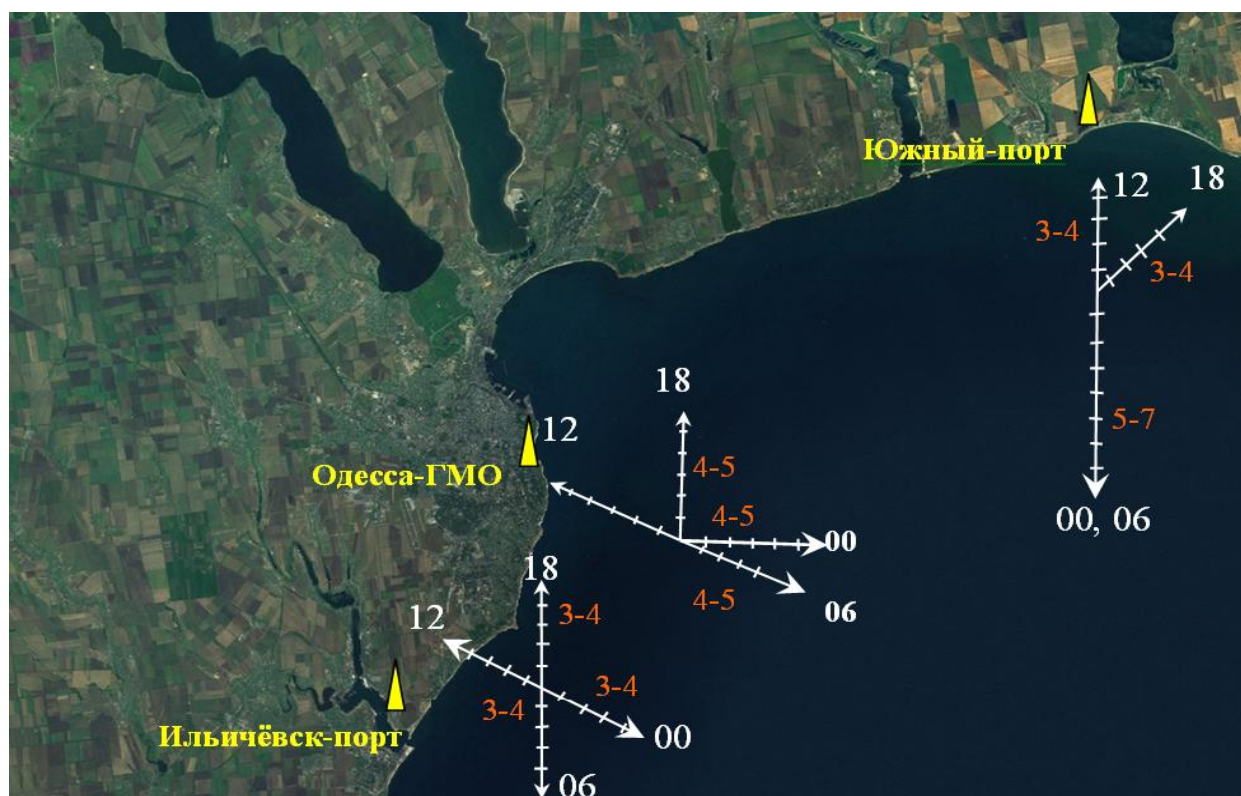


Рис. 4.7 Схема ветровых потоков (средние скорости, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) над Одесским заливом в сроки 00, 06, 12 и 18 UTC.

Для акватории Одесского залива построены типовые суточные диаграммы направления и скорости воздушных потоков при наличии бризовой циркуляции. Как видно из рис. 4.7, структура поля ветра носит своеобразный характер. Её могут быть приняты во внимание при осуществлении строительства, при грузоперевалочных операциях в портах, для навигации и для парусного спорта в пределах бухты.

В заключение отметим, что рассмотренный выше режим ветра на побережье в Одесском заливе, а так же прогностические графики и диаграммы, отражают общефизические закономерности процессов, протекающих на побережьях южных водоёмов, и могут быть, с определёнными коррективами, распространены на сходные по физико-географической и климатической природе регионы.

4.3 Разработка альтернативного метода прогноза инверсий температуры

Разработка альтернативного метода прогноза инверсий имеет преимущество относительно гидродинамических методов из-за возможности при его применении учитывать большее количество предикторов, в том числе таких, которые можно описать [20, 86, 87, 107] только качественно. Он позволяет также объективным путем оценить сущность влияния отдельных факторов и их комплекса на исследуемое явление, то есть в данном случае определена эмпирико-статистическая зависимость между наличием инверсий и разными предикторами методом дискриминантного анализа. Исходя из физических соображений, положенных в основу механизма возникновения инверсий, сформирован перечень из 17 потенциальных предикторов, которые влияют на образование задерживающих слоев атмосферы:

1. ΔP_0 – лапласиан давления (гПа) у поверхности земли для определения характера приземного барического поля ($\Delta P_0 > 0$ – циклонический, $\Delta P_0 < 0$ – антициклонический) и для учета знака вертикальных движений;
2. $(\partial T / \partial n)_{850}$ – горизонтальный градиент температуры ($^{\circ}\text{C}/111 \text{ км}$) на уровне 850 гПа для учета бароклинности пограничного слоя атмосферы;
3. $\bar{\gamma}$ – средний вертикальный градиент температуры ($^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$) в слое 0..500 м;
4. V_0 и V_{925} – скорость ветра ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) у поверхности земли и на уровне 925 гПа;
5. dd_0 и dd_{925} – направление ветра (град) у поверхности земли и на уровне 925 гПа;
6. $dd_0 - dd_{925}$ – разница между направлением ветра (град) у поверхности земли и на уровне 925 гПа;
7. $(\Delta T_a)_z$, $(\Delta T_a)_{850}$ – адвекция температуры у поверхности земли и

на уровне 850 гПа за 24 ч ($^{\circ}\text{C}/24$ ч);

8. $(\Delta T_{a_z})_{12}$, $(\Delta T_{a_{850}})_{12}$ – адвекция температуры у поверхности земли и на уровне 850 гПа за 12 ч ($^{\circ}\text{C}/12$ ч);

9. $T_{00} - T_{18}$ – разница между фактическими приземными температурами воздуха в сроки 00 UTC текущего дня и 18 UTC предыдущего – для учета ночного хода температуры ($^{\circ}\text{C}$);

10. $T_{\max} - T_{00}$ – разница между прогностической максимальной температурой воздуха на день и фактической температурой за 00 UTC ($^{\circ}\text{C}$);

11. $T_{\min} - T_{18}$ – разница между прогностической минимальной температурой воздуха на ночь, предшествующей этому дню, и фактической температурой за 18 UTC ($^{\circ}\text{C}$);

12. $T_{\max}$ и $T_{\min}$ – максимальная и минимальная температура воздуха у поверхности земли ($^{\circ}\text{C}$);

13. $U_{850} - U_0$ – параметр, который характеризует изменение относительной влажности в пограничном слое атмосферы за сутки (%).

Предикторы ΔP_0 и $(\partial T / \partial p)_{850}$ рассчитываются по прогностическим картам с заблаговременностью 24 ч, а предикторы $\bar{\gamma}$, V_0 , V_{925} , dd_0 , dd_{925} , $(U_{850} - U_0)$ – по данным радиозондирования ст. Одеса-ГМО и Кишинев -ГМО в срок 00 UTC.

Средний вертикальный температурный градиент в слое 0-500 м характеризует степень устойчивости нижнего слоя атмосферы, либо, наоборот, подготовленность его к формированию, сохранению или разрушению инверсий. Изменения температуры у поверхности земли за время ночного охлаждения или дневного прогрева воздуха в приземном слое, которые способствуют образованию или ликвидации задерживающего слоя, учитываются десятью предикторами. Совокупность предикторов должна полнее описывать исходное состояние атмосферы, поэтому необходимо выбрать только основные, наиболее физически обоснованные и достаточно сильно связанные с предиктантом, поскольку увеличение числа предикторов может уменьшать прогностическую эффективность метода.

В данной работе исследовалась эмпирико-статистическая зависимость между наличием инверсий температуры и различными предикторами методом дискриминантного анализа [98, 104], который является одним из направлений теории распознавания образов. Цель дискриминантного анализа состоит в разработке решающих правил, которые позволяют с большей вероятностью классифицировать объект по его характеристикам, т.е. позволяет отличить наличие инверсии от её отсутствия с помощью дискриминантной функции – линейной функции, имеющей максимальную дисперсию и дающей наилучшее разграничение двух явлений.

Коротко остановимся на методике построения дискриминантных функций.

Метод дискриминантного анализа при заданном множестве переменных $x_1, x_2, \dots, x_i$, которые характеризуют группы измерений, использующихся для прогноза инверсий, состоит в нахождении линейных дискриминантных функций:

$$F = a + b_1 x_1 + \dots + b_i x_i,$$

где a – свободный член, b_i – коэффициент дискриминантной функции.

В нашем случае используются две группы переменных, которые определяют состояние пограничного слоя атмосферы при наличии задерживающего слоя (инверсия, изотермия) и его отсутствии. Выбор переменных проводился на основе наибольшей разницы между средними значениями одной и той же переменной в разных группах. После нахождения средних значений каждого j -го предиктора в разных группах рассчитываются средние значения этого предиктора для всей выборки:

$$\bar{X}_j = \frac{\sum_{k=1}^g n_k \bar{x}_{jk}}{\sum_{k=1}^g n_k},$$

где g – количество групп (в нашем случае $g = 2$); n_k – объем k -ой выборки; $\bar{x}_{jk}$ – среднее значение j -го предиктора в k -ой группе.

Перед построением дискриминантных функций проведен отбор наиболее информативных предикторов по параметру Махалобиса (Δ^2):

$$\Delta^2 = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^m d_{ij} \sum_k n_k (\bar{x}_{ik} - \bar{x}_i)(\bar{x}_{jk} - \bar{x}_j) \text{ – расстояние Махалобиса,}$$

где $\bar{x}_{ik}$ – среднее значение i -го предиктора в k -ой группе.

Здесь m – число переменных; n_k – объем k -ой выборки; d_{ij} – элемент обратной ковариационной матрицы $\|k\|$, рассчитываемый следующим образом:

$$K = \frac{\sum_{k=1}^g S_k}{\sum_{k=1}^g n_{k-g}},$$

где $S_k = \{S_{jl}^k\} = \sum (x_{ijk} - \bar{x}_{ik})(x_{ilk} - \bar{x}_{jk})$ ($j=l=1, m$; k – номер группы).

Расстояние (критерий) Махалобиса Δ^2 можно считать критерием χ^2 с $m(g-1)$ степенями свободы для проверки гипотезы о том, что средние значения одинаковы во всех g группах для m переменных. После этого находятся коэффициенты регрессии b_i и свободный член a :

$$b_i = \sum_{j=1}^m d_{ij} \cdot \bar{x}_{jk}; \quad a = -\frac{1}{2} \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^m d_{jl} \cdot \bar{x}_{jk} \cdot \bar{x}_{ik}$$

и строится дискриминантная функция в окончательном виде:

$$F_k = \sum_{j=1}^m b_j x_{ijk} + a \quad (k = 1, 2)$$

Дискриминантные функции (4.10) – (4.13), полученные для прогноза наличия инверсий над Одессой с заблаговременностью 24 ч в зависимости от сезона, имеют вид:

январь:

$$F = 3,2 \cdot 10^{-5} (\Delta T_{a_3})_{24} - 2,6 \cdot 10^{-4} (\Delta T_{a_3})_{12} + 3,6 \cdot 10^{-4} V_0 - 1,4 \cdot 10^{-4} \bar{\gamma} + 5,2 \cdot 10^{-4}; \quad (4.10)$$

апрель:

$$F = 3,06 \cdot 10^{-5} \bar{\gamma} - 2,6 \cdot 10^{-5} (U_{850} - U_0) + 2,6 \cdot 10^{-5} (\Delta T_{a_3})_{12} - 1,4 \cdot 10^{-5}; \quad (4.11)$$

июль:

$$F = -7,3 \cdot 10^{-3} (\Delta T_{a_3})_{24} + 3,32 \cdot 10^{-2} (\Delta T_{a_{850}})_{24} - 2,6 \cdot 10^{-3} (T_{00} - T_{18}) - 7,5 \cdot 10^{-2}; \quad (4.12)$$

октябрь:

$$F = -6,6 \cdot 10^{-5} T_{\min} - 0,28 \cdot 10^{-3} \Delta P_0 + 1,5 \cdot 10^{-3} (\Delta T_{a_3})_{12} - 2,76 \cdot 10^{-4} (\Delta T_{a_{850}})_{24} - 6,47 \cdot 10^{-5}. \quad (4.13)$$

если $F > 0$, то прогнозируется инверсия, а если $F < 0$, ожидается ее отсутствие.

Для прогноза типа инверсий над Одессой с заблаговременностью 24 ч следует использовать такие дискриминантные функции (4.14) - (4.17):

январь:

$$F = -1,07 \cdot 10^{-4} \Delta P_0 + 8,85 \cdot 10^{-4} (\partial T / \partial n)_{850} - 5,11 \cdot 10^{-4} (\Delta T_{a_{\text{зем}}})_{24} - 2,61 \cdot 10^{-4}; \quad (4.14)$$

апрель:

$$F = 0,80 \cdot 10^{-5} \Delta P_0 + 0,90 \cdot 10^{-5} (\Delta T_{a_{850}})_{24} - 0,12 \cdot 10^{-5}; \quad (4.15)$$

июль:

$$F = 1,80 \cdot 10^{-2} (\Delta T_{a_3})_{24} - 1,89 \cdot 10^{-2} (T_{\min} - T_{18}) - 7,64 \cdot 10^{-2}; \quad (4.16)$$

октябрь:

$$F = -1,39 \cdot 10^{-4} V_0 + 4,55 \cdot 10^{-4} (\partial T / \partial n)_{850} - 3,15 \cdot 10^{-4} (\Delta T_{a_{850}})_{12} - 2,36 \cdot 10^{-5}, \quad (4.17)$$

если $F > 0$, то в ближайшие 24 ч прогнозируется наличие приземной или смешанной инверсии, а если $F < 0$, то приподнятой.

С целью усовершенствования прогностических возможностей альтернативного метода получены дискриминантные уравнения (4.18) и (4.19) с учетом типа синоптического процесса, при котором формируется задерживающий слой. Так, для прогноза наличия инверсий в апреле при циклоническом поле (подтип 2.1) или наличии периферийных процессов (тип 1) используются формулы:

$$F = -1,26 \cdot 10^{-4} (U_{850} - U_0) + 1,30 \cdot 10^{-4} \Delta P_0 - 1,79 \cdot 10^{-5}; \quad (4.18)$$

$$F = 1,44 \cdot 10^{-4} T_0 - 1,42 \cdot 10^{-4} \Delta P_0 - 3,50 \cdot 10^{-5}, \quad (4.19)$$

если $F > 0$, то прогнозируется инверсия, а если $F < 0$, то ее отсутствие. Проверка этих прогностических уравнений подтвердила улучшение прогноза отсутствия инверсий в указанных синоптических ситуациях.

Оправдываемость альтернативного метода прогноза инверсий над

Одессой проверена на зависимом (январь, апрель 1981 – 1990 гг.) и независимом (все сезоны 2001–2010 гг.) материале. Полученные результаты (табл. 4.8 и 4.9) свидетельствуют о том, что эффективность предложенного метода находится на уровне современных региональных прогнозов инверсий [20].

Оценки, приведенные в табл. 4.8, иллюстрируют удовлетворительную оправдываемость прогнозов в январе. Для этого месяца оценка риска $\alpha = 0,17$, а оценка страховки $\beta = 0,20$, что подтверждает высокое качество прогнозов. Критерий качества Обухова $Q = 0,63$. Критерий качества Пирси-Обухова $T = 0,64$, а критерий надежности Багрова $H = 0,53$. Для апреля месяца показатели несколько хуже, что связано, вероятно, с небольшой выборкой исходной информации, по которой производилась проверка оправдываемости предложенного метода.

Таблица 4.8 - Критерии качества прогноза наличия инверсий над Одессой. 1981–1990 гг.

Прогноз	Наблюдалось		Сумма	U	U+П
	явление	без явления			
январь					
явление	82	18	100	82	166
без явления	16	73	89	82	162
сумма	98	91	189		
П	84	80	T=0,64	H=0,53	
апрель					
явление	40	16	56	71	140
без явления	18	36	54	67	136
сумма	58	52	110		
П	69	69	T=0,37	H=0,41	

Как сказано выше, для оценки качества альтернативного прогноза инверсий температуры над Одессой на независимой выборке рассчитаны основные критерии оправдываемости прогноза для января, апреля, июля и октября за период 2001– 2010 гг. (табл. 4.9). Остановимся на них подробнее.

Общая оправдываемость ($U, \%$) альтернативного метода прогноза инверсий за указанный период составила: в январе – 73%, апреле – 77%, июле – 82% и октябре – 72%, т.е. предложенный прогностический метод оправдывается удовлетворительно. Оправдываемость прогноза наличия инверсий ($U_{\text{я}} \%$) выше, чем общая и достигает в январе 85 %. Оправдываемость прогноза отсутствия инверсий ($U_{\text{б.я.}} \%$) в июле и октябре практически равна $U_{\text{я}}$, но в январе и апреле она была ниже на 24

и 32 % соответственно. Итак, в июле и октябре лучше прогнозировалось наличие инверсий.

Предупрежденность ($P_{я}$ %) наличия инверсии во все сезоны превышает 70% и колеблется от 70% в январе и октябре до 75% в апреле и июле. Отсутствие явления ($P_{б.я}$ %) предупреждалось лучше летом (88%) и чуть хуже – осенью (77%). Расчеты критерия Н. А. Багрова показали, что H_{min} отмечен в октябре (0,52), а в остальные месяцы он составлял 0,67, что является свидетельством надежности предложенного метода.

Таблица 4.9 - Критерии качества альтернативного прогноза наличия инверсий над Одессой. 2001– 2010 гг.

прогноз	Наблюдалось		сумма	U	U+П
	явление	без явления			
январь					
явление	127	23	150	85	155
без явления	54	86	140	61	140
сумма	181	109	290		
П	70	79	T=0,50	H=0,67	
апрель					
явление	115	15	130	83	158
без явления	40	106	146	51	132
сумма	155	121	276		
П	75	81	T=0,63	H=0,67	
июль					
явление	75	15	90	83	158
без явления	25	105	130	81	169
сумма	100	120	220		
П	75	88	T=0,63	H=0,67	
октябрь					
явление	38	15	53	72	142
без явления	16	49	65	75	152
сумма	54	64	118		
П	70	77	T=0,47	H=0,52	

Использование для оценки качества прогноза инверсий температуры критерия качества Пирси – Обухова (Т) выявило, что он принимает лишь положительные значения (от 0,47 до 0,63), т.е. предупреждаемость явления ($P_{я}$) превышает отношение ошибочных прогнозов явления к фактическому числу дней без явлений.

Приведенные различные оправдываемости прогнозов и статистические

показатели [27, 43] при испытании того или иного метода прогноза могут оказаться в разных сочетаниях (одни высокие, другие низкие даже по сравнению с общей оправдываемостью прогнозов). Это обстоятельство часто усложняет правильный вывод о надежности методов краткосрочных прогнозов метеорологических явлений. В решении данного вопроса весьма эффективным является суммарный показатель ($U_{\text{я}} + P_{\text{я}}$), который характеризует лучшие стороны метода. Считается [27, 43], что, если величина $(U_{\text{я}} + P_{\text{я}}) \geq 130\%$, то качество и успешность метода прогноза в целом удовлетворительные. Об этом свидетельствуют данные табл. 4.9.

Итак, при оценке качества альтернативного метода прогноза инверсий температуры над Одессой на независимом материале достаточно представительной исходной выборки за период 2001–2010 гг. установлена целесообразность его использования в современных условиях. Разработанный метод может быть рекомендован после оперативных испытаний для уточнения прогнозирования метеорологических условий загрязнения воздуха над северным побережьем Черного моря.

Для станции Кишинев-ГМО также были построены дискриминантные уравнения для прогноза инверсий температуры для четырех центральных месяцев сезонов 1983–1988 гг. Они представлены в Прил. Д, табл. Д.1–Д.3. Оценка эффективности альтернативного метода прогноза инверсий заблаговременностью 12–24 ч для Молдовы приведены в Прил. Д, табл. Д. 4, при этом даны осредненные результаты оправдываемости для всех типов синоптических процессов. Сравнение оправдываемости разных методов прогноза инверсий на зависимом материале для Кишинева представлено в Прил. Д, табл. Д.5, откуда видно, что предлагаемый метод по сравнению с другими [20, 86, 87] показывает удовлетворительные результаты при прогнозе инверсий на 24 ч.

Сформулируем общие рекомендации по применению альтернативного метода прогноза инверсий температуры над территорией Северо-Западного Причерноморья:

- Предложенный метод можно использовать при прогнозе инверсий температуры на 24 ч на протяжении холодного сезона независимо от типов инверсий;

- При альтернативном прогнозе типа инверсии целесообразно применять данные об их повторяемости в зависимости от сезона, что дает возможность практически перейти к вероятностному прогнозу типа инверсий и их параметров (ΔH , ΔT , $\bar{\gamma}$);

- Процедуре прогноза инверсий должна предшествовать оценка макросиноптической ситуации, так как в случае резко выраженных активных фронтов и значительной адвекции теплоты в ПСА (больше 3–5 °C/12 ч) расчет по предложенным дискриминантным функциям не должен осуществляться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абловиц М., Сигур Х. Солитоны и метод обратной задачи // М.: Мир. 1987. 480 с.
2. Агайар Э. В. Оценка статистических характеристик ветрового режима в районе станций Южный-порт и Ильичевск-порт // Український гідрометеорологічний журнал. 2013. № 12. С. 150-156.
3. Агайар Э. В. Применение закона распределения Джонсона для выравнивания рядов скорости ветра у поверхности земли // Вісник ОДЕКУ. 2013. Вип.16. С. 83-89.
4. Агайар Е.В. Струйные течения нижнего уровня атмосферы при слабом ветре у поверхности земли // Український гідрометеорологічний журнал. 2014. № 15. С. 37-42.
5. Анапольская Л. Е., Гандин Л. С. Ветроэнергетические ресурсы и методы их оценки // Метеорология и гидрология. 1978. – Вып. 7. С. 11-17.
6. Анисимова Т. Н., Каткова Т. Ф., Костинская Б. И., Савилова О. Ф. Некоторые характеристики скорости ветра на территории СССР // Труды ВНИИГМИ- МЦД. 1977. Вып.52. С. 44-46.
7. Антонович В. Д., Литвякова Л. А. Особенности временных рядов скорости ветра // Труды ГГО. 1979. Вып. 425. С. 42-46.
8. Ауров В.В., Ивус Г.П., Сельсо Пасос Альберди, Фернандо Мединилья Наполес. Применение распределений Джонсона при выравнивании данных о состоянии атмосферы над западным районом о. Куба // Метеорология, климатология и гидрология. 1991. Вып. 27. С. 10 – 19.
9. Барабаш М. Б., Корж Т. В., Татарчук О. Г. Дослідження змін та коливань опадів на рубежі XX і XXI ст. в умовах потепління глобального клімату // Наук. праці УкрНДГМІ. 2004. Вип. 253. С. 92-101.
10. Безуглая Э. Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения городов. Л.: Гидрометеиздат. 1980. 184 с.
11. Бернгард Р. П. Восстановление однородности максимальных скоростей ветра // Труды ГГО. 1983. Вып. 475. С. 51-55.
12. Богаткин О. Г., Еникеева В. Д. Анализ и прогноз погоды для авиации Л.: Гидрометиздат. 1985. 232 с.
13. Бурман Э. А., Ивус Г. П. Влияние моря на статистическую структуру поля ветра в прибрежной полосе при разных значениях внешних параметров // Труды ВНИИГМИ – МЦД. 1977. Вып. 52. С. 79-89.
14. Бурман Э. А. Местные ветры: монография. Л.: Гидрометеиздат. 1969. 343 с.
15. Бучинский Н. Е. Климат Украины Л.: Гидрометеиздат. 1960. 254 с.
16. Брагинская Л. Л. О распределении климатологических ветроэнергетических ресурсов по территории СССР // Труды ГГО. 1985. Вып. 525. С. 120-128.

17. Волощук В. М., Бойченко С. Г., Степаненко С. М. та ін. Глобальне потепління і клімат України: регіональні, екологічні та соціально-економічні аспекти // ВПЦ „Київський університет”. 2002. 117 с.
18. Врублевская А. А., Гордейчук О. П., Миротворская Н. К., Гребеновская Т. А., Фролова Ю. Н. Статистическая оценка поля ветра на территории Украины // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2001. Вип. 44. С. 9 – 16.
19. Врублевская А. А., Гордейчук О. П., Миротворская Н. К., Исследование статистической структуры поля температуры на территории Украины // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2000. Вип. 41. С. 122 – 129.
20. Галахова Г. А., Таран И. З. Альтернативный метод прогноза зимних инверсий температуры методом дискриминантного анализа // Труды ГМЦ СССР. 1987. Вып. 228. С. 55-64.
21. Горошко В. В. Некоторые особенности распространения вредных примесей от высоких источников в зависимости от синоптико – метеорологических факторов // Труды ГГО. 1968. Вып. 207. С. 69-75.
22. Григорьев Г. Н., Крымская О. В., Лебедева М. Г. Метеорологические аспекты загрязнения атмосферного воздуха в крупных городах ЦЧР и особенно в Белгороде: (БелГУ, Белгород) [Электронный ресурс] – Режим доступа: URL:<http://conf.bstu.ru/articles/list>.
23. Гребенюк Н. П., Барабаш М. Б. Про зміни температури повітря в містах України у процесі урбанізації // Труды УкрНИГМИ. 2004. Вип. 253. С. 148-154.
24. Ефимов В. А., Конкин В. В. Аналитическое представление струй штормового ветра и его применение в морских прогнозах // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 1998. Вип. 35. С. 20-26.
25. Запевалов А. С., Христофоров Г. Н. Изменчивость поля скорости ветра в прибрежной зоне Черного моря // Метеорологія та гідрологія, 1999. Вип. 4. С. 77-83.
26. Ивус Г. П., Иванова С. М., Агайар Э. В. Особенности режима бризовых ветров на северо-западной части побережья Чёрного моря. Одесса. 2001. 24 с. Деп. в ГНТБ Украины 23.07.2001. № 149-УК 2001.
27. Ивус Г. П. Спеціалізовані прогнози погоди: підручн. Одеса: ТЕС. 2012. 407 с.
28. Ивус Г. П., Матыгин А. С., Савтер Л. А. Оценки пространственных характеристик бризовой циркуляции в районе Одессы // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 1984. Вип. 20. С. 94-98.
29. Ивус Г. П., Агайар Э. В., Мищенко Н. М. Статистические характеристики скорости ветра в районе Одессы // Культура народов Причерноморья. 2006. № 67. С. 21-24.
30. Ивус Г. П., Агайар Е. В., Гурська Л. М., Семергей-Чумаченко А.Б. Універсальні сімейства розподілу Джонсона та їх використання для аналізу

часових рядів швидкості приземного вітру // Український гідрометеорологічний журнал. 2015. № 16. С.59 -65.

31. Ивус Г. П., Агайар Э. В., Ешану А. Е. Особенности температурно-ветрового режима в районе Одессы на рубеже XXI века // Причерноморський екологічний бюллетень. 2007. № 2 (24). С.181-190.

32. Ивус Г. П., Иванова С. М., Агайар Э. В. Прогноз бризовых ветров северного Причерноморья // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2002. Вип. 46. С.144-148.

33. Ивус Г. П., Агайар Э. В., Ешану А. Е. Преобладающие тенденции изменения температурно-ветрового режима в районе Одессы // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2008. Вип. 50. С.143-149.

34. Ивус Г. П., Агайар Э. В., Ефимов В. А. Особенности внутренней структуры пограничного слоя при слабом ветре у поверхности земли в районе Одессы // Вісник ОДЕКУ. 2005. Вип. 1. С.38-45.

35. Ивус Г. П., Ивус Э. В., Семергей-Чумаченко А. Б. Некоторые параметры аномальных метеорологических условий над Причерноморьем // Метеорологія, кліматологія и гідрологія. 1998. Вип. 35. С. 113-121.

36. Ивус Г. П., Бабаева С. Э. К вопросу о ветровом режиме Причерноморья. Одесса. 1994. 10 с. Деп. в ГНТБ Украины 10.03.94. № 480.

37. Ивус Г. П., Ивус Э. В., Чистова В. А. Режим приземного ветра в порту Южный // Метеорологія, кліматологія и гідрологія. 1999. С. 94-100.

38. Ивус Г. П. Умови утворення та прогнозу слабого вітру біля поверхні землі та інверсій температури в районі Одеси: навч. посібн. К.: НМК з гідрометеорології Міністерства України. 1998. 112 с.

39. Ивус Е. В. Аерологічна структура пограничного шару атмосфери при слабкому вітрі біля поверхні землі // Метеорологія, кліматологія и гідрологія. 1999. Вип. 39. С. 111-116.

40. Ивус Г. П. Исследование статистической мезоструктуры поля температуры в прибрежной полосе // Метеорологія, кліматологія и гідрологія. 1977. Вип. 13. С. 13-19.

41. Ивус Г. П., Иванова С. М. Мезомасштабная структура ветровых потоков над северным Причерноморьем // Матеріали міжнародної конференції „Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища - 2002”. Частина 1. Одеса. 2003. С.128 -132.

42. Ивус Г. П., Кивганов А. Ф., Тимофеев В. Е. Струйные течения нижних уровней атмосферы // Киев: УМК ВО. 1991. 49 с.

43. Ивус Г. П. Практикум зі спеціалізованих прогнозів погоди: навч. посібн. Одеса: Екологія. 2007. 322 с.

