

Т.Е. Данова
Б.В. Перельгин

Районирование территории Украины для целей радиолокационного мониторинга

Монография



Одесса
ТЭС
2017

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ УКРАИНЫ
ОДЕССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Т.Е. Данова
Б.В. Перельгин

**Районирование территории Украины
для целей радиолокационного мониторинга**

Монография

Рекомендована к изданию решением Ученого Совета
Одесского государственного экологического университета
Министерства образования и науки Украины
(протокол № 7 от 4 июля 2016 года)

Одесса
ТЭС
2017

ББК 26.23
Д17
УДК 551.501.8: 551.582

Рецензенты:

Карташов В.М., д.техн.н., проф., Харьковский национальный университет радиозлектроники

Тимофеев В.Е., д.геогр.н., с.н.с., Украинский Гидрометеорологический институт

Д17 Данова, Татьяна Евгеньевна, Перелыгин, Борис Викторович

Районирование территории Украины для целей радиолокационного мониторинга. Монография. / Одесский государственный экологический университет. / Одесса: ТЭС, 2017.- 180 с.

В монографии отражены результаты исследования климатических особенностей регионов Украины с целью оптимизации построения и правильного выбора характеристик гидрометеорологической радиолокационной системы мониторинга. Проанализированы общие и частные требования к мониторингу атмосферы контактными и дистанционными методами и преимущества метода радиолокационного мониторинга. Формулируются цели и задачи радиолокационного мониторинга для Украины. Исследованы пространственно-временные характеристики распределения над территорией Украины метеорологических явлений и процессов, подлежащих радиолокационному мониторингу, и на основе этих исследований проведено районирование территории Украины относительно этих явлений и процессов. Разработаны и предложены рекомендации по оптимизации построения радиолокационной системы мониторинга.

Монография предназначена для сотрудников гидрометеорологической службы и для специалистов, занимающихся разработкой радиолокационных систем мониторинга окружающей среды. Кроме того, она может быть полезна аспирантам и магистрам как гидрометеорологического, так и радиотехнического профиля подготовки.

ISBN 978-617-7337-66-8

©Одесский государственный
экологический университет, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
Введение.....	5
1 Цели и задачи мониторинга окружающей среды.....	7
2 Общие требования к измерениям в атмосфере.....	10
3 Требования к контактными измерениям метеорологических параметров атмосферы.....	14
3.1 Требования к измерениям температурного профиля.....	14
3.2 Требования к измерениям влажности в атмосфере.....	14
3.3 Требования к измерениям характеристик аэрозоля.....	15
3.4 Требования к измерениям характеристик облаков.....	17
3.5 Требования к измерениям характеристик осадков.....	18
3.6 Требования к измерениям характеристик поля ветра.....	18
3.7 Требования к измерениям при мониторинге параметров климата.....	20
4 Требования к наземным дистанционным измерениям метеорологических параметров атмосферы.....	26
4.1 Классификация дистанционных методов измерений.....	26
4.2 Система метеорологических радиолокационных наблюдений.....	28
4.3 Специальные станции.....	30
5 Радиолокационный мониторинг атмосферных явлений.....	39
5.1 Преимущества радиолокационного мониторинга.....	39
5.2 Явления и процессы в атмосфере, подлежащие радиолокационному мониторингу.....	42
6 Пространственно-временные характеристики распределения над территорией Украины метеорологических явлений, подлежащих радиолокационному мониторингу.....	56
6.1 Осадки теплого и холодного периодов года.....	56
6.2 Грозы и град.....	78
6.2.1 Пространственное распределение грозоградных процессов в Северном Причерноморье.....	78
6.2.2 Динамика повторяемости гроз на территории Украины по результатам компонентного анализа.....	85
6.3 Ветер и связанные с ним явления.....	94
6.4 Туман.....	118
6.4.1 Пространственно-временное распределение повторяемости туманов на территории Украины.....	118

6.4.2	Изменчивость повторяемости туманов в Украине по данным компонентного анализа.....	126
6.4.3	Поля собственных векторов.....	131
6.4.4	Отфильтрованные значения полей числа дней с туманами.....	135
6.5	Вертикальное распределение метеорологических явлений, подлежащих радиолокационному мониторингу.....	139
6.5.1	Общие условия фазовых переходов воды в атмосфере...	139
6.5.2	Деление тропосферы на части с положительными и отрицательными температурами.....	142
6.5.3	Уровень естественной кристаллизации.....	142
6.5.4	Уровень интенсивной кристаллизации.....	143
6.5.5	Пространственное распределение высот температурных уровней.....	144
6.5.6	Динамика высот температурных уровней.....	144
7	Районирование территории Украины на основе качественных и количественных параметров метеорологических явлений подлежащих радиолокационному мониторингу.....	152
7.1	Районирование территории на основе пространственно-временных характеристик ветра и связанных с ним явлений.....	152
7.2	Районирование территории на основе пространственно-временных характеристик осадков.....	155
7.3	Районирование территории на основе пространственно-временных характеристик облачности и грозоградных процессов.....	157
7.4	Районирование территории для обеспечения полетов авиации на основе пространственно-временных характеристик туманов и расположения аэродромной сети....	165
	Выводы	170
	Рекомендации	172
	Библиографический список	174

ВВЕДЕНИЕ

Состояние атмосферы в значительной мере определяет эффективность функционирования различных отраслей производства – транспорта, сельского, лесного и водного хозяйства, а также различных городских структур. Изучение закономерностей процессов и количественного описания различных атмосферных явлений, основано на результатах экспериментальных измерений.

Современные климатические изменения придают задаче мониторинга основополагающее значение, который, как известно, включает в себя долговременные измерения многих параметров атмосферы и подстилающей поверхности, анализ изменений состояния системы атмосфера-поверхность, и прогноз этих изменений в будущем. Изменение климата Земли, с которыми связаны разрушения озонового слоя нашей планеты, изменения температуры, осадков, подъем уровня Мирового океана, увеличение ультрафиолетовой освещенности земной поверхности и т.д., является сегодня наиболее значимой проблемой [1–4]. Учитывая, что климатические изменения могут стать причиной нежелательных экологических, экономических и социальных последствий, международным сообществом был заключен ряд соглашений:

- Рамочное соглашение ООН по изменению климата Земли (UN Framework Convention on Climate Change – FCCC);
- Венская конвенция об охране озонового слоя;
- Монреальский протокол Венской Конвенции об охране озонового слоя;
- Соглашение об ограничении выбросов парниковых газов и т.д.;
- Киотский протокол.

В связи с этим, одним из важных направлений является формирование системы наблюдений за состоянием атмосферы. Для выполнения всех требований необходим вклад различных систем наблюдений – локальных, дистанционных (в том числе спутниковых). Оптимальная интеграция этих систем требует тщательного планирования на международном и национальных уровнях для получения максимального эффекта от существующей и планируемых к созданию наблюдательных систем [1, 5]. Таким планированием занимается Всемирная Метеорологическая организация, в которую входят 189 стран и территорий, а также другие международные и национальные ведомства.

Создание государственной метеорологической радиолокационной сети предусматривает полноценное исследование атмосферного пространства в рамках климатического и синоптического мониторинга, целью которого является оперативное гидрометеорологическое обеспечение [1–4, 6]. Постоянный радиолокационный мониторинг

тропосферы над территорией страны представляется, безусловно, желательным процессом, а своевременное предупреждение о стихийных явлениях погоды является необходимым и обязательным для устойчивого развития экономики страны.

Для построения метеорологической радиолокационной сети необходимо четко представлять пространственно-временное распределение стихийных явлений погоды на территории страны. Стихийные метеорологические явления часто наблюдаются в комплексе (ливневые осадки теплого периода года сопровождаются грозами и градом и штормовым ветром, метели – снегопадами, сильным ветром, обледенениями), что значительно увеличивает ущерб от этих явлений.

Учитывая, что построение любой сети (наземных метеорологических станций и постов, аэрологических станций) происходит по принципу административного деления, целесообразно районирование стихийных метеорологических явлений провести также с учетом административного деления страны.

В границах одной страны целесообразно, доступно и экономически выгодно вести разработку системы наземного дистанционного зондирования атмосферы. К измерениям характеристик атмосферы с помощью наземных дистанционных систем предъявляются специфические требования:

- необходимость измерения большого количества характеристик атмосферы;
- измерения должны охватывать значительный диапазон пространственных масштабов атмосферных процессов и явлений (от молекулярных процессов до синоптического масштаба);
- исследования и контроль состояния должны осуществляться на территории всей страны;
- необходимость постоянного долговременного контроля состояния системы атмосфера и осуществления прогнозов на различные сроки.

Таким образом, цели наземного дистанционного зондирования атмосферы можно сформулировать следующим образом:

- Контроль состояния атмосферы, включающий в себя ежедневный мониторинг, своевременное обнаружение опасных явлений;
- Осуществление прогнозов погоды различной долговременности;
- Исследования климата определенной территории и прогноз его возможных изменений;
- Научно-исследовательские задачи

1 ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ МОНИТОРИНГА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Закон Украины „Об охране окружающей природной среды” в Разделе 5 „Наблюдения, прогнозирование, учет и информирование в области окружающей природной среды” в ст. 22 „Мониторинг окружающей природной среды” определяет [7]:

с целью обеспечения сбора, обработки, хранения и анализа информации, о состоянии окружающей природной среды, прогнозирования его изменений и разработки научно обоснованных рекомендаций, для принятия эффективных управленческих решений на Украине создается система государственного мониторинга окружающей природной среды. Наблюдение за состоянием окружающей природной среды, уровнем его загрязнения осуществляется центральным органом исполнительной власти, который реализует государственную политику в сфере охраны окружающей природной среды, другими специально уполномоченными государственными органами, а также предприятиями, учреждениями и организациями, деятельность которых приводит или может привести к ухудшению состояния окружающей природной среды.

Таким образом, мониторинг – это информационная система наблюдения и контроля, то есть система мониторинга включает собственно технические средства измерения и наблюдения и сам процесс накопления данных, и оценку их динамики. При наблюдении – фиксируется качественное состояние природной среды и его изменение, при контроле – фиксируются количественные параметры среды и их изменение.

Государственная система наблюдений и контроля за состоянием естественной среды или государственная система мониторинга (ГСМ) является комплексной многоуровневой геоинформационной системой, предназначенной для проведения систематических наблюдений и контроля изменений состояния естественной среды под воздействием естественных и антропогенных факторов, а также для обеспечения органов государственного управления, хозяйственных организаций и населения информацией, о текущем и прогнозируемом состоянии естественной среды, которая получается как от собственной сети наблюдений, так и от других организаций, зарубежных стран и международных организаций [7, 8].

Целями системы мониторинга являются [9]:

- повышение уровня знаний об экологическом состоянии природной среды;
- повышение оперативности и качества информационного обслуживания пользователей на всех уровнях;
- повышение качества обоснования природоохранных

- мероприятий и эффективности их осуществления;
- содействие развитию международного сотрудничества в области охраны окружающей среды, рационального использования природных ресурсов и экологической безопасности.

Основными задачами субъектов системы мониторинга является:

- долгосрочные систематические наблюдения за состоянием окружающей среды;
- анализ экологического состояния окружающей среды и прогнозирования его изменений;
- информационно-аналитическая поддержка принятия решений в области охраны окружающей среды, рационального использования природных ресурсов и экологической безопасности;
- информационное обслуживание органов государственной власти, органов местного самоуправления, а также обеспечения экологической информацией населения страны и международных организаций.

Основными задачами ГСМ является:

- осуществление необходимых наблюдений и сбора данных о состоянии природной среды (в частности об экологической ситуации) в различных пространственных масштабах территории земного шара, включая глобальный;
- оперативная передача и обработка больших массивов информации в целях обеспечения подготовки прогнозов погоды, гидрометеорологических и геофизических условий, а также уровней загрязнения природной среды;
- обеспечение на оперативной основе отраслей хозяйства и населения природной ресурсной информацией;
- контроль загрязнения природной среды и источников ее загрязнения;
- контроль за соблюдением предельных норм выбросов загрязняющих веществ;
- контроль и прогноз солнечной активности, а также геофизических явлений в магнитосфере, ионосфере и верхней атмосфере;
- получение необходимой информации для оценки климата, его изменчивости, и влияния колебаний и изменений климата на отрасли хозяйства, экономику в целом и экологическую ситуацию;
- повышение заблаговременности предупреждения хозяйственных организаций и населения страны об опасных и стихийных гидрометеорологических явлениях, а также об экстремальных

- уровнях загрязнения окружающей природной среды;
- последующее расширение и повышение эффективности гидрометеорологического обеспечения хозяйственного комплекса путем внедрения новых и усовершенствования существующих методов наблюдений и прогноза погоды, гидрометеорологических и геофизических явлений;
- осуществление системы природоохранных мероприятий для улучшения экологической обстановки в стране, сокращения объема вредных выбросов в атмосферу, снижение концентрации вредных примесей; последующее развитие и повышение эффективности этих мероприятий;
- организация и проведение работ по активному воздействию на гидрометеорологические процессы.

2 ОБЩИЕ ТРЕБОВАНИЯ К ИЗМЕРЕНИЯМ В АТМОСФЕРЕ

Сегодня существует широкий набор методов и средств измерений различных параметров атмосферы и поверхности [1, 10]. Известно, что различные типы измерений подразделяют на прямые (direct), косвенные (indirect), локальные (in situ) и дистанционные (remote).

Прямых измерений в физике, и в физике атмосферы в частности, в настоящее время существует очень мало. Большинство методов измерений – косвенные. Эти методы используют законы и соотношения между различными физическими параметрами (например, зависимость сопротивления проводников от температуры) [1, 10].

Локальные (контактные) измерения осуществляются с помощью определенных чувствительных элементов (датчиков), помещенных в исследуемую точку (ограниченный объем) атмосферы. С помощью контактных методов осуществляется большое количество измерений различных параметров атмосферы и поверхности (например, измерения температуры и влажности с помощью регулярно запускаемых радиозондов).

Дистанционные методы измерений основаны на регистрации на определенном расстоянии от исследуемого объекта характеристик различных полей – электрических, магнитных, электромагнитных, гравитационных, акустических. Исследуемый объект трансформирует падающие на него поля или генерирует собственные поля, и это позволяет исследовать его состояние [1, 10]. Определим перечень важнейших параметров климата Земли, которые необходимо контролировать периодически и длительное время (табл. 2.1) [5].

Таблица 2.1 – Важнейшие климатические параметры

Среда	Важнейшие климатические параметры
Атмосфера	Температура, осадки, скорость и направление ветра, водяной пар
Свободная атмосфера	Температура, характеристики облаков, радиационный баланс (включая солнечное излучение), скорость и направление ветра, водяной пар
Состав атмосферы	CO ₂ , метан, озон, другие долгоживущие газы, характеристики аэрозолей

На основе длительной работы большого числа ученых и специалистов в различных областях атмосферной науки, в рамках специальных международных рабочих групп были сформулированы требования к измерениям в атмосфере для решения различных задач и для

различных разделов геофизической науки [1]. Таким образом, сформулированы требования к следующим характеристикам измерений:

- погрешности измерений (случайные и систематические);
- пространственное (горизонтальное и вертикальное) разрешение;
- периодичность (частота) измерений;
- высотный диапазон измерений;
- оперативность представления данных измерений для использования;
- надежность (reliability) данных измерений.

Надежность (reliability) данных измерений – воспроизводимость результатов измерения в аналогичных условиях, количественно выражаемая с помощью корреляции результатов начальных и повторных. При этом для большинства показателей в разработанных рекомендациях приведены требования и погрешности двух типов – оптимальные и предельные. Под оптимальными понимаются наиболее желательные точности измерений, под предельными погрешностями – погрешности, больше которых измерения не имеют практической ценности для решаемого круга задач. В ряде случаев [11, 12] формулируются требования трех уровней:

- „threshold” – минимальные (предельные) требования, которые следует выполнять, чтобы измерения были полезны;
- „goal” – идеальные требования, выполнение которых не требует дальнейшего улучшения систем наблюдения;
- „breakthrough” – промежуточный (оптимальный) уровень требований между „threshold” и „goal”, который при достижении дает значительное улучшение для конкретного применения. Этот уровень можно рассматривать как оптимальный с учетом компромисса между стоимостью и выгодой, когда планируется, или создается система наблюдений.

В настоящее время на сайте ВМО [13] можно найти разнообразные требования, сформулированные рабочими группами следующих международных комиссий и программ:

- Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО, World Meteorological Organization (WMO));
- Всемирная исследовательская климатическая программа (WCRP, World Climate Research Programme);
- Программа глобальной системы наблюдений климата (ГЧНК, Global Climate Observing System (GCOS));
- Международная программа геосферно-биосферных исследований (International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP));
- Международный совет по наукам (International Council for Science (ICSU));

- Программа окружающей среды ООН (United Nations Environment Programme (UNEP)).

Полный и детальный список требований к измерениям многочисленных параметров атмосферы и поверхности подготовила ВМО для следующих областей использования:

- атмосферная химия;
- численный прогноз погоды;
- „Nowcasting” (мезомасштабный сверхкраткосрочный прогноз погоды на период 2-3 часа);
- региональный численный прогноз погоды;
- исследования климата;
- синоптическая метеорология;
- авиационная метеорология;
- сельскохозяйственная метеорология;
- безопасность и предотвращение террористической деятельности.

Требования к измерениям (по пространственному разрешению, характеристикам точности и т.д.) отличаются в зависимости от области использования и сформулированы для различных областей атмосферы – нижняя тропосфера (1000-500 гПа), верхняя тропосфера (500-100 гПа), нижняя стратосфера (100-10 гПа), общее содержание в атмосферном столбе (иногда отдельно в тропосфере). Все параметры разбиты на несколько групп:

- температурное и влажностное зондирование атмосферы;
- ветровое зондирование;
- облака и осадки;
- атмосферная энергетика;
- озон и другие малые газовые составляющие;

Требования ВМО и других ведомств и программ сформулированы для следующих параметров различных областей атмосферы и поверхности:

- температура и влажность воздуха;
- показатель устойчивости атмосферы;
- тип облаков;
- бальность облачности;
- высота нижней и верхней границ облачности;
- температура верхней границы облаков;
- профиль жидкой воды в облаках и общее содержание жидкой воды;
- размеры облачных капель на верхней границе облаков;
- профиль облачных ледяных частиц и их общее содержание;
- характеристики осадков;

- изображения облачного покрова;
- профиль вертикальной и горизонтальной компонент ветра;
- профиль содержания аэрозоля и интегральный (суммарный) аэрозоль.

Рассмотрим требования для ряда параметров атмосферы, сформулированные ВМО для выполнения задач контроля состояния атмосферы, прогнозов погоды различной заблаговременности и пространственных масштабов, исследований климата определенной территории, а также использования данных в различных областях жизнедеятельности.

3 ТРЕБОВАНИЯ К КОНТАКТНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ

3.1 Требования к измерениям температурного профиля

Требования к определению вертикального профиля температуры (оптимальные/предельные) приведены в табл. 3.1. В различных столбцах таблицы приведены требования для горизонтального и вертикального разрешения, периодичность измерений, погрешности, оперативность представления и области использования данных [14, 15].

Отметим, что требования к определению температуры атмосферы заметно меняются в зависимости от области использования и рассматриваемой области атмосферы. Максимальное горизонтальное разрешение необходимо при использовании данных в „Nowcasting” и составляет 5/200 км. Максимальное вертикальное разрешение требуется в синоптической метеорологии в нижней и верхней тропосфере – 0,1/2 км и авиационной метеорологии в нижней тропосфере – 0,15/0,6 км. Высокое вертикальное разрешение необходимо также для „Nowcasting” в нижней тропосфере – 0,5/1,0 км. Во многих случаях достаточное вертикальное разрешение измерений температуры составляет 1/3 км. Необходимая периодичность измерений колеблется от 0,25/1 час („Nowcasting”, нижняя и верхняя тропосфера) до 3/12 часов в синоптической метеорологии. Оптимальные погрешности измерений составляют 0,5-2,0 К. причем для региональных они составляют 0,5 К по всей атмосфере. Предельные погрешности составляют 2-5 К в зависимости от области применения данных. Оперативность представления также сильно варьирует – максимальна для „Nowcasting” – 0,08/0,5 ч и минимальна для синоптической метеорологии – 1/3 часа. Отметим требования к определению температуры тропопаузы, они максимальны для „Nowcasting” и составляют по горизонтальному разрешению 10/200 км, по периодичности – 0,5/6 часов, по погрешности измерений – 0,5/2 К. Оперативность представления данных должна составлять 0,5/2 часа.

3.2 Требования к измерениям влажности в атмосфере

Требуемые погрешности измерений влажности в атмосфере составляют 5/20 %, за исключением требованиям к авиационной метеорологии для нижней тропосферы, где они составляют 5-10 %. Самое грубое горизонтальное разрешение измерений составляет 50/500 км для исследований в области атмосферной химии для всей толщи атмосферы. Наиболее высокое горизонтальное разрешение необходимо для данных, используемых для „Nowcasting” (5/200 км) для нижней и верхней

тропосферы и для авиационной метеорологии (50/100 км) для нижней тропосферы. Наиболее грубое вертикальное разрешение в 1/5 км достаточно для исследований в области атмосферной химии. С другой стороны, для использования данных о влажности атмосферы в тропосфере требуется высокое вертикальное разрешение: для синоптической метеорологии в верхней и нижней тропосфере – 0,1/2 км, для авиационной метеорологии в нижней тропосфере – 0,15/0,6 км. Требуемая периодичность измерений влажности меняется от 12/72 часов для атмосферной химии (за исключением слоя нижней тропосферы – 6/72 часов) до 0,25/1 час для использования в „Nowcasting” в нижней и верхней тропосфере. Оперативность предоставления данных измерений колеблется от 3/7 суток, для использования в атмосферной химии до 0,08/0,5 ч для „Nowcasting” (нижняя и верхняя тропосфера). Общее содержание водяного пара требуется определять с оптимальной и предельной погрешностями 1 кг/м² и 5 кг/м², соответственно, и с горизонтальным разрешением 5/50 км („Nowcasting”), 10/250 км (региональный прогноз). Требования к измерениям влажности атмосферы суммированы в табл. 3.2 [14, 15].