44. Ивус Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б. К вопросу о струйных течениях нижних уровней над Одессой // Метеорологія, кліматологія и гідрологія. 1998. Вип. 35. С.121-129.

45. Івус Г. П., Сокольникова Е. М. К условиям формирования инверсий температуры в осенний период над Молдовой. Одесса. 1994. 9 с. Деп. в ГНТБ України 10.03.94. № 476.

46. Івус Г. П., Агайар Э. В., Семергей-Чумаченко А. Б., Єшану А. Е., Сухов О. О. Загальні тенденції еволюції метеорологічного режиму в районі Одеси у сучасну кліматичну епоху // Матеріали науково-технічної конференції ОДЕКУ. 2009. С. 47-49.

47. Івус Г.П., Агайар Е. В., Семергей-Чумаченко А. Б., Дмитренко А. П. Синоптичні процеси при утворенні низькотропосферних течій над півднем України у тепле півріччя // Вістник ОДЕКУ. 2017. № 21. С.29-38.

48. Івус Г. П., Агайар Е. В., Семергей-Чумаченко А. Б. До проблеми типізації синоптичних процесів над півднем України в сучасних умовах // Причорноморський екологічний бюлетень. 2009. № 2 (32). С. 25-33.

49. Івус Г. П., Боровська Г. О. Практикум з авіаційної метеорології: навч. посібн Одеса: Екологія. 2006. 224 с.

50. Івус Г. П., Агайар Е. В., Семергей-Чумаченко А. Б., Ваховська Г. А. Динаміка формування приземного вітру в районі Севастополя за двадцятирічний період // Вісник ОДЕКУ. 2010. Вип. 10. С. 80-87.

51. Івус 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>.

52. Івус Г. П., Івус Э. В., Семергей-Чумаченко А. Б. Струйные течения нижних уровней атмосферы над Карпатами // Матеріали I міжнародної науково-технічної конференції ТМК-98. Технічна метеорологія Карпат. 1998. С.122.

53. Івус Г. П., Ефимов В. А. Физика антициклогенеза: монографія. К.: КНТ. 2005. 208 с.

54. Івус, Г. П., Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Е. В., Гурська Л.М. Циркуляційні умови виникнення сильного та стихійного вітру над південним заходом України // Український гідрометеорологічний журнал. 2016. № 17. С. 38-48.

55. Івус Г. П., Семергей-Чумаченко А.Б., Агайар Э.В., Дмитренко А.П. Влияние адвекции тепла на образование струйных течений нижних уровней // Український гідрометеорологічний журнал. 2011. № 9. С. 66-72.

56. Казаков А. Л. Об использовании различной информации по ветру в прикладных исследованиях // Метеорологія, гідрологія та кліматологія. 2005. Вип. 49. С. 190-203.

57. Кендалл М. Дж., Стюард А. Теория распределений // М.: Наука. 1986. 588 с.

58. Кліментьєв І. М., Бабич І. В., Співакова Г. І. Про стан атмосферного повітря в м. Одесі [Електронний ресурс] // Транспортная конференция „Екологические проблемы окружающей среды, пути и методы

их решения”. – Режим доступа: URL <http://www.ecologylife.ru/transport-konf/pro-stan-atmosfemogo-povitrya-v-m-odesi.html>.

59. Климат Кишинева / Под ред. Бабиченко В. Н., Шевкун Т. Г. Л.: Гидрометеиздат. 1982. 168 с.

60. Климат Одессы / Под ред. Смекаловой Л. К. и Швер Ц. А. Л.: Гидрометеиздат. 1986. 174 с.

61. Клімат України / За ред. Ліпінського В. М., Дячука В. А., Бабіченко В. М. К.: Видавництво Раєвського. 2003. 343 с.

62. Климатические и микроклиматические исследования в Молдавии / Под ред. Мищенко З. А. Кишинев: Штиинца. 1985. 168 с.

63. Климатические характеристики условий распространения примесей (Справочное пособие). Л.: Гидрометеиздат. 1983. 238 с.

64. Климатические ресурсы Одесской области для устойчивого развития: [научно-практический справочник]. Одесса. 2010. 180 с. (Государственная гидрометеорологическая служба Украины).

65. Кобышева Н. В., Гольдберг М. А. Методические указания по статистической обработке метеорологических рядов. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 86 с.

66. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатическая обработка метеорологической информации. Л.: Гидрометеиздат. 1978. 296 с.

67. Когогина М. В., Семергей-Чумаченко А. Б., Агайар Э. В. Формирование задерживающих слоев над Одессой в центральные месяцы сезонов 2001-2010 г.г. // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ. 2011. С. 21-24.

68. Кондратюк В. И. Об устранении неоднородности в рядах ветра // Труды ГГО. 1984. Вып. 485. С.130-134.

69. Концепція охорони атмосферного повітря у місті Одесі на період до 2010 року. – Режим доступа: URL www.Odessa.UA - official site of Odessa city _ Statutory acts _ Resolutions of the City Council.htm.

70. Косовець О. О., Швень Н. І. Методичні аспекти векторного осереднення швидкості вітру з використанням анеморумбометра МАРК-60 // Тези доповідей до міжнар. конф., присвяченої 70 – річчю утворення ОДЕКУ. Одеса. 2002. С. 34-35.

71. Лабунская Л. С. О бризах Черноморского побережья // Труды УкрНИГМИ. 1961. Вып. 23. С. 49-55.

72. Луц Н. В. Многолетняя изменчивость скорости ветра в Восточном Приазовье // Метеорология и гидрология. 2001. Вып. 2. С. 98-102.

73. Ляшенко Г. В. Агроклиматическая оценка продуктивности сельскохозяйственных культур в Украине. Одесса: ННЦ „ИВиВ им. В. Е. Таирова”. 2011. 249 с.

74. Маринин И. Л. Моделирование атмосферного пограничного слоя в горизонтально неоднородных условиях северного Причерноморья // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2004. Вип. 48. С. 94-102.

75. Мартазинова В. Ф., Свердлик Т. А. Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия, ее изменения и современное состояние // Труды УкрНИГМИ. 1998. Вып. 246. С. 21-27.

76. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование: Сборник лекций / Под ред. Н. Ф. Вельтищева. Л.: Гидрометеиздат. 1988. 138 с.

77. Мещерская А. В., Еремин В. В., Баранова А. А., Майстрова В. В. Изменение скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным // Метеорология и гидрология. 2006. Вып. 9. С. 46-58.

78. Мещерская А. В., Гетман И. Ф., Борисенко М. М., Шевкунова Э. И. Мониторинг скорости ветра на водосборе Волги и Урала в XX веке // Метеорология и гидрология. 2004. Вып. 3. С. 83-97.

79. Милевский В. Ю. Вероятность ветра различной скорости на территории СССР // Труды ЛГМИ. 1961. Вып. 12. С. 58-97.

80. Милевский В. Ю. Методика исследования скоростных роз и скоростных роз-диаграмм ветра // Труды ГГО. 1960. Вып. 113. С. 57-69.

81. Милевский В. Ю. Особенности ветрового режима северной полосы Европейской территории СССР // Труды ЛГМИ. 1961. Вып. 12. С. 98-116.

82. Міщенко З. А., Ляшенко Г. В. Мікрокліматологія: навч. посібн. К.: КНТ. 2007. 336 с.

83. Нахаев М. И., Кузнецова И. Н., Хайкин М. Н. Среднегодовые характеристики термической устойчивости в городском пограничном слое атмосферы по данным микроволновых измерений // Труды ГМЦ России. 2008. Вып. 342. С. 88-97.

84. Петренко В. К. Об инверсиях температуры как главной компоненте потенциала загрязнения воздуха в Москве // Труды ВЦГМО. 1975. Вып. 4. С. 82-92.

85. Полевой А. Н., Перснева И. Ф. Оценка агроклиматических ресурсов различных ландшафтов Молдавии применительно к возделыванию кукурузы // Метеорология и гидрология. 2001. № 6. С. 107-116.

86. Пономаренко И. Н. К прогнозу приземных и приподнятых инверсий температуры // Труды УкрНИГМИ. 1974. Вып. 132. С. 128-131.

87. Пономаренко И. Н. Краткосрочный прогноз инверсий температуры в пограничном слое атмосферы в переходные сезоны // Труды УкрНИГМИ. 1977. Вып. 160. С. 91-94.

88. Рекомендации по определению климатических характеристик ветроэнергетических ресурсов. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 80 с.

89. Репетин Л. Н. Климатические изменения ветрового режима северного побережья Черного моря // Тези доповідей другої міжнародної науково-технічної конференції „Навколишнє природне середовище – 2007: актуальні проблеми екології та гідрометеорології; інтеграція освіти і науки”. 2007. Одеса: ТЕС. С. 173-174.

90. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч.2. Вып. 1. Европейская часть СССР и Закавказье. Л.: Гидрометеиздат. 1987. 298 с.
91. Сапожникова С. А. Характеристика местоположения метеорологических станций для оценки его влияния на ветровой режим // Труды НИИАК. 1966. Вып. 37. С.17-38.
92. Сонькин Л. Р., Денисова Т. Н. Метеорологические условия формирования интенсивного загрязнения воздуха в городах // Труды ГГО. 1969. Вып. 238. С. 33-41.
93. Степаненко С. Н., Волошин В.Г., Агайар Е. В., Курышина В. Ю. Определение высоты пограничного слоя атмосферы по наземным метеорологическим наблюдениям // ScienceRise. 2016. Том 7. №1 (24). С.6-10. URL:<http://journals.uran.ua/sciencerise/article/view/73912>.
94. Степаненко С. Н. Динамика турбулентно – циркуляционных процессов в нижнем слое атмосферы над Украиной. Одесса: Маяк. 1998. 286 с.
95. Степаненко С. М., Лужбін А. М., Иванов С. В. Метеорологічне забезпечення розрахунку перенесення атмосферних забруднюючих речовин над акваторією Чорного моря // Матеріали II звітної науково-технічної конференції науково-педагогічних працівників ОДЕКУ. Одеса: Екологія. 2011. 96 с.
96. Стоянова Т. В., Ситов В. М., Мізевич А. Ф. Стан навколишнього природного середовища в Одеській області у 2008 р. // Вестник ГМЦ ЧАМ. 2009. № 1(9). С.15-39.
97. Справочник по климату Черного моря. М: Гидрометеиздат. 1974. 406 с.
98. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ / Ким Дж. О., Мьюллер Ч. У., Клекка У. Р., Олдендерфер М. С., Блэшфилд Р. К. [пер. с англ.]. М.: Финансы и статистика. 1989. 215 с.
99. Хан Г., Шапиро С. Статистические модели в инженерных задачах // М.: Мир. 1969. 395 с.
100. Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Иванова А. Р. Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ // Метеорология и гидрология. 2003. Вып. 6. С. 40-58.
101. Швень Н. И. Особенности режима ветра на территории Украины и их связь с глобальными изменениями атмосферной циркуляции и другими факторами // Автореф. дис. канд. геогр. наук: 25.00.30 / Гос. учреждение „ГГО им. А. И. Воейкова”. СПб. 2006. 19 с.
102. Швень Н. И. Про вплив зміни методик спостережень на визначення напрямку та швидкості вітру на метеорологічній мережі України // Наук. праці УкрНДГМІ. 2004. Вип. 253. С. 164-172.
103. Школяр Л. Ф. К вопросу об уменьшении скорости ветра за последние десятилетия // Труды ГГО. 1980. Вып. 435. С. 96-98.
104. Школьный Є. П., Лоева І. Д., Гончарова Л. Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: навч. посібн. Одеса. 1999. 600 с.

105. Шалыгина И. Ю. О связях загрязнения воздуха в Москве и метеорологических параметров по данным реанализа // Труды ГМЦ РФ. 2008. Вып. 342. С. 79-87.
106. Юшков В. П., Кузнецов Р. Д., Калистротова М. А. Средние профили скорости ветра в воздушном бассейне г. Москвы // Метеорология и гидрология. 2008. Вып. 10. С. 24-33.
107. Ярин Ю. Н. Результаты испытаний метода альтернативного прогноза наличия и вида инверсии температуры воздуха в пограничном слое атмосферы с заблаговременностью 12 и 24 часа в холодный период года в Москве // Информ. сборн. № 18. Л.: Гидрометеиздат. 1989. С.19-24.
108. Arritt RW. Effects of the large-scale flow on characteristics features of the sea breeze // Journal of Applied Meteorology. 1993. V. 32. PP. 116-125.
109. Artech JL. Caracterización de la brisa marina en Santander. V Simposio National de Predicción. INM: Spain: Madrid. 2001.
110. Benney D.J. Long non-linear waves in fluid flows // J. Math. and Phys.. 1966. V. 45. PP. 52-63.
111. Borne K., Chen D., Nunez M. A method for finding sea breeze days under stable synoptic conditions and its application to the Swedish west coast // International Journal of Climatology. 1998. V. 18. PP.901-914.
112. Boehm R. Urban bias in temperature series – A case study for the city of Vienna // Clim. Change. 1998. V. 38. PP.113-128.
113. Carnesoltas M. La circulacion local de brisa de mar y tierra. Conceptos fundamentals // Revista Cubana de Meteorologia. 2002. V. 9. – PP. 39-60.
114. Estoque M. A. The sea breeze as function of the prevailing synoptic situation // Journal of the Atmospheric Sciences. 1962. V. 19. P. 244-250.
115. Easterling D. R., Goodge G., Menne M. J., Williams Jr. C. N., Levinson D. A comparison of local and regional trends in surface and lower troposphere temperatures in western North Carolina // Earth Interact, 2005. V. 9. PP. 1-9.
116. Ivus G. P., Agayar E. V., Gurskaya L. M., Zubkovych S. A. To the question about typification of synoptic processes over the territory of Ukraine // International Journal of Research In Earth & Environmental Sciences, April. 2015. Vol. 3. No.01. PP. 21-27.
117. Ivus G.P., Ahayar E.V., Hurska L.M., Semerhey-Chumachenko A.B., Zubkovych S.O. Classification of macrocirculation processes of the northwest Black sea region, which contribute to surface wind strengthening // Bul. J. Meteo & Hydro. 2016. Vol. 21/1-2.
118. Hansen J., Ruedy R., Sato M., Imhott M., Lawrence W., Easterling D., Peterson T., Karl T. A closer look at United States and global surface temperature change / Hansen J., // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. PP. 947-963.
119. Kolar M. Bodennahefeld der Luftströmung auf dem Gebiet der Stadt Brno // Scr. fac. sci. natur UJEP brn. 1986. 16. №8. PP. 405-413.

120. Kottmeier C., Palacio-Sese P., Kalthoff N., Corsmeier U., Fiedler F. Sea breezes and coastal jets in southeastern Spain // *International Journal of Climatology*. 2000. V. 20. PP. 1791-1808.
121. Long R.R. Solitary waves in the westerlies // *J. Atm. Sci.* 1964. V. 21. PP. 197-200.
122. Menne, M.J., Williams Jr. C.N. , Palecki M.A. On the reliability of the U.S. surface temperature record // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. 1108 p.
123. Menne M.J., Williams Jr. C.N. Homogenization of temperature series via pairwise comparisons // *J. Clim.* 2009. V. 22. PP. 1700-1717.
124. Pamperin H., Stilke G. Nachtliche Grenzschicht and LLJ im Alpenvorland nahe dem Inntalausgang // *Meteorol. Rdsch.* 1985. 38. № 5. PP.145-156.
125. Peterson T.C. Examination of potential biases in air temperature caused by poor station locations // *Bull Am. Meteorol. Soc.* 2006. V. 87. PP. 1073-1080.
126. Peterson T.C.. et al. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data // A review, *Int. J. Climatol.* 1998. V. 18. PP. 1493-1517.
127. Prezerakos N. G. Characteristics of the sea breeze in Attica, Greece // *Boundary-Layer Meteorology*. 1986. V. 36. PP. 245-266.
128. Quayle R.G., Easterling D.R., Karl T.R., Hughes P.Y. Effects of recent thermometer changes in the Cooperative Station Network // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1991. V. 72. PP. 1718-1723.
129. Ramis C., Alonso S. Sea breeze convergence line in Mallorca. A satellite observation // *Weather*. 1988. V. 43. PP. 288-293.
130. Ramis C., Jansa A., Alonso S. Sea breeze in Mallorca. A numerical study // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 1990. V. 42. PP. 249-258.
131. Redaño A., Cruz J., Lorente J. Main features of the sea breeze in Barcelona // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 1991. V. 46. PP. 175-179.
132. Saaroni H., Maza E., Ziv B. Summer sea breeze, under suppressive synoptic forcing, in a hyper-arid city: Eilat, Israel // *Climate Research*. 2004. V. 26. PP. 213-220.
133. Salvador R., Millan M. Analisis historico de las brisas en Castellón // *Tethys*. 2003. V. 2. PP. 37-51.
134. Savijärvi H., Aalasto M. The sea breeze over a lake or gulf as the function of the prevailing flow // *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 1988. V. 61. PP. 98-104.
135. Schroeder T.A. Characteristics of local winds in northwest Hawaii // *Journal of Applied Meteorology*. 1981. V. 20. PP. 874-881.
136. Steyn D.G., Faulkner D.A. The climatology of sea breezes in the lower Fraser valley // *BC Climatological Bulletin*. 1986. V. 20. PP. 21-39.
137. Sun. B., Peterson T.C. Estimating temperature normals for USCRN stations // *Int. J. Climatol.* 2005. V. 25. PP. 1809-1817.

138. Storm B., Dudhia., Basy S., Swift A., Giammanco I. Evalution of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: implications for wind energy // Wind Energy. 2008. URL: www.interscience.wiley.com.
139. Tapp R.G. Patters of weak, near-surface winds at Melbourne, Australia // Boundary Layer Meteorol. 1985. 33. №4. PP. 397-414.
140. Vose R.S., Menne M.J. A method to determine station density requirements for climate observing networks // J. Clim. 2004. V.17. PP.2961-2971.
141. Vose R.S., Williams Jr. C.N., Peterson T.C., Karl T.R., Easterling D.R. An evaluation of the time of observation bias adjustment in the U.S. Historical Climatology Network // Geophys. Res. Lett. 2003. 2046 p.
142. Zhong S., Takle E.S. The effects of large-scale winds on the sea-land-breeze circulations in an area of complex coastal heating // Journal of Applied Meteorology. 1993. V. 32. PP. 1181-1195.
143. URL:<http://ru.wikipedia.org>.
144. URL:http://en.wikipedia.org/wiki/File:Bratislava_Temperature_inversion1_2005-Nov-11.jpg.
145. URL:http://ru.wikipedia.org/wiki/BB:Sha1993_smog_wkpd.jpg.
146. http://cloudynamics.com.ua/atlas/atlas_other.html.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
Введение	5
1 Физико-географические и климатические характеристики территории Северо-Западного Причерноморья.....	7
1.1 Физико-географические особенности района исследования.....	7
1.1.1 Особенности расположения метеостанций на северо-западном побережье Чёрного моря.....	7
1.1.2 Краткий физико-географический очерк территории Молдовы.....	10
1.2 Статистические характеристики ветрового режима над исследуемыми регионами.....	12
1.2.1 Особенности ветрового режима над северо-западным побережьем Черного моря.....	15
1.2.2 Применение закона распределения Джонсона для выравнивания рядов скорости ветра у поверхности земли.....	32
1.2.3 Вклад бризовой циркуляции в формирование поля ветра на северо-западном побережье Черного моря.....	45
1.2.4 Ветровой режим на территории с холмистым рельефом (на примере Молдовы)	53
2 Аэросиноптические условия возникновения слабого ветра.....	59
2.1 Макро- и мезомасштабные синоптические процессы, способствующие образованию слабого ветра.....	59
2.1.1 Типизация синоптических условий над северо-западным побережьем Черного моря	59
2.1.2 Типизация синоптических процессов над районами с холмистым рельефом.....	70
2.2 Аэрологическая структура пограничного слоя атмосферы при слабом ветре над Северо-Западным Причерноморьем.....	76
2.3 Низкотропосферные струйные течения атмосферы при слабом ветре у поверхности земли.....	78
2.3.1 Особенности формирования СТНУ при наличии приземного слабого ветра.....	78
2.3.2 Моделирование синоптических ситуаций в период слабого ветра у поверхности земли и струй в пограничном слое.....	83
3 Инверсии температуры воздуха в нижней тропосфере над Северо-Западным Причерноморьем.....	87
3.1 Общие сведения о температурной инверсии.....	87
3.2 Повторяемость и статистические параметры инверсий температуры.....	89

3.3 Циркуляционные условия образования инверсий в пограничном слое атмосферы.....	97
4 Физико–статистические методы прогноза приземного слабого ветра и инверсий температуры в нижней тропосфере.....	103
4.1 Физико-статистический метод прогноза приземного слабого ветра.....	103
4.1.1 Методика отбора потенциальных предикторов, структура уравнений регрессии и оценка их прогностических возможностей.....	103
4.1.2 Практические рекомендации по использованию разработанного метода краткосрочного прогноза слабого ветра.....	114
4.2 Прогноз бризов в районе Одессы.....	117
4.3 Разработка альтернативного метода прогноза инверсий температуры	124
Литература.....	131
Приложение А.....	143
Приложение Б.....	149
Приложение В	176
Приложение Г.....	190
Приложение Д.....	198

Приложение А

Характеристика повторяемости скорости ветра и штиля по срокам, сезонам по станциям северного побережья Черного моря за периоды 1981–1990 и 1991–2000 гг.

Таблица А.1- Суточный ход повторяемости (%) слабого ветра и штилей на ст. Одесса-ГМО за период 1981-1990 гг.

Месяц	Срок	Градации скорости ветра, м·с ⁻¹		
		1-2	3-4	Штиль
Январь	00	41	48	11
	06	35	52	13
	12	36	57	7
	18	44	50	6
Апрель	00	44	41	15
	06	43	39	18
	12	38	57	5
	18	36	59	5
Июль	00	48	38	14
	06	49	39	12
	12	34	63	3
	18	38	51	11
Октябрь	00	44	44	12
	06	46	37	17
	12	32	59	9
	18	30	55	15

Таблица А.2 - Повторяемость (%) скорости ветра по градациям на ст. Ильичевск-порт. 1981-1990 гг.

Месяц	Срок	Градации скорости ветра м·с ⁻¹						
		0	1-2	3-4	5-9	10-12	13-14	≥15
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Январь	00	1,7	22,0	37,2	31,4	6,0	1,0	0,7
	06	1,0	19,0	39,7	31,7	7,0	1,0	0,6
	12	0,0	22,3	36,0	33,0	7,3	0,7	0,7
	18	1,7	24,7	37,3	30,3	4,7	0,3	1,0
Февраль	00	1,4	27,0	34,6	30,0	5,0	1,0	1,0
	06	1,4	22,0	33,6	36,0	6,0	0,0	1,0
	12	0,7	22,0	34,4	35,0	7,0	0,3	0,6
	18	2,5	22,5	36,0	32,0	6,0	1,0	0,0
Март	00	2,7	36,3	29,9	25,8	5,0	0,3	0,0
	06	3,0	31,4	32,0	29,0	5,0	0,3	0,3
	12	0,6	20,1	33,0	41,0	5,0	0,0	0,3
	18	5,0	30,2	30,2	32,3	2,0	0,3	0,0
Апрель	00	4,0	38,0	32,2	22,2	3,0	0,0	0,6
	06	2,0	32,2	32,2	31,3	2,0	0,3	0,0
	12	0,3	21,5	40,0	35,2	3,0	0,0	0,0
	18	1,0	38,2	32,2	26,0	2,0	0,3	0,3
Май	00	6,0	52,0	30,5	10,5	1,0	0,0	0,0
	06	2,0	50,0	30,0	17,0	1,0	0,0	0,0
	12	0,3	37,4	40,0	20,0	2,0	0,3	0,0
	18	4,0	44,7	33,0	16,0	2,0	0,3	0,0
Июнь	00	6,0	49,0	34,3	11,4	0,3	0,0	0,0
	06	2,0	49,0	35,0	12,0	2,0	0,0	0,0
	12	0,3	35,4	37,0	25,0	2,0	0,3	0,0
	18	3,2	43,4	37,1	15,5	0,6	0,2	0,0
Июль	00	7,0	40,0	42,0	10,0	1,0	0,0	0,0
	06	4,0	45,0	35,0	13,0	3,0	0,0	0,0
	12	0,5	31,5	38,0	27,0	3,0	0,0	0,0
	18	3,0	58,0	20,0	18,0	1,0	0,0	0,0
Август	00	5,0	43,8	37,0	13,2	1,0	0,0	0,0
	06	2,6	37,5	41,5	15,7	2,4	0,2	0,1
	12	0,0	40,0	35,0	21,0	4,0	0,0	0,0
	18	2,0	47,8	34,4	14,2	1,4	0,2	0,0

Продолжение табл. А.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Сентябрь	00	3,1	55,3	25,1	13,2	2,1	1,1	0,1
	06	1,1	42,3	38,4	15,4	2,2	1,4	0,2
	12	0,6	44,3	30,4	20,0	2,3	2,1	0,3
	18	2,7	57,1	23,4	14,0	1,0	1,6	0,2
Октябрь	00	3,8	47,6	17,3	21,2	3,1	3,1	0,1
	06	0,5	43,3	27,5	20,2	4,1	3,2	0,2
	12	1,0	25,0	23,0	45,0	4,0	2,0	0,0
	18	2,5	38,5	34,0	18,0	5,0	1,7	0,3
Ноябрь	00	1,5	38,0	33,3	26,0	5,4	3,0	0,3
	06	0,7	25,3	37,0	32,0	3,0	1,7	0,3
	12	0,5	29,0	26,5	28,0	6,0	8,4	0,6
	18	2,5	32,5	27,3	27,7	5,0	4,4	0,6
Декабрь	00	1,3	37,0	25,7	21,0	7,0	7,4	0,6
	06	1,0	28,0	33,0	23,0	8,4	5,9	0,7
	12	1,2	23,2	32,2	32,5	6,2	4,1	0,6
	18	1,5	34,6	27,5	28,0	5,3	2,4	0,7

Таблица А.3 - Повторяемость (%) скорости ветра по градациям на станции Одесса-порт. 1981-1990 гг.

Месяц	Срок	Градация скорости, м·с ⁻¹						
		0	1-2	3-4	5-9	10-12	13-14	≥15
Январь	00	7,0	12,0	22,0	47,0	11,0	1,0	0,0
	06	4,0	15,0	26,0	44,5	8,0	2,0	0,5
	12	4,5	11,5	23,0	45,0	14,0	1,0	1,0
	18	5,5	10,0	28,0	44,5	11,0	0,5	0,5
Апрель	00	2,0	19,0	29,5	39,5	10,0	0,0	0,0
	06	5,0	19,0	29,5	38,0	8,0	0,0	0,5
	12	2,5	12,0	18,0	55,0	12,0	0,5	0,0
	18	9,0	22,0	24,5	36,0	7,0	1,5	0,0
Июль	00	3,0	26,5	40,0	20,6	9,6	0,0	0,3
	06	2,3	35,2	30,0	22,9	9,6	0,0	0,0
	12	9,4	19,9	10,0	46,4	13,2	0,7	0,4
	18	7,4	41,5	20,0	23,6	7,0	0,0	0,5
Октябрь	00	7,8	29,7	20,0	27,0	13,9	1,3	0,3
	06	4,0	20,2	40,0	23,3	12,5	0,0	0,0
	12	5,0	28,5	13,0	31,8	9,7	1,0	1,0
	18	7,7	35,0	20,7	23,6	12,7	0,3	1,0

Таблица А.4 - Повторяемость (%) скорости ветра по градациям на
ст. Южный-порт. 1981-1990 гг.

Месяц	Срок	Градации скорости ветра м·с ⁻¹						
		0	1-2	3-4	5-9	10-12	13-14	≥15
Январь	00	2,0	18,0	25,0	45,0	8,0	1,7	0,3
	06	1,5	13,0	26,0	44,5	15,0	0,0	0,0
	12	1,0	15,0	21,0	56,0	7,0	0,0	0,0
	18	2,0	17,0	25,0	56,0	0,0	0,0	0,0
Февраль	00	2,0	17,0	32,0	39,0	7,6	2,0	0,4
	06	2,0	17,0	29,0	42,0	8,0	1,6	0,4
	12	0,0	11,0	32,0	44,0	10,6	2,0	0,4
	18	3,0	19,0	27,0	39,0	10,0	2,0	0,0
Март	00	1,7	23,0	31,0	38,3	4,7	1,0	0,3
	06	1,0	16,0	33,0	45,0	4,0	1,0	0,0
	12	0,0	16,0	23,0	49,7	10,0	1,0	0,3
	18	2,0	22,0	27,0	37,3	10,0	1,4	0,3
Апрель	00	3,0	25,0	30,3	38,4	2,6	0,7	0,0
	06	0,7	20,0	27,6	46,2	5,0	0,5	0,0
	12	0,7	16,0	29,0	47,3	6,3	0,7	0,0
	18	2,0	25,0	30,0	38,2	4,3	0,5	0,0
Май	00	3,0	31,0	37,0	26,4	2,3	0,3	0,0
	06	1,2	30,3	28,7	36,1	3,2	0,3	0,2
	12	0,3	15,8	35,0	42,6	6,0	0,3	0,0
	18	2,3	26,0	32,0	37,1	2,3	0,0	0,3
Июнь	00	2,0	26,0	34,3	36,0	1,0	0,7	0,0
	06	2,0	26,0	29,5	41,0	2,0	0,5	0,0
	12	0,0	9,3	31,0	53,0	6,2	0,5	0,0
	18	2,0	17,3	32,0	45,0	3,0	0,7	0,0
Июль	00	2,0	19,0	34,0	42,0	3,0	0,0	0,0
	06	3,0	27,0	40,0	27,0	3,0	0,0	0,0
	12	1,0	30,0	34,0	33,0	2,0	0,0	0,0
	18	0,7	8,0	35,0	50,3	6,0	0,0	0,0
Август	00	1,0	27,0	35,0	35,0	1,6	0,4	0,0
	06	1,0	28,0	29,0	40,0	2,0	0,0	0,0
	12	0,0	11,0	36,0	51,0	2,0	0,0	0,0
	18	5,2	17,3	35,4	39,6	2,2	0,3	0,0
Сентябрь	00	3,0	22,0	40,0	32,7	2,0	0,3	0,0
	06	2,0	23,0	32,0	39,7	3,0	0,0	0,3
	12	0,0	7,0	35,0	52,0	4,7	1,0	0,3
	18	4,0	20,0	32,0	41,0	2,4	0,3	0,3
Октябрь	00	2,0	19,0	32,0	41,3	5,0	0,7	0,0
	06	1,3	22,0	32,0	39,0	5,0	0,7	0,0
	12	2,0	17,0	26,0	48,7	5,0	0,3	1,0
	18	0,4	16,0	27,0	48,0	8,0	0,3	0,3
Ноябрь	00	3,1	18,5	22,8	47,2	6,4	0,3	0,7
	06	4,0	18,0	23,0	48,0	5,3	1,0	0,7
	12	3,0	15,0	21,0	47,0	11,0	2,0	1,0
	18	4,0	16,0	26,0	47,0	5,0	1,0	1,0
Декабрь	00	2,0	22,0	21,0	46,0	7,0	2,0	0,0
	06	1,0	22,0	25,0	42,0	7,0	2,0	1,0
	12	0,4	18,0	30,0	42,0	8,0	1,3	0,3
	18	1,0	18,0	29,0	45,0	6,0	1,0	0,0

Таблица А.5- Суточный ход повторяемости (%) слабого ветра и штилей
на ст. Южный-порт. 1981-1990 гг.

Месяц года	Срок	Градации скорости ветра, м·с ⁻¹		
		1-2	3-4	Штиль
Январь	00	33	64	3
	06	39	58	3
	12	45	53	3
	18	40	57	2
Февраль	00	32	67	1
	06	35	63	2
	12	28	71	1
	18	41	57	2
Март	00	41	57	2
	06	35	63	2
	12	41	59	0
	18	44	52	4
Апрель	00	45	50	5
	06	43	55	2
	12	38	61	1
	18	43	53	4
Май	00	43	52	5
	06	47	48	5
	12	30	70	0
	18	46	51	3
Июнь	00	42	56	2
	06	42	56	2
	12	56	44	0
	18	38	59	3
Июль	00	35	61	4
	06	43	55	2
	12	20	80	0
	18	35	61	4
Август	00	43	55	2
	06	48	51	1
	12	25	75	0
	18	37	56	7
Сентябрь	00	37	56	7
	06	46	50	4
	12	22	78	0
	18	35	57	8
Октябрь	00	39	59	2
	06	37	60	3
	12	37	61	2
	18	37	61	2
Ноябрь	00	45	52	3
	06	39	58	3
	12	44	53	3
	18	38	58	4
Декабрь	00	41	54	5
	06	41	58	1
	12	37	61	2
	18	33	65	2

Таблица А.6 - Повторяемость (%) градаций скорости ветра (V , м с⁻¹) по разным срокам. Одесса-АМСГ. 1991-2000 гг.

Январь

Градации, м/с	Сроки наблюдений, UTC								
	00	03	06	09	12	15	18	21	сутки
Штиль	3,6	4,3	3,2	2,2	1,4	0,4	1,8	2,5	2,3
1-4	55,1	54,1	53,0	43,5	40,6	40,0	50,6	54,8	49,5
5-7	31,8	31,9	32,2	41,0	41,7	42,1	35,6	31,9	36,0
8-10	8,7	9,5	10,8	13,3	13,1	15,5	11,2	8,4	11,3
11-15	0,8	0,2	0,8	1,2	2,8	1,2	0,4	1,6	1,1
>15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,4	0,8	0,8	0,3

Апрель

Градации, м с ⁻¹	Сроки наблюдений, UTC								
	00	03	06	09	12	15	18	21	сутки
Штиль	6,7	7,8	4,9	0,4	0,8	0,4	4,1	6,7	3,7
1-4	58,9	62,3	45,9	28,0	17,9	35,4	52,5	60,6	45,4
5-7	28,4	22,9	38,0	53,3	58,2	41,5	34,9	27,5	38,2
8-10	6,0	6,3	9,7	16,1	19,7	20,1	7,0	5,2	11,2
11-15	0,0	0,7	1,5	2,2	3,4	2,6	1,5	0,0	1,5
>15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Июль

Скорость ветра, м/с	Сроки наблюдений, UTC								
	00	03	06	09	12	15	18	21	сутки
Штиль	9,0	7,2	3,4	0,4	0,0	1,4	2,2	6,8	3,5
1-4	67,7	68,1	47,0	35,6	23,5	27,4	61,6	68,4	50,0
5-7	17,9	22,2	41,4	53,2	60,2	57,3	30,1	20,1	38,0
8-10	5,4	2,5	8,2	10,4	14,3	11,8	6,1	4,3	8,0
11-15	0,0	0,0	0,0	0,4	2,0	2,1	0,0	0,4	0,5
>15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Октябрь

Скорость ветра, м/с	Сроки наблюдений, UTC								
	00	03	06	09	12	15	18	21	сутки
Штиль	7,2	6,5	3,6	0,4	0,0	0,7	4,2	6,5	3,7
1-4	56,8	59,1	48,4	34,8	27,2	47,0	55,8	60,2	48,8
5-7	29,9	27,6	40,5	48,0	55,2	42,6	32,4	26,1	37,7
8-10	5,8	6,8	6,8	15,0	16,0	9,0	6,5	6,5	9,0
11-15	0,4	0,0	0,7	1,8	1,6	0,7	1,1	0,7	0,8
>15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Приложение Б

Повторяемость направления и розы ветров по срокам и сезонам по станциям северного побережья Черного моря за разные месяцы

Таблица Б.1- Повторяемость (%) направления ветра по румбам на ст. Одесса-ГМО. 1991-2000 гг.

Сро- ки	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль	Сро- ки	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль
Январь										Июль									
00	15,4	11,3	8,8	3,3	6,3	12,1	20,7	20,7	1,4	00	16,3	6,9	2,8	0,8	6,4	12,7	24,0	27,3	2,8
03	17,6	10,7	7,4	3,6	5,8	8,8	22,3	22,0	1,9	03	19,2	6,7	2,8	1,7	5,0	8,1	21,9	32,2	2,5
06	21,4	10,7	7,4	3,3	6,6	8,5	21,7	19,0	1,4	06	18,4	8,5	3,7	2,5	3,4	6,8	14,4	39,5	2,8
09	17,8	12,6	6,6	4,7	6,0	9,3	23,6	18,4	1,1	09	26,2	18,5	10,9	3,3	7,6	4,1	8,4	20,4	0,5
12	21,3	13,9	7,1	4,6	8,2	11,2	18,3	14,7	0,8	12	18,3	15,6	15,3	14,8	17,5	1,9	6,6	9,3	0,8
15	21,7	13,8	8,9	4,6	8,9	9,8	17,1	14,6	0,5	15	10,4	7,9	7,9	13,2	32,9	7,7	6,3	12,9	0,8
18	18,6	10,9	9,8	4,5	10,4	9,6	19,1	15,7	1,3	18	14,4	7,5	5,0	6,9	31,4	13,9	5,8	13,1	1,9
21	17,1	11,4	8,7	3,5	7,3	11,7	22,0	16,3	1,9	21	16,9	4,2	1,7	2,2	8,6	18,3	19,4	25,3	3,3
Сут.	18,9	11,9	8,1	4,0	7,5	10,1	20,6	17,6	1,3	Сут.	17,5	9,5	6,3	5,7	14,1	9,2	13,3	22,4	1,9
Апрель										Октябрь									
00	12,4	9,9	5,1	7,6	14,1	12,4	23,7	13,0	1,7	00	12,9	7,7	9,3	5,2	9,3	13,5	19,0	22,0	1,1
03	14,4	8,3	5,2	8,3	13,8	9,5	21,8	15,5	3,2	03	9,4	10,8	11,4	4,4	7,2	10,3	23,6	21,1	1,7
06	14,0	10,6	6,6	8,3	10,3	11,1	14,6	21,4	3,1	06	12,7	10,5	10,8	5,7	6,8	8,1	21,6	21,9	1,9
09	20,5	17,7	7,3	10,4	13,2	7,0	9,6	11,8	2,5	09	15,8	11,4	10,9	8,7	8,2	6,3	17,2	19,3	2,2
12	10,0	17,0	13,9	16,7	24,5	3,9	5,3	7,5	1,1	12	12,4	15,1	14,3	12,4	14,6	6,8	9,7	14,3	0,3
15	7,4	11,1	7,4	16,6	38,3	7,4	3,7	7,4	0,6	15	13,1	11,7	14,8	13,1	19,6	7,8	8,1	11,7	0,0
18	10,5	8,8	5,9	10,5	39,3	10,2	8,8	4,8	1,4	18	11,3	10,5	8,8	8,0	15,4	16,5	9,1	18,7	1,7
21	11,2	7,3	4,7	5,0	23,7	17,6	19,0	9,2	2,2	21	12,1	8,5	8,5	6,8	9,3	15,1	20,3	18,6	0,8
Сут.	12,5	11,3	7,0	10,4	22,2	9,9	13,3	11,3	2,0	Сут.	12,5	10,8	11,1	8,1	11,3	10,5	16,1	18,5	1,2

Таблица Б.2 - Повторяемость (%) направления ветра по румбам на ст. Южный-порт. 1991-2000 гг.

Сро- ки	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль	Сро- ки	С	СВ	В	ЮВ	Ю	Ю З	З	СЗ	штиль
Январь										Июль									
00	27,1	10,3	8,4	5,8	10,3	7,1	15,2	13,5	2,3	00	36,8	8,1	2,2	2,6	11,9	9,3	8,1	16,8	4,2
03	26,1	12,3	7,1	4,8	8,4	8,4	15,2	14,8	2,9	03	47,7	8,1	1,6	2,6	8,4	6,4	6,8	16,5	1,9
06	31,0	12,6	8,7	4,2	6,8	9,0	13,2	12,9	1,6	06	55,5	8,7	2,6	1,9	5,2	4,8	4,8	14,2	2,3
09	29,7	12,9	8,1	5,1	5,5	8,4	13,2	14,5	2,6	09	43,2	9,4	7,4	5,2	10,6	2,9	5,2	13,9	2,2
12	30,3	11,6	8,4	4,8	8,1	8,4	13,5	12,9	2,0	12	23,2	5,8	6,8	11,9	30,0	3,2	4,9	12,9	1,3
15	28,1	9,7	8,4	4,2	10,3	10,0	13,5	13,2	2,6	15	18,4	3,9	2,9	7,7	40,0	10,3	4,5	12,3	0,0
18	26,1	10,0	7,4	6,8	9,7	9,0	15,2	13,2	2,6	18	15,5	4,2	3,9	6,4	30,0	18,7	6,1	14,2	1,0
21	23,9	12,2	8,1	6,1	8,7	10,0	15,8	12,9	2,3	21	23,9	6,1	1,0	4,5	17,7	18,1	8,4	12,9	7,4
Сут.	27,8	11,4	8,1	5,2	8,5	8,8	14,4	13,5	2,3	Сут.	33,0	6,8	3,6	5,4	19,2	9,2	6,1	14,2	2,5
Апрель										Октябрь									
00	24,3	9,3	9,0	11,0	16,7	9,7	8,3	5,7	6,0	00	27,1	15,8	8,1	7,4	15,2	4,8	7,8	11,9	1,9
03	28,7	12,0	7,7	11,0	15,3	7,0	7,3	7,0	4,0	03	30,0	17,7	8,4	5,4	12,6	2,9	11,0	11,0	1,0
06	34,7	9,7	9,0	13,0	13,0	4,3	6,7	6,3	3,3	06	34,8	16,1	7,8	6,8	8,7	3,6	10,3	10,0	1,9
09	30,0	11,3	14,0	12,0	14,0	3,7	6,0	6,0	3,0	09	34,2	17,1	8,4	7,1	8,7	3,9	8,1	10,3	2,2
12	14,0	10,0	15,0	20,7	25,3	4,3	6,7	3,7	0,3	12	26,1	11,6	17,1	12,9	12,9	4,5	6,1	8,4	0,4
15	11,7	5,3	7,3	16,4	40,0	6,0	7,0	6,3	0,0	15	17,7	10,0	13,5	13,2	21,6	5,2	5,8	12,3	0,7
18	10,7	5,0	6,3	18,3	31,4	14,3	7,0	4,3	2,7	18	22,2	11,0	10,3	10,7	20,0	5,5	6,1	12,3	1,9
21	15,0	8,3	7,7	14,3	23,4	11,0	7,3	5,7	7,3	21	24,2	16,1	9,4	6,8	16,4	7,4	8,4	8,7	2,6
Сут.	21,1	8,9	9,5	14,6	22,4	7,6	7,0	5,6	3,3	Сут.	27,0	14,4	10,4	8,8	14,5	4,7	8,0	10,6	1,6

Таблица Б.3 - Повторяемость (%) направления ветра по румбам на ст. порт-Ильичёвск. 1991-2000 гг.

Сро- ки	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль	Сро- ки	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль
Январь										Июль									
00	10,4	5,5	1,6	10,7	10,6	24,2	20,6	13,5	2,9	00	1,3	0,6	2,3	16,5	11,6	32,3	24,5	9,0	1,9
03	11,3	4,2	1,9	9,7	8,7	26,1	24,8	12,3	1,0	03	2,2	0,6	1,3	11	6,1	36,8	32,3	8,4	1,3
06	10,6	6,5	1,3	11,9	5,8	23,5	25,8	12,3	2,3	06	3,5	1,6	2,3	6,8	3,9	33,5	38,4	6,4	3,6
09	11,0	5,2	1,3	10,9	5,2	26,7	25,8	12,3	1,6	09	14,9	3,2	6,1	7,1	0,6	13,3	30	24,2	0,6
12	13,6	4,2	3,2	9,4	6,8	22,2	22,9	16,4	1,3	12	17,5	15,5	14,5	11,6	2,3	7,1	16,8	14,5	0,3
15	11,3	6,5	2,3	13,2	5,2	22,8	20,0	17,7	1,0	15	5,9	5,8	21,3	33,2	1,3	8,4	13,5	10,6	0,0
18	12,6	4,8	1,0	13,5	9,4	23,6	18,7	15,8	0,6	18	4,5	2,6	11,6	42,9	2,6	10	13,6	11,6	0,6
21	9,4	5,5	2,3	14,2	9,7	25,4	17,1	15,8	0,6	21	3,5	0,3	2,6	33,5	8,1	17,4	21	9,1	4,5
Сут.	11,3	5,3	1,9	11,7	7,7	24,3	22,0	14,5	1,4	Сут.	6,7	3,8	7,8	20,3	4,6	19,8	23,8	11,7	1,6
Апрель										Октябрь									
00	10,4	4,7	8,7	27,6	6,7	14,3	14,3	10,3	3,0	00	13,2	8,1	3,9	17,8	9,0	20,0	19,0	7,1	1,9
03	8,4	5,3	8,3	23,7	6,0	18,7	19,3	9,0	1,3	03	11,9	8,1	2,9	16,5	6,1	22,9	20,6	9,7	1,3
06	10,7	6,0	7,0	20,7	4,3	16,0	22,0	9,0	4,3	06	10,3	7,7	2,9	14,5	3,6	27,1	23,6	8,1	2,2
09	16,3	9,3	8,0	15,7	5,3	11,0	16,7	17,4	0,3	09	11,3	9,4	6,8	13,9	3,2	18,7	25,5	10,9	0,3
12	21,7	12,3	17,7	20,0	3,0	7,0	9,0	9,3	0,0	12	18,7	10,7	10,3	16,1	4,5	8,4	17,8	13,5	0,0
15	13,7	11,7	23,0	29,0	1,0	7,0	7,7	6,6	0,3	15	20,0	9,0	11,6	21,6	1,6	10,0	15,5	10,7	0,0
18	12,3	6,0	22,0	36,0	1,3	7,7	8,4	6,0	0,3	18	13,5	8,1	7,1	24,2	3,6	12,3	16,4	13,2	1,6
21	9,6	4,0	10,0	33,3	8,7	11,7	12,0	8,0	2,7	21	11,9	8,4	6,2	19,7	9,0	17,1	16,1	9,0	2,6
Сут.	12,9	7,4	13,1	25,8	4,5	11,7	13,7	9,5	1,5	Сут.	13,9	8,6	6,5	18,1	5,0	17,1	19,5	10,2	1,2

Таблица Б.4 - Повторяемость (%) направления ветра по румбам на
ст. Южный-порт

Периоды, гг.	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль
Январь									
1981-1990	27,4	9,7	10,7	2,7	11,1	8,3	14,2	14,1	1,8
1991-2000	27,8	11,4	8,1	5,2	8,5	8,8	14,4	13,5	2,3
2001-2010	31,9	6,5	12,3	4,0	14,6	4,8	16,5	7,9	2,0
Апрель									
1981-1990	24,3	5,6	13,7	7,8	25,0	6,8	7,8	7,5	1,5
1991-2000	29,6	4,7	12,2	7,8	29,9	4,5	7,1	2,5	1,8
2001-2010	20,9	8,5	9,8	15,8	21,6	8,2	7,2	5,0	3,1
Июль									
1981-1990	40,0	6,0	5,3	2,0	13,5	7,5	9,1	14,8	1,7
1991-2000	32,8	6,7	3,9	5,7	19,3	9,0	6,0	14,5	2,2
2001-2010	35,7	3,9	7,1	3,6	26,1	5,7	8,0	8,4	1,6
Октябрь									
1981-1990	33,3	9,2	6,1	2,6	13,1	10,9	10,9	12,5	1,5
1991-2000	28,1	13,6	10,8	9,5	14,2	4,7	7,6	10,7	1,5
2001-2010	37,8	7,7	11,0	5,0	21,7	2,8	7,9	5,1	1,0

Таблица Б.5 -Повторяемость (%) направлений ветра по разным срокам.
Одеса - АМСГ. Январь. 1991 -2000 гг.

Направление ветра	Сроки наблюдений, UTC								
	00	03	06	09	12	15	18	21	сутки
НСТ	3,5	3,6	5,0	2,2	1,8	3,2	1,8	3,6	3,2
С	20,1	26,0	24,5	20,3	22,3	17,0	17,3	20,3	21,7
СВ	13,9	11,6	12,2	15,2	15,5	14,4	14,4	12,0	14,2
В	6,6	7,2	6,1	4,7	5,0	4,0	4,3	7,2	5,8
ЮВ	5,8	5,8	5,8	5,8	6,1	7,9	7,2	5,1	6,4
Ю	6,9	6,1	6,8	6,9	5,0	6,5	7,9	9,4	7,2
ЮЗ	10,8	8,3	8,3	11,6	12,2	13,0	14,0	12,0	11,7
З	11,2	11,2	10,4	13,0	11,5	9,0	11,9	12,7	11,8
СЗ	21,2	20,2	20,9	20,3	20,5	24,9	21,2	17,8	26,1

Таблица Б. 6 - Повторяемость (%) направлений ветра по разным срокам.
Одесса - АМСГ. Апрель. 1991-2000 гг.

Направление ветра	Сроки наблюдений, UTC								
	00	03	06	09	12	15	18	21	сутки
НСТ	9,4	5,6	3,0	3,8	2,2	1,9	8,2	9,8	4,8
С	18,7	23,2	19,9	10,2	7,8	5,6	13,8	18,0	12,8
СВ	12,0	14,2	8,6	12,5	13,3	10,2	10,0	11,3	24,1
В	6,4	4,9	8,6	12,5	7,4	6,0	3,3	4,1	18,0
ЮВ	14,6	15,4	13,2	21,6	31,9	30,5	20,1	18,0	18,0
Ю	11,6	10,9	8,6	11,4	17,0	25,2	20,1	12,8	12,8
ЮЗ	9,0	7,1	11,3	8,0	3,3	3,0	10,0	9,4	6,6
З	4,1	4,5	4,1	6,1	5,2	5,3	3,3	4,1	4,0
СЗ	14,2	14,2	14,2	11,1	11,9	12,4	11,2	12,4	11,1

Таблица Б.7 - Повторяемость (%) направлений ветра по разным срокам.
Одесса - АМСГ. Июль. 1991-2000 гг.

Направление ветра	Сроки наблюдений, UTC								
	00	03	06	09	12	15	18	21	сутки
НСТ	9,9	4,0	5,7	5,4	3,3	2,2	7,8	10,4	6,1
С	35,4	35,5	29,9	21,0	17,3	17,0	20,8	28,8	25,7
СВ	4,4	9,2	11,0	10,5	4,0	5,2	5,9	3,7	6,8
В	1,1	1,8	4,3	6,9	6,6	1,5	1,1	1,5	3,1
ЮВ	4,7	5,5	6,8	16,7	27,6	23,5	11,5	5,2	12,7
Ю	4,7	4,8	4,3	6,5	10,7	16,5	16,7	8,2	9,0
ЮЗ	9,9	6,2	10,3	4,4	5,5	6,6	8,6	13,7	8,1
З	8,0	7,0	5,3	8,7	6,3	6,3	6,3	7,0	6,9
СЗ	21,9	26,0	22,4	19,9	18,7	21,2	21,3	21,5	21,6

Таблица Б.8 - Повторяемость (%) направлений ветра по разным срокам.
Одесса - АМСГ. Октябрь. 1991-2000 гг.

Направление ветра	Сроки наблюдений, UTC								
	00	03	06	09	12	15	18	21	сутки
НСТ	5,4	6,7	6,4	2,9	2,9	4,6	6,5	3,2	4,8
С	26,3	28,9	21,2	16,0	14,0	11,4	17,6	21,9	19,7
СВ	13,3	14,4	16,6	17,2	15,1	15,4	12,2	13,6	14,7
В	6,5	6,0	7,6	9,0	7,5	5,4	4,7	5,4	6,5
ЮВ	8,6	8,1	10,8	13,6	20,1	21,1	16,0	13,6	14,0
Ю	10,8	8,5	7,9	11,5	9,6	11,8	9,7	10,8	10,1
ЮЗ	7,2	5,2	6,2	7,5	6,8	5,7	9,3	7,8	7,0
З	6,5	6,7	6,4	4,7	3,9	3,2	5,0	5,0	5,2
СЗ	15,4	15,5	16,9	17,6	20,1	21,4	19,0	18,6	18,0

Таблица Б.9 - Повторяемость (%) направлений ветра на ст. Южный-порт.
1981-1990гг.

Месяц	Срок	Направление, румбы								
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Январь	00	23,0	17,0	7,0	3,0	7,0	12,0	13,0	17,0	1,0
	06	23,0	16,0	7,0	4,0	8,0	11,0	10,0	20,0	1,0
	12	18,0	17,0	5,7	5,7	12,0	14,0	8,0	19,0	0,6
	18	21,0	16,0	5,0	4,6	8,0	15,0	10,0	19,0	1,4
Февраль	00	22,0	20,0	12,0	9,0	7,0	4,0	8,0	17,5	0,5
	06	25,0	20,0	14,0	8,0	6,0	6,0	6,0	14,0	1,0
	12	22,0	18,5	15,0	10,0	8,0	6,0	6,0	14,0	0,5
	18	19,0	22,0	14,5	9,0	9,5	8,0	8,0	12,0	1,0
Март	00	27,0	19,0	13,0	8,0	10,0	7,0	5,0	10,0	1,0
	06	24,0	19,0	17,0	11,0	7,0	7,0	5,0	9,0	1,0
	12	16,0	14,0	13,0	18,0	19,0	9,0	2,0	9,0	0,0
	18	22,0	18,0	11,0	10,0	16,0	11,0	5,0	5,0	2,0
Апрель	00	30,0	14,0	5,0	9,0	11,0	12,0	7,0	10,0	2,0
	06	28,0	16,0	13,0	11,0	10,0	6,0	4,0	11,0	1,0
	12	13,0	7,0	10,0	11,0	33,7	14,0	2,0	9,0	0,3
	18	21,0	10,0	5,0	11,0	19,0	18,0	6,0	8,0	2,0
Май	00	36,0	10,0	4,0	8,0	15,0	10,0	4,0	10,0	3,0
	06	28,0	11,0	12,0	15,7	16,0	7,0	0,3	8,0	2,0
	12	12,0	5,0	2,7	13,0	42,0	19,0	0,3	6,0	0,0
	18	15,0	6,0	5,0	9,0	19,0	32,0	4,0	8,0	2,0
Июнь	00	39,0	6,0	2,0	5,0	14,0	11,0	5,0	16,0	2,0
	06	28,0	9,0	7,0	8,0	19,0	10,0	1,0	16,0	2,0
	12	13,0	3,0	3,0	9,0	43,0	15,0	4,0	10,0	0,0
	18	15,0	6,0	2,0	4,0	23,0	26,0	7,0	15,0	2,0
Июль	00	52,0	6,0	1,0	1,0	6,0	7,0	6,0	19,0	2,0
	06	42,0	7,0	10,0	6,0	9,0	5,0	2,0	18,0	1,0
	12	18,0	2,0	1,5	5,0	33,0	19,0	5,0	16,0	0,5
	18	28,0	4,0	1,0	2,0	9,0	28,0	7,0	19,0	2,0
Август	00	51,0	6,0	3,0	3,0	5,5	7,0	7,0	17,0	0,5
	06	41,0	10,0	11,0	7,0	7,0	7,0	1,0	15,0	1,0
	12	16,0	4,0	2,0	7,0	39,0	15,0	2,0	15,0	0,0
	18	22,0	6,0	2,0	3,0	15,0	26,0	7,0	14,0	5,0
Сентябрь	00	35,0	11,0	3,0	5,0	9,0	8,0	10,0	16,0	3,0
	06	34,0	12,0	11,0	6,0	8,0	7,0	6,0	14,0	2,0
	12	12,0	4,0	4,0	11,0	38,0	11,0	5,0	15,0	0,0
	18	22,0	7,0	2,0	5,0	17,0	19,0	10,0	14,0	4,0
Октябрь	00	34,0	19,0	5,0	4,0	10,0	11,0	5,0	11,0	1,0
	06	33,0	22,0	7,0	5,0	8,0	7,0	5,0	12,0	1,0
	12	18,0	15,0	10,0	9,7	25,0	7,0	5,0	10,0	0,3
	18	24,0	16,0	6,0	8,0	16,0	11,0	6,0	11,0	2,0
Ноябрь	00	24,0	18,0	11,0	6,0	9,0	6,0	8,0	16,0	2,0
	06	25,0	19,0	8,0	5,0	9,0	7,0	10,0	16,0	1,0
	12	19,0	15,0	14,0	8,0	10,0	8,0	8,0	17,0	1,0
	18	21,0	19,0	12,0	6,0	7,0	10,0	9,0	14,0	2,0
Декабрь	00	19,0	17,0	8,0	7,0	8,0	9,0	11,0	18,0	3,0
	06	21,0	16,0	8,0	7,0	6,0	12,0	12,0	17,0	1,0
	12	16,0	17,0	9,0	6,0	11,0	11,0	9,0	20,0	1,0
	18	19,0	16,0	11,0	7,0	8,0	12,0	12,0	14,0	1,0

Таблица Б.10 - Повторяемость (%) направлений слабого ветра,
Южный-порт. 1981-1990гг.

Месяц	Срок	Направление ветра, румбы								
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль
Январь	00	25	20	6	2	10	7	13	14	3
	06	24	22	2	4	8	8	11	17	4
	12	26	16	6	6	12	12	6	11	2
	18	18	17	9	4	10	10	14	16	3
Февраль	00	24	17	14	8	6	4	11	15	1
	06	23	25	14	8	5	6	6	11	2
	12	12	11	25	15	14	10	7	5	1
	18	17	28	13	7	9	12	10	7	2
Март	00	30	17	10	6	10	8	9	8	2
	06	25	15	15	11	8	10	6	8	2
	12	5	12	14	27	22	15	1	4	0
	18	199	17	12	11	13	13	8	3	4
Апрель	00	14	11	6	16	10	19	9	8	5
	06	27	13	14	11	15	6	4	8	2
	12	5	1	15	14	41	18	1	4	1
	18	21	9	6	13	21	15	7	4	4
Май	00	41	13	4	8	9	9	2	9	5
	06	26	9	16	17	16	5	1	7	3
	12	7	3	4	16	47	19	0	4	0
	18	15	6	8	9	18	27	7	7	3
Июнь	00	45	7	2	4	10	9	6	14	3
	06	26	11	8	11	21	11	1	9	2
	12	10	2	8	11	45	20	2	3	0
	18	14	9	4	7	20	23	9	11	3
Август	00	52	8	6	2	3	6	10	12	1
	06	33	9	15	13	10	9	1	9	1
	12	9	2	2	10	49	23	1	4	0
	18	23	2	3	3	15	23	9	15	7
Сентябрь	00	38	11	4	2	10	8	10	12	5
	06	38	13	14	5	6	7	6	7	4
	12	11	8	6	15	40	8	2	10	0
	18	9	9	3	8	14	17	19	12	9
Октябрь	00	36	21	4	3	9	11	6	8	2
	06	37	28	6	4	4	7	4	8	2
	12	13	11	17	12	31	5	7	2	2
	18	28	16	4	5	16	7	12	10	2
Ноябрь	00	29	22	6	4	4	5	12	15	3
	06	26	24	5	6	9	7	9	11	3
	12	13	14	18	14	15	5	10	9	2
	18	21	25	12	5	4	9	11	9	4
Декабрь	00	19	22	12	5	5	5	13	14	5
	06	16	21	5	7	7	11	15	16	2
	12	17	19	11	7	10	13	8	13	2
	18	19	21	10	4	6	9	17	13	1

Таблица Б.11- Повторяемость (%) слабого ветра по градациям скорости и направления на ст. порт- Южный . 1981-1990 гг.