3.3 Требования к измерениям характеристик аэрозоля

В требованиях каталога ВМО не всегда уточнено, относительно каких характеристик аэрозоля они приведены. Более подробно этот вопрос рассматривается в требованиях, сформулированных, например, в каталоге ГСНК (GCOS) [11]. Измерения характеристик аэрозоля (как профиля, так и интегральных характеристик) необходимо осуществлять с погрешностями 10/20 %, за исключением случая использования данных в атмосферной химии в нижней тропосфере (5/20 %). В большинстве случаев при этом достаточное горизонтальное разрешение составляет 50/500 км, кроме случая использования данных по интегральным характеристикам для „Nowcasting” (5/50 км). Чаще всего достаточное вертикальное разрешение для измерений аэрозоля – 1/10 км. Высокая периодичность измерений требуется в „Nowcasting” для интегральных характеристик – 0,25/12 ч.

В других случаях достаточна периодичность 6/168 ч. Оперативность представления данных измерений колеблется от 0,25/2 часа („Nowcasting”, интегральные характеристик) до 12/168 часов для большинства потребителей [14, 15].

Таблица 3.1 – Требования (оптимальные/предельные) к измерениям вертикального профиля (распределения) температуры атмосферы [14, 15]

Целевое применение	Нижняя тропосфера				Верхняя тропосфера			Нижняя стратосфера	
	Nowcasting	Синоптическая метеорология	Региональный прогноз	Авиационная метеорология	Nowcasting	Синоптическая метеорология	Региональный прогноз	Синоптическая метеорология	Региональный прогноз
Горизонтальное разрешение, км	5/200	20/200	10/500	50/100	5/200	20/200	10/500	20/200	10/500
Вертикальное разрешение, км	0,5/1	0,1/2	0,3/3	0,15/0,6	1/3	0,1/2	1/3	0,1/2	1/3
Периодичность, ч	0,25/1	3/12	0,5/12	1/3	0,25/1	3/12	0,5/12	3/12	0,5/12
Погрешность, К	0,5/2	0,5/3	0,5/3	2/5	1/2	0,5/3	0,5/3	0,5/3	0,5/3
Оперативность, ч	0,08/0,5	1/3	0,5/2	1/2	0,08/0,5	1/3	0,5/2	1/3	0,5/2

Таблица 3.2 – Требования (оптимальные/предельные) к измерениям влажности в атмосфере [14, 15]

Целевое применение	Горизонтальное разрешение, км	Вертикальное разрешение, км	Периодичность, ч	Погрешность, К	Оперативность, ч	
Нижняя тропосфера	Nowcasting	5/200	0,5/1	0,25/1	5/20	0,08/0,5
	Региональный прогноз	10/100	0,4/2	0,5/12	5/20	0,5/2
	Синоптическая метеорология	20/200	0,1/2	3/12	5/20	1/3
	Авиационная метеорология	50/100	0,15/0,6	1/3	5/10	1/2
Верхняя тропосфера	Атмосферная химия	50/500	1/5	12/72	5/20	72/168
	Nowcasting	5/200	1/3	0,25/1	5/20	0,08/0,5
	Синоптическая метеорология	20/200	0,1/2	3/12	5/20	1/3
Нижняя стратосфера	Региональный прогноз	10/100	1/3	0,5/12	5/20	0,5/2
	Атмосферная химия	50/500	1/5	12/72	5/20	72/168

3.4 Требования к измерениям характеристик облаков

Подробные требования в каталогах ВМО приведены для измерений различных характеристик облаков. Они даны применительно к использованию данных в региональном прогнозе, „Nowcasting”, авиационной и синоптической метеорологии [14, 15].

Для примера в таблице 3.3 приведены требования к измерениям характеристик облаков при использовании данных в региональном прогнозе. Требования к горизонтальному разрешению различных характеристик облаков составляют, как правило, 10/250 км. Исключением являются требования к изображениям облаков – 1/50 км. Требования к вертикальному разрешению измерений в нижней тропосфере составляют 0,3/5 км, в верхней тропосфере – 1/10 км. Требуемая периодичность измерений почти одинакова для различных параметров и колеблется в

диапазоне (0,5/6 – 0,5/12) ч.

Требования к погрешностям измерений различных параметров облаков приведены в пятом столбце табл. 3.3. Например, высоту нижней границы облаков (основание) следует определять с погрешностями 0,5/1 км, покрытие облаков (бальность облачности) с погрешностями 5/20 %. Требуемая оперативность представления данных измерений колеблется в диапазоне (0,5/2 – 0,5/12) ч [14, 15].

3.5 Требования к измерениям характеристик осадков

В каталоге ВМО сформулированы требования к измерениям дневного количества и интенсивности жидких и твердых осадков (количество осадков в единицу времени) для использования этих данных в региональном прогнозе, «Nowcasting», синоптической и сельскохозяйственной метеорологии. Необходимое горизонтальное разрешение измерений (оптимальное/предельное) составляет 5/50 км для степени жидких и твердых осадков при использовании данных в „Nowcasting” [14, 15].

Требуемая периодичность измерений колеблется от 0,08/1 ч для степени жидких осадков („Nowcasting”) до 24/72 часа для суммарного индекса осадков (сельскохозяйственная метеорология). Рекомендуемые погрешности измерений для суммарного индекса осадков составляют 0,5/5,0 мм/день (региональный прогноз) и 2/10 мм/день для сельскохозяйственной метеорологии. Погрешности измерений степени жидких и твердых осадков должны находиться в пределах 0,1-1,0 мм/час.

3.6 Требования к измерениям характеристик поля ветра

Горизонтальная и вертикальная компоненты ветра должны измеряться до высоты 30 км. Для горизонтальных компонент скорости ветра необходимое горизонтальное разрешение измерений колеблется от 5/200 км до 50/500 км в зависимости от области использования.

Требования к вертикальному разрешению измерений горизонтальных компонент варьируют от 0,1-0,15/0,6-2,0 км (для авиационной и сельскохозяйственной метеорологии). Требуемая периодичность измерений может быть очень большой, например, 0,0833/0167 ч для авиационной метеорологии [14, 15].

Для синоптической метеорологии достаточны измерения через 3/12 часов. Погрешности измерений должны находиться в пределах 1-2/5-8 м/с для различных областей применения данных. Оперативность представления результатов измерений может быть также очень высокой – 0,08/0,5 часа для „Nowcasting”.

Таблица 3.3 – Требования к измерениям характеристик облаков [14, 15]

Требования	Горизонтальное разрешение, км	Вертикальное разрешение, км	Периодичность, ч	Погрешность	Оперативность, ч
Высота основания облаков	10/250		0,5/12	0,5/1 км	0,5/3
Покровие облаков	10/250		0,5/12	5/20 %	0,5/2
Размеры частиц на верхней границе облаков	10/250		0,5/12	0,5/2 мкм	0,5/2
Профиль ледяных частиц в верхней тропосфере	10/250	1/10	0,5/12	5/20 %	0,5/2
Профиль ледяных частиц в нижней стратосфере	10/250	0,3/5	0,5/12	5/20 %	0,5/2
Общее содержание ледяных частиц	10/250		0,5/12	10/20 г/м ²	0,5/2
Изображение облаков	1/50		0,5/6		0,5/2
Высота верхней границы	10/250		0,5/12	0,5/1 км	0,5/2
Профиль водяных частиц (<100 мкм) в верхней тропосфере	10/250	1/10	0,5/12	5/20 %	0,5/2
Профиль водяных частиц (<100 мкм) в нижней тропосфере	10/250	0,3/5	0,5/12	5/20 %	0,5/12
Общее содержание водяных частиц (<100 мкм)	10/250		0,5/12	10/50 кг/м ²	0,5/12
Профиль водяных частиц (>100 мкм) в верхней тропосфере	10/250	1/10	0,5/12	5/20 %	0,5/2
Профиль водяных частиц (>100 мкм) в нижней тропосфере	10/250	0,3/5	0,5/12	5/20 %	0,5/2
Общее содержание водяных частиц (>100 мкм)	10/250		0,5/12	10/50 кг/м ²	0,5/4

Требования к горизонтальному разрешению измерений вертикальной компоненты скорости ветра составляют 10-50/500 км. В этом случае максимальное горизонтальное разрешение требуется для „Nowcasting” нижней тропосфере – 5/200 км. Оптимальное вертикальное разрешение составляет 0,5 км, предельные находятся в диапазоне 2-10 км (2 км требуется для „Nowcasting”). Оптимальная периодичность меняется от 0,25 ч („Nowcasting”). Предельные периодичности находятся в диапазоне 1-12 часов. Требуемые погрешности измерений вертикальной компоненты скорости ветра – 1/5 см/с.

Требования к оперативности представления данных для пользователей аналогичны требованиям для горизонтальных компонент скорости ветра. Особые требования в каталоге ВМО сформулированы для измерений скорости ветра у поверхностей моря и суши. В этом случае требования сформулированы для скорости и направления ветра. Оптимальные погрешности этих величин должны находиться в пределах 0,5-2 м/с, предельные – 3-5 м/с в зависимости от области использования [14, 15].

3.7 Требования к измерениям при мониторинге параметров климата

Для эффективного мониторинга климата и его изменений система наблюдений должна обеспечивать:

- мониторинг параметров климата и климатообразующих факторов;
- обнаружение климатических изменений и их влияния на окружающую среду;
- получение граничных и начальных условий для построения климатических моделей;
- валидацию климатических моделей;
- проверку гипотез о причинах региональных изменений климата.

Для достижения существенного прогресса в климатических исследованиях чрезвычайно важно обосновать и реализовать глобальную систему наблюдений климата.

Для этого в 1992 году четырьмя международными организациями (WMO, International Oceanographic Commission (IOC), United Nations Environmental Programme (UNEP), International Council of Scientific Unions (ICSU)) была создана программа Глобальной Климатической Наблюдательной Системы (ГКНС, GCOS). Цели GCOS состоят в определении и конкретизации оперативной системы климатических наблюдений XXI века и важнейших неопределенностей климата и стимулировании разработки программ исследований с целью создания улучшенных оперативных программ [16].

При мониторинге глобальных изменений, происходящих на Земле, в

качестве объектов наблюдения за атмосферой выступают температура, влажность атмосферы, облачный покров, радиационный баланс Земли, озоновый слой, содержание аэрозоля и малых газовых компонент в атмосфере, характеристики динамики атмосферы, потоки заряженных частиц и электромагнитные поля в околоземном пространстве [11, 12]. Кроме того, требуется получение данных о параметрах подстилающей поверхности, включая границы природно-климатических зон, земные растительные покровы, температура и цветность Мирового океана, массы морских ледовых образований, форма геоида и т.д. Основные требования к информационному обеспечению работ в этом направлении – накопление длинных многолетних рядов данных, непрерывность измерений, совместимость информации, получаемой разными методами и приборами, и хранение информации в форматах и стандартах, принятых в международной практике. Важная роль для выполнения этих требований отводится спутниковым системам наблюдений [1, 16].

Изменения климата являются одним из важнейших проявлений глобальных изменений состояния нашей планеты. Климат нашей планеты в значительной степени определяется содержанием радиационно-активных составляющих атмосферы. Эти составляющие включают в себя парниковые газы, прежде всего водяной пар, CO₂, O₃, CH₄, N₂O, CFCS₃, облака и аэрозоли, определяющие термический режим атмосферы за счет поглощения солнечной и атмосферной радиации. Мониторинг этих параметров должен осуществляться на долговременной основе. Эти данные, в частности, используются для создания климатологических баз данных, валидации и совершенствования численных моделей атмосферы. Отметим, что оптимальные и предельные погрешности определения содержания ряда газов, как и других параметров атмосферы, а также другие требования могут отличаться в разных документах и по-прежнему уточняются. Так в отчете комитета ВМО по спутникам наблюдения Земли (CEOS – Committee on Earth Observation Satellites) [1, 13] предлагается кроме основных газов, таких как O₃, H₂O, N₂O, CH₄, CO, CO₂, HCl, HNO₃, BrO, ClO, NO₂, NO, эпизодически измерять газы, перечисленные в табл.3.4. При этом эти измерения не предполагается проводить с высокой частотой и высоким (рекомендуемым для других компонент) пространственным разрешением.

Как видно из приведенной таблицы, оптимальная относительная погрешность измерений общего содержания озона – 1%. Аналогичные таблицы для других газов показывают, что для них ряд требований является более „мягким”, однако, для многих газов общее содержание необходимо измерять с погрешностями 1-2%.

Таблица 3.4 – Дополнительные газы, рекомендуемые для измерений в отчете WMO/CEOS [1, 13]

Классификация	Малые газовые составляющие
Газы – источники	CFC-11, CFC-12, CFC-22, CH ₃ Cl, CH ₃ Br, H1201, H1311, CF ₄ , SF ₆
Газы – резервуары	HBr, ClONO ₂ , HOCl, OClO, H ₂ O ₂
Свободные радикалы	OH, HO ₂ , NO ₃

Для общего содержания углекислого газа оптимальные случайные погрешности не должны превышать 0,5 ppm, что составляет доли процента. Это обусловлено его относительно малыми пространственно-временными вариациями и необходимостью изучения кругооборота углерода в природе. Требуемое горизонтальное разрешение для измерений общего содержания озона и общего содержания озона в тропосфере составляют: оптимальное – 10 км, предельное – 100 км. Для содержания на различных высотах предельное горизонтальное разрешение 250 км для всех слоев, оптимальное – меньше 10 км для нижней тропосферы и 50 км для более высоких слоев атмосферы. Вертикальное разрешение – оптимальное – 0,5 км, предельное – 5 км для тропосферы, 3 км – для нижней стратосферы, 6 км – для верхней атмосферы. Оптимальный период измерений составляет 3 часа для всех слоев атмосферы, а для общих содержаний – 6 часов. Предельный период измерений меняется от 24 часов для общих содержаний до 7 дней в трех нижних слоях атмосферы. Атмосферные аэрозоли оказывают существенное влияние на климат Земли как прямым, так и косвенным образом. Суммарное влияние аэрозолей, по современным представлениям, приводит к охлаждению и может оказывать компенсирующее действие на потепление, вызываемое антропогенными парниковыми газами. Для объективной оценки влияния аэрозоля необходимы наблюдения над ним как в тропосфере, так и в стратосфере. Для изучения влияния аэрозолей на радиационные характеристики атмосферы, радиационный баланс планеты, различные физические и химические атмосферные процессы необходимо измерять следующие параметры аэрозолей:

- общая аэрозольная оптическая толщина;
- профиль аэрозольного ослабления (или, по крайней мере, соответствующие значения для тропосферы и стратосферы);
- функция распределения частиц по размерам;
- коэффициент преломления аэрозольных частиц;
- индикатриса рассеяния;
- альbedo однократного рассеяния;
- содержание SO₂, как аэрозолеобразующего соединения;

– парциальное давление водяного пара, Аэрозольная оптическая толщина – важнейший параметр, который существенно определяет радиационные эффекты аэрозолей, – должен измеряться с высокой точностью и хорошей периодичностью. Глобальные изменения аэрозольной толщи над океанами в 0,01 (видимая область) могут вызвать глобальное радиационное возмущение в 0,25 ватт/м² [1, 11]. Это означает, что относительная точность измерений аэрозольной оптической толщи должна быть лучше 10 %. Горизонтальные расстояния между измерениями могут быть порядка 100 км. Тем не менее, для изучения аэрозолей в облаках горизонтальное разрешение не должно превышать нескольких километров. Требования к измерениям характеристик аэрозоля, сформулированные в рамках программы GCOS даны в табл. 3.5.

Таблица 3.5 – Требования GCOS к измерениям характеристик аэрозоля в инфракрасной (ИК) и видимой области (ВИД) спектра [1, 11]

Требования	Горизонтальное разрешение (км)	Вертикальное разрешение (км)	Периодичность (день)	Погрешность	Оперативность (день)
Оптическая толщина (ИК+ВИД)	1/10		1	0,01/0,02	7/60
Коэффициент ослабления (ВИД)	10/100	0,5/1	7	0,01/0,02 км ⁻¹	7/60
Оптическая толщина поглощения (ВИД)	1/10		1	0,004/0,02	7/60

Эти измерения необходимо осуществлять в четырех слоях атмосферы – от нижней тропосферы до верхней атмосферы, включительно. Отметим, что в этом же каталоге приведены требования к измерениям профилей содержания водяного пара, метана и углекислого газа для четырех стандартных высотных слоев атмосферы, а также для общего и тропосферного содержания этих газов. Для водяного пара горизонтальное разрешение должно для различных слоев атмосферы составлять от 5/25 км (нижняя тропосфера) до 50/200 км (верхняя атмосфера), вертикальное разрешение – от 0,1/1 км (нижняя тропосфера) до 2/5 км (верхняя атмосфера). Периодичность измерений должна быть 1 час для верхней и нижней тропосферы и для общего содержания и 1 день для остальных

характеристик. Наибольшая точность измерений требуется для общих содержаний – 1/3 %, Для верхней атмосферы достаточно погрешности в 5/20 %. Характеристики содержания углекислого газа необходимо измерять с погрешностями ½ % с учетом их относительно малой пространственной и временной изменчивости.

Информация об облаках чрезвычайно важна для исследований радиационного баланса. Облака очень изменчивы во времени и пространстве, поэтому для изучения облаков размеры пикселя в идеале должны быть порядка 1×1 км², а сами наблюдения должны проводиться, по крайней мере, один раз в сутки. Фазовое состояние облаков и размеры частиц можно определить из спектральных и поляризационных измерений уходящего излучения. Для получения полезной информации размеры пикселя должны быть не больше 50×50 км². Для исследовательских целей информация о характеристиках облаков может поступать за период недели. В области атмосферной динамики необходимо изучение особенностей стратосферно-тропосферного обмена, динамики тропопаузы и структуры полярных вихрей, что может быть сделано на основе данных о пространственных распределениях содержания озона, водяного пара и соединений азота. Стратосферно-тропосферный обмен происходит в широком диапазоне пространственных масштабов. Этот диапазон включает крупномасштабные подъемы и опускания воздуха, синоптические масштабы переноса волн и турбулентности. Определенные механизмы переноса можно изучать с помощью измерений пространственных распределений содержаний озона и водяного пара, которые имеют значительные градиенты вблизи тропопаузы, и их время жизни достаточно большое, чтобы использовать их как трассеры. В общем содержании озона отражается часть динамических процессов тропосферной динамики, а изменения в профилях содержания озона содержат информацию о вертикальной структуре ветра.

Измерения необходимо осуществлять с довольно высокими горизонтальными и вертикальными разрешениями, т.к. эти процессы переноса осуществляются на уровне достаточно малых пространственных масштабов [1, 11]. Диапазон горизонтальных масштабов составляет от десятков километров в конвективных процессах до сотен километров в циклонах. Вертикальные масштабы составляют от нескольких километров до сотен метров. Приведенные выше данные о различных требованиях к измерениям параметров атмосферы и поверхности можно использовать в дальнейшем для оценки качества и полезности информации, получаемой с помощью различных дистанционных методов измерений. Полный перечень разнообразных требований ВМО к измерениям различных параметров атмосферы и поверхности со спутников приведен на сайте [1, 11].

Другие системы наблюдательных станций и платформ осуществляют

наблюдения различных характеристик поля излучения (актинометрические станции), грозových разрядов, характеристик облаков, интенсивности осадков и их химического состава, характеристик поля ветра (ветровые зондировщики и доплеровские радары), характеристик газового и аэрозольного состава атмосферы, радиоактивности и т.д.

Упомянем в связи с этим сеть станций GAW (Global Atmospheric Watch), осуществляющих в основном локальные измерения многочисленных характеристик газового и аэрозольного состава приземной атмосферы, осадков и солнечной радиации.

4 ТРЕБОВАНИЯ К НАЗЕМНЫМ ДИСТАНЦИОННЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ

4.1 Классификация дистанционных методов измерений

Будем рассматривать далее дистанционные методы измерений, основанные на использовании электромагнитного излучения. Эти методы измерений параметров окружающей среды принято классифицировать по различным признакам [1, 17]:

- по используемому излучению (природе излучения, источнику излучения);
- по основным процессам взаимодействия излучения с исследуемой средой;
- по условиям освещения (времени суток);
- по области спектра электромагнитного излучения;
- по определяемому параметру;
- по геометрии или схеме измерений;
- по используемому носителю.

Принято, дистанционные методы измерений по природе используемого излучения, подразделять на пассивные и активные. К пассивным методам, использующим измерения характеристик естественных полей излучения, относятся методы:

- ослабления и поглощения (методы прозрачности), прежде всего, солнечного излучения, но и излучения Луны и звезд;
- собственного излучения (равновесного и неравновесного) атмосферы и поверхности;
- рассеянного излучения (солнечного и отраженного от Луны);
- отраженного излучения;
- рефракции.