Месяц	Скорость, мс ⁻¹	Направление ветра, румбы								
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	штиль
Январь	1-2	20	14	8	6	10	13	12	17	3
	3-4	26	17	5	3	10	9	15	15	
Февраль	1-2	22	23	13	7	9	7	10	9	2
	3-4	19	19	18	12	5	9	8	10	
Март	1-2	20	15	14	18	16	8	4	5	2
	3-4	18	17	17	9	13	12	7	7	
Апрель	1-2	27	6	9	17	17	11	7	6	3
	3-4	20	12	10	13	20	15	4	6	
Май	1-2	22	6	10	17	22	9	4	10	3
	3-4	22	9	6	13	22	20	2	6	
Июнь	1-2	30	9	6	9	23	8	6	9	2
	3-4	25	7	5	6	23	19	5	10	
Июль	1-2	32	6	9	6	16	13	6	12	2
	3-4	39	6	3	5	14	17	6	10	
Август	1-2	29	6	9	11	15	12	7	11	2
	3-4	33	7	4	4	19	17	7	9	
Сентябрь	1-2	35	11	6	7	14	6	12	9	5
	3-4	29	11	8	7	17	12	6	10	
Октябрь	1-2	33	18	4	9	15	8	6	7	2
	3-4	29	20	9	5	15	8	8	6	
Ноябрь	1-2	25	17	11	9	11	5	9	13	3
	3-4	22	27	10	7	6	7	12	9	
Декабрь	1-2	13	22	10	7	10	11	16	11	3
	3-4	17	23	12	4	6	9	12	17	

Таблица Б.12 - Повторяемость (%) слабого ветра по направлениям
на ст. Одесса-ГМО. 1981-1990 гг.

Месяц	Срок , UTC	Направление ветра, румбы								
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Январь	00	12	9	4	2	9	15	23	15	11
	06	14	8	2	1	7	14	26	15	13
	12	13	9	4	1	8	12	27	19	7
	18	12	9	4	1	14	12	21	21	6
Апрель	00	9	4	6	8	16	16	12	14	15
	06	9	8	5	12	10	6	14	18	18
	12	13	15	14	15	18	4	5	12	4
	18	5	4	12	17	35	10	4	8	5
Июль	00	17	3	1	2	8	12	21	22	14
	06	24	4	4	1	6	6	13	30	12
	12	30	13	22	8	10	1	6	17	3
	18	12	3	2	11	26	5	12	18	11
Октябрь	00	17	10	8	5	13	11	11	13	12
	06	26	8	6	7	6	5	12	13	17
	12	15	31	8	5	7	10	10	4	10
	18	18	13	14	9	18	4	4	7	13

Таблица Б.13 - Повторяемость (%) слабого ветра по градациям и
направлениям ст. Одесса- ГМО.1981- 1990 гг.

Месяц	Скорость ветра, м·с ⁻¹	Направление ветра, румбы								
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Январь	1-2	14	8	2	2	10	16	26	22	10
	3-4	15	11	5	1	10	14	27	17	
Апрель	1-2	10	8	8	12	16	13	16	17	12
	3-4	11	8	11	16	25	9	6	14	
Июль	1-2	18	7	6	4	9	8	21	27	10
	3-4	25	6	8	6	15	7	10	23	
Октябрь	1-2	25	9	7	8	15	10	14	12	13
	3-4	21	23	12	7	11	8	8	10	

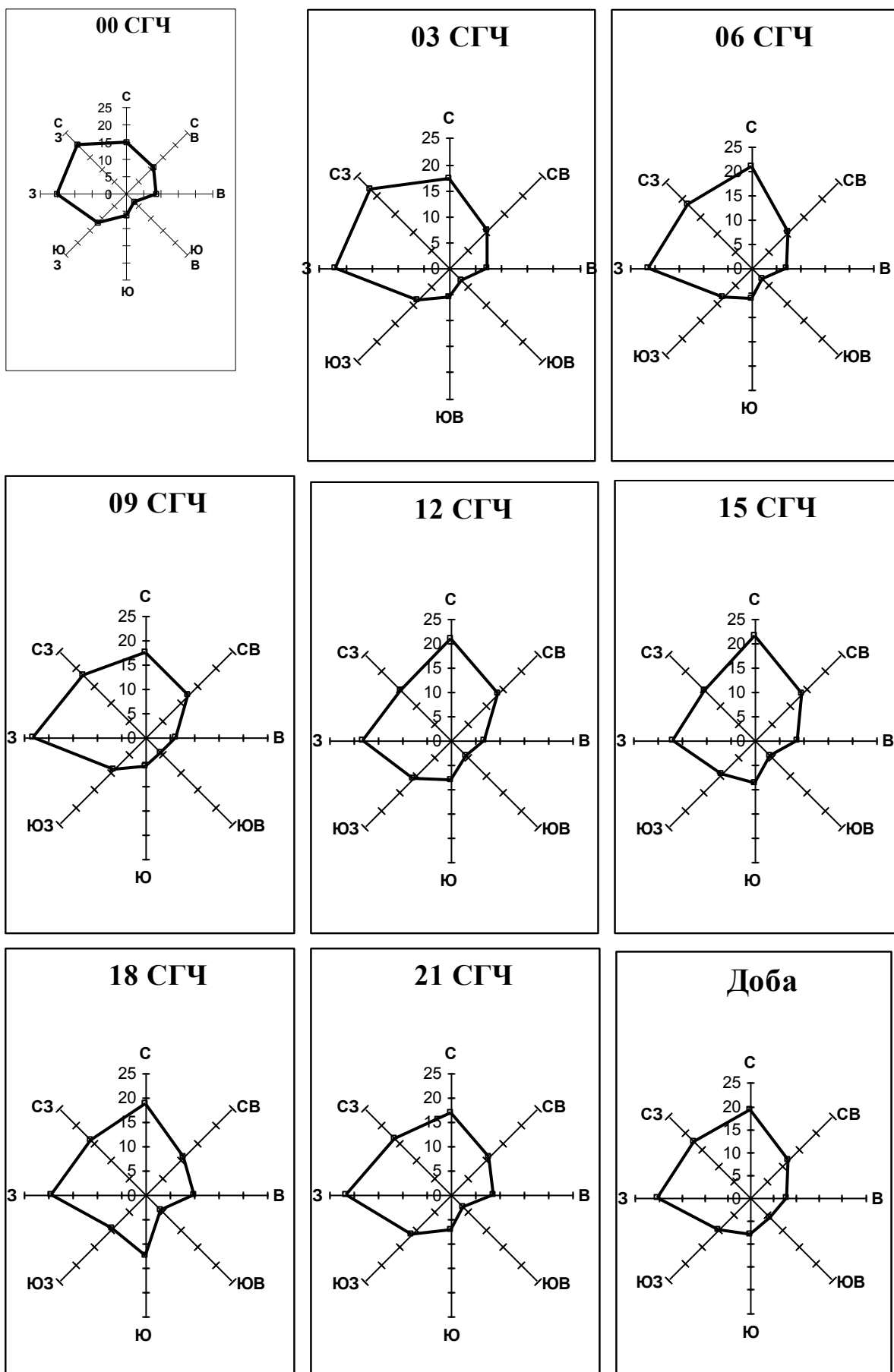


Рис. Б.1. Розы ветра на ст. Одесса-ГМО. Январь. 1991-2000 гг.

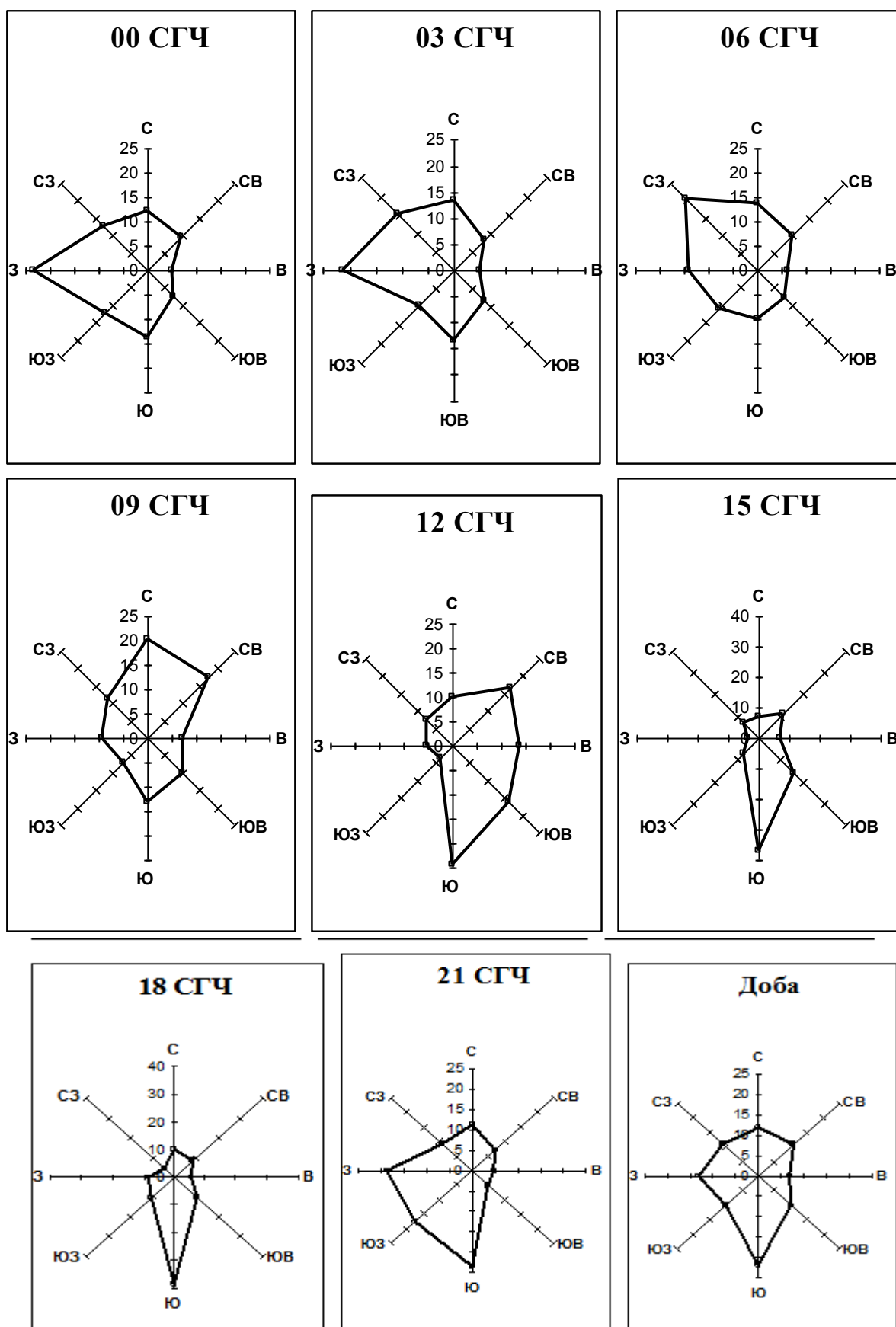


Рис. Б.2 Розы ветра на ст. Одесса-ГМО. Апрель. 1991-2000 гг.

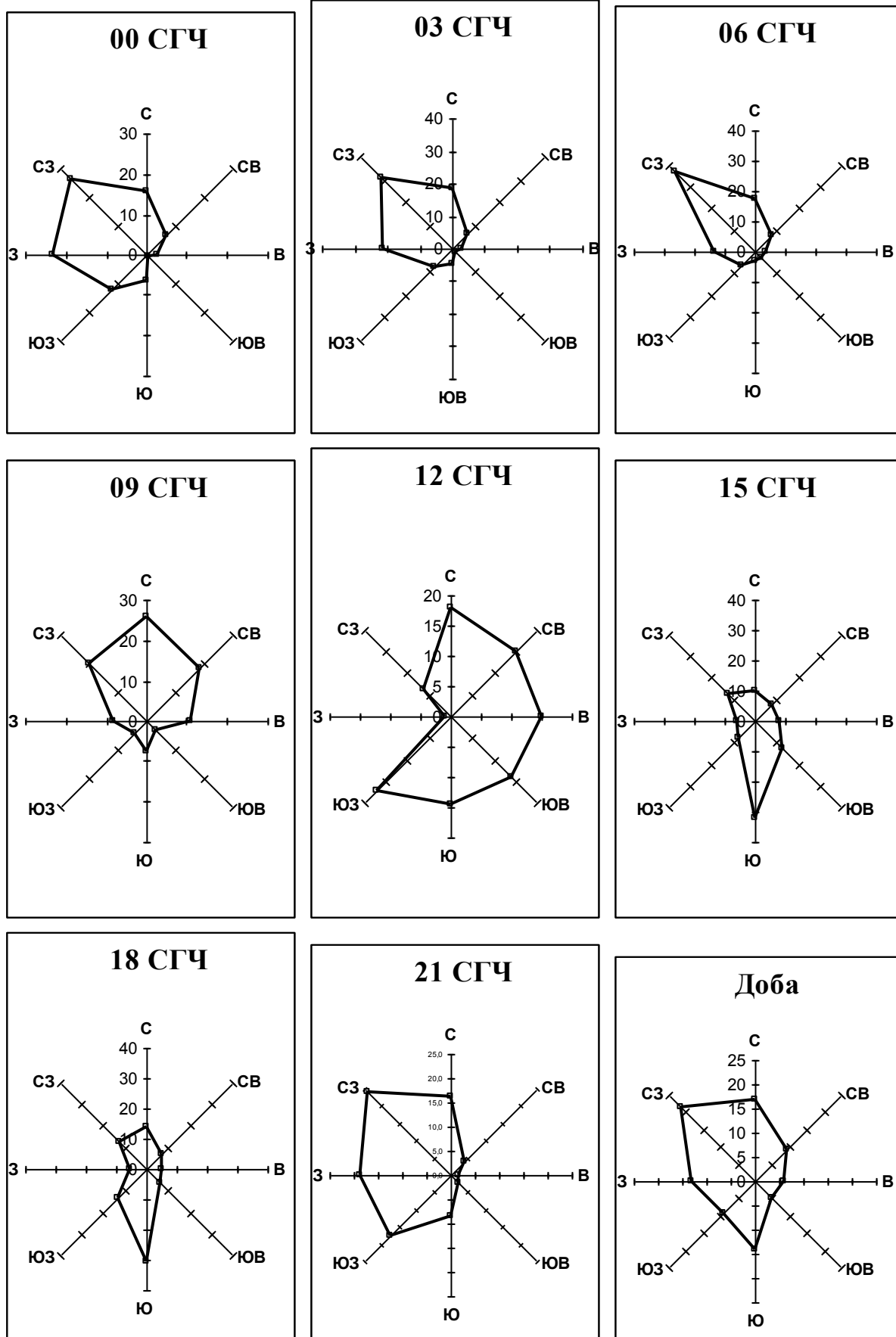


Рис. Б.3 Розы ветра на ст. Одесса-ГМО. Июль. 1991-2000 гг.

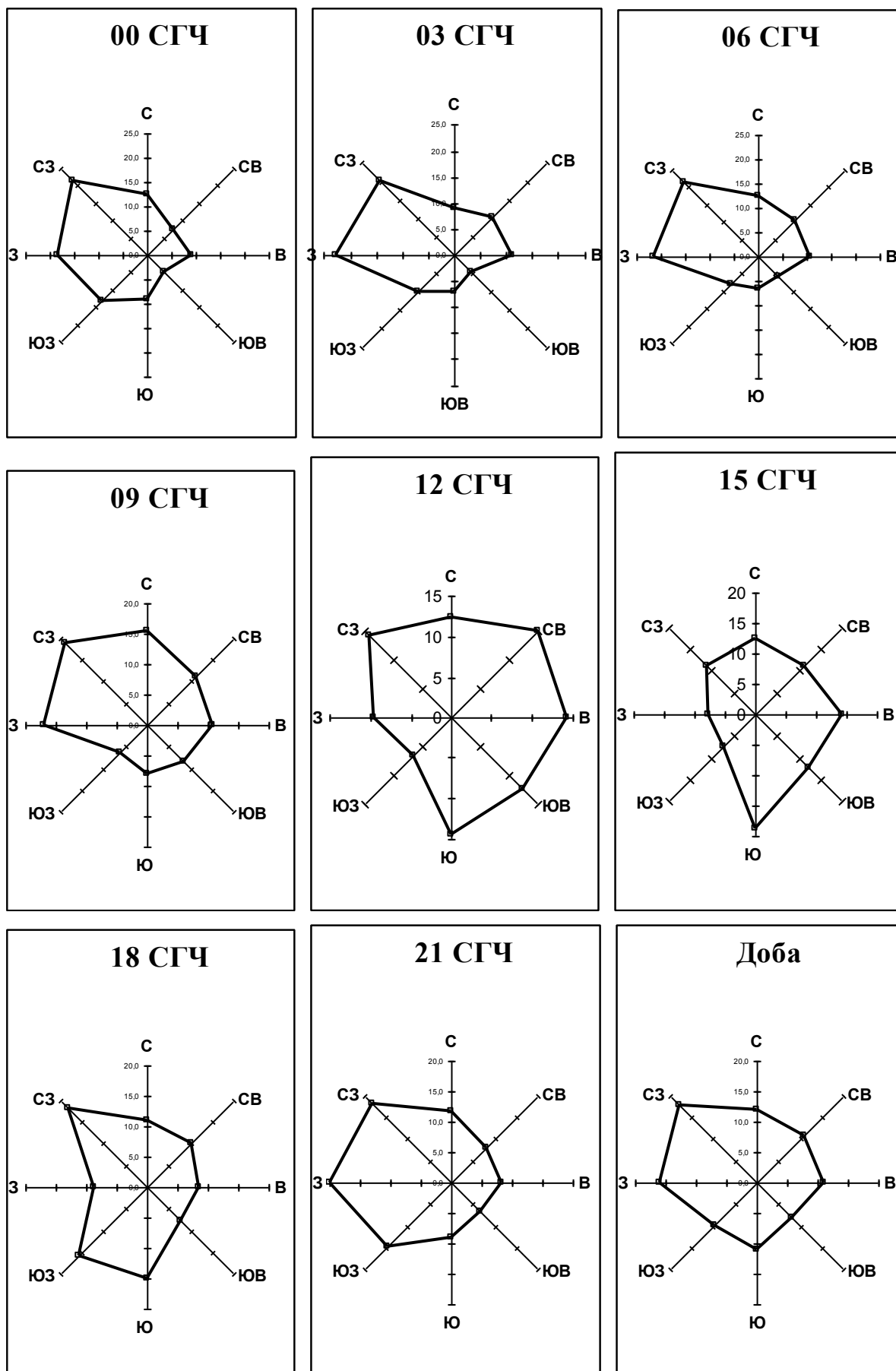


Рис. Б.4 Розы ветра на ст. Одесса-ГМО. Октябрь.1991-2000 гг.

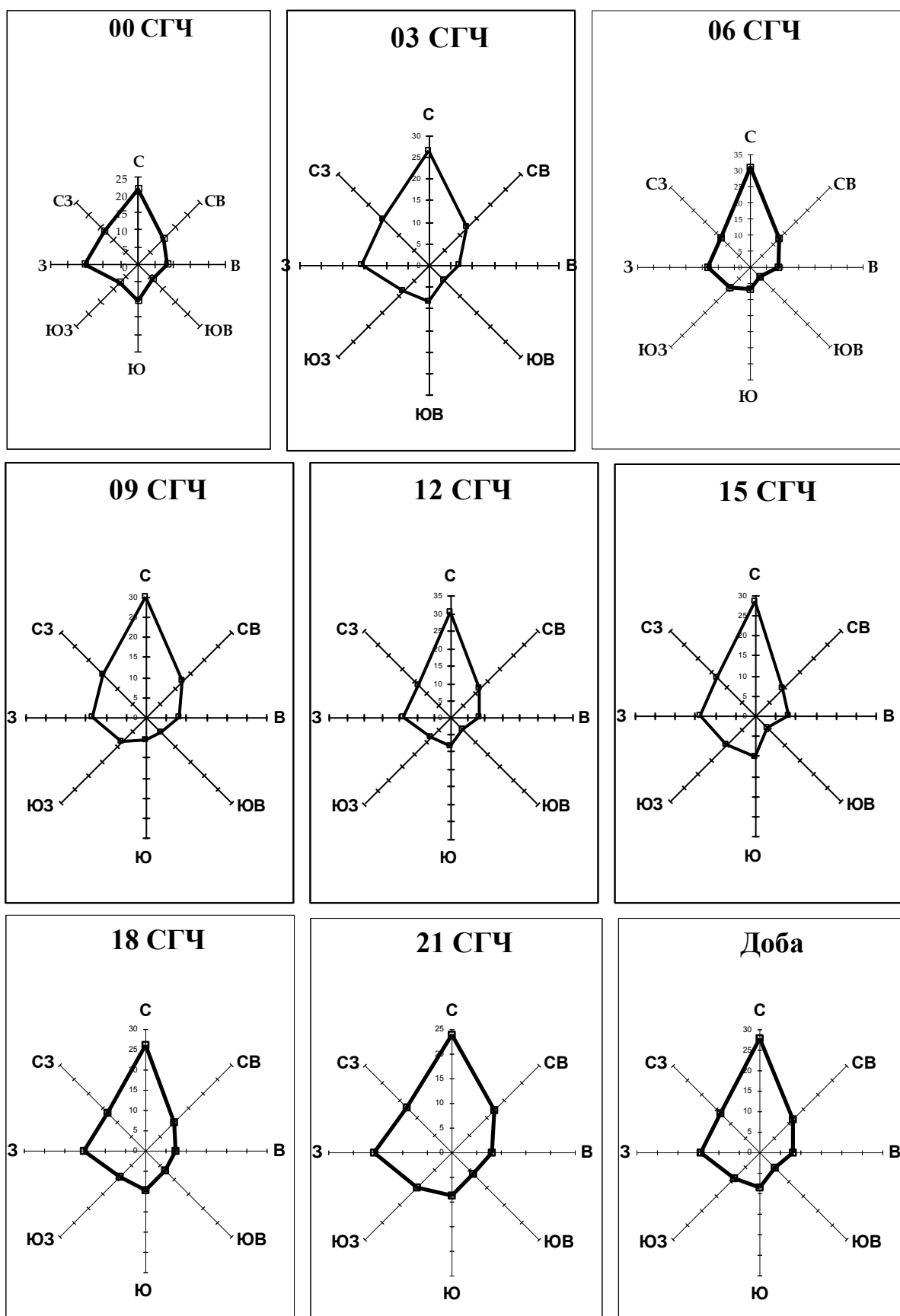


Рис. Б.5 Розы ветра на ст. Южный-порт. Январь. 1991-2000 гг.

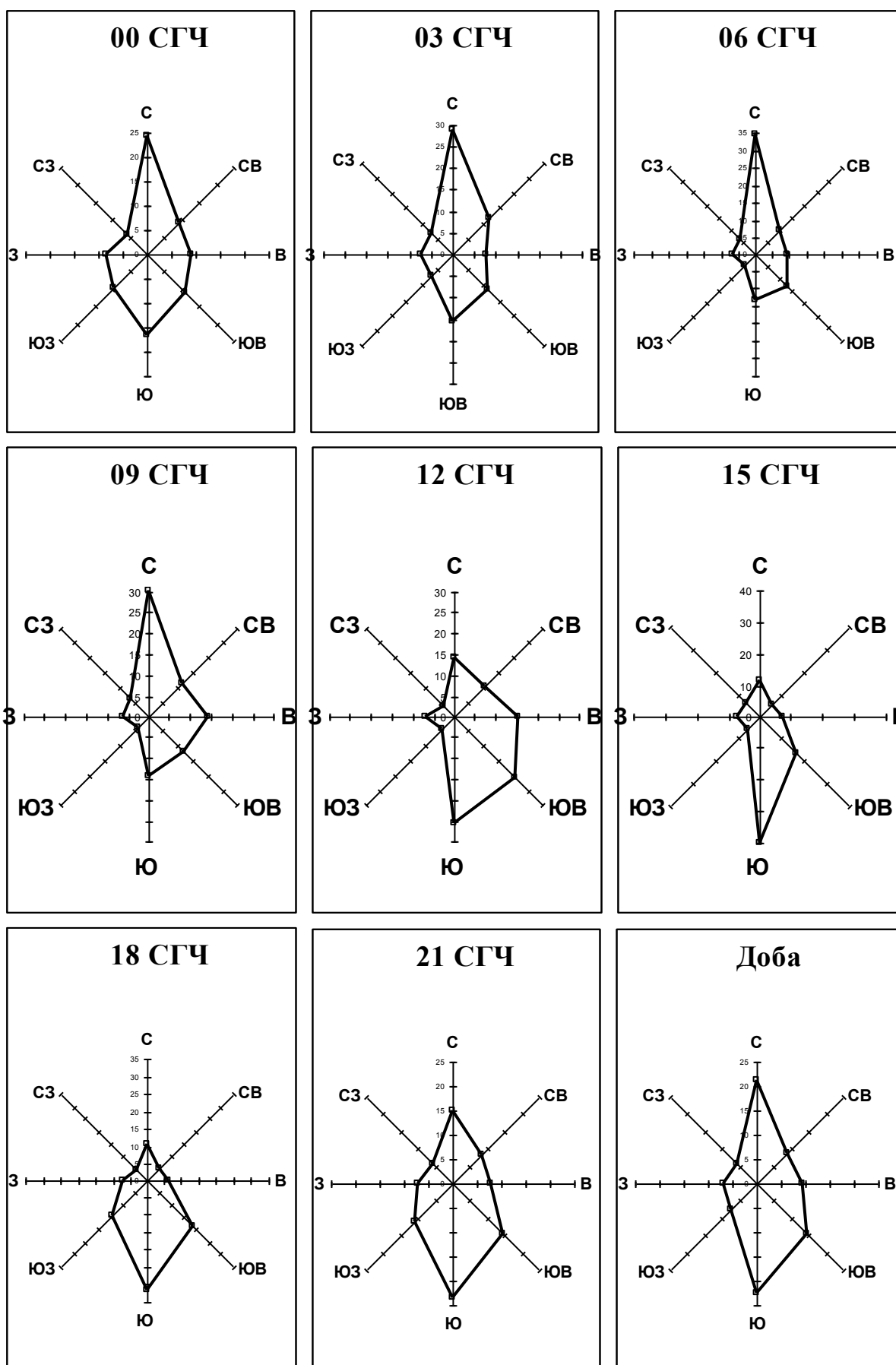


Рис. Б.6 Розы ветра на ст. Южный-порт. Апрель. 1991-2000 гг.

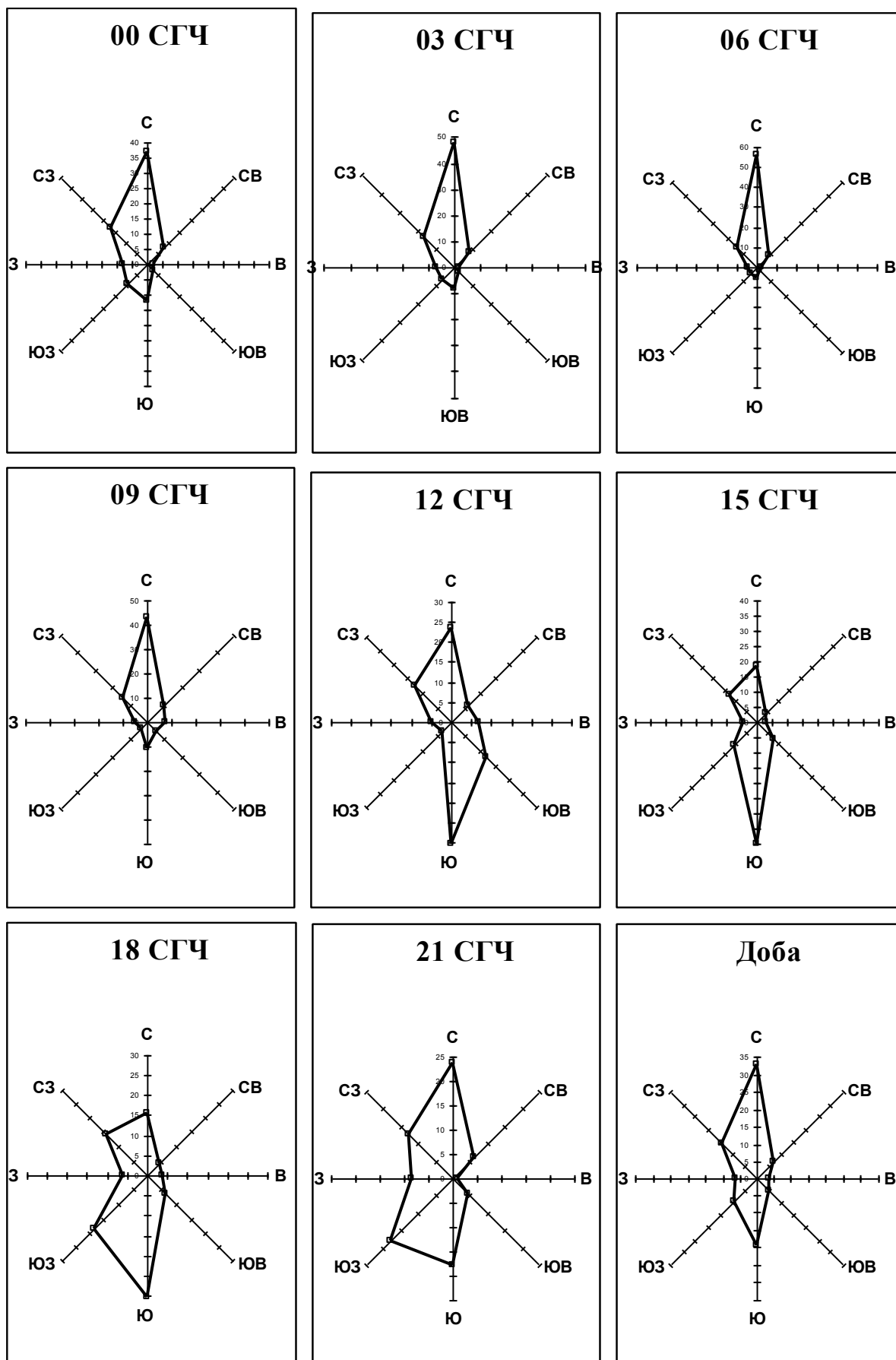


Рис. Б.7 Розы ветра на ст. Южный-порт. Июль. 1991-2000 гг.

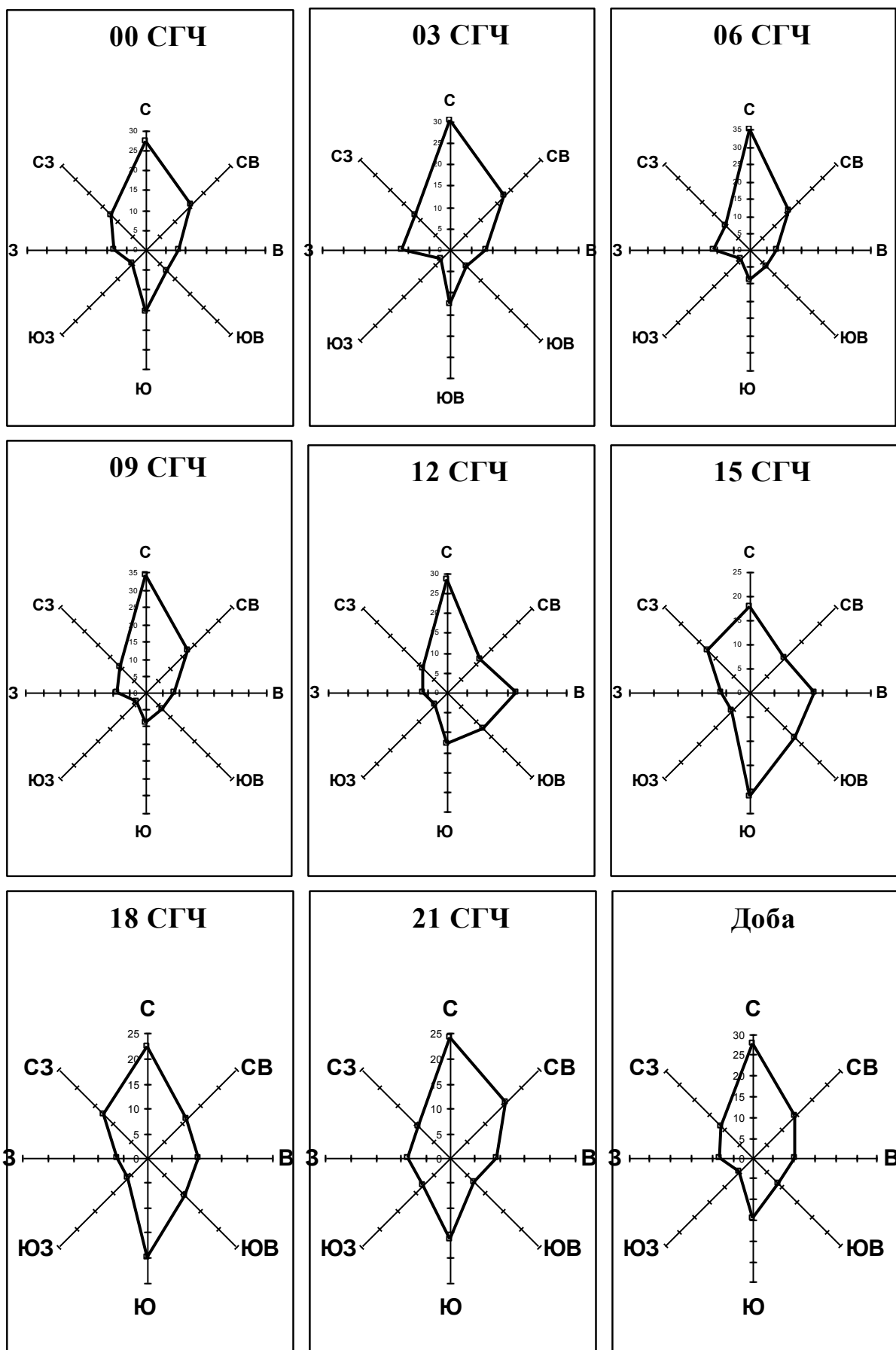


Рис. Б.8 Розы ветра на ст. Южный-порт. Октябрь.1991-2000 гг.

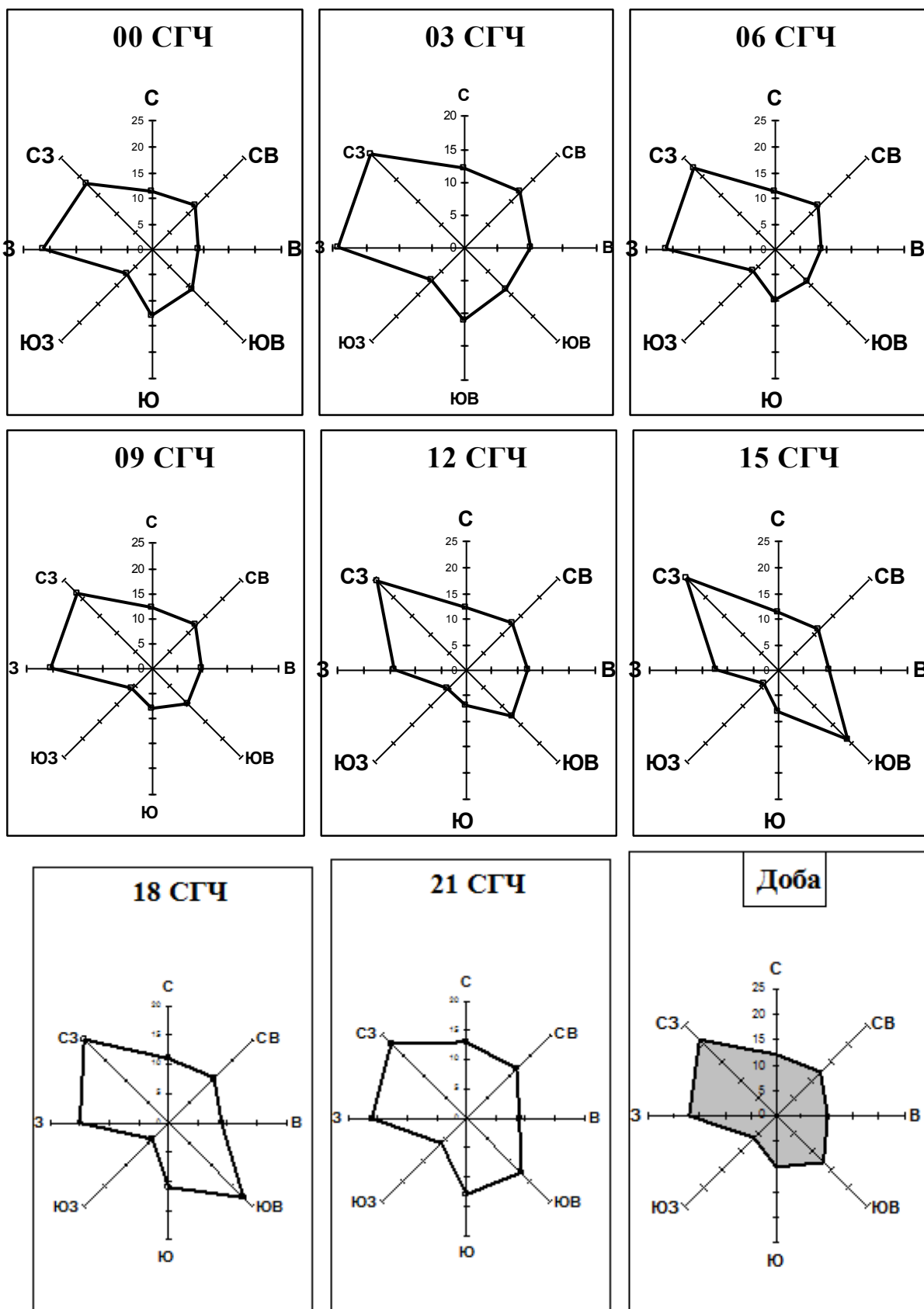


Рис. Б.9 Розы ветра на ст. Одесса-порт 1981-2000 гг. в холодный период

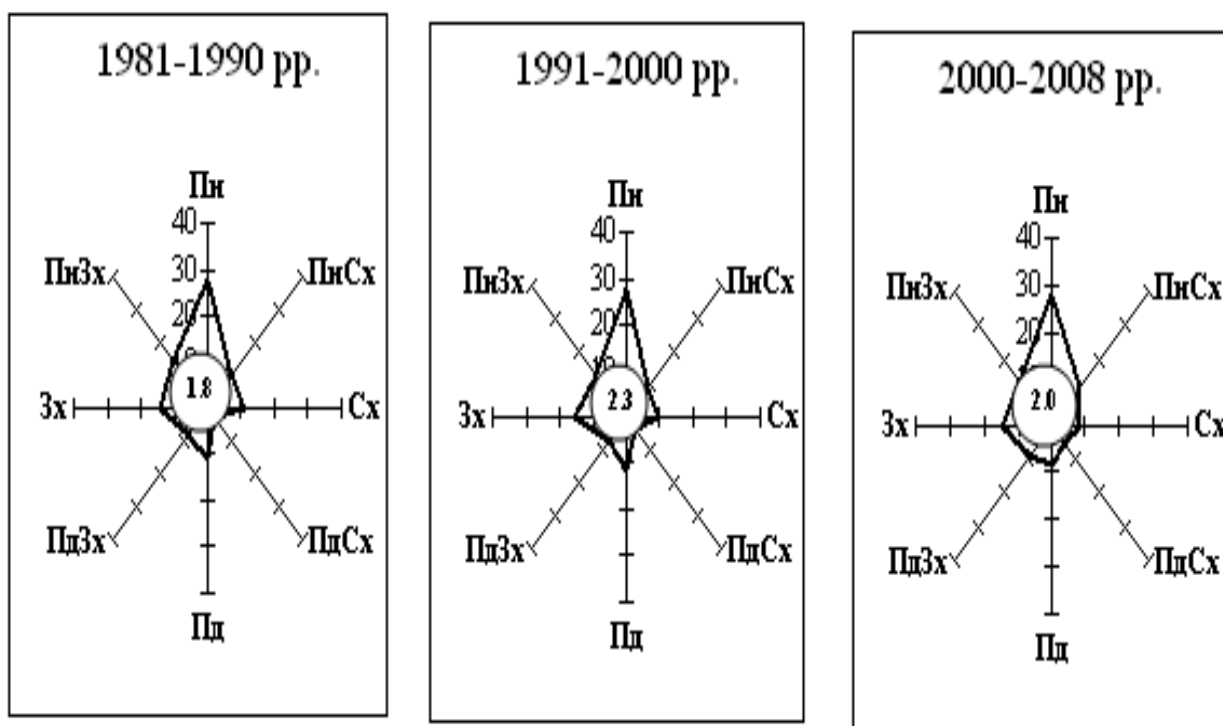


Рис. Б.10 Повторяемость направлений (%) ветра по румбам на ст. Южный-порт. Январь.

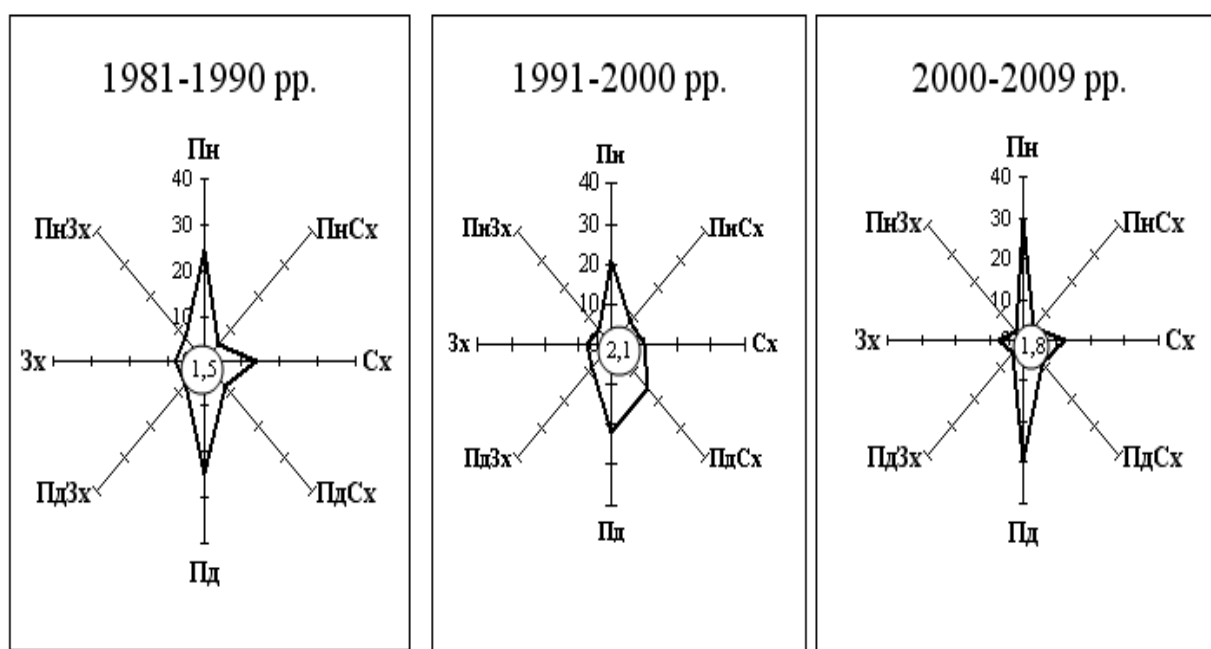


Рис. Б.11 Повторяемость направлений (%) ветра по румбам на ст. Южный-порт. Апрель.

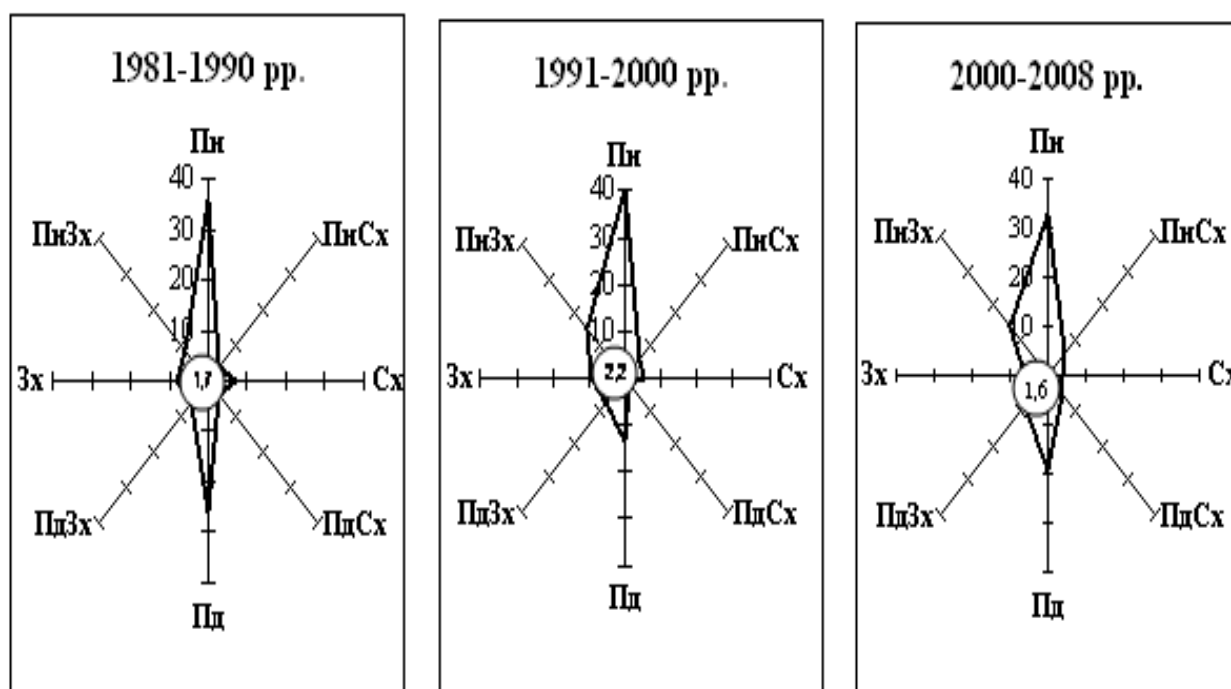


Рис. Б.12 Повторяемость направлений (%) ветра по румбам на ст. Южный-порт. Июль.

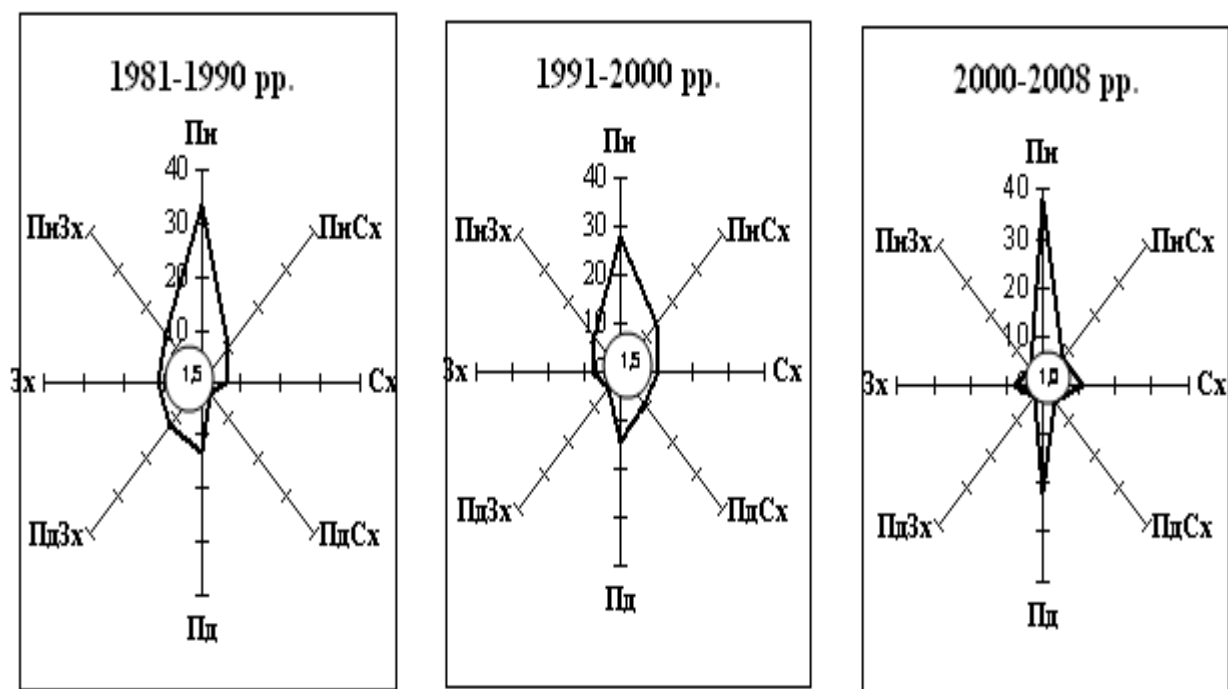


Рис. Б.13 Повторяемость направлений (%) ветра по румбам на ст. Южный-порт. Октябрь.

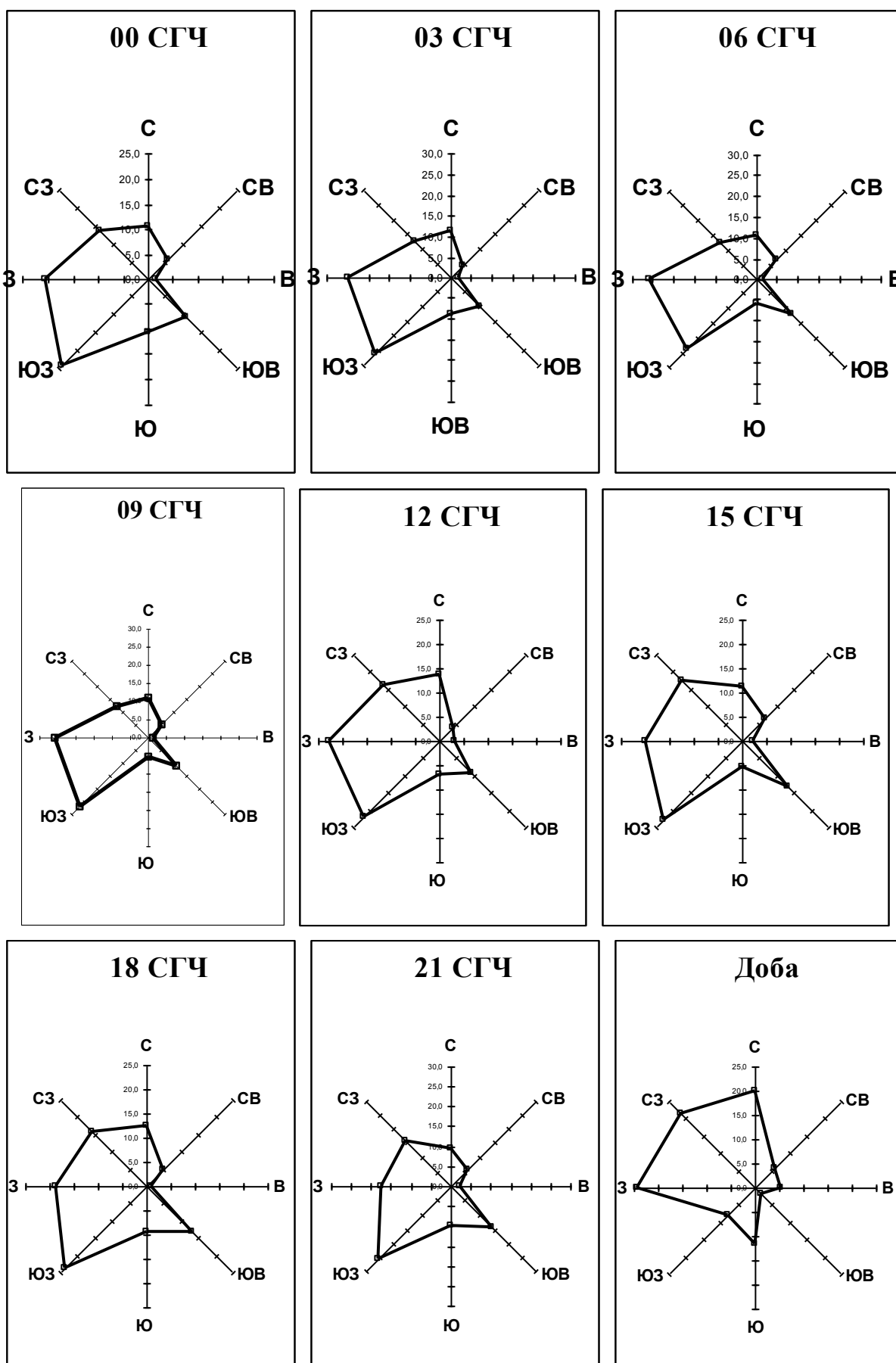


Рис.Б.14 Розы ветра на ст. Ильичёвск-порт. Январь.1991-2000 гг.

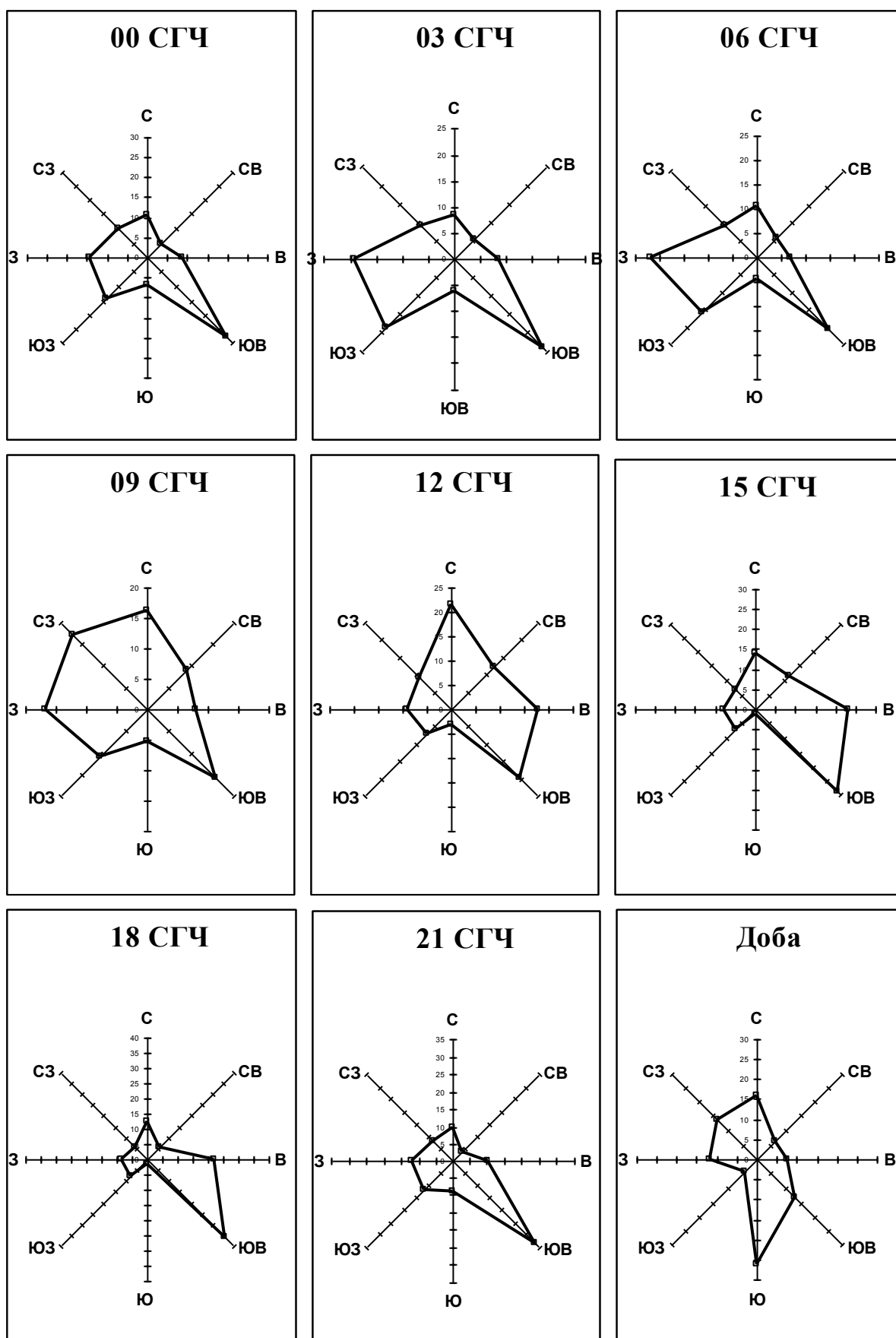


Рис.Б.15 Розы ветра на ст.Ильичёвск-порт. Апрель. 1991-2000 гг.

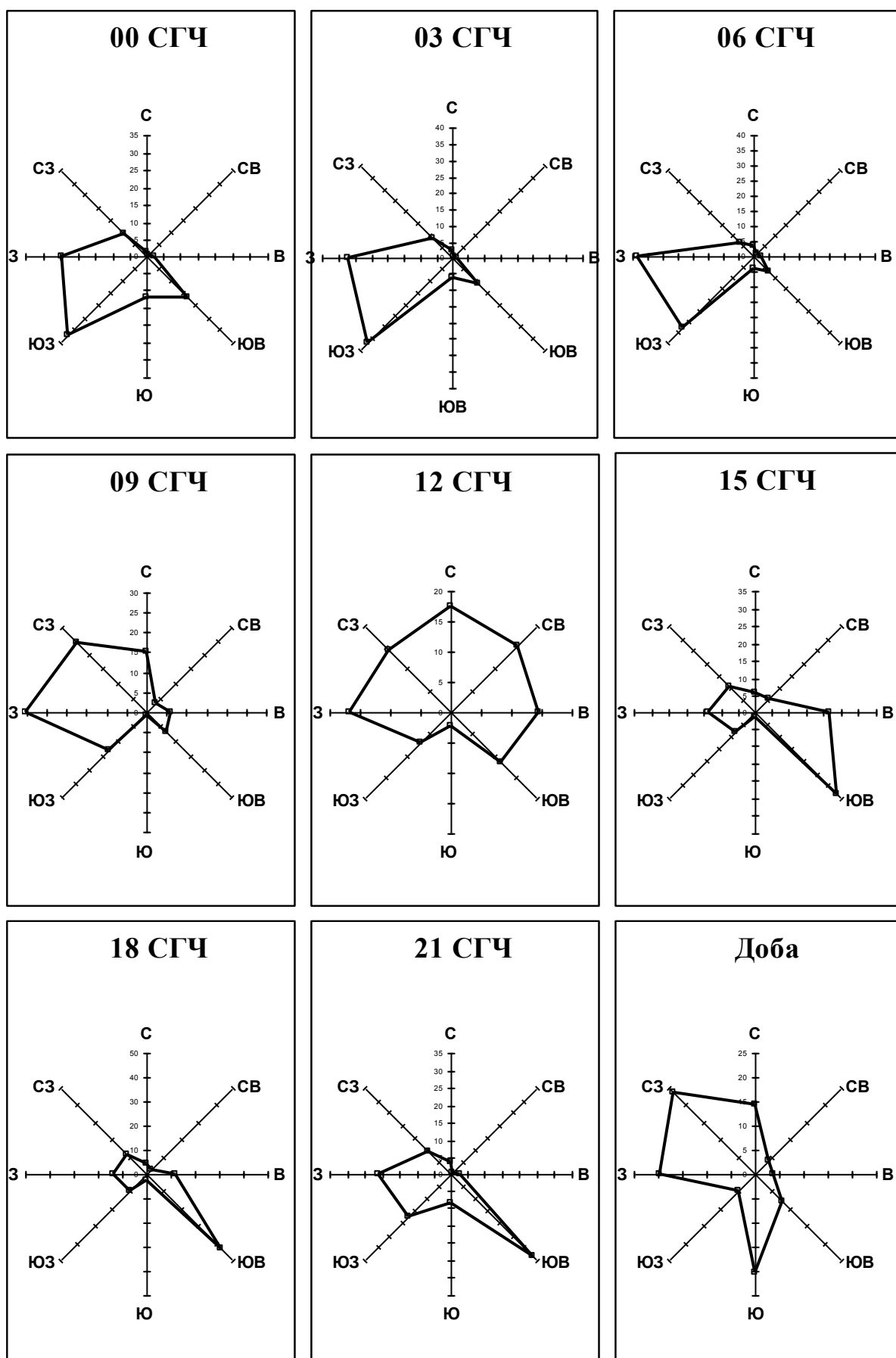


Рис. Б.16 Розы ветра на ст.Ильичёвск-порт. Июль. 1991-2000 гг.