Часто третий и четвертый пассивные методы объединяют в один – метод рассеянного и отраженного излучения (например, солнечного излучения).

Активными методами зондирования, использующими искусственные источники электромагнитного излучения, являются:

- лазерное зондирование;
- радиолокационное зондирование;
- метод рефракции;
- метод ослабления и поглощения.

Классификация дистанционных методов измерений по основным процессам взаимодействия электромагнитного излучения с исследуемой

средой близка приведенной выше. В этой классификации выделяются методы:

- рассеяния (различных типов – молекулярного (релеевского), аэрозольного, комбинационного и т.д.);
- ослабления (поглощения);
- собственного излучения;
- рефракции и т.д.

В этой классификации методы поглощения, рассеяния и рефракции могут использоваться и в пассивных и активных методах измерений. По условиям освещения (времени суток) дистанционные методы можно подразделить на:

- дневные (над освещенной стороной планеты);
- ночные;
- методы, используемые в области терминатора (область перехода от дневной к ночной стороне планеты).

Последние методы, особенно при наземной схеме измерений, часто называют методами сумеречного зондирования. Первый и третий методы связаны с использованием солнечного излучения как источника информации о состоянии среды и применимы для дневной стороны планеты и области терминатора, второй метод – собственного излучения (свечения) атмосферы можно использовать в любое время суток, по крайней мере, для инфракрасного и микроволнового диапазонов (влияние „мешающего“ солнечного излучения в этих областях спектра очень мало). В ночное время дистанционные методы, кроме того, могут быть основаны на измерениях излучения звезд и отраженного от Луны солнечного излучения, а также различных свечений атмосферы. Использование излучения звезд, в принципе, возможно и в дневное время, но при этом необходимо исключать компоненту солнечного излучения с высокой точностью. Активные методы зондирования можно, в принципе, также использовать в любое время суток. Однако, наличие днем отраженного и рассеянного солнечного излучения значительного уровня в определенной степени затрудняет использование, например, лазерных методов в видимой и ближней инфракрасной области спектра. Существует классификация дистанционных методов, основанная на используемой области спектра, т.е. методы, использующие:

- ультрафиолетовую (УФ),
- видимую (ВИД),
- ближнюю инфракрасную (БИК),
- инфракрасную (ИК),
- микроволновую (МКВ),
- сантиметровую (СМ) области спектра.

Дистанционные методы измерений параметров атмосферы и

подстилающей поверхности можно классифицировать по определяемому параметру. По этой классификации выделяются дистанционные методы для определения:

- температуры, плотности и давления атмосферы;
- характеристик облаков – бальности, высоты верхней и нижней границ (вертикальной структуры), температуры верхней границы, водности, фазового состава, микрофизики облаков;
- интенсивности осадков;
- содержания поглощающих газов – водяного пара, озона и других малых газовых составляющих (МГС);
- поля ветра;
- характеристик аэрозолей (оптических и микрофизических).

4.2 Система метеорологических радиолокационных наблюдений

В условиях современных климатических изменений большое значение для своевременного обнаружения, идентификации опасных погодных условий и принятия мер защиты от них (в том числе и методами активного воздействия) имеют системы раннего предупреждения – средства дистанционного зондирования облачной атмосферы и связанных с ней опасных явлений.

В целях своевременного и полноценного мониторинга окружающей среды необходимо перейти на качественно более высокий уровень, который предполагает построение сети оперативных метеорологических радиолокационных систем. Установка оперативных систем метеорологических радиолокаторов и автоматических грозопеленгаторов-дальномеров, работа которых в сопоставлении с данными сети пунктов наземных метеорологических наблюдений позволит существенно повысить качество сверхкраткосрочного („Nowcasting“) прогноза опасных природных явлений.

Таким образом, задача состоит в создании единой сети наземных метеорологических (доплеровских) радиолокаторов, охватывающей всю территорию Украины. Создание национальной системы штормового предупреждения об опасных и неблагоприятных условиях погоды, функционирующей на базе объединенной сети метеорологических радиолокаторов и грозорегистраторов, и использование данных радиолокационных наблюдений в сопоставлении с данными приземных метеорологических наблюдений позволит существенно повысить точность и своевременность краткосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов, гидрологических прогнозов, штормовых предупреждений, консультационную информированность об опасных метеорологических явлениях командного, летного составов, органов управления воздушным движением в целях повышения безопасности и эффективности полетов, а

также обеспечить безопасность функционирования погодозависимых отраслей экономики (городского коммунального хозяйства, транспорта и др.).

Вопрос о том, какими будут наземные метеорологические радиолокаторы, т.е. в каком диапазоне будут работать радары, составляющие сеть, будет решаться только после адекватной и обоснованной оценки необходимости установки станции с определенными параметрами, для каждого конкретного района.

Обоснованный подход к построению сети наземных метеорологических радиолокаторов позволит вплотную подойти к разработке международного соглашения (регламента) по обмену метеорологической радиолокационной информацией между национальными гидрометеорологическими службами с целью создания общего радиолокационного поля. Кроме того, возникает необходимость создание современной системы оперативной обработки гидрометеорологической информации, полученной в результате дистанционного зондирования окружающей среды, сочетающая в себе централизацию расчетов, требующих значительных вычислительных ресурсов, с децентрализованной системой интерпретации и визуализации. Основу системы оперативной обработки гидрометеорологической информации должны составить центры обработки такой информации, обеспечивающие решение следующих задач:

- повышение горизонтального пространственного разрешения оперативной глобальной модели атмосферы до 50 и менее километров;
- развитие физического содержания глобальной модели атмосферы (совершенствование описания процессов конвекции, образования и трансформации облачности и осадков, радиационных процессов и др.);
- реализация методов выпуска гидрометеорологических прогнозов в вероятностной форме;
- развитие технологий полномасштабной тематической обработки данных с дистанционных платформ наблюдений;
- создание системы резервирования продукции центров обработки информации, с целью сокращения зависимости от продукции зарубежных центров обработки информации.

Необходимо также уделить внимание совершенствованию технологии управления данными в центральной архивной системе для обеспечения автоматизированного процесса приема, регистрации и каталогизации, архивации, подготовки производных массивов (баз) данных, а также получению и распространению информационной продукции. Одним из этапов обеспечения высокой надежности и безопасности бессрочного хранения листового материала фонда как

научно-исторического национального достояния, в том числе за счет дублирования и территориальной рассредоточенности мест и средств хранения.

4.3 Специальные станции

Общие задачи и цели специальных станций.

Рассмотрим более подробно различные категории специальных станций, а также требования, предъявляемые к выбору месторасположения станции, программе наблюдений, принципам функционирования, правилам передачи полученных данных, категории и количеству персонала и, главное, стандартам качества. Для измерения или регистрации метеорологических переменных, представляющих особый интерес, используются разнообразные специальные станции. Эти станции предоставляют специализированную информацию, которая является важной для общих целей Всемирной службы погоды, хотя их основная цель направлена на удовлетворение национальных потребностей, касающихся метеорологических явлений местного масштаба и мезомасштаба. Некоторые категории специальных станций (радиолокационные станции, самолетная съемка) могут эффективно с экономической точки зрения охватывать большие районы. При этом может создаваться некоторый избыток данных, который неизбежен, если необходима проверка регулярно имеющихся в распоряжении данных или обеспечение гарантии на случай внезапного выхода из строя какой-либо одной системы [14].

Метеорологические радиолокационные станции.

Метеорологические радиолокационные станции во многих случаях расположены вместе со станциями приземных или аэрологических наблюдений опорной синоптической сети. Такие станции следует создавать и оборудовать для проведения радиолокационных наблюдений с целью получения информации по районам осадков и связанным с ними явлениям и информации по вертикальной структуре облачных систем.

Информация, полученная с радиолокационных станций, используется для оперативных целей в синоптической метеорологии – прогнозирование и выпуск предупреждений об опасных погодных явлениях, таких как тропические циклоны, подготовка численных анализов и рекомендаций, авиационная метеорология и гидрология, а также для научно-исследовательских целей.

Техническая записка Всемирной Метеорологической организации (ВМО) № 181 Использование радиолокаторов в метеорологии (ВМО-№ 625) [12] содержит полезный материал по типам имеющихся радиолокаторов, их возможному применению, методам работы и по практическим аспектам размещения и технического обслуживания.

Дополнительная информация содержится в Руководстве по метеорологическим приборам и методам наблюдений (ВМО-№ 8), часть II, глава 9 [15].

Выбор местоположения.

Ниже приводятся несколько принципов, которые следует учитывать при выборе площадки для радиолокационной станции:

- участок должен быть свободен от естественных или искусственных препятствий, которые могли бы создать помехи радиолокационному лучу. Следует изучить локальные планы застройки для определения будущих потенциальных помех. Фиксированных мишеней по возможности должно быть меньше или, по крайней мере, они не должны превышать уровень радиолокационной антенны более чем на $0,5^\circ$;
- многие национальные правила требуют проведения обследования, чтобы не допустить влияния микроволнового излучения на население в районе станции;
- разрешение на работу радиолокатора на планируемой площадке должно быть получено от соответствующих организаций по радиотелевизи, чтобы избежать любых помех со стороны других установок.

Программа наблюдений.

Радиолокационные наблюдения признаны наиболее полезными для:

- обнаружения явлений суровой погоды, их отслеживания и предупреждения о них;
- мониторинга синоптических и мезомасштабных метеорологических систем;
- оценки количества осадков;
- обнаружения сдвига ветра.

Организационные аспекты.

Радиолокационное метеорологическое наблюдение представляет собой ручную или автоматическую „оценку” радиолокационных отраженных сигналов, полученных от метеорологических мишеней, закодированную в виде сообщения, которое передается в различные метеорологические центры или другим пользователям через регулярные промежутки времени.

В пределах оперативной сети метеорологических радиолокаторов расстояние между двумя станциями должно быть функцией эффективной дальности радиолокатора. В том случае, если сеть радиолокаторов предназначена главным образом для синоптических применений, радиолокаторы в средних широтах следует размещать на расстоянии приблизительно 150-200 км друг от друга. Это расстояние может быть увеличено в более близких к экватору широтах, если представляющие интерес отраженные радиолокационные сигналы часто достигают больших

высот.

Радиолокаторы с узким пучком обеспечивают наибольшую точность для измерений осадков. Радиолокационные сети имеют регулярный график наблюдений. Однако на любой радиолокационной станции время наблюдений может быть продлено или могут проводиться непрерывные наблюдения в зависимости от текущей погодной ситуации. Перечень средств для представления результатов измерений и выпускаемой продукции изложен в [15].

Необходима, по крайней мере, одна главная метеорологическая радиолокационная станция или национальный метеорологический радиолокационный центр, который будет нести ответственность за получение данных радиолокационных наблюдений с местных станций, и обобщать эти данные в виде крупномасштабных изображений отраженных сигналов для всей сети. Национальный метеорологический радиолокационный центр также должен нести ответственность за регулярную инспекцию и контроль качества данных, поступающих с сети.

Функционирование.

По территории своей страны следует вести обновляемый справочник метеорологических радиолокационных станций, в котором приводится следующая информация по каждой станции:

- название, географические координаты и высота над уровнем моря;
- тип радиолокатора и некоторые характеристики используемого оборудования, такие как длина волны или максимальная мощность передачи;
- обычный график наблюдений.

Минимальная радиолокационная сеть должна состоять, по меньшей мере, из двух радиолокаторов, которые вместе охватывают большую часть района наблюдений. По мере необходимости отдельный радиолокатор может функционировать вместе с другими радиолокаторами, расположенными в соседних странах, что составляет сеть. Оценки приземных осадков при помощи типовых радиолокационных систем готовятся для районов, как правило, площадью 2 км² с последовательностью в 5...10 минут.

Персонал.

Категория и количество персонала, необходимые для обслуживания метеорологического радиолокатора, зависят от типа используемого оборудования, уровня автоматизации и количества требуемых наблюдений. Персонал по ремонту и техническому обслуживанию, отвечающий за метеорологическую радиолокационную станцию или за всю сеть, должен иметь специализированную подготовку в области техобслуживания и эксплуатации используемого оборудования и иметь основные знания в области электроники и радиолокационной техники.

Необходимо иметь старшего специалиста для периодической проверки калибровки приборов и методов интерпретации, используемых при ручных или полуавтоматических наблюдениях.

Стандарты качества.

Соотношение между приземными дождевыми осадками и силой отраженного радиолокационного сигнала не является, к сожалению, постоянным и географически универсальным. Имеются также значительные отраженные сигналы от наземных препятствий и аномальные распространения, которые не обусловлены дождевыми осадками. Трудности корректировки расчетов приземных дождевых осадков объективным методом в оперативные сроки является одним из факторов, который следует принимать во внимание при проектировании взаимодействующих систем индикации и интерпретации радиолокационных изображений [15].

Помимо контроля качества радиолокационных наблюдений объединенная цифровая спутниковая и радиолокационная интерактивная система может дать возможность операторам использовать данные геостационарного спутника для расширения анализа приземных дождевых осадков за пределами района, охватываемого радиолокатором. Это требует субъективного мнения, а также использования алгоритмов, которые позволят установить взаимосвязь между приземными дождевыми осадками и яркостью фона облаков, и температурой.

В качестве альтернативного варианта при анализе данных об осадках и оценке осадков по отраженным сигналам радиолокатора может также проводиться калибровка отраженных сигналов радиолокатора в масштабе реального времени по данным об осадках, полученных при помощи дождемеров.

Станции по наблюдению за радиацией.

По измерению радиации в каждой климатической зоне территории своей страны рекомендуется создать, по крайней мере, одну главную станцию или поддерживать сеть станций достаточной плотности, позволяющей изучать радиационную климатологию [18]. Терминология по радиационным характеристикам и измерительным приборам, а также классификации и калибровке пиранометров содержится в [15].

Выбор местоположения.

Необходимо предпринять все усилия, чтобы станции по наблюдению за радиацией располагались таким образом, чтобы иметь соответствующую экспозицию приборов, позволяющую проводить репрезентативные наблюдения. Участок, на котором расположена станция, должен иметь свободный, без препятствий горизонт. Желательно, чтобы экспозиция и окружающая станцию местность не изменялись со временем настолько, чтобы это повлияло на однородность рядов наблюдений.

Выбор приборов.

Подробная информация, касающаяся приборов и измерений радиации, содержится в Руководстве по метеорологическим приборам и методам наблюдений (ВМО-№ 8), часть I, главы 7 и 8 [15].

Программа наблюдений.

Различные программы наблюдений на главных и обычных станциях по наблюдению за радиацией изложены в Наставлении по Глобальной системе наблюдений (ВМО-№ 544) том I, часть III, положения 2.12.3.5 и 2.12.3.6 [18]. Для глобальной сети измерений радиации важно, чтобы данные были однородными по отношению не только к калибровке, но также и к срокам наблюдений.

Организационные аспекты.

При планировании сети станций по наблюдению за радиацией необходимо рассмотреть специальные потребности всех потенциальных пользователей. Поэтому необходимы ответы на следующие вопросы:

а) Сколько станций необходимо для удовлетворения потребностей в отношении пространственного разрешения различных видов метеорологических радиационных параметров?

б) Какая программа наблюдений по каждому радиационному параметру должна быть разработана для оперативных и неоперативных целей?

Главную станцию наблюдений за радиацией следует располагать вблизи или совместно с национальным радиационным центром, который несет ответственность за калибровку и проверку всех радиометрических приборов, используемых на национальной сети станций.

Детальные спецификации по национальному радиационному центру приведены в главе 7, приложение 7.C, часть I Руководства по метеорологическим приборам и методам наблюдений (ВМО-№ 8) [14].

Функционирование.

Исчерпывающее выполнение задач, поставленных перед национальным радиационным центром, является обязательным условием адекватно оборудованной и регулярно работающей национальной радиационной сети. Измерения радиации, как указано в главе 7, часть I Руководства по метеорологическим приборам и методам наблюдений (ВМО-№ 8) [15], могут быть организованы в рамках метеорологических станций. Каждой стране следует вести обновляемый список радиационных станций по ее территории, в котором содержится необходимая информация по каждой станции, в том числе информация, предусмотренная положением 2.12.3.3, часть III, том I Наставления по Глобальной системе наблюдений (ВМО-№ 544) [18]. Национальный радиационный центр несет ответственность за подготовку и обновление всей необходимой технической информации по работе и обслуживанию национальной сети станций по наблюдению за радиацией. Результаты всех

измерений радиации, проведенных на станции по наблюдению за радиацией, следует собирать и/или передавать в назначенный центр в соответствии с договоренностями, которые гарантируют своевременное использование данных для оперативных, а также для научно-исследовательских целей. Сбор данных производится через каналы телесвязи или по почте.

Связь.

Некоторые данные регулярных измерений радиации, такие как рассеянная солнечная радиация, а также продолжительность солнечного сияния, кодируются, а затем передаются своевременно в национальный метеорологический центр для дальнейшей обработки этих данных. В то время, как данные о продолжительности солнечного сияния кодируются в десятых долях часа и включаются один раз в день в раздел 3 кодовой формы FM 12-XIV SYNOP (см. Наставление по кодам (ВМО-№ 306), том I.1, часть A) [19], для регионального обмена метеорологическими данными, данные по суммарной радиации и рассеянной радиации могут кодироваться и распространяться в национальном масштабе вместе с другими данными синоптических наблюдений, используя те же процедуры сбора и каналы телесвязи.

Персонал.

Персонал национального радиационного центра должен обеспечить непрерывную работу и должен иметь, по меньшей мере, одного квалифицированного ученого, имеющего опыт в области радиации. Этот персонал также несет ответственность за предоставление инструкций персоналу любой другой станции в сети и за обеспечение тесной связи с другими станциями. Наблюдатели на радиационных станциях должны иметь соответствующую подготовку, чтобы обеспечить сбор точных и надежных данных по радиации. В некоторых случаях может потребоваться специальная подготовка, если наблюдатели должны использовать сложные приборы и оборудование.

Стандарты качества.

Все данные по радиации, предназначенные для постоянного хранения или неоперативного исследования, должны подвергаться контролю качества либо вручную, либо автоматически. Ошибки или неточности следует устранять как можно быстрее.

Станции обнаружения атмосфериков.

Атмосферики, или сферики, можно определить, как электромагнитные волны, возникающие в результате электрических разрядов, например, в результате грозных разрядов в атмосфере. Основная цель такой специальной станции заключается в том, чтобы установить наличие атмосфериков на основе наблюдений и определить их интенсивность. Технический прогресс позволяет обнаруживать отдаленные грозы с помощью автоматизированных систем обнаружения

атмосфериков.

Некоторые характеристики атмосфериков, определенные с помощью специальных методов, могут полезно использоваться вместе с другими наблюдениями, особенно для мезометеорологических целей, для анализа сильных штормов, чтобы определить их характеристики, дать прогноз их интенсивности и улучшить заблаговременное оповещение населения. В частности, сети обнаружения молний оказались полезными и дополнили радиолокационное обнаружение штормов, особенно в горных районах, где могут иметься помехи при работе радиолокатора. Более подробная информация по обнаружению местонахождения источников атмосфериков изложена в главе 7, часть II Руководства по метеорологическим приборам и методам наблюдений (ВМО-№ 8) [15].

Выбор местоположения.

Исходя из экономической целесообразности, системы обнаружения молний обычно устанавливаются либо в месте расположения обслуживаемых персоналом или автоматических синоптических станций, либо в месте расположения радиолокационных метеорологических станций. Если датчик регистрации молний или грозы должен быть использован для автоматического обнаружения и сообщения о наличии (или отсутствии), направлении, дальности, интенсивности и движении таких явлений в пределах оперативной сети станций обнаружения атмосфериков, то расстояние между двумя станциями не должно превышать 150...250 км. Площадь, охватываемая системой, состоящей, по крайней мере, из трех станций обнаружения атмосфериков, может быть расширена на несколько десятков километров для локальной системы оповещения и до 200...400 км для региональной системы оповещения. До внесения значительных инвестиций в установку необходимо изучить весь комплекс технических средств, имеющихся на станции, особенно наличие электричества, телесвязи и персонала. Следует руководствоваться теми же соображениями, что и при выборе местоположения для автоматических метеорологических станций.

Основное оборудование.

Тип предполагаемого к использованию оборудования зависит от цели, для которой планируются наблюдения, а также технологии или метода, которые должны применяться.

Программа наблюдений.

Для полномасштабного использования данных о координатах вспышек молнии необходимы их сбор, передача и обработка в реальном масштабе времени. Следует учитывать в программе наблюдений потребности различных пользователей и осуществлять ее совместно с другими системами наблюдений. Программа наблюдений зависит от следующих факторов:

1. типа оборудования, используемого на станции наблюдений,

например:

- радиопеленгаторы (оптимальное расстояние между станциями должно быть 500...1000 км);
 - приемники с функцией измерения времени поступления сигнала (для эффективного обслуживания необходимо иметь пять станций);
 - детекторы локальных молний (эффективные счетчики молний полезны только в радиусе 20...50 км);
2. типа используемой измерительной системы:
- системы с ручным управлением (например, только для периодов дискретных измерений по высотам; непрерывное наблюдение нецелесообразно);
 - полуавтоматические системы (необходимы компьютеры);
 - автоматические системы (процесс дискретных измерений и время, предусмотренное для передачи и обработки данных).

Организационные аспекты.

В рамках оперативной сети станций обнаружения атмосфериков необходима контрольная станция. Автоматические системы являются предпочтительными там, где имеются условия для полной автоматизации сети.

Функционирование.

Системы определения координат молний используются не только для оперативных целей, часто параллельно с метеорологическими радиолокационными наблюдениями, но также для неоперативной деятельности или научных исследований. Как правило, необходимо наносить на карты вручную или автоматически явления, отмеченные в течение одного дня или одного месяца, в зависимости от потребностей. Явления следует регистрировать только в их совокупности, например, для принятия решений по планированию линий электропередачи.

Связь.

Соответствующая информация содержится в Руководстве по метеорологическим приборам и методам наблюдений (ВМО-№ 8), часть II, глава 7 [15].

Персонал.

Для работы сети станций обнаружения атмосфериков необходим, по крайней мере, один наблюдатель на каждой станции. Он должен иметь достаточную квалификацию, чтобы выполнять эту работу эффективно, включая калибровку и проверку оборудования, а также снятие показаний с различных измерительных приборов. В некоторых странах информацию о молниях можно купить в компаниях, которые имеют свои собственные сети. При автоматизированной системе проверка работы датчика по обнаружению молний может выполняться обычным наблюдателем, имеющим специальную подготовку. В современном оборудовании

встроенный микропроцессор контролирует сбор данных, производит расчеты движения и интенсивности грозы, а также форматирует обработанные данные по грозе для передачи на автоматическую метеорологическую станцию и/или в соответствующую метеорологическую службу. В данном случае необходимо иметь специалиста по электронике для регулярного технического обслуживания и ремонта.

Стандарты качества.

Соответствующая информация содержится в Руководстве по метеорологическим приборам и методам наблюдений (ВМО-№ 8), часть II, глава 7 [15].

5 РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ АТМОСФЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ

5.1 Преимущества радиолокационного мониторинга

За последние десятилетия дистанционные методы мониторинга атмосферы заняли ведущие позиции в системах наблюдений. Они в значительной мере удовлетворяют практические запросы гидрометеорологов по дистанционному и непрерывному получению информации о состоянии атмосферы и ее изменениях и являются самой передовой технологией оперативной гидрометеорологии.

Радиометеорология представляет собой смежную область метеорологии, радиофизики и радиотехники, изучающую влияние тропосферы на распространение радиоволн. Возникла она в первой половине прошлого века в связи с появлением радиолокации и изучает электромагнитные свойства тропосферы как среды для распространения радиоволн, обуславливающие поглощение, рассеяние энергии радиоволн и их преломление.

Результаты радиометеорологических исследований широко используются в метеорологии. Осуществляются радиометеорологические исследования с помощью радиолокационных станций, которые начали создаваться в те же годы. Вначале, когда радиолокационные станции создавались только в метровом и дециметровом диапазоне волн, они применялись для измерения ветра на различных высотах путем пеленгации пассивных отражателей, подвешенных к оболочкам, наполненным водородом. Использование радиолокационных станций для обнаружения и исследования облаков и осадков, а позднее турбулентных и конвективных образований атмосферы стало возможным тогда, когда был освоен сначала сантиметровый, а затем и миллиметровый диапазоны волн. С применением этих диапазонов волн величина рассеянной и отраженной энергии от атмосферных образований становится достаточной для их обнаружения. Появилась возможность обнаруживать ливневые осадки, отраженные сигналы от которых иногда превышали сигналы от наземных и воздушных целей. Этот факт обусловил довольно быстрое развитие радиолокационной службы штормовых оповещений о ливнях и грозах. При этом с достаточной для практики точностью определялись координаты, размеры, форма, направление и скорость смещения и тенденция в развитии обнаруженных очагов осадков.

Исследования с помощью радиолокационных наблюдений за осадками помогают выяснить механизм их образования в различных формах облаков, находящихся на разных стадиях своего развития. Был обнаружен так называемый слой таяния, верхняя граница которого почти

совпадает с уровнем нулевой изотермы; исследовано влияние твердой фазы на образование осадков; выяснены основные признаки, отличающие грозы от ливней, и т.д.

В синоптической практике данные радиолокационных станций помогают уточнять положение атмосферных фронтов, их направление, скорость перемещения и тенденцию развития посредством обнаружения зон осадков, связанных с этими фронтами. Одновременно с этим исследовались возможности количественных дистанционных измерений интенсивности дождя. Были разработаны специальные наземные и самолетные радиолокационные станции для обнаружения зон осадков. Появились также метеорологические радиолокационные станции, позволяющие обнаруживать не только осадки, но также облака и диэлектрические неоднородности атмосферы в виде инверсий, конвективных и турбулентных образований.

Развитие и внедрение в практику радиолокационных методов мониторинга объясняется несколькими обстоятельствами.

- дальность видимости и объемы пространства, охватываемые радиолокационной станцией, гораздо больше дальностей и объемов, доступных визуальному наблюдению.
- время, необходимое для получения общей картины распределения наблюдаемых метеорологических объектов в пределах радиуса действия радиолокатора, достаточно мало - не превосходит нескольких минут.
- в пределах радиуса действия станции могут быть получены как горизонтальные, так и вертикальные разрезы атмосферы.
- в течение продолжительного времени возможно проведение непрерывных измерений и наблюдений характеристик метеорологических объектов, в том числе таких, какими являются очаги гроз и ливней, полеты в которых на современных самолетах исключены.
- радиолокационные наблюдения и измерения возможны в любое время суток, так как они не зависят от условий визуальной видимости, ограничивающих использование оптических приборов.
- проведение радиолокационных измерений характеристик атмосферных образований, какими являются интенсивность осадков, водность облаков, распределение размеров капель и кристаллов в облаках, а также параметры, характеризующие турбулентность в атмосфере, не нарушает естественного состояния полей указанных характеристик, как это имеет место при самолетном, аэростатном и радиозондировании.

Особую ценность радиолокационные методы метеорологических наблюдений имеют в прибрежных районах и в условиях, когда обычные

метеорологические и аэрологические данные над морями и освещенными районами суши отсутствуют. Применение радиолокационных станций сделало возможным определение с достаточной для практики точностью скорости и направления ветра в свободной атмосфере при любых условиях погоды днем и ночью и до гораздо больших высот, чем в случае теодолитных наблюдений за шаром-пилотом.

Таким образом, методы радиолокационных метеорологических наблюдений наряду с другими методами дистанционного зондирования прошли путь развития длиной более 60 лет. За это время были решены ключевые вопросы: выбор оптимальных параметров метеорологических радиолокаторов в зависимости от сложности и специфики решаемых задач, калибровка радиолокаторов и их измерительных систем, получение и обработка первичных данных, разработка критериев и алгоритмов для выработки метеорологических продуктов радиолокационных метеорологических наблюдений.

Новое качество радиолокационных метеорологических наблюдений возникает при объединении метеорологических радиолокаторов в многофункциональные автоматизированные радиолокационные сети. При этом значительно повышаются заблаговременность штормового предупреждения, достоверность информации и оправдываемость численных методов краткосрочного прогноза на основе анализа стыкованных или композитных карт таких сетей для анализа атмосферных процессов мезо- и синоптического масштаба, а также совмещения наземных радиолокационных методов с другими дистанционными и прямыми методами измерений параметров атмосферы.

В настоящее время существуют следующие основные методы радиолокационных метеорологических наблюдений облаков и осадков:

- измерение отражаемости и высоты радиозха;
- измерение радиальных скоростей и ширины их спектра (доплеровские методы);
- измерение поляризационных радиолокационных характеристик (поляризационные методы);
- одновременное получение всех перечисленных характеристик на современных (многопараметрических) радиолокаторах.

Разработка новых метеорологических радиолокационных систем идет с привлечением всех технических достижений, включая электронное сканирование окружающего пространства с помощью фазированных антенных решеток.

5.2 Явления и процессы в атмосфере, подлежащие радиолокационному мониторингу

Кучево-дождевые облака (Cb) – основные объекты при проведении радиолокационного мониторинга (конвективные облака или облака вертикального развития).

Общеизвестно, что *Cb* образуются в атмосфере при высокой влажности в пограничном слое, неустойчивости в средней тропосфере и наличии ниже уровня конденсации термической или динамической конвекции. При внутримассовой синоптической ситуации (к ней относят и слабо выраженные вторичные фронты) *Cb* образуются над районами, где отчетливо выражена неоднородность подстилающей поверхности (побережья рек, озер, морей, границы городской застройки).

В зонах активных атмосферных фронтов *Cb* образуются в результате квазиупорядоченного мезомасштабного подъема воздуха. Мезомасштабные восходящие потоки обычно связаны с мезомасштабной конвергенцией в нижней тропосфере.

Формирование кучево-дождевых облаков из мощных кучевых (*Cu cong*) происходит при проникновении вершин *Cu cong* в слои с отрицательной температурой воздуха. При этом наблюдаются оледенение вершин облаков и выпадение из них крупнокапельных осадков. В наиболее развитых по вертикали и горизонтали *Cb* отмечают град, смерчи, сдвиги ветра, значительные объемные электрические заряды. Такие *Cb* становятся грозовыми.

Гроза – комплексное атмосферное явление, неотъемлемой частью которого являются многократные электрические разряды между облаками или между облаком и Землей (молнии), сопровождающиеся громом. С момента начала интенсивного укрупнения частиц в конвективных облаках происходит их интенсивная электризация и разделение разноименных зарядов. Электризация в основном характерна для зоны, где существуют и капли, и кристаллы.

Для облаков, переходящих в грозное состояние, характерно чрезвычайно быстрое нарастание напряженности электрического поля во времени. Наиболее мощные конвективные облака, которые дают интенсивные осадки, имеют и максимальную молниевую активность. Средняя толщина переохлажденной зоны в грозах составляет 4,7...5,6 км. С увеличением высоты нулевой изотермы возрастает число гроз, их средняя и максимальная высота.

Молниевая активность, как правило, отмечается в одном или двух слоях (от 0,0° до -20,0°С и от -20,0° до -45,0°С). На тех же высотах находятся центры отрицательного заряда, эффективно нейтразуемого молниевыми разрядами. Длина ионизированных молниевых каналов изменяется от 2 до 14 км при среднем значении 5 км. Диаметр канала

молний составляет от 1 до 1,5 см, скорость их распространения $(2...1,4) \cdot 10^8$ м/с.

Скорость перемещения большинства гроз находится в диапазоне 10...60 км/ч. При скорости перемещения более 70 км/ч грозы обычно сопровождаются градом и смерчами.

Град растет в мощных *Cb*. Эволюция каждой из них определяется преобладающим направлением вертикального движения воздуха и имеет три стадии: роста, зрелости и распада.

Градовые облака относятся к разряду наиболее мощных конвективных облаков, нередко проникающих в тропосферу, обладающих значительным водозапасом, имеющих колоссальные площадные и объемные характеристики. Наличие в таких облаках интенсивных восходящих движений создает условие накопления объемных зарядов, образования и роста града, возникновения сильной турбулентности, а вблизи поверхности земли – образования шквалов и смерчей. Обычно все мощные градовые процессы наблюдаются при наличии в средней и верхней тропосфере глубоких барических ложбин, с расположенным в них замкнутого циклонического центра.

По структуре *Cb* подразделяют на одноячейковые, многоячейковые и суперячейковые (рис. 5.1–5.3, табл. 5.1–5.3). В этой последовательности возрастает их разрушительный потенциал. При такой классификации ячейку принимают элемент кучево-дождевого облака, с которым связаны локальные максимумы интенсивности осадков и скорости восходящих потоков.

При радиолокационных исследованиях под облачным центром принимают элемент облака, который имеет локальный максимум радиолокационной отражаемости, ограниченный замкнутой линией молуны, и проходит последовательно все стадии развития – рост, зрелость и рассеивание (разрушение) [20].

Градовой шторм – это ячейка, несет град или ряд таких ячеек, существование которых зависит друг от друга. В основу классификации большинства градовых штормов, согласно рекомендации ВМО, возложены следующие характеристики ячеек:

1. Время существования:
 - а) короткоживущие (45 мин.);
 - б) долгоживущие (45 мин.).
2. Количество ячеек:
 - а) одна;
 - б) больше чем одна.
3. Регенерация ячеек (по времени и в пространстве):
 - а) постоянно развивающихся
 - б) хаотично развиваются.
4. Морфология группы ячеек:

а) линейная;

б) кластерная (ячейки, сгруппированные любым отличным от линии образом).

При радиолокационных исследованиях под облачной ячейкой понимают элемент облака, который имеет локальный максимум радиолокационной отражаемости, ограниченный замкнутой линией изохро, и проходит последовательно все стадии развития – рост, зрелость и диссипацию (разрушение).

Жизненный цикл организации разделяют на три стадии в зависимости от преобладающих направлений вертикального движения воздуха и его интенсивности:

- 1) стадия кучевые облака – характеризуется восходящими движениями в большей части ячейки;
- 2) стадия зрелости – характеризуется наличием как восходящих, так и нисходящих движений;
- 3) стадия диссипации – характеризуется слабыми нисходящими движениями в большей части ячеек.

Эти стадии и соответствующие одноячейковым кучево-дождевым облакам изображены на рисунке 5.1. В стадии кучевых облаков, когда восходящие движения стимулируют рост облака, через его боковые поверхности затягивается воздух (эффект затягивания) и смешивается с воздухом в восходящем потоке.

Чаще кучево-дождевые облака состоят из нескольких конвективных ячеек. Такие облака называются многоячейковыми *Cb*. Отдельные ячейки последовательно развиваются в правой части большой облачной системы, представляющей собой многоячейковое облако. Несмотря на то, что каждая ячейка имеет ограниченный жизненный цикл, многократный развитие новых ячеек обуславливает длительное существование *Cb*. Схематическое изображение многоячейкового кучево-дождевого облака приводится на рис. 5.2.

Суперячейковые процессы – явление очень редкое, но интенсивность их такова, что они заслуживают пристального внимания. Эти образования – наиболее организованные и упорядоченные градовые облака, сопровождающиеся сильными шквалами, выпадением интенсивных ливней и крупного града на всем пути их перемещения. Стационарность процесса на длительном этапе всего существования приводит к катастрофическим убыткам в сельскохозяйственном комплексе даже в регионах с противорадовой защитой [21–24]. Знание региональных особенностей формирования суперячейковых процессов и закономерностей их перемещения чрезвычайно важно для планирования и проведения воздействий на градовые процессы.

Суперячейковые градовые штормы реализуются в атмосфере с умеренными и сильными сдвигами ветра, решающее значение при этом

принадлежит пограничному слою, где правый поворот ветра в сочетании с его максимальными сдвигами является главным отличительным признаком особенно мощных градовых процессов (рис. 5.3). Такие процессы, как правило, достаточно редки, но они носят катастрофический характер, нанося значительный ущерб на площади более 5 тыс. га, размер града при этом достигает 2...5 см.

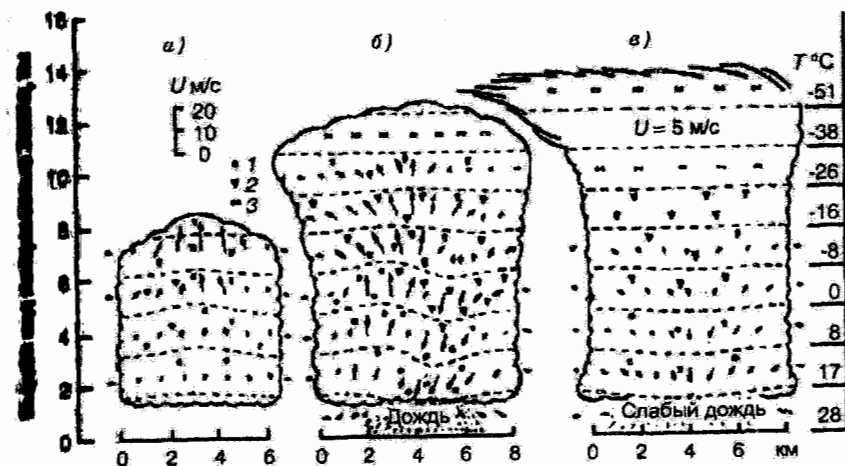


Рис. 5.1 – Модель грозовой ячейки Байерса и Брейма
а – стадия развития кучевого облака, б – стадия зрелости, а – стадия распада. 1 – дождь, 2 – снег, 3 – ледяные кристаллы. Приведен масштаб вектора скорости U (м/с)

Надо иметь в виду, что кучево-дождевые облака в процессе их развития могут переходить из одного класса в другой. Но образование в атмосфере одноячейковых, как правило, происходит при меньших запасах энергии неустойчивости и меньших градиентах скорости ветра, чем при образовании более мощных разновидностей. Четких различий во внешнем физическом состоянии атмосферы, способствующем формированию многоячейковых и суперячейковых *Cb*, не наблюдается. В обоих случаях необходимы большие запасы энергии неустойчивости и вертикальные градиенты скорости ветра в тропосфере.

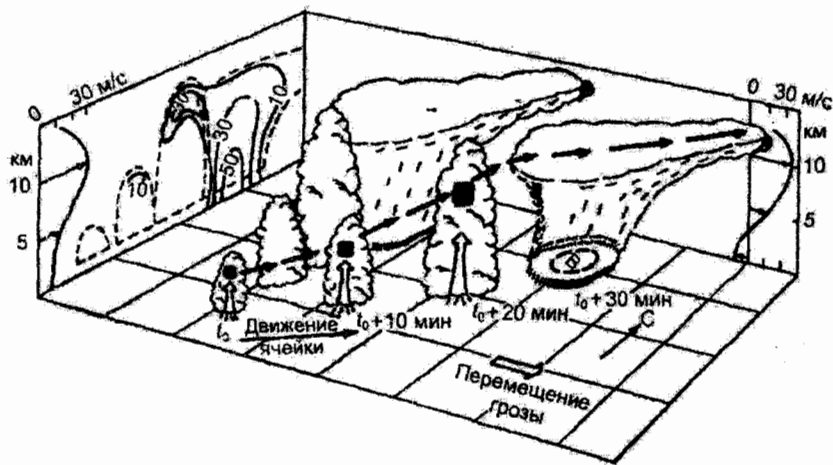


Рис. 5.2 – Схематическое изображение многоячейкового кучево-дождевого облака. В начальный момент времени облако состоит из четырех ячеек, которые находятся в разных стадиях развития. Показано развитие наиболее молодой (южной) ячейки в последовательные моменты времени. Толстыми черными стрелками обозначена траектория облачного объема растущей ячейки. Показано вертикальное сечение радиоэха в начальный момент времени, а также вертикальный профиль ветра

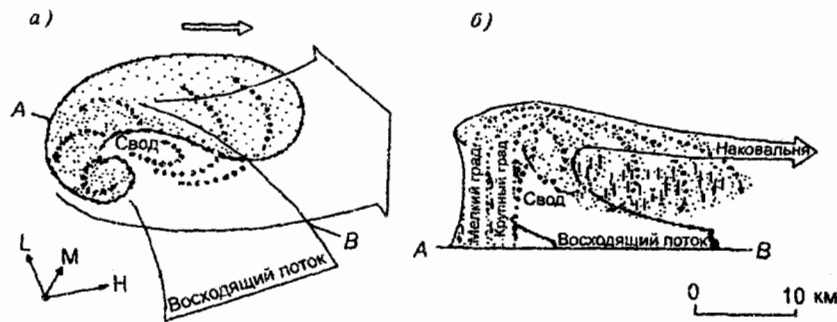


Рис. 5.3 – Горизонтальное (а) и вертикальное (б) сечения потока воздуха и траектории частиц осадков в суперячейковом Сb (в левом углу показано направление ветра относительно облака на уровне его нижней (L), средней (M) и верхней (Н) частей)

Горизонтальные размеры *Cb* могут быть различными в зависимости от времени года, состояния атмосферы и стадии развития. Иногда их диаметр превышает 50...70 км, а наковальня может закрывать весь видимый горизонт. При перемещении суперячейковых кучево-дождевых облаков восходящий поток, поднимается в область, которую называют «нишей» (рис. 5.4). Он настолько силен, что в области ниши капли и кристаллы не успевают вырасти до размеров, при которых они могли бы выпадать, а выносятся в передний выступ наковальни. Падая вниз, они снова затягиваются внутрь восходящего потока. Такая многократная «рециркуляция» частиц осадков является основным механизмом, который способствует образованию в суперячейковых *Cb* особо крупных градин [25–27]. Структуру и динамику градовых штормов в Северном Причерноморье, исходя из приведенных типов, можно охарактеризовать следующим образом [26]: из 156 привлеченных к анализу градовых штормов только 127 удалось классифицировать как одноячейковые, многоячейковые и суперячейки, включая в эту категорию и процессы переходного типа.