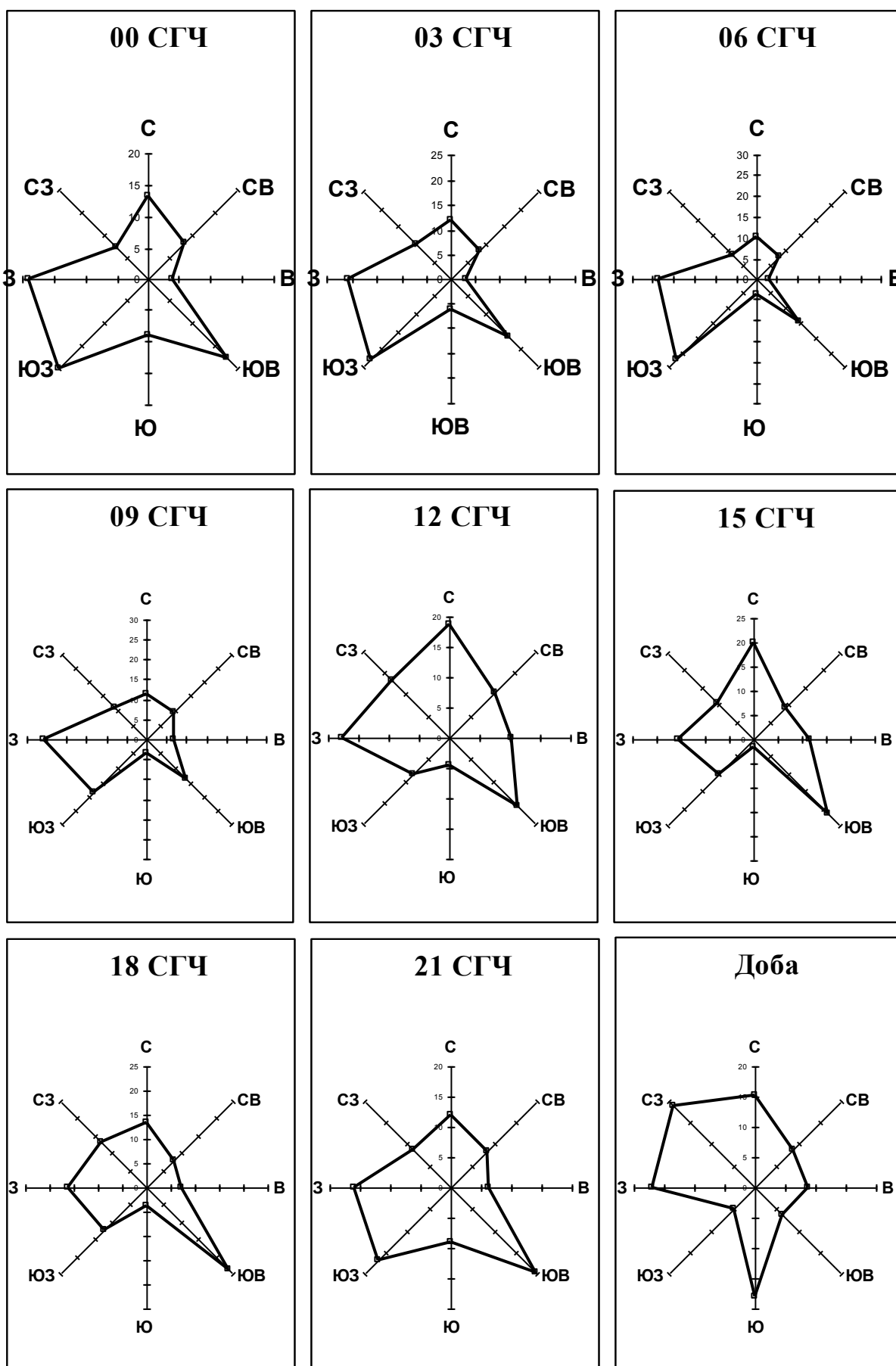


Рис.Б.17 Розы ветра на ст.Ильичёвск-порт. Октябрь. 1991-2000 гг.

Таблица Б.14 - Значения параметров распределения Джонсона для скорости ветра на станции Южный - порт 1981-1990 гг.

Месяц	Срок	ε	γ	η	χ^2	$Q\% \cdot 10^{-2}$	λ
1	2	3	4	5	6	7	8
Январь	00	-0,6	0,75	1,19	6,19	4,54	16,1
	06	-0,6	0,32	0,99	8,81	1,24	13,4
	12	-0,6	0,37	1,13	12,03	1,81	13,4
	18	-1,5	-0,30	1,07	5,60	6,11	11,4
Февраль	00	-0,6	0,82	1,32	4,45	34,8	16,1
	06	-0,7	2,43	1,70	2,32	67,8	29,5
	12	-0,8	6,59	1,94	5,82	12,1	17,9
	18	-1,0	0,94	1,36	2,22	69,3	18,0
Март	00	-0,6	1,99	1,37	6,96	3,11	35,0
	06	-0,6	0,40	1,23	8,30	1,61	13,4
	12	-0,6	0,73	1,15	2,37	49,90	16,1
	18	-0,6	1,22	1,28	17,34	0,09	16,5
Апрель	00	-0,6	2,26	1,55	10,56	1,43	24,3
	06	-0,6	0,91	1,45	11,01	2,66	16,1
	12	-0,6	0,83	1,32	7,06	2,97	16,1
	18	-0,6	1,09	1,15	7,21	6,55	16,5
Май	00	-1,5	3,81	1,96	12,78	0,51	36,0
	06	-1,5	1,33	1,49	5,89	11,71	18,9
	12	-2,5	3,70	2,30	21,71	0,32	42,0
	18	-1,5	6,06	2,43	6,96	7,30	71,5
Июнь	00	-1,5	0,87	1,43	0,34	84,40	15,6
	06	-2,1	2,76	1,92	1,33	24,93	31,8
	12	-2,5	1,95	1,99	8,22	4,17	27,5
	18	-2,5	1,29	1,63	0,07	78,68	20,7
Июль	00	-1,0	0,93	1,21	9,15	2,73	15,6
	06	-0,6	0,51	1,06	9,10	2,79	12,1
	12	-0,6	0,57	1,18	15,99	0,13	12,1
	18	-1,5	4,88	2,42	0,26	60,57	55,3
Август	00	-1,4	6,19	2,69	12,84	2,49	59,4
	06	-1,9	1,10	1,63	15,95	0,10	17,5
	12	-1,3	0,64	1,70	5,98	3,40	15,5
	18	-0,6	0,46	0,94	3,23	7,22	12,1
Сентябрь	00	-0,6	0,57	1,21	2,80	9,41	12,1
	06	-0,6	0,66	0,97	6,11	10,60	13,7
	12	-0,9	1,10	1,63	5,85	5,38	17,5
	18	-1,0	0,63	1,17	5,52	13,70	13,6
Октябрь	00	-0,6	0,85	0,98	10,35	1,57	15,4
	06	-0,8	1,27	1,25	2,45	48,00	18,1
	12	-0,6	0,37	1,13	3,63	30,40	13,4
	18	-0,6	0,64	1,08	8,67	7,02	16,1
Ноябрь	00	-1,5	0,49	1,26	4,46	3,45	16,1
	06	-0,7	0,38	0,95	3,71	15,60	14,5
	12	-0,6	1,00	1,09	1,91	38,50	19,6
	18	-1,2	0,44	1,04	1,81	40,40	15,1
Декабрь	00	-0,6	0,61	0,89	1,85	17,40	16,8
	06	-0,6	1,15	1,25	2,39	23,10	19,6
	12	-0,2	0,58	1,03	4,69	19,60	14,4
	18	-0,6	0,37	1,13	5,90	5,25	13,4

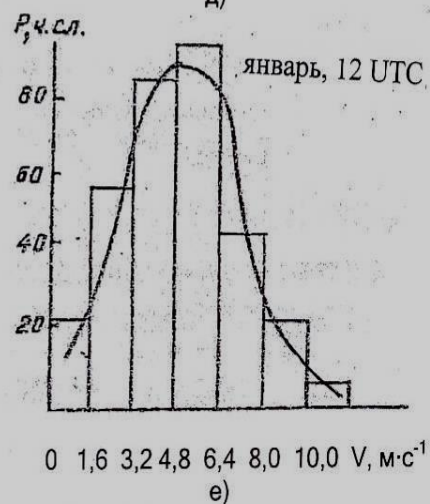
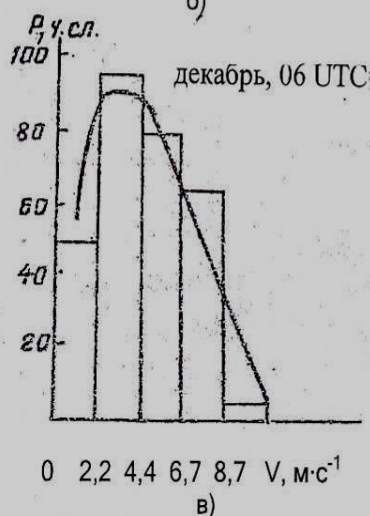
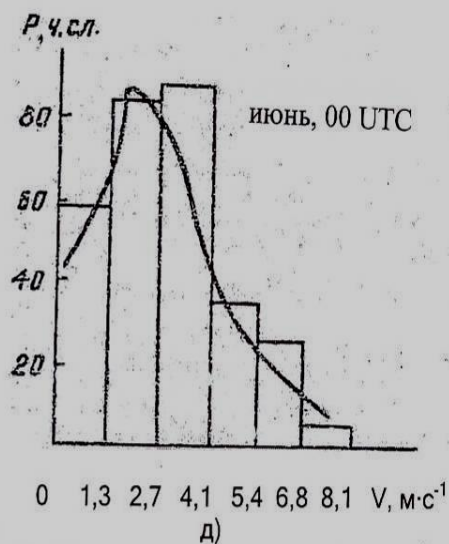
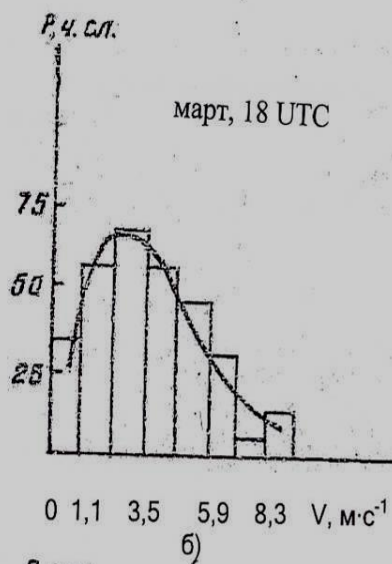
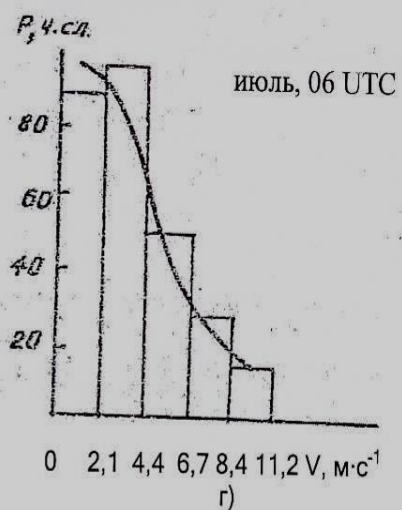
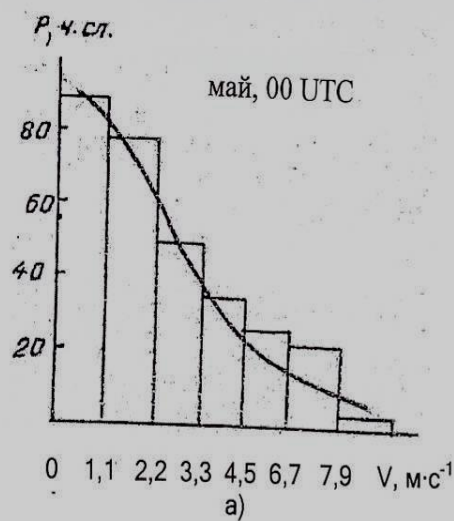


Рис. Б. 18. Статистическое и теоретическое (по Джонсону) распределения скорости ветра на северном побережье Черного моря: а, б, в – Ильичевск-порт; г – Одесса-порт; д, е – Южный-порт.

Приложение В

Повторяемость типов (подтипов) синоптических процессов над северным побережьем Черного моря за периоды 1981-1990 и 1991-2000 гг.

Таблица В.1- Повторяемость (%) типов (подтипов) синоптических
процессов ст. Одесса-ГМО. 1991 – 2000 гг.

Типы синоптических процессов	Подтипы синоптических процессов	Месяцы года			
		январь	апрель	июль	октябрь
1 Периферийные процессы	1	45	44	41	39
	1.1	21	8	3	14
	1.2	6	22	5	11
	1.3	4	7	14	6
	1.4	14	7	19	8
2 Циклоническая деятельность	2	8	14	10	6
	2.1	3	5	9	3
	2.2	5	9	1	3
3 Анти- циклоническая деятельность	3	12	12	20	23
	3.1	4	4	8	8
	3.2	1	1	2	2
	3.3	7	7	10	13
4 Малогradientные барические поля	4	14	13	21	10
	4.1	4	5	8	3
	4.2	10	8	13	7
5 Периферийные процессы с прохождением фронтов	5	11	10	6	15
	5.1	7	6	2	2
	5.2	4	4	4	13
6 Циклоническая циркуляция с большими барическими градиентами	6	10	7	2	7
	6.1	3	1	0	3
	6.2	2	0	0	1
	6.3	3	1	0	1
	6.4	2	5	2	2

Таблица В.2 - Повторяемость (%) типов (подтипов) синоптических процессов при слабом ветре у поверхности земли Одесса-ГМО.

Типы синоптических процессов	Подтипы синоптических процессов	Месяцы года			
		январь	апрель	июль	октябрь
		1981 – 1990 гг.			
1 Периферийные процессы	1	49	33	41	43
	1.1	18	11	10	16
	1.2	5	12	8	7
	1.3	12	6	9	8
	1.4	14	4	14	12
2 Циклоническая деятельность	2	21	19	21	23
	2.1	7	11	14	11
	2.2	14	8	7	12
3 Анти-циклоническая деятельность	3	25	34	26	24
	3.1	8	4	14	10
	3.2	2	10	3	5
	3.3	15	20	9	9
4 Малоградиентные барические поля	4	5	14	12	10
	4.1	4	11	7	4
	4.2	1	3	5	6
1 Периферийные процессы		1991 – 2000 гг.			
	1	57	53	44	50
	1.1	27	10	4	19
	1.2	8	26	5	14
	1.3	5	8	15	6
	1.4	17	9	20	11
2 Циклоническая деятельность	2	10	22	10	7
	2.1	3	11	9	3
	2.2	7	11	1	4
3 Анти-циклоническая деятельность	3	16	10	21	30
	3.1	6	2	8	11
	3.2	1	2	2	3
	3.3	9	6	11	16
4 Малоградиентные барические поля	4	17	15	25	13
	4.1	5	5	12	4
	4.2	12	10	13	9

Таблица В.3 - Повторяемость (%) типов (подтипов) синоптических процессов у поверхности земли. 1991– 2000 гг.
Ильичевск-порт (Ил), Одесса-порт (Од) и Южный-порт (Юж)

Типы синоптических процессов	Подтипы синоптических процессов	Месяцы года											
		январь			апрель			июль			октябрь		
		Ил	Од	Юж	Ил	Од	Юж	Ил	Од	Юж	Ил	Од	Юж
1	1	43,3	42,9	41,9	43,8	45,0	44,8	34,3	34,2	34,7	33,4	33,0	34,3
Периферийные процессы (малоактивные)	1.1	19,3	19,7	17,8	10,1	12,0	9,9	3,9	3,9	3,2	11,9	11,7	11,7
	1.2	6,7	6,7	5,5	22,1	22,0	22,6	3,9	4,8	4,1	7,7	7,2	8,8
	1.3	5,5	5,1	5,9	5,6	6,2	5,7	5,2	5,6	5,5	5,4	4,9	5,9
	1.4	11,8	11,4	12,7	6,0	4,8	6,6	21,3	19,9	21,9	8,4	9,2	7,9
2	2	7,5	7,5	7,6	13,8	13,4	13,7	9,1	9,9	10,5	4,6	4,9	4,6
Циклоническая циркуляция	2.1	2,8	2,8	2,5	7,4	6,2	7,6	8,7	9,1	9,6	2,3	2,6	2,5
	2.2	4,7	4,7	5,1	6,4	7,2	6,1	0,4	0,8	0,9	2,3	2,3	2,1
3	3	12,6	12,6	11,9	8,8	8,1	9,0	25,2	24,7	25,1	20,4	20,1	21,8
Антициклоническая циркуляция	3.1	3,9	3,9	3,4	1,0	0,9	1,4	9,1	9,1	9,6	7,3	6,8	7,6
	3.2	1,3	1,2	1,3	2,3	2,4	2,4	2,6	2,2	1,8	0,4	0,7	0,8
	3.3	7,5	7,5	7,2	5,5	4,8	5,2	13,5	13,4	13,7	12,7	12,6	13,4
4	4	12,2	12,2	11,9	12,0	12,4	12,3	21,8	22,1	21,9	10,8	10,6	9,2
Малогradientные барические поля	4.1	3,5	3,4	3,4	4,2	4,3	4,3	10,0	10,8	11,9	3,9	3,4	3,3
	4.2	8,7	8,8	8,5	7,8	8,1	8,0	11,8	11,3	10,0	6,9	7,2	5,9
5	5	11,4	11,8	11,9	4,1	4,3	4,2	7,0	6,9	4,6	20,0	19,7	20,5
Периферийные процессы с прохождением активных фронтов	5.1	9,0	9,4	9,8	4,1	4,3	4,2	5,7	5,6	3,7	5,0	4,9	5,4
	5.2	2,4	2,4	2,1	-	-	0,0	1,3	1,3	0,9	15,5	18,7	15,1
6	6	13,0	13,0	14,8	17,5	16,8	16,0	2,6	2,2	3,2	10,8	11,7	9,6
Циклоническая циркуляция с большими барическими градиентами	6.1	3,1	3,1	3,4	5,0	5,3	4,7	-	-	0,5	4,2	4,2	2,5
	6.2	4,8	4,7	4,7	2,8	2,9	1,9	-	-	-	2,7	3,8	3,3
	6.3	3,1	3,1	4,2	2,3	2,4	3,3	-	-	-	0,8	0,7	1,3
	6.4	2,0	2,1	2,5	7,4	6,2	6,1	2,6	2,2	2,7	3,1	3,0	2,5

Таблица В.4 - Повторяемость (%) типов (подтипов) синоптических процессов при слабом ветре у поверхности земли на ст. Ильичевск-порт (Ил), Одесса-порт (Од) и Южный-порт (Юж), 1991 – 2000 гг.

Типы синоптических процессов	Подтипы синоптических процессов	Месяцы года											
		январь			апрель			июль			октябрь		
		Ил	Од	Юж	Ил	Од	Юж	Ил	Од	Юж	Ил	Од	Юж
1 Периферийные процессы (малоактивные)	1	55,1	53,0	57,2	55,1	55,9	56,2	35,6	32,5	37,6	47,4	46,7	49,1
	1.1	25,1	27,5	24,3	12,2	16,2	12,4	4,1	4,8	3,5	17,6	20,0	16,8
	1.2	9,6	9,7	7,5	29,5	26,5	28,4	4,6	5,4	4,4	11,1	11,9	12,5
	1.3	5,4	7,5	8,1	6,4	8,1	7,1	5,2	6,0	5,9	7,6	4,4	8,4
	1.4	15,0	8,3	17,3	7,0	5,1	8,3	21,7	16,3	23,8	11,1	10,4	11,4
2 Циклоническая циркуляция	2	10,1	11,2	10,4	16,7	15,4	17,2	10,3	12,7	11,4	6,4	6,6	6,6
	2.1	3,6	4,6	3,5	9,6	8,1	9,5	9,8	11,4	10,4	2,9	3,7	3,6
	2.2	6,5	6,6	6,9	7,1	7,3	7,7	0,5	1,3	1,0	3,5	2,9	3,0
3 Антициклоническая циркуляция	3	18,0	16,4	16,2	11,5	11,8	11,2	28,3	27,1	27,2	30,4	30,4	31,1
	3.1	6,0	3,8	4,6	0,6	0,7	1,8	10,8	11,4	10,4	10,5	8,9	10,8
	3.2	1,8	0,7	1,8	3,2	3,8	2,9	3,1	1,3	2,0	0,6	1,5	1,2
	3.3	10,2	11,9	9,8	7,7	7,3	6,5	14,4	14,4	14,8	19,3	20,0	19,1
4 Малогradientные барические поля	4	16,8	19,4	16,2	16,7	16,9	15,4	25,8	27,2	23,8	15,8	16,3	13,2
	4.1	5,4	5,2	4,6	5,8	6,6	5,3	11,9	13,2	12,9	5,9	5,9	4,8
	4.2	11,4	14,2	11,6	10,9	10,3	10,1	13,9	14,5	10,9	9,9	10,4	8,4

Таблица В.5 – Повторяемость (%) типов (подтипов) синоптических процессов на ст. Одесса - АМСГ. 1991-2001 г.г. и 2002 -2012 г.г.

Типы синоптических процессов	Подтипы синоптических процессов	Месяцы							
		январь		апрель		июль		октябрь	
		1991-2001	2002-2012	1991-2001	2002-2012	1991-2001	2002-2012	1991-2001	2002-2012
1 Периферийные процессы (малоактивные)	1	45	15	44	23	41	24	39	25
	1.1	21	7	8	4	3	7	14	8
	1.2	6	4	22	9	5	3	11	8
	1.3	4	2	7	8	14	10	6	4
	1.4	14	2	7	6	19	3	8	5
2 Циклоническая циркуляция	2	8	8	14	7	10	6	6	5
	2.1	3	2	5	5	9	4	3	3
	2.2	5	5	9	2	1	2	3	3
Антициклоническая циркуляция	3	12	14	12	18	20	23	23	20
	3.1	4	4	4	7	8	13	8	5
	3.2	1	3	1	2	2	1	2	3
	3.3	7	7	7	9	10	9	13	12
4 Малоградиентные барические поля	4	14	7	13	9	21	12	10	7
	4.1	4	2	5	7	8	8	3	2
	4.2	10	6	8	2	13	5	7	5
5 Периферийные процессы с прохождением активных фронтов	5	11	10	10	15	6	16	15	20
	5.1	7	4	6	7	2	11	2	10
	5.2	4	5	4	8	4	5	13	10
6 Циклоническая циркуляция с большими барическими градиентами	6	10	47	7	22	2	20	7	24
	6.1	3	17	1	6	0	8	3	8
	6.2	2	15	0	12	0	8	1	9
	6.3	3	9	1	3	0	4	1	5
	6.4	2	6	5	2	2	0	2	2



Рис. В.4 Карта-схема АТ-850 синоптических процессов. Тип 2.