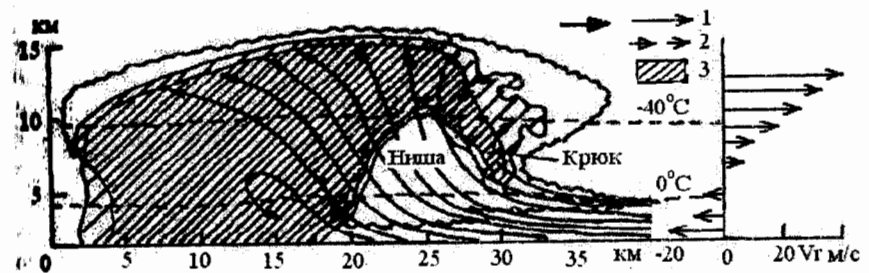


Рис. 5.4 – Вертикальный разрез суперячейкового облака в направлении перемещения *Cb*. 1 – линии течений; 2 – траектории градин; 3 – область наиболее интенсивного радиоэха

Идентификация остальных 29 случаев градовых штормов существенно затруднена; это конвективные ячейки, которые хаотично возникают и диссипируют, способны объединяться или разделяться в процессе эволюции. Процентное соотношение градовых штормов различных типов, а также их отличительные признаки приведены в табл. 3.1–5.3.

Показателем повторяемости и интенсивности опасных явлений служат динамические параметры атмосферы – скорость и направление ветра на различных высотах, наличие сдвига ветра. Динамические параметры атмосферы наряду с температурно-влажностными характеристиками свидетельствуют о подготовленности тропосферы к

возникновению и развитию мощной конвекции, с которой связана значительная доля осадков в умеренных широтах и реализация опасных явлений погоды: ливневых осадков, гроз, града, смерчей. Реализация мощных конвективных процессов определяется сочетанием ряда необходимых условий – от характеристик крупномасштабного потока и особенностей его взаимодействия с подстилающей поверхностью до свойств воздушной массы. От степени неустойчивости атмосферы зависят скорость восходящих потоков, вертикальная мощность и водность облаков [28].

Шквалистое усиление ветра, связанное с *Cb*, и возникающие в процессе развития *Cb* сдвиги ветра вызваны нисходящими потоками из *Cb*. Положительная энергия неустойчивости атмосферы создает восходящие потоки, которые обладают значительными запасами кинетической энергии.

Такие восходящие потоки могут проникать в тропопаузу (задерживающий слой в районе нижней границы тропосферы) или даже пробивать ее. По статистике число таких *Cb* составляет не более 10 % числа наблюдавшихся за грозовую сезон. Чем выше расположена верхняя граница *Cb*, тем сильнее компенсирующие нисходящие потоки, больше сдвиги ветра и скорость шквала (рис. 5.5, табл. 5.4).

Смерч. Наиболее высокие, грозовые *Cb*, помимо шквалов, могут сопровождаться смерчами (торнадо). При этом внутри грозового *Cb* возникает спиральный вихрь типа водоворота. Смерч представляет собой расположенный в нижней части грозового *Cb* вихрь с диаметром сечения порядка сотен метров и скоростью кругообразного движения воздуха 50...100 м/с.

Cb на фронтальных разделах. За время существования многоячейковых и суперячейковых *Cb* образуется мезомасштабная зона осадков, размеры которой в несколько раз превышают размеры зоны осадков из одноячейкового *Cb*. Конфигурация такой зоны осадков и поле изогнет (линий равной интенсивности осадков) определяются площадью и траекторией *Cb*, а также интенсивностью конвекции.

На рис. 5.6 и 5.7 приведены схемы расположения конвективных полос осадков в циклоне и схематический вертикальный разрез облачной системы холодного фронта.

Мезомасштабные зоны осадков имеют вид длинных полос шириной порядка 100 км (рис. 5.6) [29]. Перед теплым фронтом полосы параллельны, а в теплом секторе они вытягиваются в направлении ветра в потоке теплой несущей полосы, т.е. параллельно холодному фронту. Полосы имеют составляющую скорости в направлении от фронта. Конвективные формы облаков в полосах, параллельных теплому фронту, развиваются на фоне слоистой облачности, которая формируется общими восходящими движениями в зоне теплового фронта.

Таблица 5.1 – Структура и динамика развития одноячейковых градовых процессов в Северном Причерноморье [26]

Характеристика	Одноячейковый
Количество ячеек и их строение	несколько пространственно изолированных не взаимодействующих осесимметричных ячеек
Динамика развития конвективных ячеек	развитие и диссипация при минимальной стадии квазистационарного состояния
Закономерности распространения процесса градообразования в пространстве	дискретное, хаотическое
Скорость перемещения (км/ч)	0-20
Максимальные высоты и H_g и $H_{\Delta\eta}$ (км)	11,6; 9,0
Максимальная радиолокационная отражаемость $\eta_{10\max}$, см^{-1}	7×10^{-8}
Максимальный размер града d_{\max} , см	1,0-2,5
Площадь выпадения града	1-10
Средний сдвиг ветра в слое земли	изменчивый, ≤ 20 км/ч
Направление и скорость ведущего потока	
Средний сдвиг ветра в слое земли-10 км, с^{-1}	меньше 5×10^{-4}
Сдвиг ветра в слое земли-850 гПа; 850-700 гПа	слабый
Площадь ячеек при изоконтурх $\eta = 1 \times 10^{-9} \text{см}^{-1}$, км^2	20-40
Площадь радиозеха $\eta = 1 \times 10^{-12}$, км^2	до 180
Повторяемость	12 %

Таблица 5.2 – Структура и динамика развития многоячейковых градовых процессов в Северном Причерноморье [26]

Характеристика	Многоячейковый
Количество ячеек и их строение	взаимодействующие ячейки, граничащие друг с другом, чаще - несимметричные
Динамика развития конвективных ячеек	развитие 10-60 мин, квазистационарное состояние 17-110 мин, диссипация 12-43 мин
Закономерности распространения процесса градообразования в пространстве	дискретно-непрерывное, чаще вправо от ведущего потока, иногда очаги циркулируют длительное время в ограниченном пространстве
Скорость перемещения (км/ч)	10-45
Максимальные высоты и H_g и $H_{\Delta\eta}$ (км)	15,0; 11,2
максимальная радиолокационная отражаемость $\eta_{10\max}$, см^{-1}	$[2 \div 7] \times 10^{-7}$
максимальный размер града d_{\max} , см	2,0-4,0
площадь выпадения града средний сдвиг ветра в слое земля	1-10
направление и скорость ведущего потока	Преобладание западной составляющей, 15-60 км/ч
средний сдвиг ветра в слое земля-10 км, с^{-1}	$5 \times 10^{-4} - 2 \times 10^{-3}$
сдвиг ветра в слое земля-850 гПа; 850-700 гПа	лев. 5-30° или прав. до 130° лев. 10-40° или др. до 75°
площадь ячеек при изоконтурх $\eta = 1 \times 10^{-9} \text{ см}^{-1}$, км^2	25-130
площадь радиозеха $\eta = 1 \times 10^{-12}$, км^2	150-875
повторяемость	78 %

Таблица 5.3 – Структура и динамика развития суперячейковых градовых процессов в Северном Причерноморье [26]

Характеристика	Суперячейковый
Количество ячеек и их строение	одна или несколько разнесенных в пространстве не взаимодействующих, несимметричных ячеек
Динамика развития конвективных ячеек	развитие 12-45 мин, квазистационарное состояние от 33 до 190 мин и более; диссипация 18-40 мин
Закономерности распространения процесса градообразования в пространстве	непрерывное, по дугообразным траекториям различного радиуса, смещаясь вправо от ведущего потока
Скорость перемещения (км/ч)	20-80
Максимальные высоты и H_g и $H_{\Delta\eta}$ (км)	18,7; 14,0
максимальная радиолокационная отражаемость $\eta_{10\max}$, см^{-1}	1×10^{-6}
максимальный размер града d_{\max} , см	4,0-8,0
площадь выпадения града средний сдвиг ветра в слое земля	10-100 и более
направление и скорость ведущего потока	суперячейки 200-290°, 60-100 км/ч
средний сдвиг ветра в слое земля-10 км, с^{-1}	$1 \times 10^{-3} - 4 \times 10^{-3}$
сдвиг ветра в слое земля-850 гПа; 850-700 гПа	30-145°, $V_2 [2 \div 8] \times 10^{-3}$ слабый лев. или пр. 5-170°, $V_2 [2 \div 9] \times 10^{-3}$
площадь ячеек при изоконтурх $\eta = 1 \times 10^{-9} \text{ см}^{-1}$, км^2	110-220
площадь радиозеха $\eta = 1 \times 10^{-12}$, км^2	до 1500
повторяемость	10 %

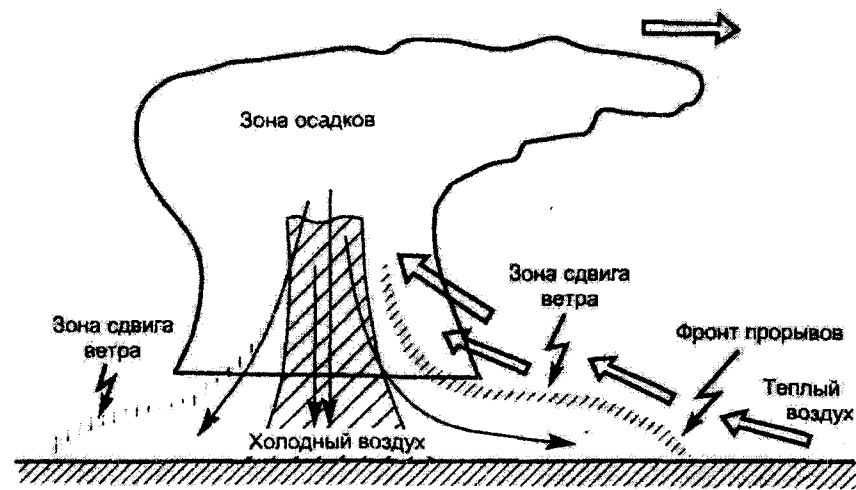


Рис. 5.5 – Воздушные потоки в окрестности грозового кучево-дождевого облака в стадии развития [29]

Таблица 5.4 – Сравнение различных сдвигов ветра [29]

Наименование	Горизонтальные размеры, км	Временной интервал	Максимальная скорость ветра, км/ч (м/с)
Фронт порывов	10...100	1...10 час	65 (18)
Макровзрыв	4...10	10...60 мин	70 (23)
Микровзрыв	1...4	2...20 мин	85 (27)

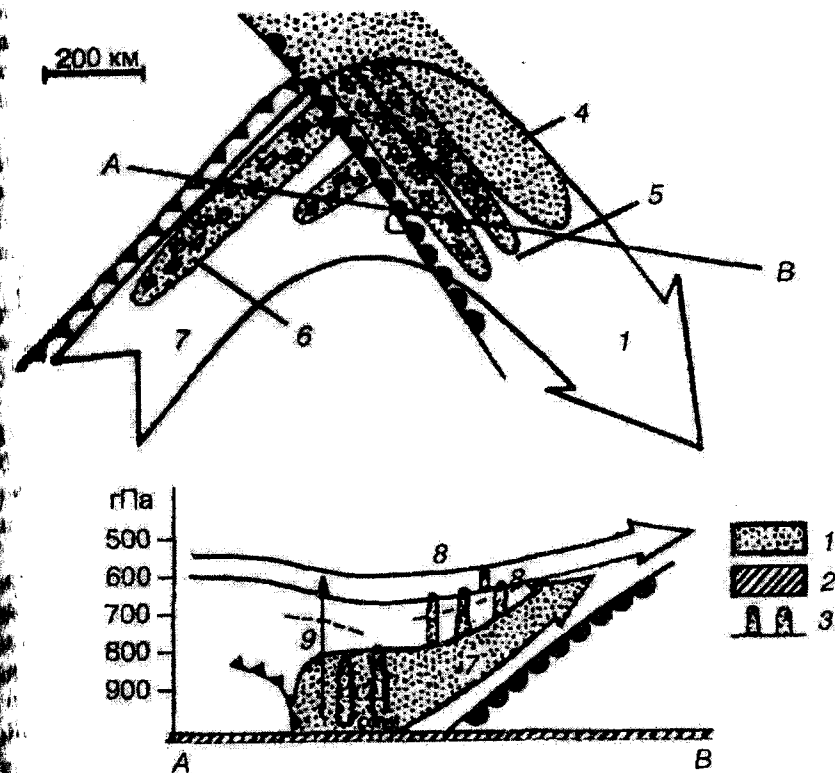


Рис. 5.6 – Расположение конвективных полос осадков в циклоне (вверху) и вертикальный разрез циклона по линии *AB* (внизу) [29]
 (1 – облачные осадки, 2 – ливневые (конвективные) осадки, 3 – конвективная облачность, 4 – облачные осадки теплого фронта, 5 – конвективные полосы осадков теплого фронта, 6 – конвективные полосы осадков теплого сектора, 7 – теплая несущая полоса, 8 – слой относительно сухого воздуха, 9 – неустойчивый слой)

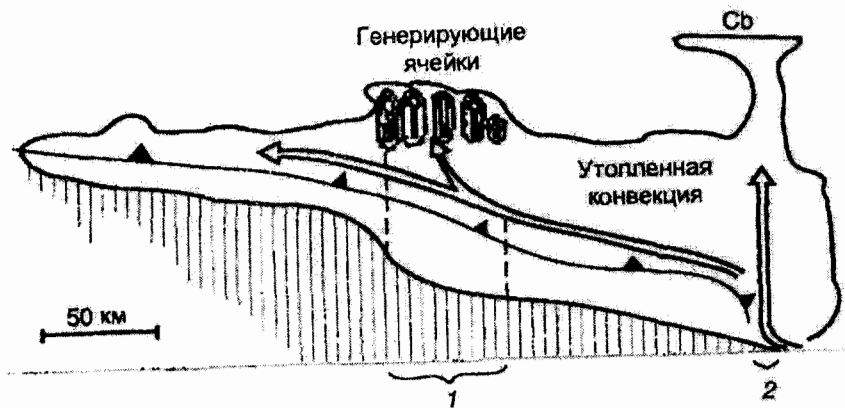


Рис. 5.7 – Схематический вертикальный разрез облачной системы холодного фронта [29]. (1 и 2 – широкая и узкая полосы осадков холодного фронта)

На рис. 5.7 [29] показана типичная мезомасштабная структура холодных фронтов над территорией США. Зафронтальная полоса связана с деформацией фронтального раздела. Увеличенный наклон фронта приводит к увеличению скорости восхождения теплого воздуха, а это, в свою очередь, приводит к активному развитию генерирующих ячеек в слабо неустойчивом слое, который обнаруживается в теплой воздушной массе на высоте 6-8 км.

Осадки. Виды осадков. Из облаков выпадают жидкие, твердые и смешанные осадки. Жидкие осадки подразделяются на ливневые, обложные и морозящие. Твердые осадки выпадают в виде града, ледяной крупы, снега, снежной крупы, снежных зерен, ледяного дождя и ледяных игл. Смешанные осадки представляют собой одновременно выпадающие осадки различных видов: дождь со снегом и дождь с крупой [30].

Масштабы. К осадкам синоптического масштаба относят осадки на площади более 100 000 км², время прохождения которых над точкой и дождемером достигает 10 ч и более. К мезомасштабным относят зоны осадков протяженностью 50...80 км, площадью от 1000 до 10 000 кв. км и временем прохождения над точкой от 1 до 2 ч. За ячейки осадков принимают небольшие зоны протяженностью 1...4 км и площадью до 10 км², из которых выпадают ливни длительностью несколько минут. Почти все тропические дожди и примерно половина дождей в умеренных широтах обусловлены ячейистой конвекцией.

Интенсивность I и количество Q осадков. Все климатологические сведения об интенсивности и количестве осадков получены по данным

наблюдений на дождемерной сети. В последние 20 лет к ним добавились новые наблюдения на дисдрометрах – оптических приборах, в которых измеряется распределение дождевых капель по размерам за время их падения через освещаемый объем дисдрометра.

Интенсивность осадков I на данном уровне, т.е. масса воды, падающая сквозь единичную площадку в единицу времени, зависит от концентрации дождевых капель, спектра их размеров и скорости падения относительно Земли. В общем случае I зависит от времени и места падения.

Обычно в качестве меры интенсивности осадков принято использовать толщину слоя воды, выпадающей в единицу времени. I измеряется в мм/ч. Возрастание интенсивности осадков приводит к увеличению концентрации и среднего размера капель.

Количество атмосферных осадков характеризуется их суммой Q (мм). Сумма осадков измеряется высотой слоя воды, который образовался на участке горизонтальной поверхности непосредственно или в результате таяния кристаллов льда при условии, что вода не стекает, не замерзает и не просачивается через поверхность [31].

Статистические зависимости между I и Q . За обложные обычно принимают осадки с I от 0,6 до 3,0 мм/ч, за ливневые – с $I > 3$ мм/ч. В качестве характеристики осадков можно использовать среднюю (I_{cp}) и максимальную (I_{max}) интенсивность за дождь. Эти величины, а также Q связаны между собой.

Наиболее изменчивой характеристикой дождей является их мгновенная интенсивность. Для одного дождя она может изменяться во времени и по территории в десятки и сотни раз. Именно с этой характеристикой приходится иметь дело при радиолокационном измерении осадков.

Точность определения характеристик осадков. Высокая естественная изменчивость интенсивности и количества осадков определяет большую естественную дисперсию характеристик осадков и, следовательно, большие ошибки на любой дождемерной сети.

6 ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ УКРАИНЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ, ПОДЛЕЖАЩИХ РАДИОЛОКАЦИОННОМУ МОНИТОРИНГУ

6.1 Осадки теплового и холодного периодов года

Стихийные метеорологические явления (СМЯ) на территории Украины наблюдаются ежегодно, в отдельных случаях они приобретают катастрофический характер и наносят вред сельскому хозяйству, городским службам и населению. Как правило, стихийные явления погоды наблюдаются в комплексе – ливневые осадки часто сопровождаются грозами, градом и штормовым ветром, метели (зимние явления) связаны со снегопадом, сильным ветром, отложением мокрого снега и обледенением. Наиболее часто повторяющимся стихийным метеорологическим явлением на Украине является очень сильный дождь, для горных районов стихийными считаются осадки с количеством более 30 мм за 12 часов и 50 мм – для равнинной территории. Количество осадков, их повторяемость, интенсивность, зависят от многих факторов: орографии, места происхождения циклонического образования, стадии его развития, влагосодержания циклона, траектории его движения.

По данным [32] за период 1986-2005 гг. на территории Украины наблюдалось 1067 случаев сильного дождя. Период 1997-2000 гг. и 2001, 2002, 2004, 2005 гг. характеризовался сильными дождями на значительных территориях. Около 60 % от всех случаев сильные дожди наблюдаются при прохождении южных и юго-западных циклонов, траектории которых пролегают со стороны Черного моря и Среднедунайской низменности, а также в при блокирующих синоптических процессах. В 15 % случаев сильный дождь наблюдался во время перемещения холодных фронтов с запада в глубоких ложбинах, в 10 % случаев – во время активизации малоподвижных фронтов в районе Черноморской депрессии и во время формирования над территорией Украины малоподвижных циклонов (5 %). Также сильные осадки возможны при перемещении циклонов с северо-запада и на стационарных фронтах (10 %).

Таким образом, очень сильные дожди 30 мм и более на территории Украины отмечаются ежегодно (рис. 6.1) [32]. В 37 % случаев сильный дождь начинался в послеполуденное время, когда наблюдается максимум инсоляции, стимулирующей развитие мощной конвекции, редко (16 %) сильные дожди начинаются в ночные и утренние часы. Длительность сильных дождей изменялась в значительных пределах, но известно, что самые длительные сильные дожди наблюдаются в Карпатах [32, 33].

Сильные ливни и грозы в Украинских Карпатах наблюдались в

случае формирования и прохождения глубокой барической ложбины, с которой был связан холодный фронт. Интенсивные и длительные грозы образуются как в центральной части циклона, так и на холодном фронте с волнами, которые располагаются обычно вдоль фронтальной зоны в направлении с юго-запада на северо-восток. Грозовая деятельность вдоль фронта может продолжаться несколько дней в том случае, если ложбина над Карпатами оказывается „зажатой” с двух сторон антициклонами.

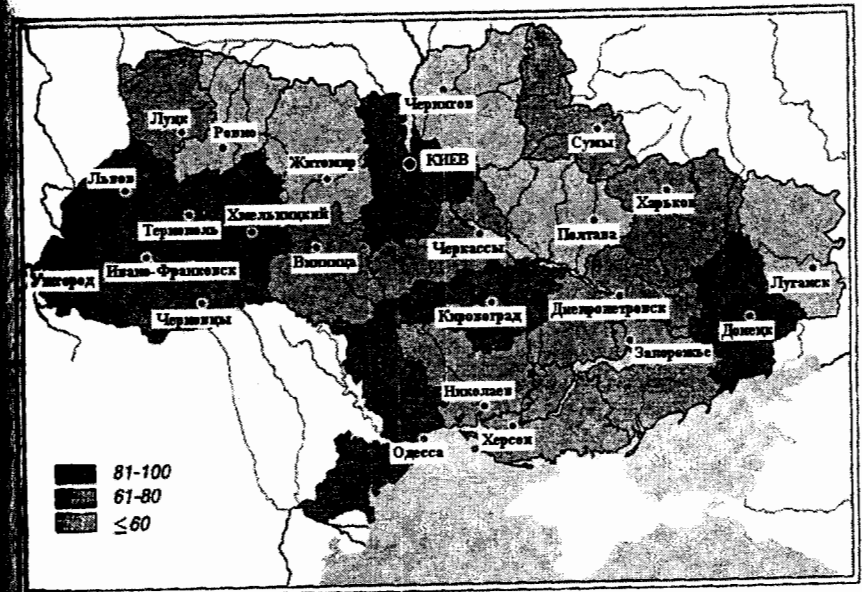


рис. 6.1 – Повторяемость (%) очень сильного дождя (30 мм и более за 12 часов и менее) за период 1986-2005 гг. [32]

В качестве примера приведем процесс, который наблюдался 15.07.2008 г. Особенно интенсивные и длительные осадки наблюдались на фронтальном разделе циклона, которой перемещался с запада (рис. 6.2).