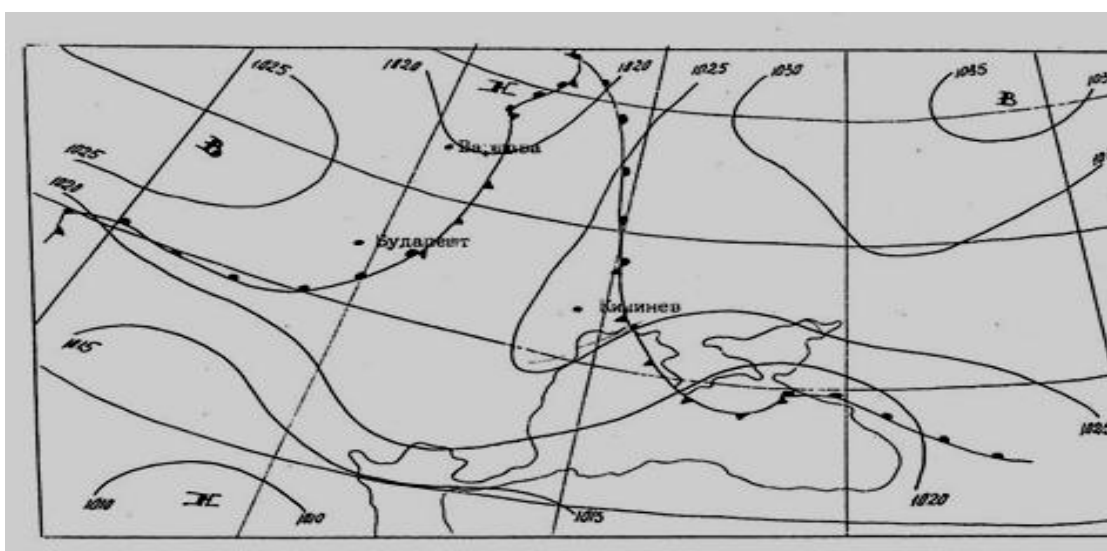


Рис. В.5 Приземная карта-схема синоптических процессов. Подтип 2.1

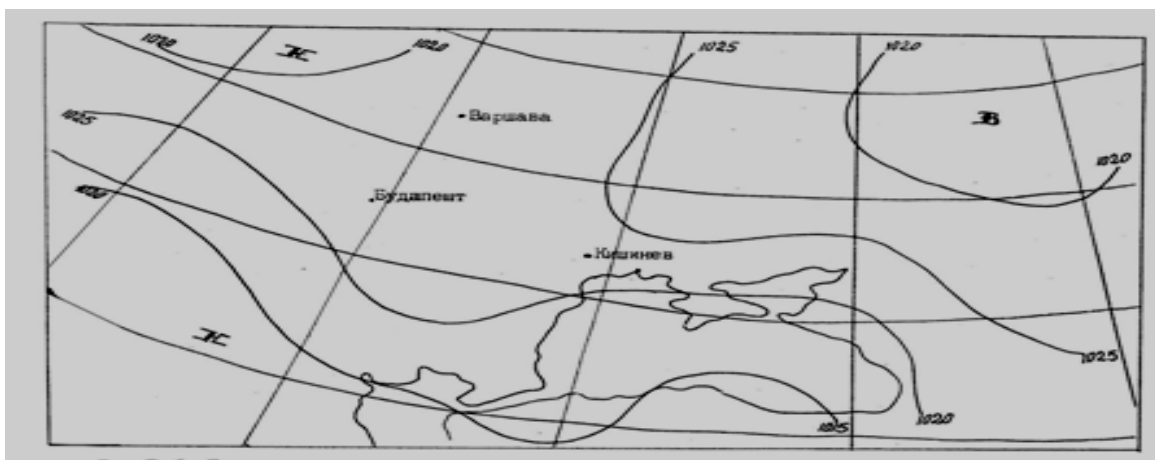


Рис. В.6 Приземная карта-схема синоптических процессов. Подтип 2.2

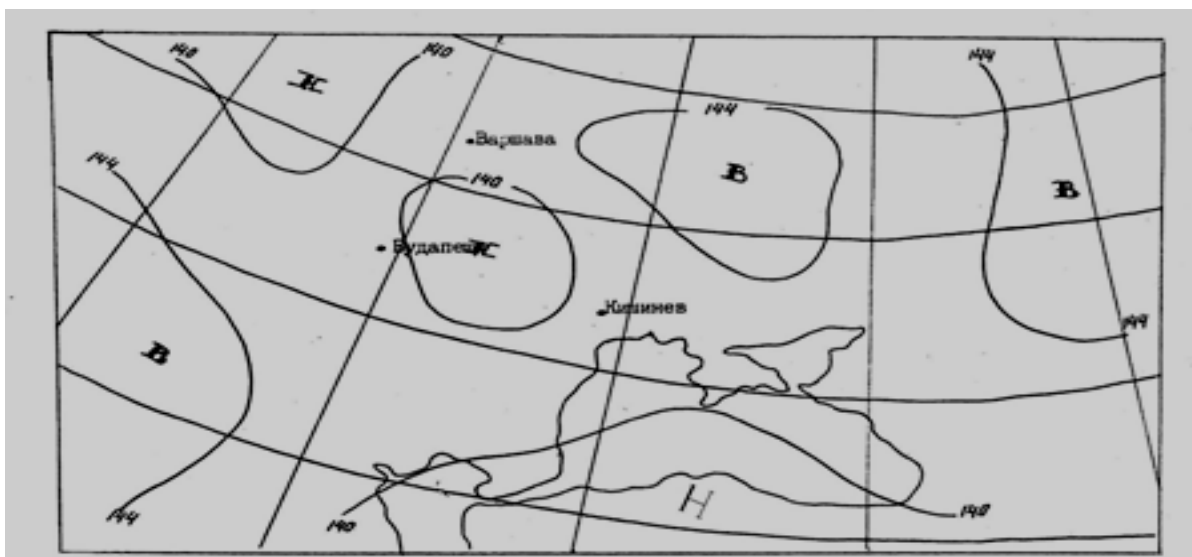


Рис. В.7 Карта-схема АТ-850 синоптических процессов. Тип 3

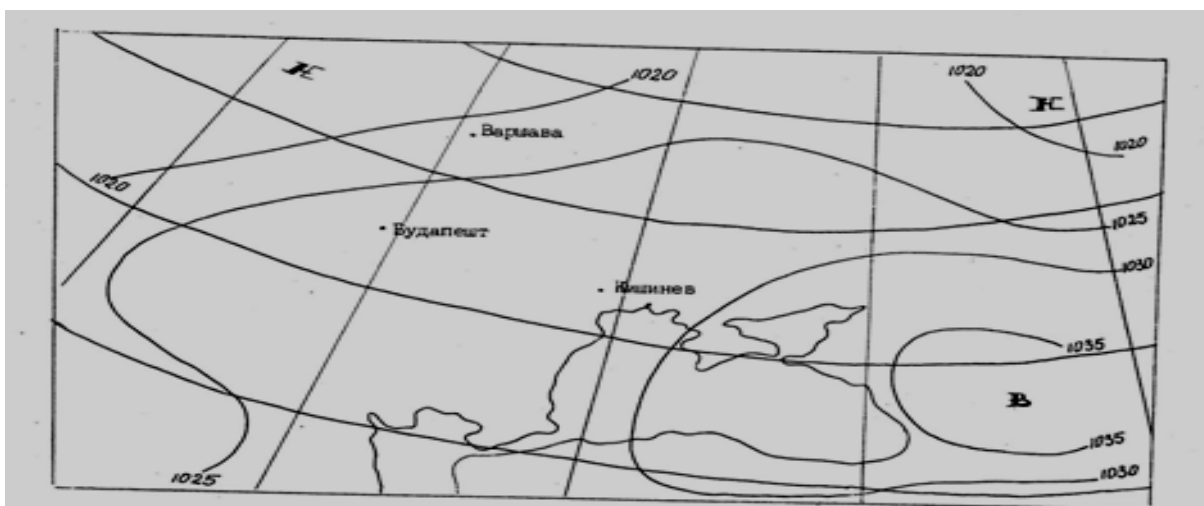


Рис. В.8 Приземная карта-схема синоптических процессов. Подтип 3.1

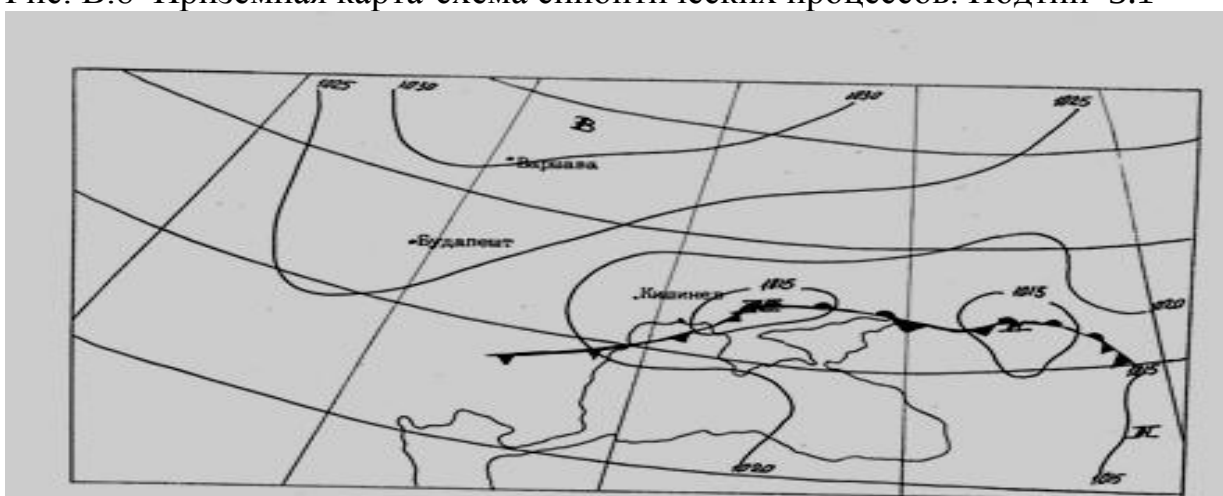


Рис. В.9 Приземная карта-схема синоптических процессов. Подтип 3.2

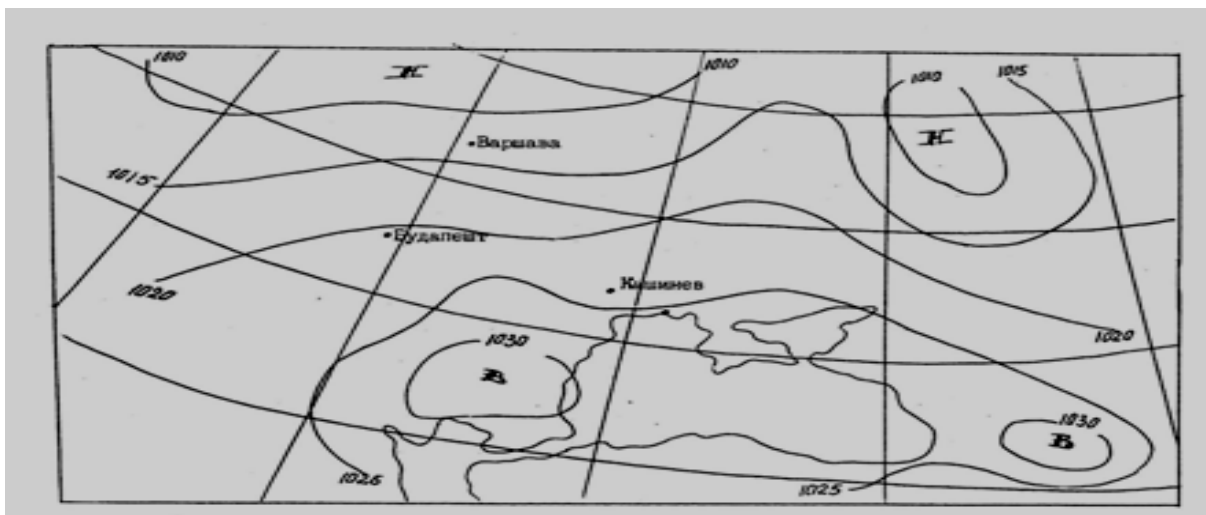


Рис. В.10 Приземная карта-схема синоптических процессов. Подтип 3.3

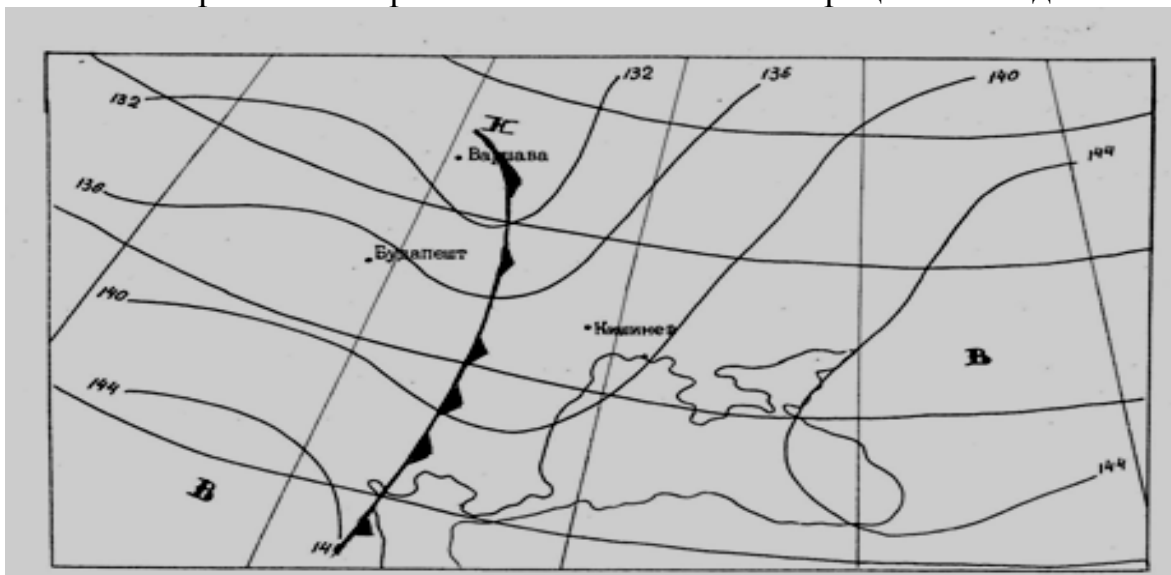


Рис. В.11 Карта-схема АТ-850 синоптических процессов. Тип 4

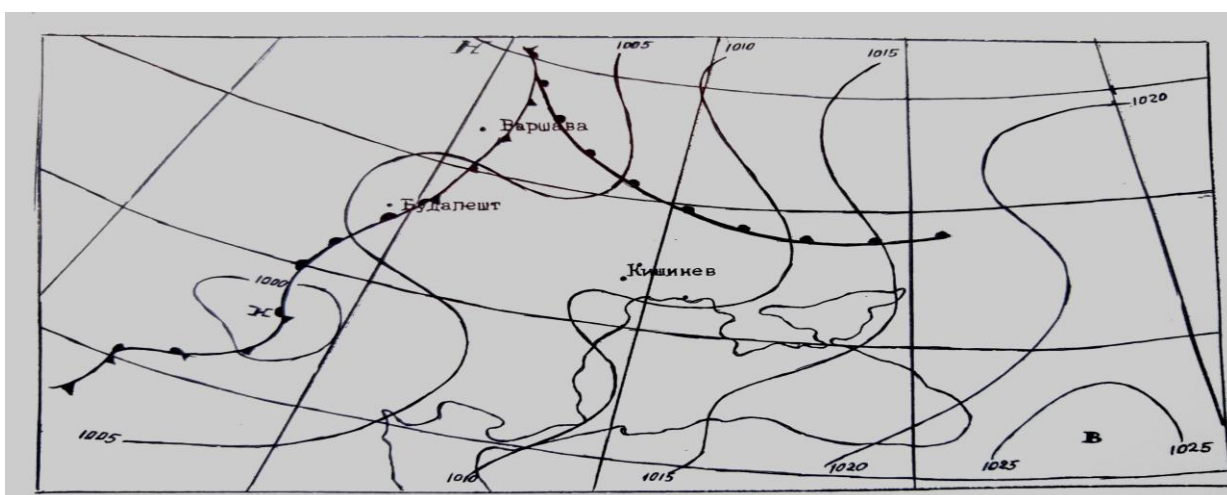


Рис. В.12 Приземная карта-схема синоптических процессов. Тип 4

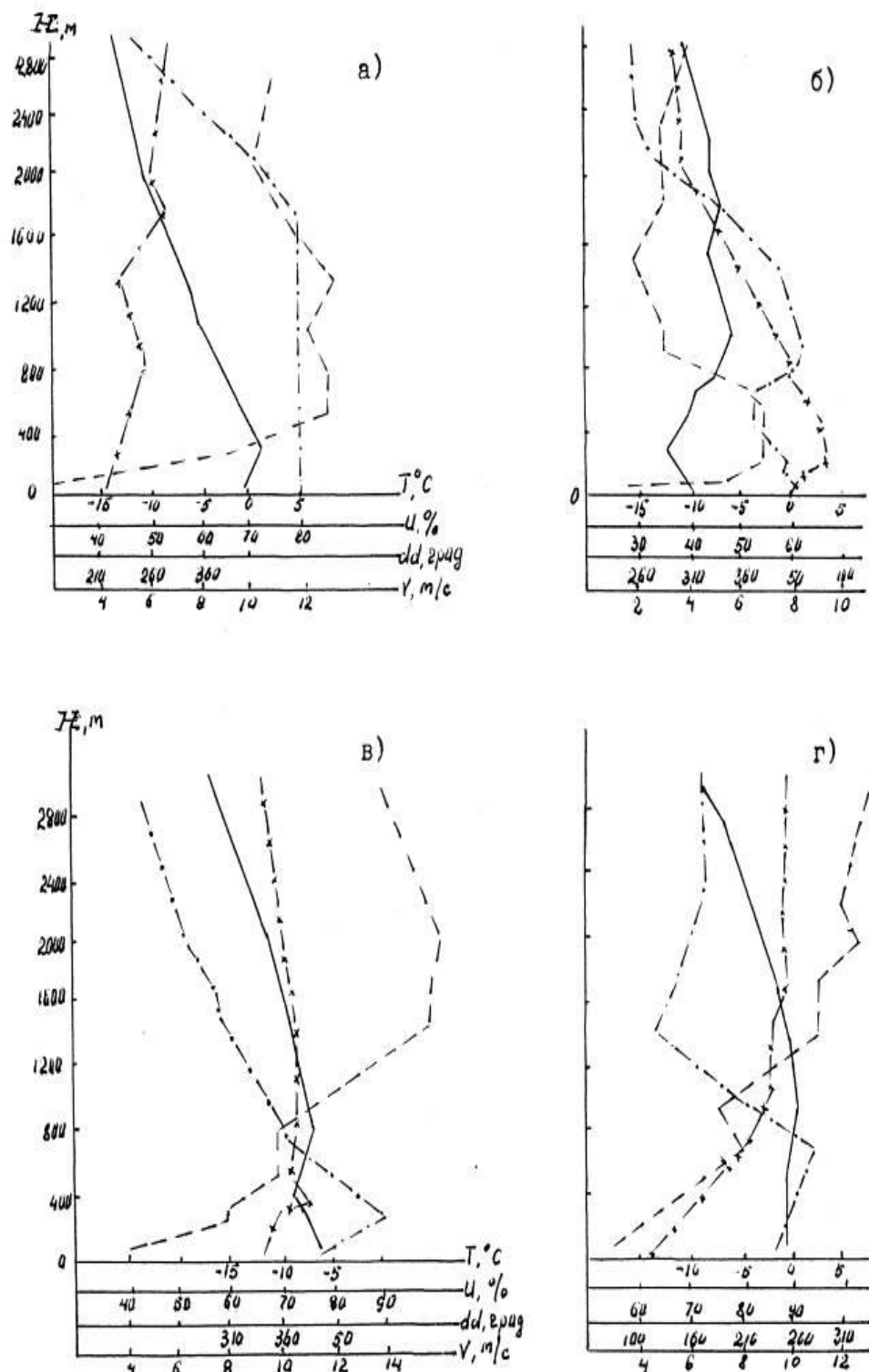
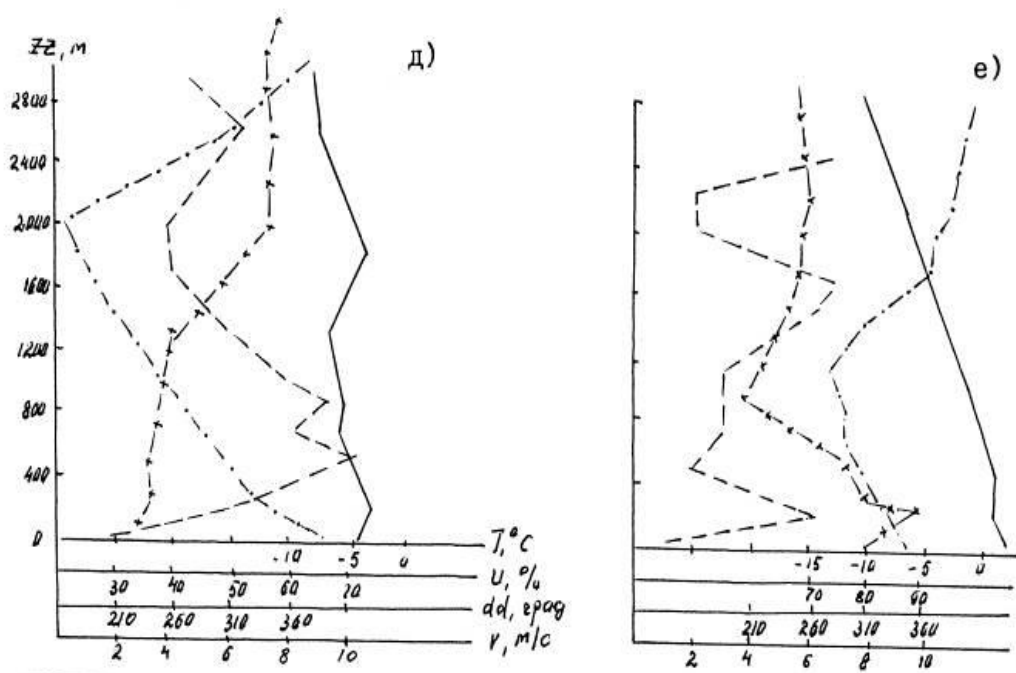


Рис. В.13. Характерные вертикальные профили метеорологических

величин. Январь. Подтипы 1.1 (а), 1.3 (б), 1.4(в), тип 2 (г).

Условные обозначения:

— T ; - . - . - U ; - x - x - dd ; — — — V .



Продолжение рис. В.13. Типы 3 (д), 4 (е).

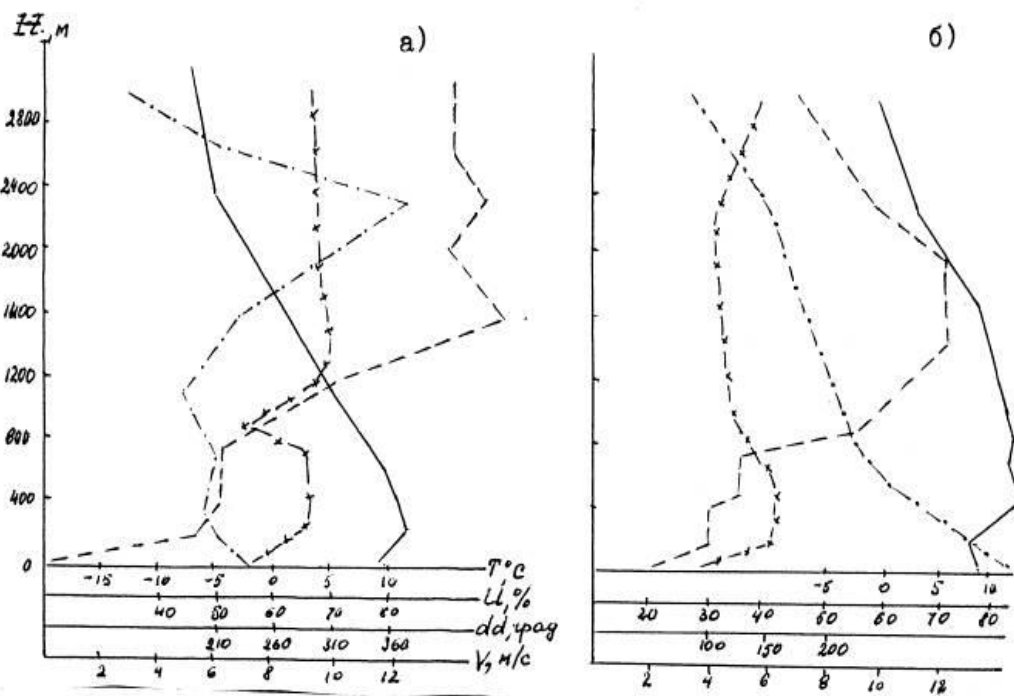
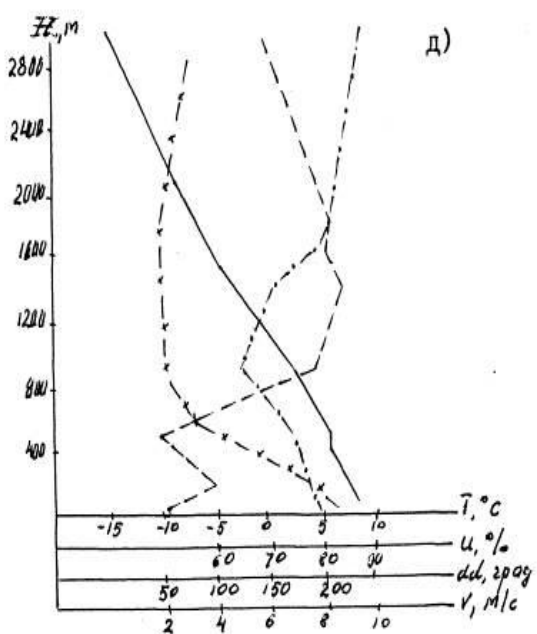
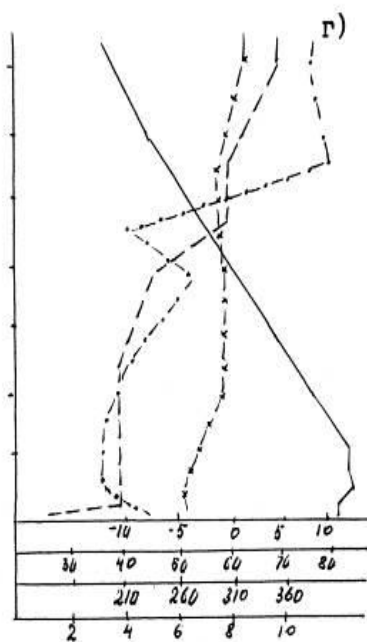
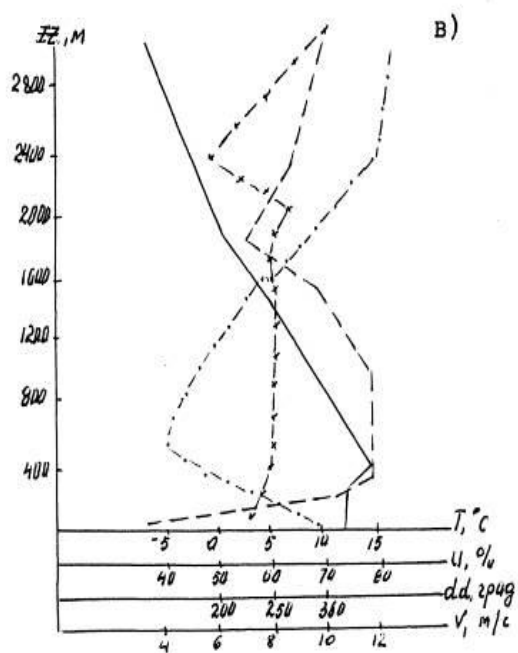


Рис. В.14. Характерные вертикальные профили метеорологических величин. Апрель. Подтипы 1.1 (а), 1.2 (б).



Продолжение рис. В.14. Типы 2(в), 3(г), 4(д).

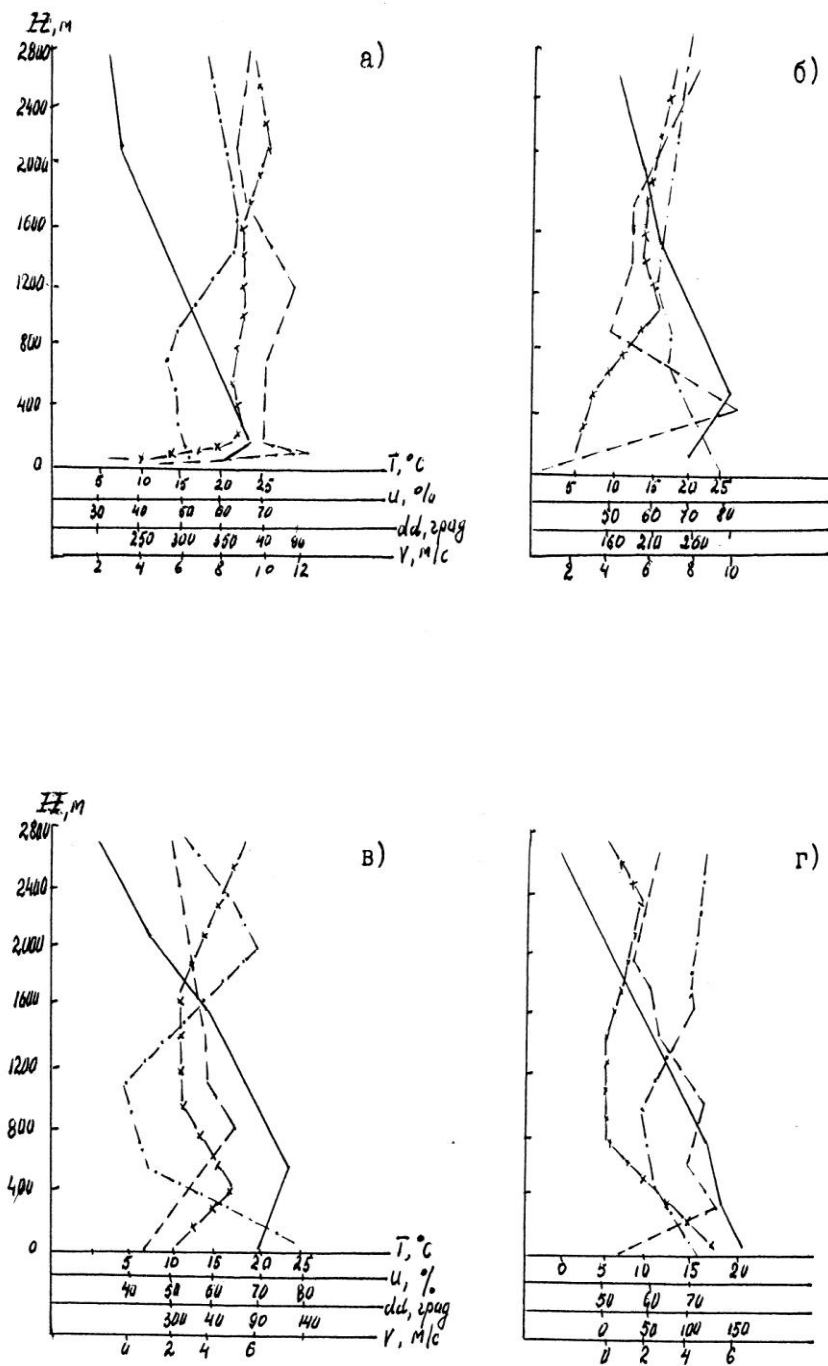


Рис. В.15. Характерные вертикальные профили метеорологических величин. Июль. Типы 1 (а), 2(б), 3(в), 4(г).

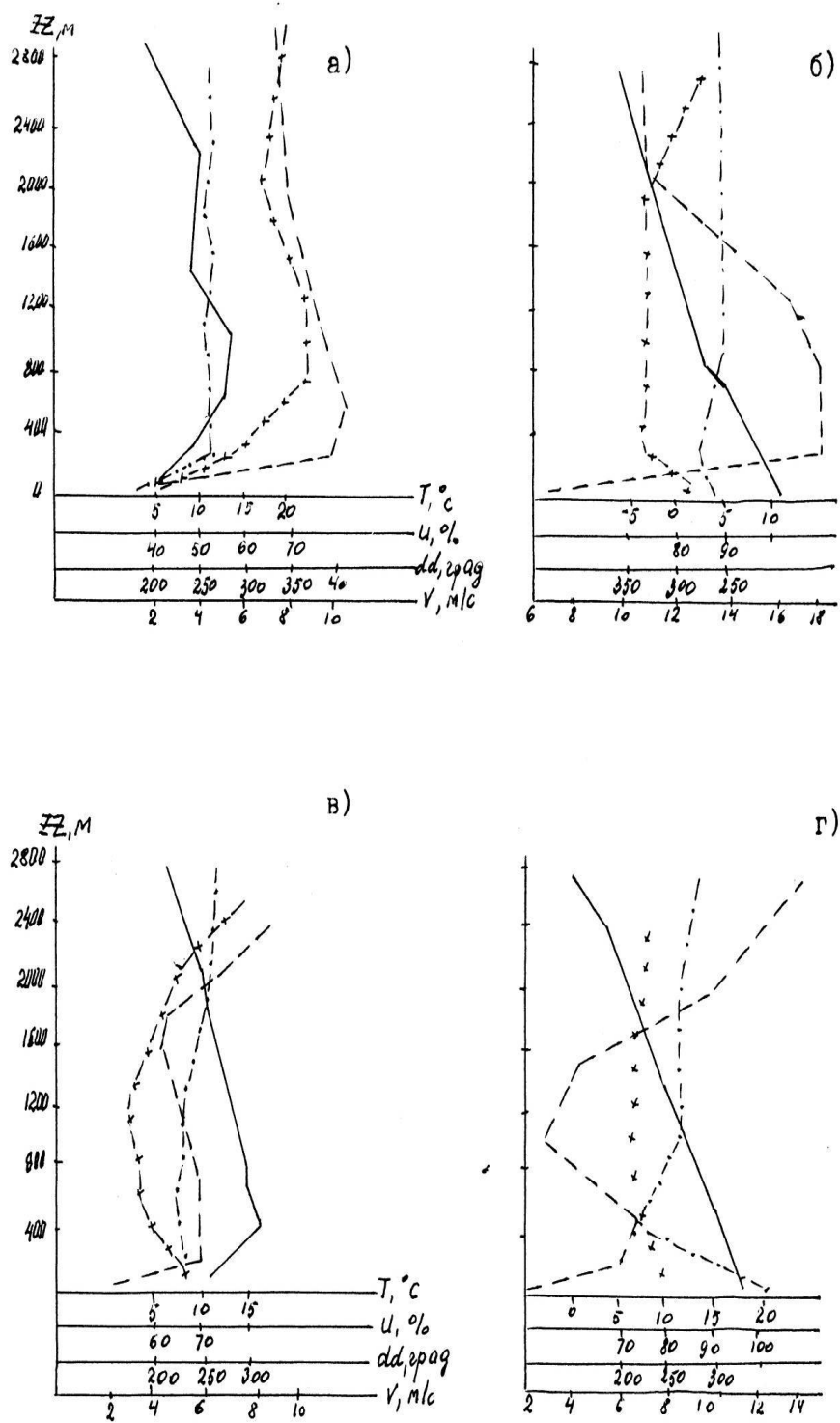


Рис. В.16. Характерные вертикальные профили метеорологических величин. Октябрь. Типы 1 (а), 2 (б), 3 (в), 4 (г).