В этом случае ложбина над Карпатами как бы „зажатой” с двух сторон антициклонами, а грозовая деятельность наряду с сильными ливнями вдоль фронта более суток.

На рисунке 6.2 представлены карты барической топографии, иллюстрирующие прохождение через исследуемый регион глубокой барической ложбины с которой связан холодный фронт (00h 15.07.2008) [34].

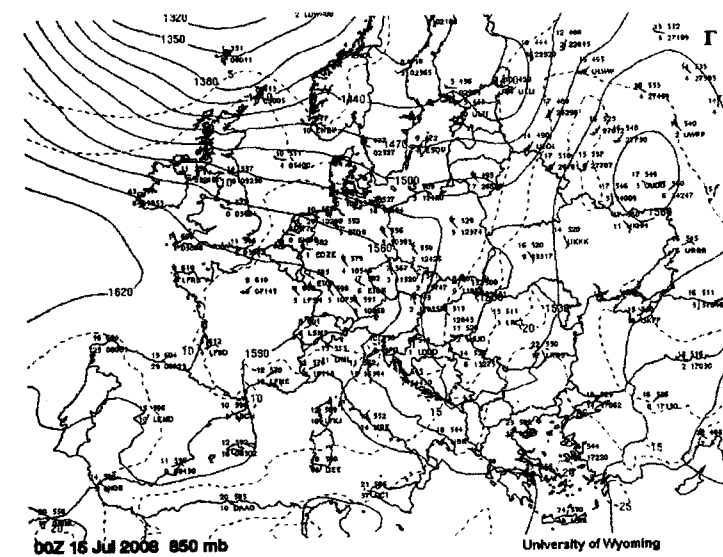
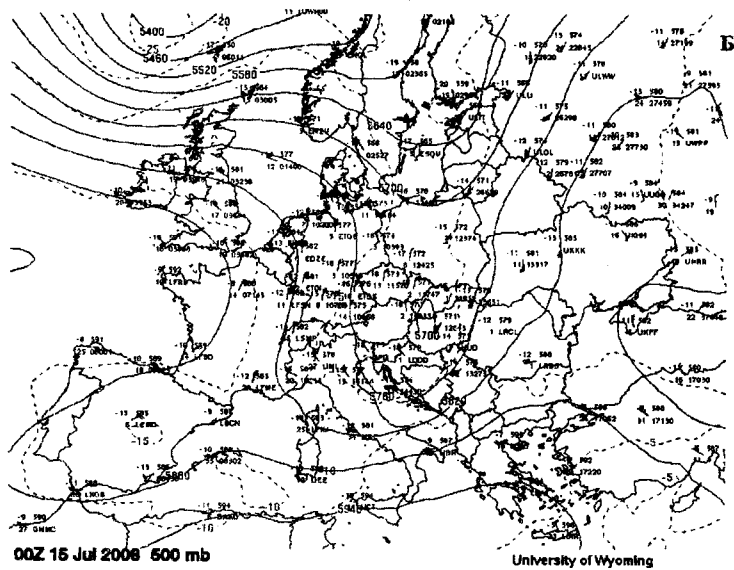
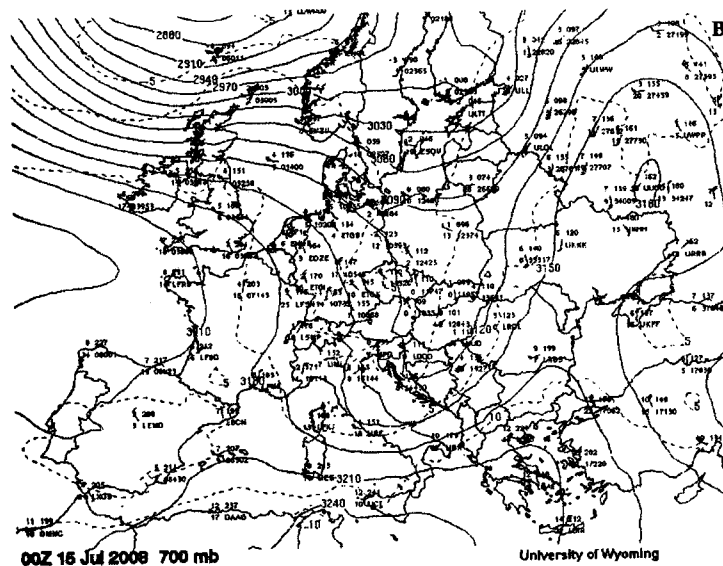
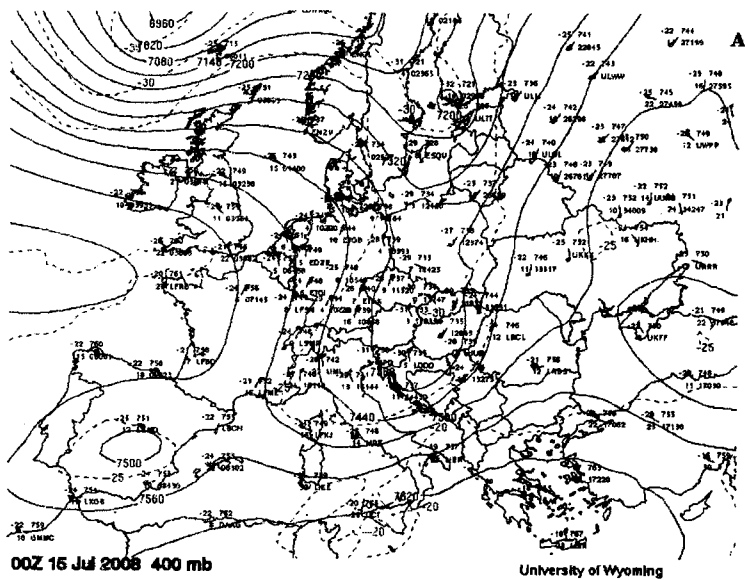


Рис. 6.2, а, б – Карты барической топографии (00h 15.07.2008): а) АТ-400; б) АТ-500 [34]

Рис. 6.2, в, г – Карты барической топографии (00h 15.07.2008): в) АТ-700; г) АТ-850 [34]

По данным радиозондирования процесс характеризовался неустойчиво стратифицированной атмосферой до высоты 8,5 км, большими скоростями ветра: от 7...20 м/с и до 25...30 м/с в верхней атмосфере [34]. Для одной из станций Карпат зафиксированы большие сдвиги ветра по направлению: в слое Земля–700 гПа наблюдался правый поворот на 160° (рис. 6.3).

11952 Poprad-Ganovce

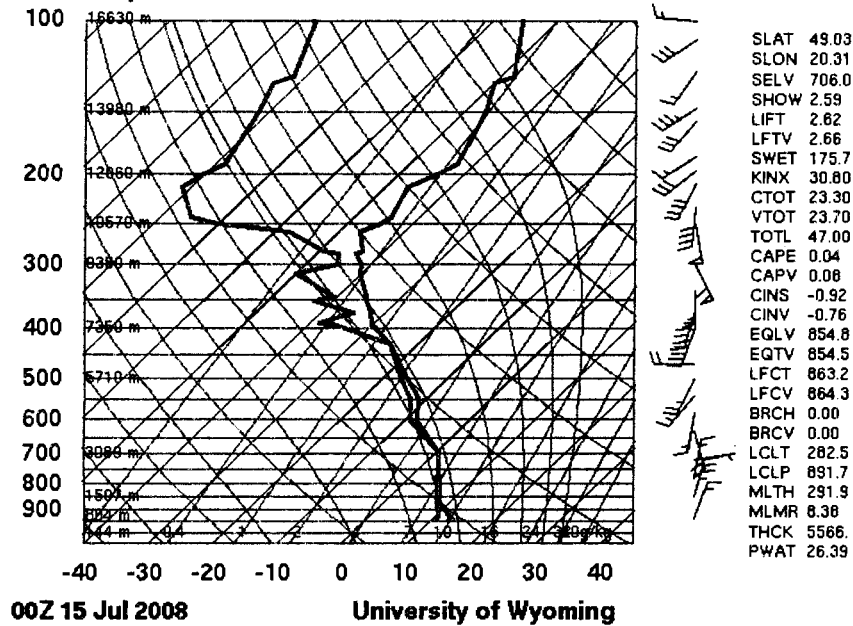


Рис. 6.3 – Аэрологическая диаграмма (00h 15.07.2008) [34]

Условия развития вертикальных движений в атмосфере в случае влажно-насыщенного воздуха можно вывести, если сравнить кривую стратификации с кривой состояния влажного воздуха, то есть с влажной адиабатой, которую характеризует влажноадиабатический градиент γ'_a . Для сухой частицы, состояние будет устойчивым, когда $\gamma < \gamma'_a$; неустойчивым, если $\gamma > \gamma'_a$ и безразличным при $\gamma = \gamma'_a$. Расчет вертикального градиента температуры по данным радиозондирования атмосферы показал, что за 00h 15.07.2008 г. в слое от 500 до 400 гПа между температурными градиентами наблюдается соотношение: $\gamma_a = 1,04$,

$\gamma < \gamma'_a$, тогда $\frac{dE}{dz} > 0$, что является критерием влажнонеустойчивой

стратификации соответствующего слоя атмосферы. Кроме того, данные радиозондирования свидетельствуют о больших значениях характеристик влажности воздуха (так, значения относительной влажности колеблются в пределах $f=63...94\%$ в слое Земля–300 гПа), поэтому с прохождением этого фронта связаны сильные осадки в Карпатах (рис. 6.4). Грозы часто сопровождаются осадками ливневого характера и градом. Летом в 80–90 % случаев грозы сопровождаются ливнями, весной и осенью в 40–50 % они выпадают без осадков. Со 100% вероятностью очень сильные дожди >30 мм в 12 часов на территории Украины отмечаются в Украинских Карпатах. Значительные дожди с количеством осадков 100 мм и более на территории Украины возможны во все месяцы года за исключением января и февраля.

Для пространственно-временного распределения максимальных значений количества всех осадков на территории Украины характерны минимумы в центральной части и зона максимумов в районе Лубны (1467 мм), а также в западной части Карпат (наветренная сторона) (рис. 6.5, а). Поле среднеквадратических отклонений практически повторяет распределение максимальных значений (рис. 6.5, б). Для всей территории Украины характерно малоградиентное поле отрицательных значений коэффициентов асимметрии $As < 0$ (рис. 6.5, в). Поле коэффициентов эксцесса характеризуется только положительными значениями $E > 0$, что свидетельствует о малом интервале значений, в котором изменяется количество осадков на территории Украины за период 1971–2010 гг. (рис. 6.5, г).

Поле максимальных значений числа дней с дождем в Украине характеризуется двумя максимумами: первый расположен в западных предгорьях Карпат; второй – в районе ст. Харьков (175 дней), вся центральная и южная части Украины описывается зоной минимальных значений. Обнаруженные зоны максимумов хорошо иллюстрируют характерные для региона траектории перемещения насыщенного влагой воздуха (рис. 6.6, а). Минимальные значения среднеквадратичного отклонения характерны для центральных и северных районов (рис. 6.6, б).

Практически вся территория Украины характеризуется полем положительных коэффициентов асимметрии, небольшая зона отрицательных значений зафиксирована на побережье Черного моря в районе ст. Одесса (-0,91) (рис. 6.6, в). Для поля коэффициентов эксцесса характерны две зоны отрицательных значений на фоне положительных значений, (рис. 6.6, г) [33].

Поле максимальных значений числа дней со снегом на Украине характеризуется широтным распределением с локальным минимумом в районе Крыма (32 дня) (рис. 6.7, а).

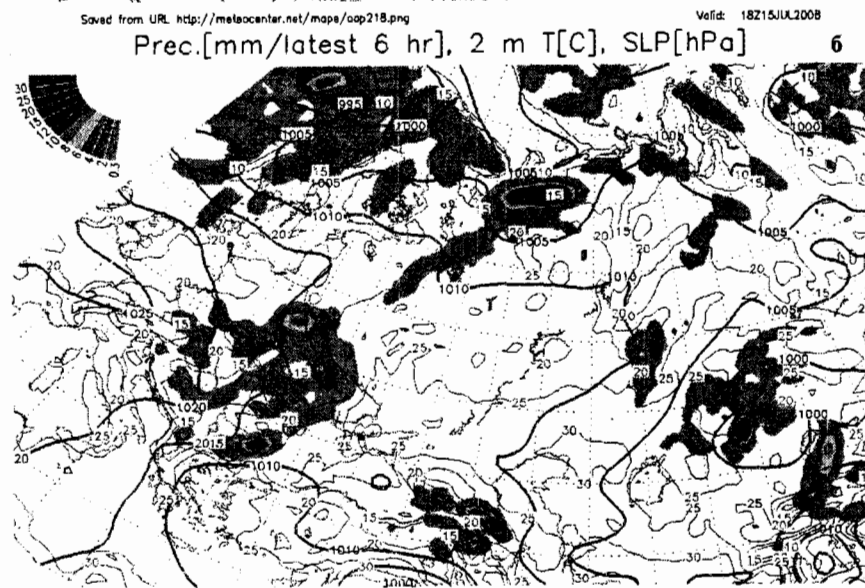
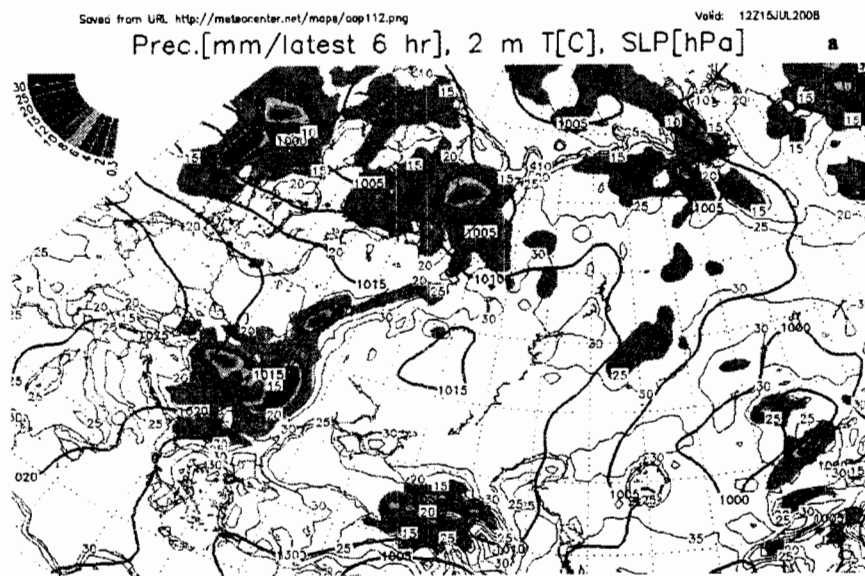


Рис. 6.4 – Карта осадков (мм) (15.07.2008): 12h (a); 18h (б) [35]

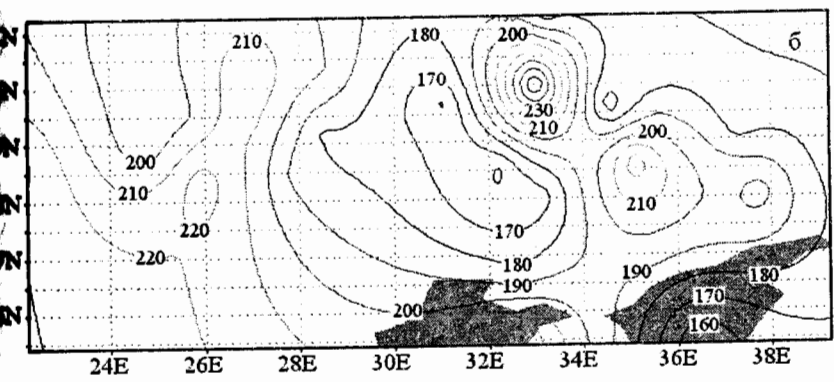
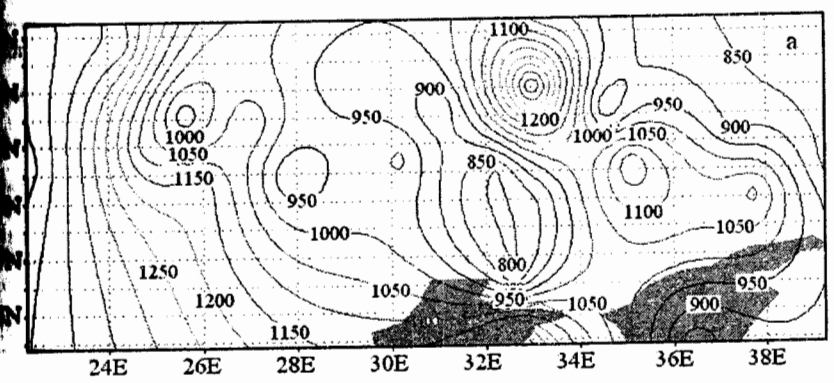


Рис. 6.5, а, б – Пространственно-временное распределение максимальных значений (а), среднеквадратических отклонений (б) количества всех осадков на Украине

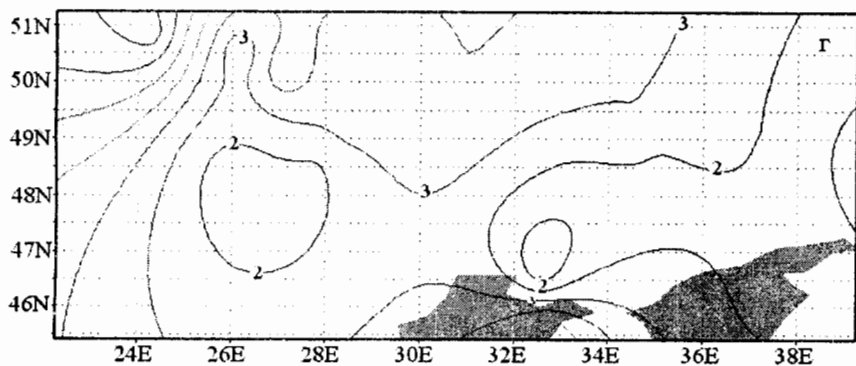
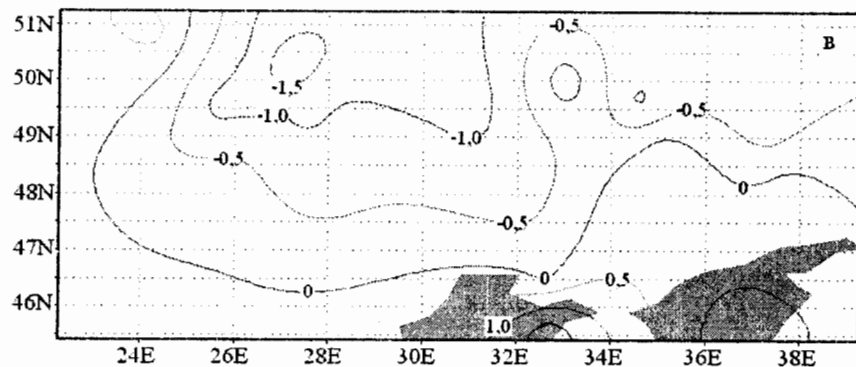


Рис. 6.5, в, г – Пространственно-временное распределение коэффициентов асимметрии (в) и коэффициентов эксцесса (г) количества всех осадков на Украине

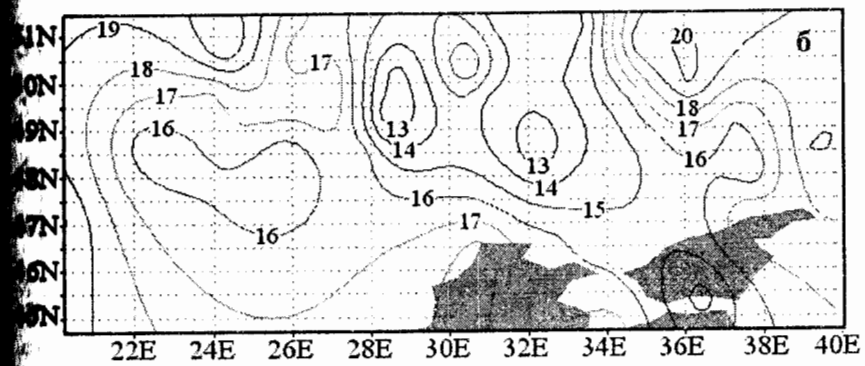
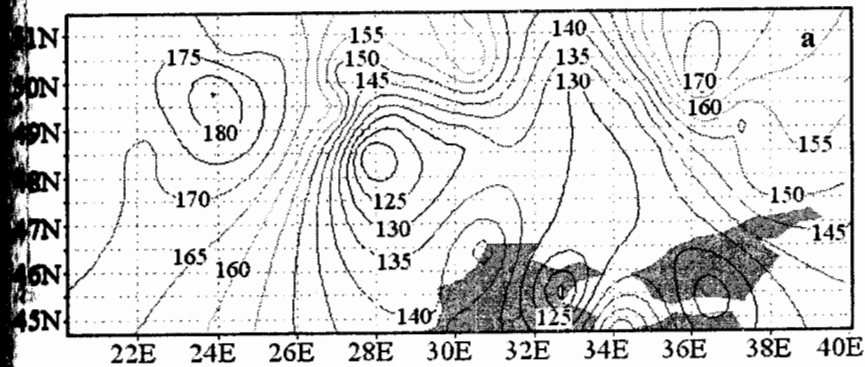