Приложение Г

Прогностические уравнения для прогноза слабого ветра с заблаговременностью 24 и 36 ч с учетом синоптических процессов для станций Молдовы (Кишинев, Рыбница, Тирасполь)

Таблица Г.1- Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на
ст. Кишинев с заблаговременностью 24 ч для 1-3 типов
синоптических процессов

Типы синоптических процессов					
1		2		3	
а	б	а	б	а	б
Январь					
св.чл.	3,27	св.чл.	3,7	св.чл.	2,18
$\Delta T / \Delta s$	-0,39	$\Delta T / \Delta s$	-0,80	γ_1	-0,40
γ_3	-0,71	γ_2	-0,40	S_1	0,70
S_1	0,84	S_1	0,93		
Апрель					
св.чл.	0,42	св.чл.	2,10	св.чл.	2,98
V_0	0,40	ΔP_0	0,11	dd	-0,03
V_{850}	0,10	γ_3	0,40	S_1	1,12
S_1	1,11	S_1	1,05		
Июль					
св.чл.	1,84	св.чл.	2,18	св.чл.	2,17
ΔP_0	-0,10	ΔP_0	-0,19	γ_3	-0,35
S_1	0,78	$\Delta T / \Delta s$	0,65	S_1	0,97
		ΔH_{700}	-0,14		
		S_1	0,90		
Октябрь					
св.чл.	-1,40	св.чл.	0,92	св.чл.	-2,27
V_0	0,97	V_{850}	0,14	V_0	1,14
ΔP_0	0,28	γ_2	0,84	ΔH_{700}	0,09
ΔH_{850}	0,21	ΔH_{850}	-0,13	V_{925}	0,20
V_{925}	0,20	S_1	1,17	γ_2	-0,15
S_1	1,72			S_1	1,86

Примечание: а – предикторы; б – коэффициент регрессии.

Таблица Г. 2 - Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на ст. Кишинев при 4 типе синоптических процессов

Заблаговременность прогноза, ч			
24		36	
а	б	а	б
Январь			
св.чл. $\Delta T / \Delta s$ S_1	3,20 -0,40 1,20	св.чл. ΔH_{700} γ_1 S_1	2,47 -0,06 -0,40 0,83
Июль			
св.чл. γ_2 γ_3 S_1	0,51 -1,06 3,25 0,94	св.чл. ΔH_{850} S_1	2,65 -0,13 0,88

Таблица Г.3-Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на ст. Кишинев с заблаговременностью 36 ч для 1-3 типов синоптических процессов

Типы синоптических процессов					
1		2		3	
а	б	а	б	а	б
Январь					
св.чл. γ_2 S_1	2,81 -0,12 1,40	св.чл. $\Delta T / \Delta s$ S_1	3,74 -0,87 1,02	св.чл. ΔH_{850} dd S_1	2,72 -0,06 -0,01 0,70
Апрель					
св.чл. V_0 γ_2 S_1	2,15 0,47 -0,31 1,21	св.чл. V_0 $\Delta T / \Delta s$ S_1	1,10 0,64 -0,23 1,35	св.чл. dd ΔH_{700} S_1	2,32 -0,03 -0,12 0,84
Июль					
св.чл. γ_3 S_1	1,53 1,43 0,81	св.чл. $\Delta T / \Delta s$ S_1	3,94 -0,87 1,02	св.чл. ΔH_{850} dd S_1	3,09 -0,07 -0,01 0,96
Октябрь					
св.чл. V_0 ΔH_{850} V_{850} S_1	-0,60 0,91 0,25 0,15 1,72	св.чл. V_{925} pp S_1	1,41 0,22 0,54 1,01	св.чл. V_0 V_{925} S_1	-1,34 0,91 0,10 1,43

Примечание: а – предикторы; б – коэффициент регрессии.

Таблица Г.4 - Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на
ст. Рыбница с заблаговременностью 24 ч для 1-3 типов
синоптических процессов

Типы синоптических процессов					
1		2		3	
а	б	а	б	а	б
Январь					
св.чл.	-1,36	св.чл.	-1,58	св.чл.	-1,08
V_{12}	1,05	V_{12}	1,16	$T_{дн}$	0,02
γ_3	2,69	γ_2	0,83	ΔP_0	-0,14
	1,32	S_1	1,40	S_1	1,04
Апрель					
св.чл.	0,84	св.чл.	-0,36	св.чл.	0,37
V_{12}	0,16	ΔH_{850}	0,19	V_{12}	0,30
S_1	1,37	V_{925}	0,09	S_1	1,30
		γ_3	1,68		
		S_1	0,93		
Июль					
св.чл.	0,18	св.чл.	1,37	св.чл.	2,10
V_{12}	0,26	V_0	0,65	ΔP_0	0,11
V_0	0,79	S_1	1,13	V_0	0,33
S_1	0,92			S_1	0,96
Октябрь					
св.чл.	1,67	св.чл.	1,10	св.чл.	-1,17
pp	0,77	ΔP_0	-0,07	V_0	0,53
S_1	1,20	γ_2	1,07	V_{925}	0,12
		S_1	1,24	pp	0,96
				$\Delta T / \Delta s$	0,60
				S_1	0,77

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент уравнения регрессии.

Таблица Г.5- Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на
ст. Рыбница с заблаговременностью 36 ч для 1-3 типов
синоптических процессов

Типы синоптических процессов					
1		2		3	
а	б	а	б	а	б
Январь					
св.чл.	-0,87	св.чл.	-0,77	св.чл.	3,25
V_{12}	0,71	ΔP_0	-0,12	V_0	-0,27
γ_3	0,24	V_{925}	0,28	S_1	1,50
S_1	1,30	V_0	0,35		
		S_1	1,24		
Апрель					
св.чл.	3,28	св.чл.	2,8	св.чл.	2,60
pp	0,08	ΔH_{850}	-0,11	V_6	0,16
V_0	-0,27	S_1	0,75	ΔH_{700}	0,01
ΔP_0	-0,06			γ_2	-0,46
S_1	1,12			S_1	0,87
Июль					
св.чл.	5,67	св.чл.	0,60	св.чл.	2,08
U	-0,05	V_{12}	0,37	V_{12}	0,16
V_{12}	0,56	V_{925}	0,16	V_0	0,44
S_1	1,22	S_1	1,05	S_1	1,10
Октябрь					
св.чл.	1,89	св.чл.	1,99	св.чл.	0,84
$\Delta T / \Delta s$	1,26	ΔP_0	-0,08	V_0	0,44
γ_3	-1,53	γ_2	1,65	γ_2	-1,19
S_1	1,05	γ_3	-1,09	ΔH_{850}	-0,09
		ΔH_{700}	-0,06	S_1	0,82
		S_1	1,15		

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент уравнения регрессии.

Таблица Г.6 - Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на
ст. Тирасполь с заблаговременностью 24 ч для 1-3 типов
синоптических процессов

Типы синоптических процессов					
1		2		3	
а	б	а	б	а	б
Январь					
св.чл.	-2,37	св.чл.	-0,32	св.чл.	-0,63
V_0	0,59	V_0	0,49	V_0	0,98
γ_3	0,74	ΔH_{850}	0,03	ΔP_0	-0,03
U	0,03	V_{925}	0,03	$\Delta T / \Delta s$	0,35
S_1	1,05	γ_1	0,56	S_1	1,51
		S_1	0,42		
Апрель					
св.чл.	1,42	св.чл.	-2,35	св.чл.	2,12
V_{925}	0,20	V_0	0,45	ΔP_0	0,15
γ_3	0,83	ΔH_{850}	0,13	V_{850}	0,08
$\Delta T / \Delta s$	-0,22	V_{925}	0,60	V_0	0,53
S_1	1,31	S_1	1,11	S_1	0,70
Июль					
св.чл.	1,14	св.чл.	-1,65	св.чл.	-0,94
γ_2	0,97	ΔH_{700}	0,09	γ_2	1,48
S_1	0,91	V_{850}	0,18	ΔH_{850}	0,13
		γ_3	2,33	V_{925}	0,26
		S_1	1,05	pp	-0,65
				S_1	0,93
Октябрь					
св.чл.	0,65	св.чл.	-0,35	св.чл.	1,07
V_0	0,45	$\Delta T / \Delta s$	0,14	ΔH_{850}	0,09
S_1	1,13	V_{850}	0,15	γ_1	0,58
		γ_2	0,99	γ_2	-0,77
		S_1	0,85	S_1	0,87

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент уравнения регрессии.

Таблица Г.7 - Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на ст. Тирасполь с заблаговременностью 36 ч для 1-3 типов синоптических процессов.

Типы синоптических процессов					
1		2		3	
а	б	а	б	а	б
Январь					
св.чл.	1,93	св.чл.	1,45	св.чл.	-0,63
V_{12}	0,34	V_6	-0,64	V_0	0,93
ΔP_0	0,09	V_0	1,53	ΔP_0	-0,03
S_1	0,95	γ_3	-0,60	$\Delta T / \Delta s$	0,35
		S_1	0,90	S_1	1,50
Апрель					
св.чл.	1,92	св.чл.	1,80	св.чл.	0,43
V_0	0,44	ΔP_0	0,25	V_0	0,44
γ_1	-0,12	V_{12}	0,41	V_{925}	0,15
S_1	1,03	S_1	1,04	S_1	1,31
Июль					
св.чл.	2,07	св.чл.	1,78	св.чл.	2,64
V_{12}	0,32	ΔP_0	0,22	ΔH_{700}	0,32
ΔP_0	0,02	V_0	0,46	S_1	0,05
S_1	1,10	S_1	1,10		1,21
Октябрь					
св.чл.	0,69	св.чл.	1,33	св.чл.	2,52
V_{925}	0,15	V_{850}	0,11	γ_2	0,46
γ_3	1,60	S_1	0,90	V_0	-0,38
ΔP_0	-0,08			S_1	0,84
S_1	0,88				

Таблица Г. 8- Уравнение регрессии для прогноза слабого ветра на ст. Тирасполь. Январь.

Подтипы синоптического процесса (тип 3)					
3.1		3.2		3.3	
а	б	а	б	а	б
Заблаговременность – 24 ч.					
св.чл.	-0,03	св.чл.	-0,02	св.чл.	-0,63
V_0	0,62	V_0	0,01	V_0	0,90
ΔH_{850}	-0,03	ΔP_0	0,17	ΔP_0	-0,03
S_1	0,40	S_1	0,25	$\Delta T / \Delta s$	0,35
				S_1	1,51
Заблаговременность – 36 ч.					
св.чл.	1,82	св.чл.	-0,08	св.чл.	-0,45
γ_2	0,54	V_{12}	0,06	V_0	2,00
S_1	0,80	ΔP_0	0,01	$\Delta T / \Delta s$	0,65
		S_1	0,60	S_1	0,99

Примечание: а – предикторы; б – коэффициент регрессии.

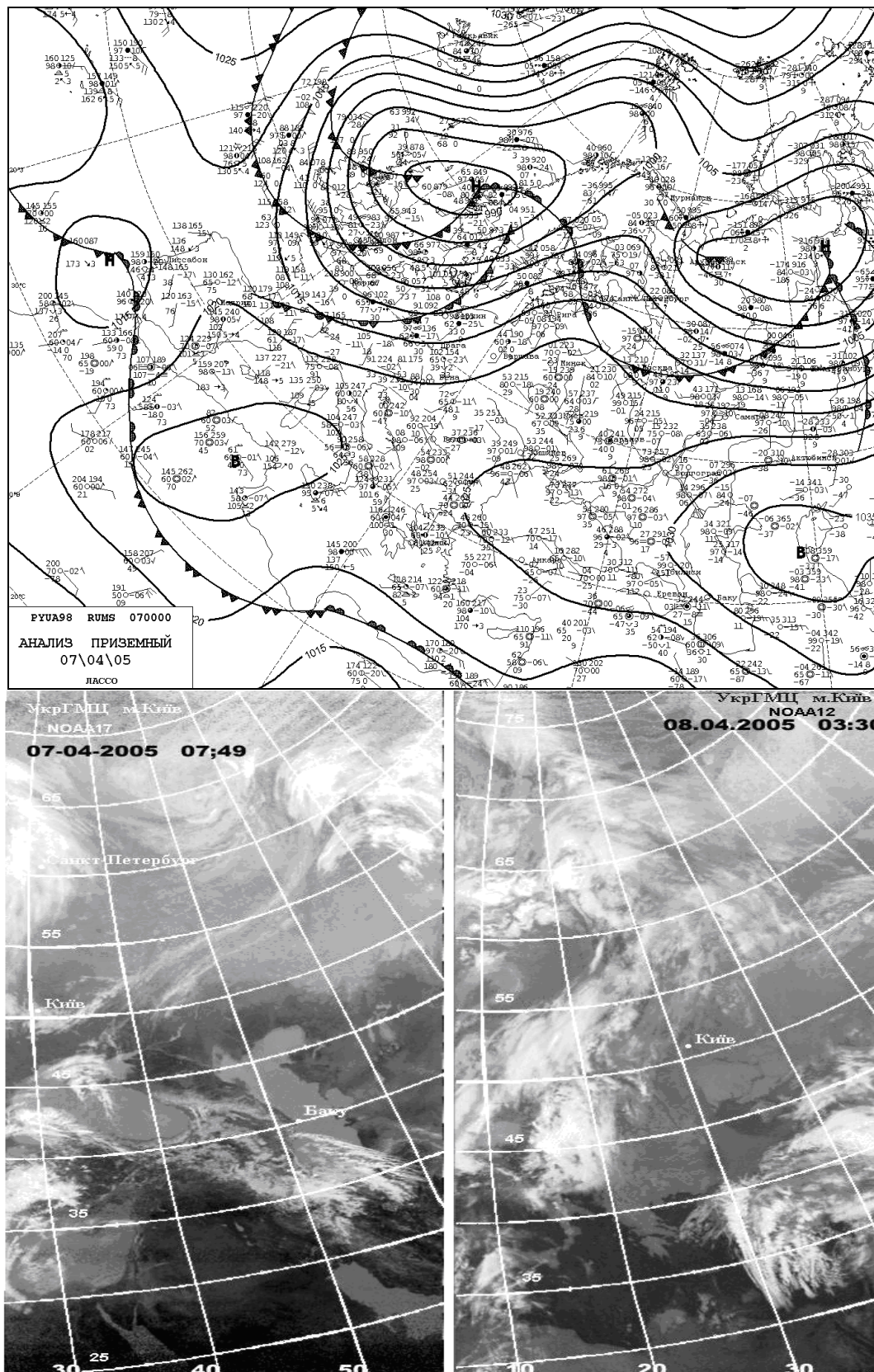


Рис. Г. 1. Приземная карта за 00 UTC 7 апреля 2005 г. и спутниковые снимки за 7 и 8 апреля 2005 г.

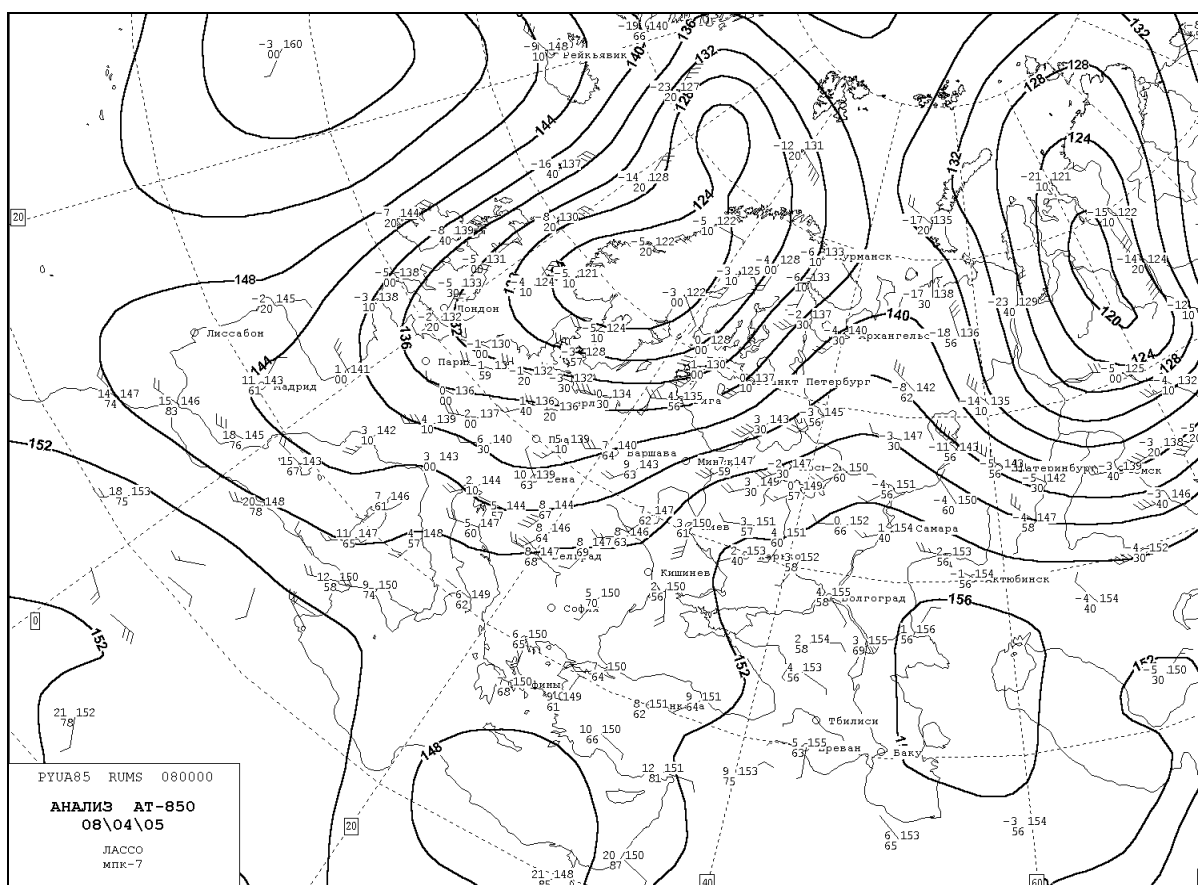
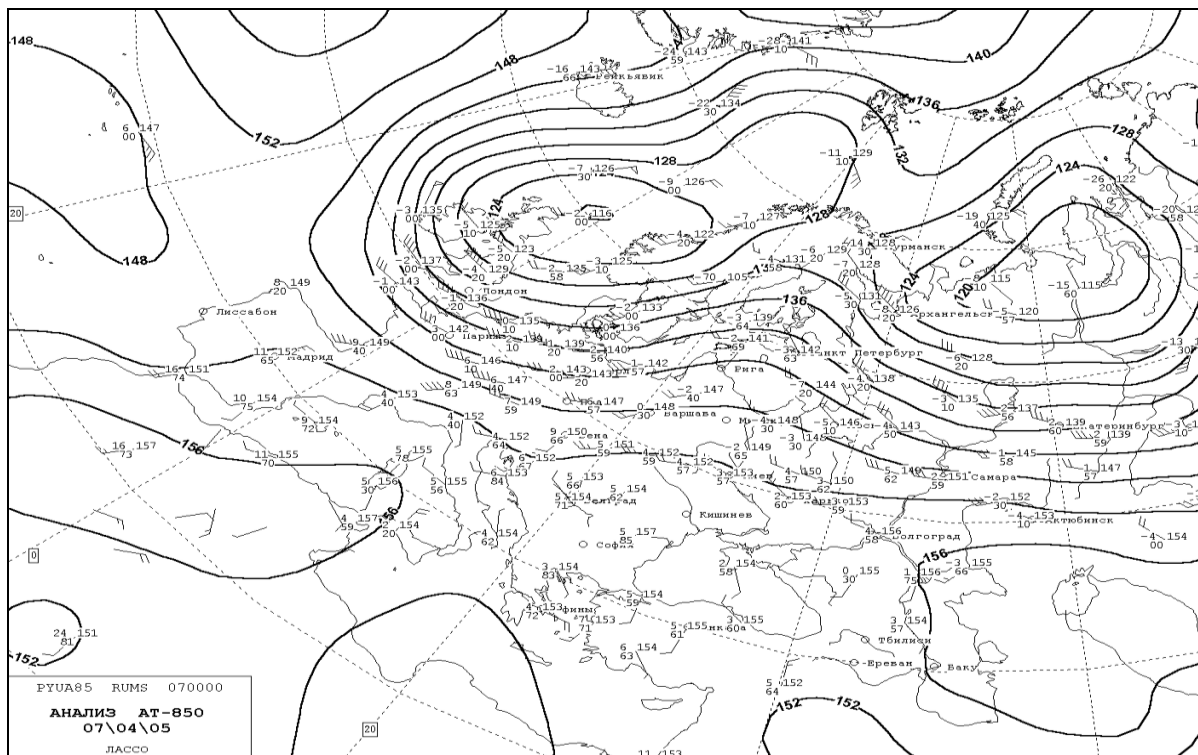


Рис. Г. 2. Карта АТ-850 за 00 UTC 7 и 8 апреля 2005 г.

Приложение Д

Прогностические уравнения и оценки оправдываемости инверсий над Кишиневом

Таблица Д.1 -Дискриминантные функции для прогноза приземных и приподнятых инверсий на ст. Кишинев.Январь.

Приземные инверсии				Приподнятые инверсии					
Прогноз на 12 ч.		Прогноз на 24 ч.		Прогноз на 12ч.				Прогноз на 24 ч.	
				1 и 2 тип		3 и 4 тип			
а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
$\bar{\gamma}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$\bar{\gamma}$	$0,5 \cdot 10^{-2}$	$(\partial T / \partial n)_{85}$	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$(\partial T / \partial n)_{85}$	$-9,6 \cdot 10^{-4}$	$\bar{\gamma}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$
$(\partial T / \partial n)_{85}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$(\partial T / \partial n)_{85}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	ΔP_0	$-2,6 \cdot 10^{-1}$	ΔP_0	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$(\partial T / \partial n)_{85}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$
V_0	$-5,0 \cdot 10^{-2}$	ΔP_0	$8,4 \cdot 10^{-3}$	V_0	$1,8 \cdot 10^{-1}$	св. чл.	$-1,6 \cdot 10^{-4}$	ΔP_0	$-5,3 \cdot 10^{-1}$
V_{925}	$-3,6 \cdot 10^{-2}$	V_0	$-9,9 \cdot 10^{-3}$	св. чл.	$-2,5 \cdot 10^{-1}$			V_0	$4,9 \cdot 10^{-1}$
св. чл.	$-4,8 \cdot 10^{-2}$	св. чл.	$3,5 \cdot 10^{-1}$					св. чл.	$-8,4 \cdot 10^{-1}$

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент уравнения регрессии.

Дискриминантная функция для прогноза приземных инверсий с заблаговременностью 24 ч рассчитывается по уравнению: $F = 0,5 \cdot 10^{-2} \bar{\gamma} + 2,6 \cdot 10^{-3} (\partial T / \partial n)_{85} + 8,4 \cdot 10^{-3} \Delta P_0 - 9,9 \cdot 10^{-3} V_0 + 0,35$,

если $F > 0$, то прогнозируется наличие приземной инверсии на ближайшие 24 ч; если $F < 0$, то прогнозируется ее отсутствие.

Таблица Д.2 -Дискриминантные функции для прогноза приземных и приподнятых инверсий на ст. Кишинев.
Октябрь.

Приземные инверсии		Приподнятые инверсии							
Прогноз на 24 ч.		Прогноз на 12 ч.						Прогноз на 24 ч.	
		1 тип		2 тип		3 и 4 тип			
а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
ΔP_0	$-6,6 \cdot 10^{-4}$	ΔP_0	$-0,3 \cdot 10^{-1}$	V_0	$-2,2 \cdot 10^{-2}$	ΔP_0	$-1,7 \cdot 10^{-2}$	ΔP_0	$2,42 \cdot 10^{-3}$
$(\partial T / \partial n)_{85}$	$-1,8 \cdot 10^{-2}$	$\bar{\gamma}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$	$T_{\max}$	$-2,1 \cdot 10^{-2}$	$T_{\max}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$(\partial T / \partial n)_{85}$	$-1,13 \cdot 10^{-2}$
V_0	$1,8 \cdot 10^{-2}$	св.чл.	$-0,3 \cdot 10^{-2}$	$T_{\min}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$T_{03} - T_{21}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	V_0	$3,63 \cdot 10^{-3}$
св. чл.	$-2,4 \cdot 10^{-2}$			св. чл.	$-6,5 \cdot 10^{-2}$	$T_{\max} - T_{03}$	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$T_{03} - T_{21}$	$6,68 \cdot 10^{-2}$
						$T_{\min} - T_{21}$	$-1,0 \cdot 10^{-2}$	$T_{\min} - T_{03}$	$2,34 \cdot 10^{-2}$
						св. чл.	$-6,5 \cdot 10^{-1}$	$T_{\max} - T_{03}$	$-7,00 \cdot 10^{-2}$
								св. чл.	$-1,84 \cdot 10^{-1}$

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент уравнения регрессии.

Таблица Д.3 - Дискриминантные функции для прогноза инверсий на ст. Кишинев. Апрель. Июль.

Приземные инверсии		Приподнятые инверсии			
Прогноз на 24 ч.		Прогноз на 12 ч.		Прогноз на 24 ч.	
а	б	а	б	а	б
Апрель					
V_{925}	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$(\partial T / \partial n)_{85}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$	ΔP_0	$-1,1 \cdot 10^{-3}$
$T_{03} - T_{21}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$	V_0	$-3,3 \cdot 10^{-2}$	$(\partial T / \partial n)_{85}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$
$T_{\min} - T_{21}$	$-4,7 \cdot 10^{-2}$	$T_{\min}$	$-0,4 \cdot 10^{-2}$	V_0	$-5,0 \cdot 10^{-2}$
св. чл.	$-1,8 \cdot 10^{-1}$	$T_{\max} - T_{03}$	$-1,5 \cdot 10^{-4}$	V_{925}	$1,7 \cdot 10^{-2}$
		св. чл.	$-5,6 \cdot 10^{-4}$	св. чл.	$-8,0 \cdot 10^{-2}$
Июль					
$\bar{\gamma}$	$-4,4 \cdot 10^{-3}$	-	-	$\bar{\gamma}$	$-0,9 \cdot 10^{-2}$
$T_{03} - T_{21}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	-	-	$(\partial T / \partial n)_{85}$	$-1,5 \cdot 10^{-3}$
ΔP_0	$-1,7 \cdot 10^{-3}$	-	-	ΔP_0	$0,3 \cdot 10^{-2}$
св. чл.	$-8,0 \cdot 10^{-4}$	-	-	св. чл.	$-2,9 \cdot 10^{-3}$
				V_0	$3,2 \cdot 10^{-3}$

Примечание: а – предикторы, б – коэффициент уравнения регрессии.

Таблица Д.4 - Оправдываемость (%) прогноза приземных и приподнятых инверсий на ст. Кишинев на зависимом (1983 – 1988 гг.) и независимом материале (1991 г.) с заблаговременностью 24 ч.

Тип инверсий								
Приземные					Приподнятые			
Месяцы	Зависимый материал		Независимый материал		Зависимый материал		Независимый материал	
	я	б/я	я	б/я	я	б/я	я	б/я
Январь	74	72	75	47	82	77	68	61
Апрель	74	80	68	65	76	78	68	76
Июль	68	70	х	х	77	73	х	х
Октябрь	81	60	72	67	76	73	75	60

Примечание: 1. Прочерки означают, что в соответствующие сезоны приземные инверсии с заблаговременностью 12 ч этим методом не прогнозируются; х – проверка методов прогноза не проводилась из-за отсутствия данных зондирования за 1991 г.; я и б/я – оправдываемость прогноза наличия и отсутствия инверсии соответственно.

Таблица Д.5 - Оправдываемость (%) различных методов прогноза $\frac{\text{приземных}}{\text{приподнятых}}$ инверсий на зависимом материале

Автор	Прогноз на 12 ч.								Прогноз на 24 ч.							
	Сезон								Сезон							
	Зима		Весна		Лето		Осень		Зима		Весна		Лето		Осень	
	я	б/я	я	б/я	я	б/я	я	б/я	я	б/я	я	б/я	я	б/я	я	б/я
Пономаренко И.Н.	-	-	70\75	93	-	-	89\82	75	-	-	-	-	-	-	-	-
Галахова Т.А. Таран И.В.	70\92	-	-	-	-	-	-	-	82\77	-	-	-	-	-	-	-
Предлагаемый метод	71\80	68\67	-	-	-	-	- \73	- \66	74\82	72\77	74\76	80\78	68\77	70\73	81\76	60\73

Обозначение: я и б/я – оправдываемость прогноза наличия и отсутствия инверсии соответственно;

« - » - обозначает отсутствие оценок из-за ограничения применимости методов.