Рис. 6.6, а, б – Пространственно-временное распределение максимальных значений (а), среднеквадратических отклонений (б) количества дней с дождем на Украине

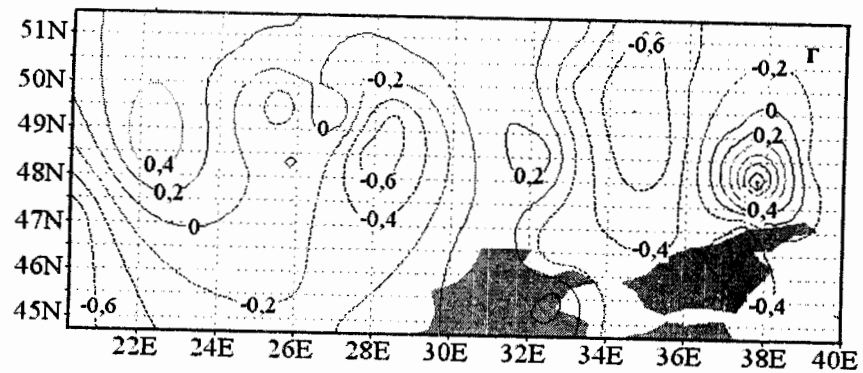
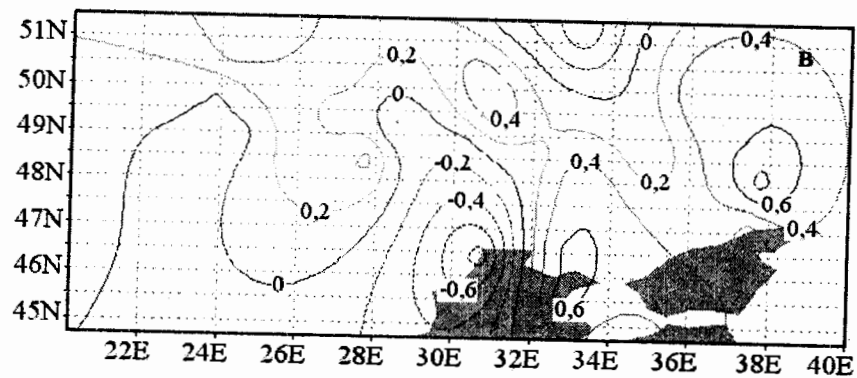


Рис. 6.6, в, г – Пространственно-временное распределение коэффициентов асимметрии (в) и коэффициентов эксцесса (г) количества дней с дождем на Украине

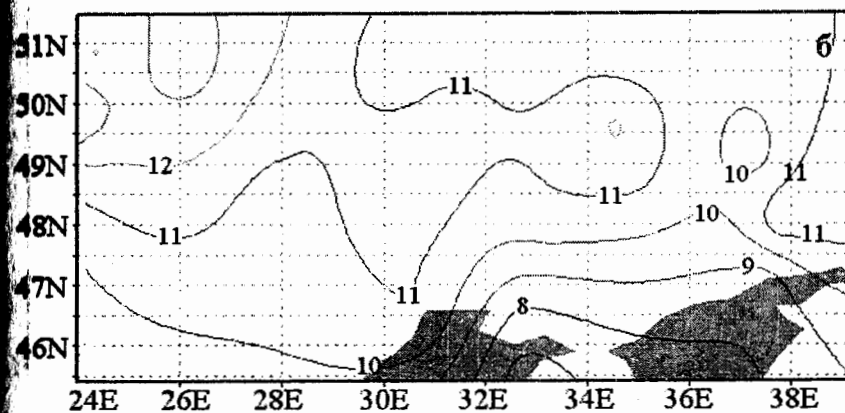
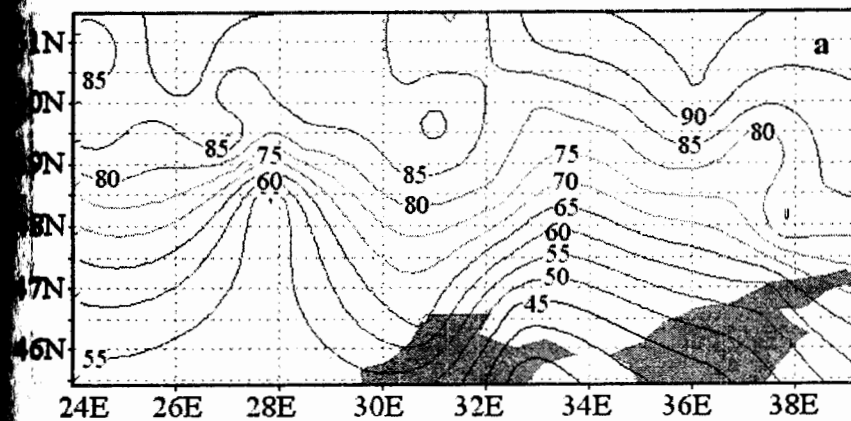


Рис. 6.7, а, б – Пространственно-временное распределение максимальных значений (а), среднеквадратических отклонений (б) количества дней со снегом на Украине

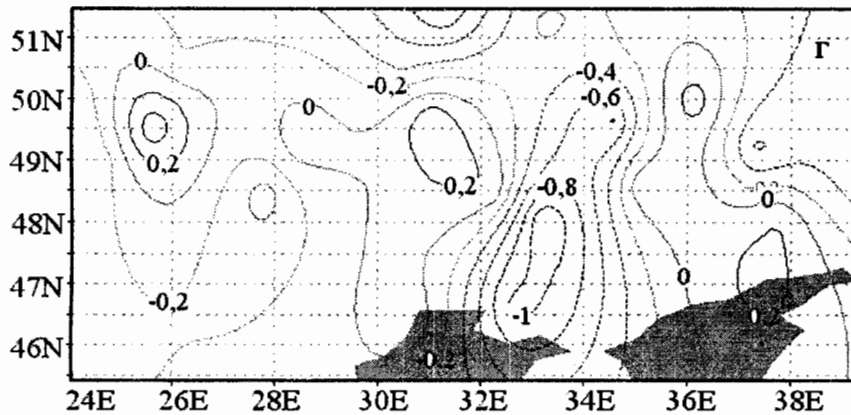
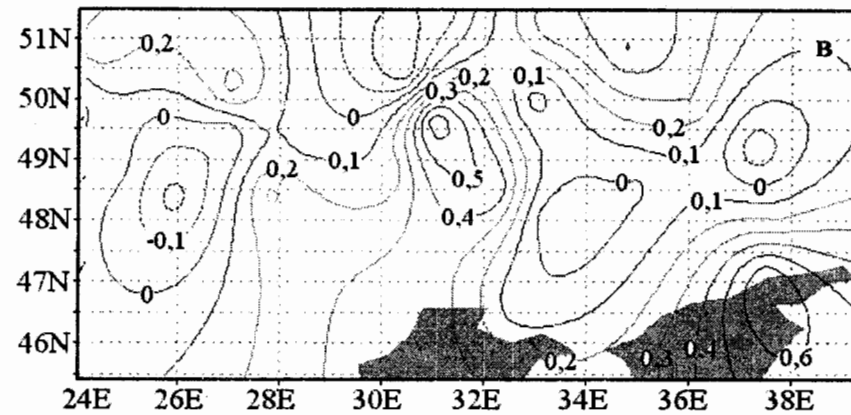


Рис. 6.7, в, г – Пространственно-временное распределение коэффициентов асимметрии (в) и коэффициентов эксцесса (г) количества дней со снегом на Украине

Для среднеквадратического отклонения характерно малоградиентное поле (рис. 6.7, б). Территория представлена положительными значениями коэффициентов асимметрии, только в Черновицкой области зафиксирована на небольших (-0,1) отрицательных значений коэффициентов асимметрии (рис. 6.7, в). Расчеты коэффициентов эксцесса показывают обладание сплюснутой кривой распределения, что свидетельствует о большой изменчивости числа дней со снегом за 40-летний период (рис. 6.7,

Наибольшее воздействие очень сильных снегопадов испытывают Карпатская и Ивано-Франковская области (рис. 6.8) [32].

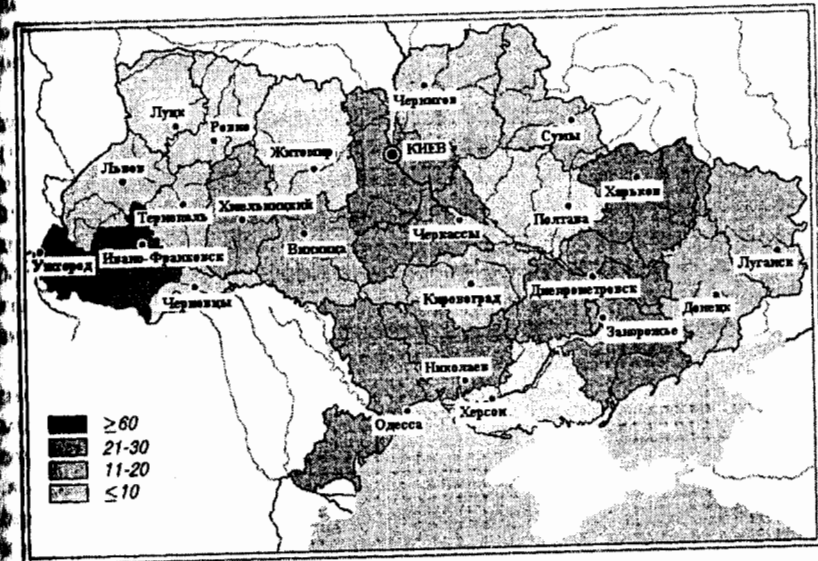


Рис. 6.8 – Повторяемость (%) очень сильного снегопада за период 1986-2005 гг.

Для анализа пространственно-временной динамики повторяемости разных видов осадков на территории Украины были рассчитаны аномалии. Для этого весь период наблюдений 1971-2010 гг. был разделен на десятилетние периоды, проведено осреднение данных для каждой географической точки за весь период, и за каждое десятилетие. Для расчета аномалий были использованы отклонения среднего значения количества всех осадков, количества дней с дождем и снегом для каждой станции за каждое десятилетие, от многолетнего среднего значения для этой точки. Распределение аномалий количества всех осадков за период 1971-1980 гг. показало для северной части Украины уменьшение осадков

(зона отрицательных аномалий), для юго-западной части характерны положительные значения аномалий, что свидетельствует о росте количества осадков.

Анализ пространственного распределения числа дней с дождем и со снегом показал, что уменьшение количества осадков в северных районах Украины и увеличение их на юго-западе и на востоке происходит за счет жидких осадков (рис. 6.9, 6.10).

В период 1981-1990 гг. практически вся территория страны представлена большими отрицательными значениями аномалий и характеризуется значительным уменьшением осадков (около -100,0 мм). Пространственное распределение числа дней с дождем и снегом за период 1981-1990 гг. показало, что уменьшение количества осадков обусловлено уменьшением числа дней с дождем практически на всей территории Украины и числа дней со снегом на юге страны.

Десятилетие 1991-2000 гг. отмечено тенденцией значительного увеличения количества всех осадков территории Украины (рис. 6.9). Однако эта тенденция отмечена не во всех районах страны. Так, для северного Причерноморья (ст. Одесса) характерно увеличение числа дней с дождем (+9,9 дней) и со снегом (+4,1 дня) на фоне уменьшения количества всех осадков (-6,9 мм), которое свидетельствует об уменьшении интенсивности осадков. В то же время юго-восточная часть региона (район Азовского моря) характеризуется увеличением количества осадков за счет жидких и твердых осадков.

В последнее десятилетие 2001-2010 гг. центральная и северная части территории характеризуется или нулевым трендом, или незначительным ростом количества осадков. Только на побережье Азовского и Черного морей образуются зоны со значительным снижением количества осадков. Причем, уменьшение количества осадков в юго-западном регионе связано с уменьшением числа дней с дождем, а уменьшение количества осадков в районе ст. Геническ, связано с уменьшением интенсивности осадков. Зафиксирован ярко выраженный максимум на ст. Одесса, где наблюдается увеличение числа дней с дождем и со снегом при росте количества всех осадков (+80,8 мм) по сравнению со средними значениями за весь период.

По сравнению с предшествующим десятилетием происходит значительный рост количества осадков на фоне небольшого увеличения числа дней с дождем и снегом. Такое соотношение количества осадков и числа дней с осадками свидетельствует о росте интенсивности осадков в районе ст. Одесса.

Исследования В.М. Волошука и других авторов [36-38] свидетельствуют о специфическом эффекте сезонно-географического уравнивания атмосферных осадков, который наблюдался на протяжении прошлого века на территории Украины в условиях глобального потепления.

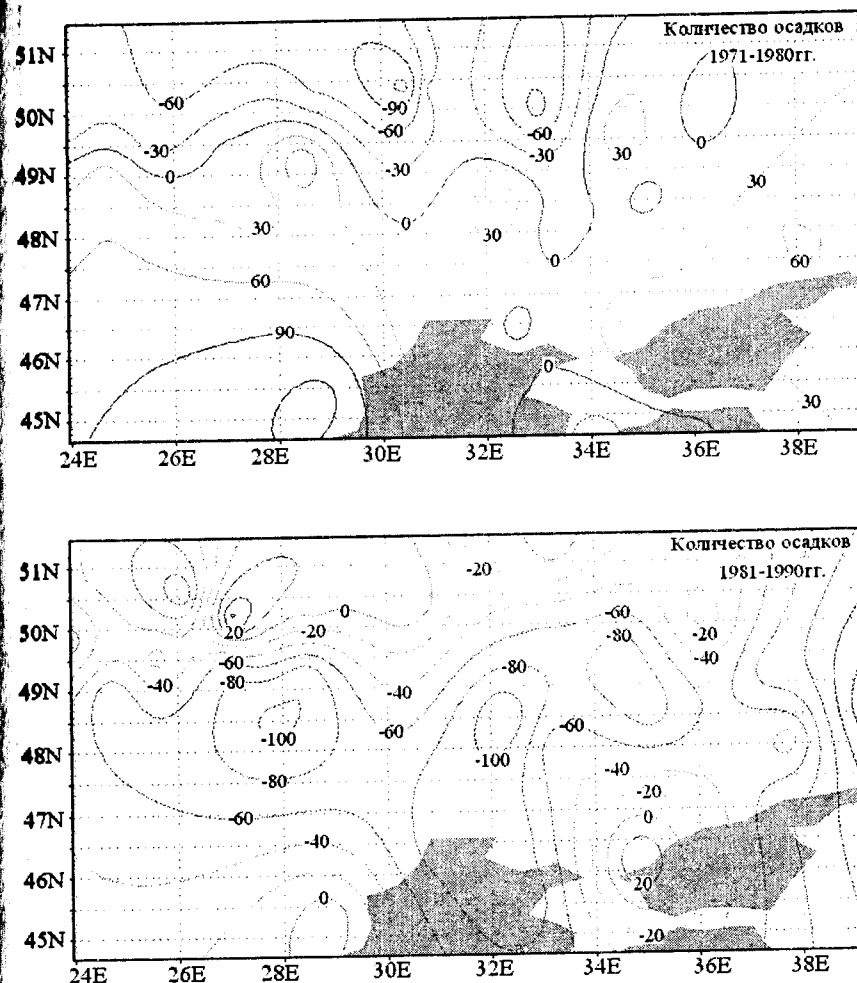


Рис. 6.9, а – Пространственное распределение аномалий количества всех осадков за периоды 1971-1980 гг. и 1981-1990 гг. на территории Украины

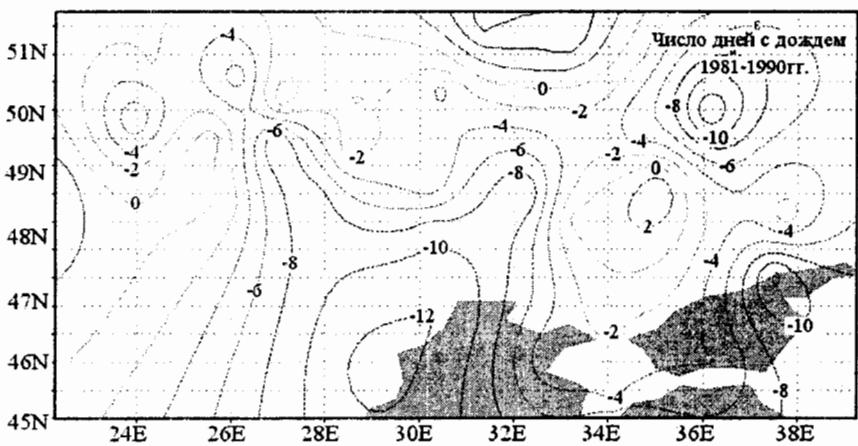
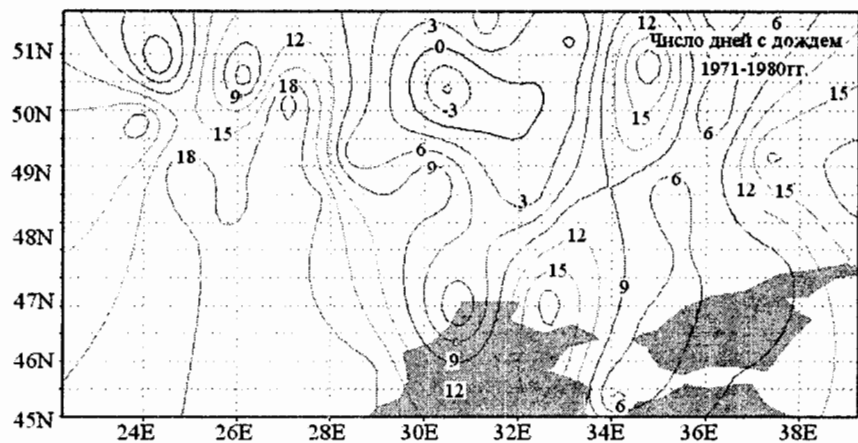


Рис. 6.9, б – Пространственное распределение аномалий числа дней с дождем за периоды 1971-1980 гг. и 1981-1990 гг. на территории Украины

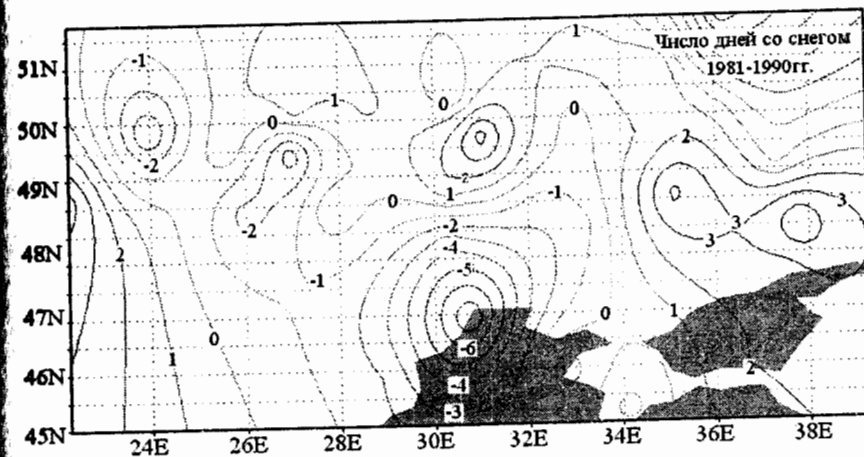
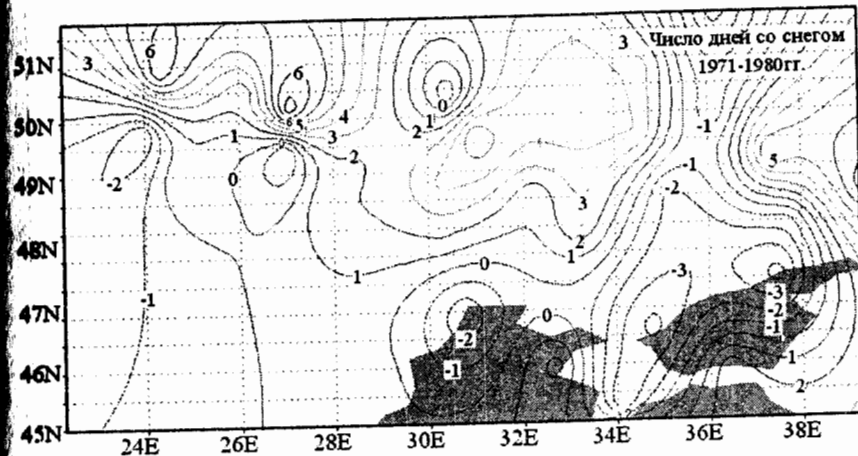


Рис. 6.9, в – Пространственное распределение аномалий числа дней со снегом за периоды 1971-1980 гг. и 1981-1990 гг. на территории Украины

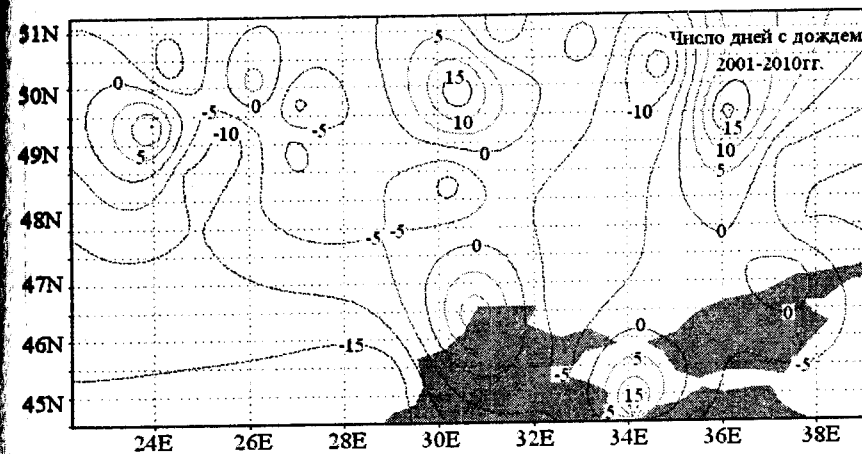
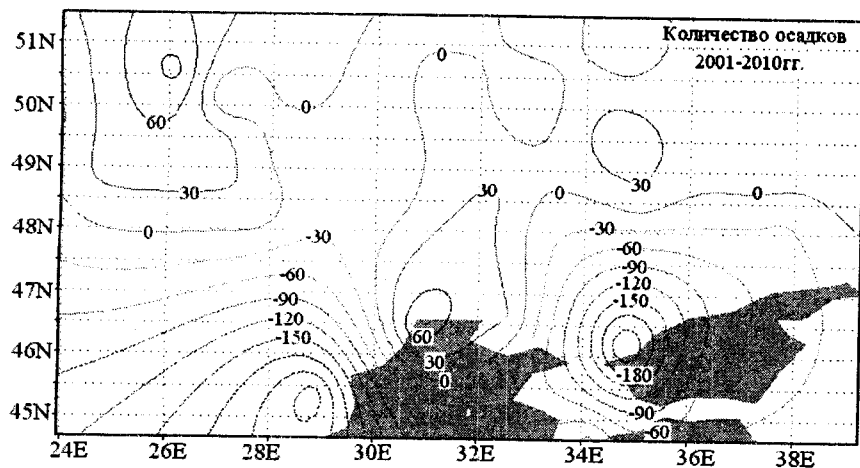
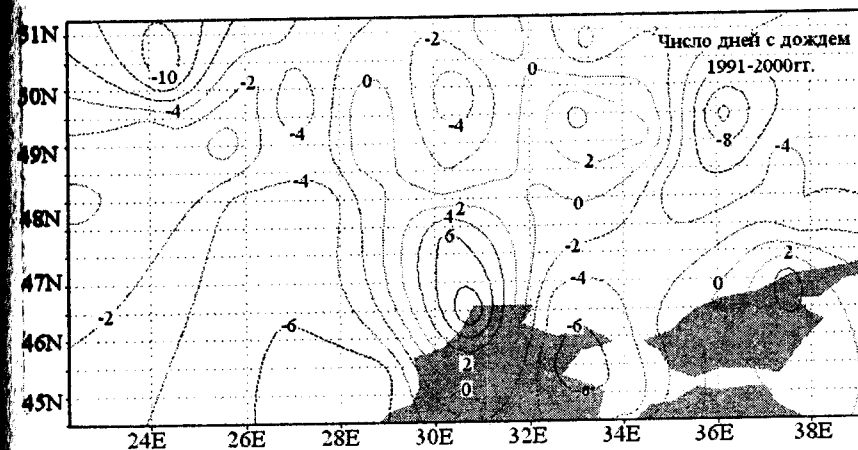
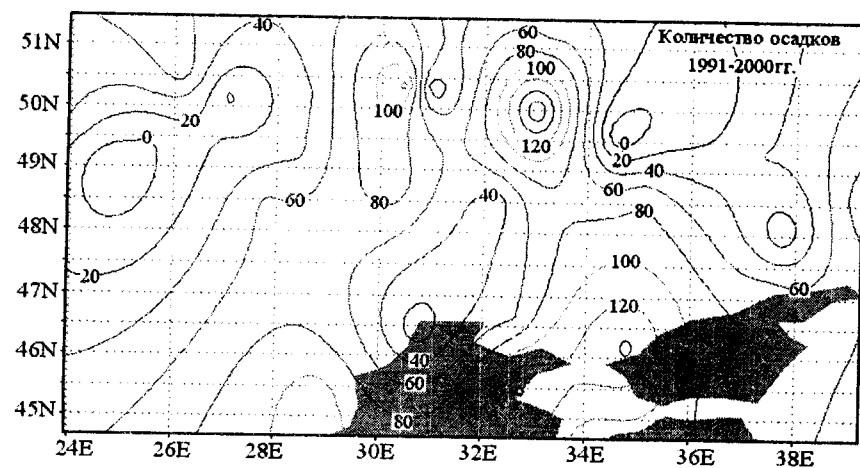


Рис. 6.10, а – Пространственное распределение аномалий количества всех осадков за периоды 1991-2000 гг. и 2001-2010 гг. на территории Украины

Рис. 6.10, б – Пространственное распределение аномалий числа дней с дождем за периоды 1991-2000 гг. и 2001-2010 гг. на территории Украины

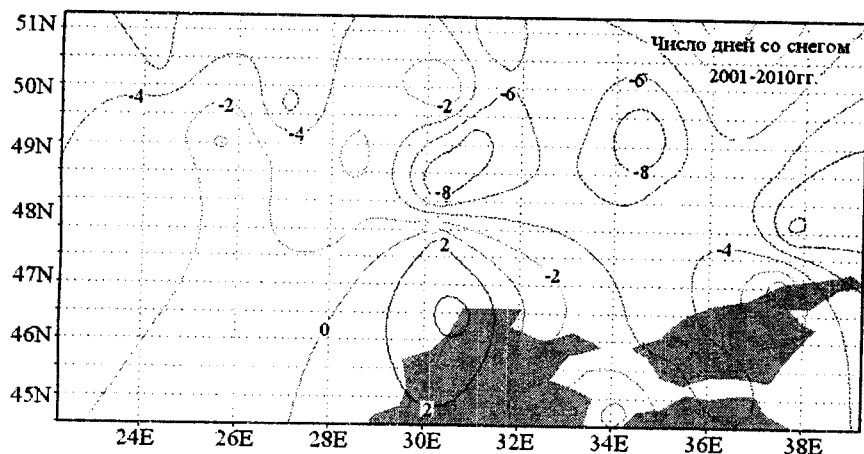
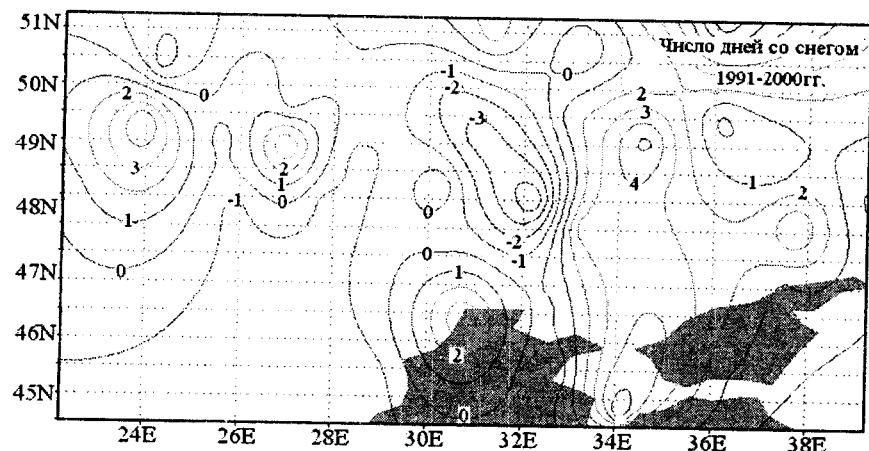


Рис. 6.10, в – Пространственное распределение аномалий числа дней со снегом за периоды 1991-2000 гг. и 2001-2010 гг. на территории Украины

Этот эффект проявлялся в том, что за последние сто лет в районах с недостаточным увлажнением (юго-восточные области Украины) годовая сумма осадков существенно увеличилась, а в районах с избыточным увлажнением (северо-западные области Украины) – уменьшилась. К тому же авторы указывают на значительный вклад осадков холодного полугодия в эти изменения. Методика нашего исследования позволяет одновременно проследить сорокалетнюю динамику количества осадков и повторяемости дождей и снега на основании аномалий, рассчитанных для территории всей Украины (рис. 6.11).

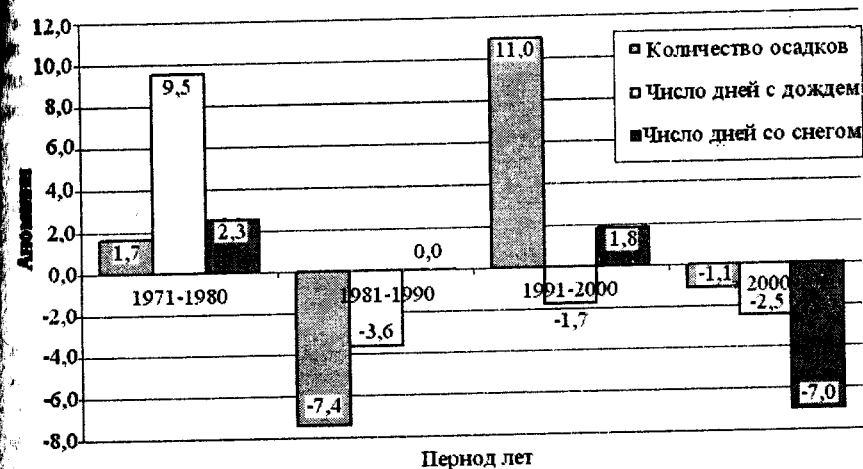


Рис. 6.11 – Распределение аномалий (%) количества всех осадков и числа дней с дождем и снегом по десятилетиям для территории Украины

Как видим, максимальным изменениям количество осадков – каждое десятилетие характеризуется значительными колебаниями (от -7,4 период 1981-1990 гг. до 11,0 период 1991-2000 гг.). Уменьшение числа дней с дождем началось на территории Украины после 1980 года, три последних десятилетия характеризуются отрицательными аномалиями числа дней с дождем. Для числа дней со снегом только последнее десятилетие отмечено значительной отрицательной аномалией (-7,0 %).

Проведенные исследования полей статистических характеристик количества осадков и повторяемости дождя и снега на территории Украины за сорокалетний период показали, что зона минимальных значений количества осадков располагается в центральной и южной части страны (степи и лесостепи) и практически совпадает с зоной минимальных

значений числа дней с дождем. Зона максимумов фиксируется в западной части Карпат на наветренной стороне. Полученное поле положительных коэффициентов асимметрии числа дней с дождем за весь период подтверждают рассчитанные аномалии, которые свидетельствуют об уменьшении числа дней с дождем с 1980 г.

Значительный рост количества осадков в период 1991-2000 гг. связан, в большей степени, с увеличением интенсивности осадков. Динамика всех характеристик осадков последнего десятилетия свидетельствует об уменьшении количества осадков и числа дней с дождем, но, что важнее всего, о значительном снижении числа дней со снегом.

Учитывая, что для степных и лесостепных районов снежный покров является основным источником увлажнения почвы, полученные отрицательные аномалии являются сигналом тревоги для различных отраслей народного хозяйства страны.

6.2 Грозы и град

6.2.1 Пространственное распределение грозоградных процессов в Северном Причерноморье

Среди многочисленных мезометеорологических процессов наибольшую роль в атмосфере играет конвекция, особенно если она сопровождается образованием кучевых и кучево-дождевых облаков. Согласно классификации пространственно-временных масштабов атмосферных явлений, можно выделить три подгруппы мезомасштабных процессов: α -мезомасштаб (размер: 200 км – 2000 км, продолжительность: до нескольких суток); β -мезомасштаб (размер: 20 км – 200 км, продолжительность: от нескольких часов до нескольких суток); γ -мезомасштаб (размер: 2 км – 20 км, продолжительность: от нескольких минут до нескольких часов). С кучево-дождевой облачностью связана значительная доля осадков в умеренных широтах и реализация таких стихийных явлений погоды, как грозы, град, торнадо. Изучение условий образования мощной конвективной облачности в период современных изменений климата является актуальным вопросом. Результаты проведенных исследований позволят реализовать адекватные адаптационные мероприятия в отношении природных и социально-экономических систем на фактическую или ожидаемую смену климата, которые приведут к минимизации экономического ущерба от опасных явлений погоды, связанных с конвективной облачностью, или использовать благоприятные возможности. На территории Украины на протяжении нескольких десятилетий действуют противорадиационные полигоны, технология активных воздействий на которых предусматривает

возможность осуществлять не только оперативные наблюдения за развитием конвективных процессов, но и существенно влиять, путем внесения кристаллизирующего реагента в облака и осадки, на их пространственно-временное распределение и интенсивность [39].

Проблемы, связанные со сверхкраткосрочным прогнозом мезомасштабных явлений, актуальны во всем мире. В ВМО они известны под названием „Nowcasting” (сверхкраткосрочный прогноз 2...3 часа) [24]. При исследовании конвективных процессов успешно используются метеорологические радиолокаторы как адекватное средство для изучения мезомасштабных облачных систем и мезопроцессов групп β и γ , где β соответствует мезомасштабу 20...200 км, а γ – 2...20 км.

Процессы образования и роста града, а также реализация грозовых явлений, тесно связаны с тепло- и влагосодержанием воздушных масс, причем определяющее значение в развитии конвекции принадлежит нижней тропосфере, которая содержит основной водозапас и имеет значительную неустойчивость. Поэтому градообразование обусловлено развитием мощной конвективной облачности, а также внутримассовыми процессами, которые связаны с прогревом воздушной массы от подстилающей поверхности [22, 23, 40].

Большинство случаев реализации грозоградных процессов связаны с прохождением холодных фронтов с волнами во время выхода на территорию Украины южных, юго-западных и западных циклонов (>50%). Несколько меньшая доля реализации грозоградных процессов связана с внутримассовыми процессами. Существует хорошо выраженный суточный ход реализации грозоградных процессов на Украине, которые часто возникают в после полуденные часы (с 12 до 18 часов), что связано с максимумом инсоляции. Проведенные ранее исследования условий возникновения гроз на территории Украины позволили обнаружить закономерности пространственно-временного распределения гроз [41, 42]. На большей части территории максимум числа дней с грозой фиксируется в июне, а в высокогорных районах – в июле. На эти месяцы приходится более 50 % общего числа дней с грозой за год. В августе число дней с грозой составляет 20 %, в мае – около 15 %.

Быстрое уменьшение числа гроз происходит с августа до сентября и наблюдается последующее их уменьшение с сентября до октября, в ноябре грозовая деятельность фиксируется очень редко. Минимум числа дней с грозой приходится на зимние месяцы. Суточный ход грозовой активности показал, что наиболее часто грозы на Украине возникают в послеполуденные часы (12–18 часов) и к ночи затухают. Ночью и в первой половине дня вероятность их образования почти одинакова [41, 42].

Для выявления пространственно-временных закономерностей развития мезомасштабных неоднородностей в исследуемом регионе использовалась методика визуализации данных, полученных при

статистической обработке исследуемого материала, в качестве которого выступили данные гидрометеорологических станций и постов. Данные каждой станции были подвергнуты статистической обработке. Для картирования были использованы результаты расчетов – максимальные значения, среднеквадратичное отклонение, коэффициенты асимметрии, эксцесса. Пространственно-временное распределение максимальных значений числа дней с грозой в регионе характеризуется двумя максимумами. Первый расположен в районе Киева; второй – в районе Крымских гор, которые являются районом со сложными орографическими условиями (наличие низин рядом с горными грядами, вызывающие восходящие потоки воздуха и приводящие к формированию кучево-дождевой облачности и интенсификации грозовых явлений [41, 42]) (рис. 6.12, а). Максимум в районе Киева может быть объяснен ростом в атмосфере над городом числа ядер конденсации, образовавшихся в результате выброса продуктов сгорания автомобильного топлива. Как показали данные статистических исследований, за последнее десятилетие в городе произошло значительное увеличение автомобильного транспорта.

Пространственно-временное распределение среднеквадратичного отклонения числа дней с грозовыми явлениями показало наличие максимумов в районе Карпат, Донецкого кряжа и Крымских гор (рис. 6.12, б). Коэффициент асимметрии, приведенный в большинстве случаев характеризуется левосторонней асимметрией (рис. 6.12, в). Практически вся исследуемая территория занята положительными коэффициентами эксцесса (рис. 6.12, г).

Анализ результатов расчетов данных о повторяемости града показал, что максимальное число дней с градом за год колеблется от 0 до 10 дней. Распределение максимальных значений числа дней с градом в исследованном регионе, характеризуется несколькими максимумами, обусловленных в первую очередь орографическими условиями: район Карпат и Крымского полуострова (рис. 6.13, а). Этим же районам соответствуют максимумы среднеквадратичного отклонения (рис. 6.13, б).

Для реализации градового процесса нужна подготовленная тропосфера (теплый, насыщенный влагой воздух, неустойчиво-стратифицированная тропосфера, скорость ветра в верхней тропосфере близкая к струйным течениям). Выявлено, что весь район исследования представлен полем положительных значений коэффициентов асимметрии числа дней с градом; то есть, для повторяемости града характерна сильная правосторонняя асимметрия (рис. 6.13, в). Для значений коэффициента эксцесса характерна вытянутая кривая распределения, которая свидетельствует о малом интервале значений изменчивости числа дней с градом за исследованный период (рис. 6.13, г). Отметим, что зоны максимальных положительных значений и максимумов коэффициентов асимметрии и эксцесса совпадают.

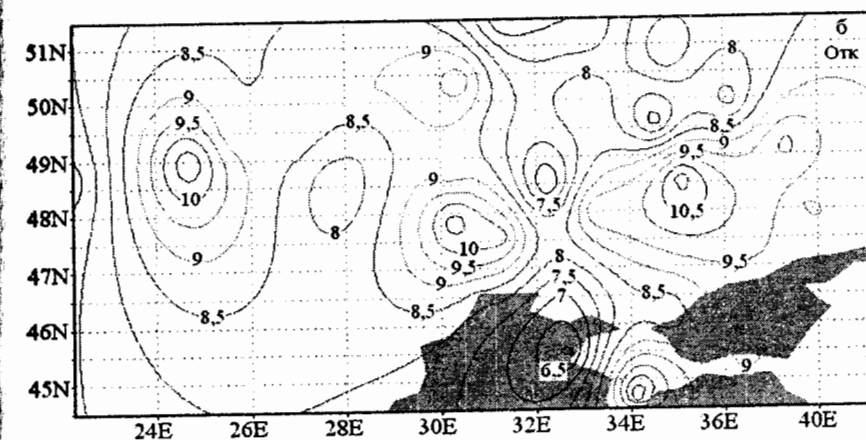
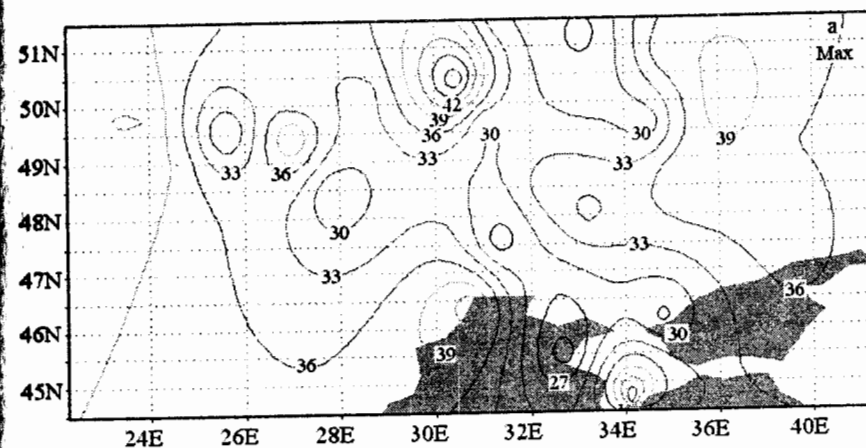


Рис. 6.12, а, б – Распределение максимальных значений (а), среднеквадратичского отклонения (б) числа дней с грозами

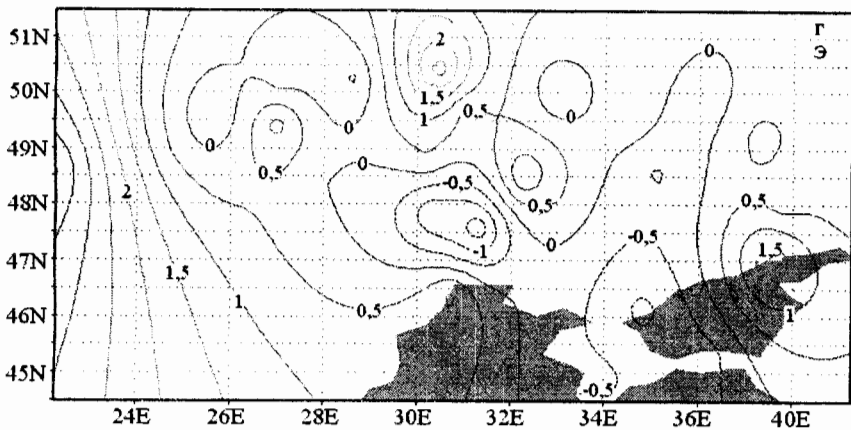
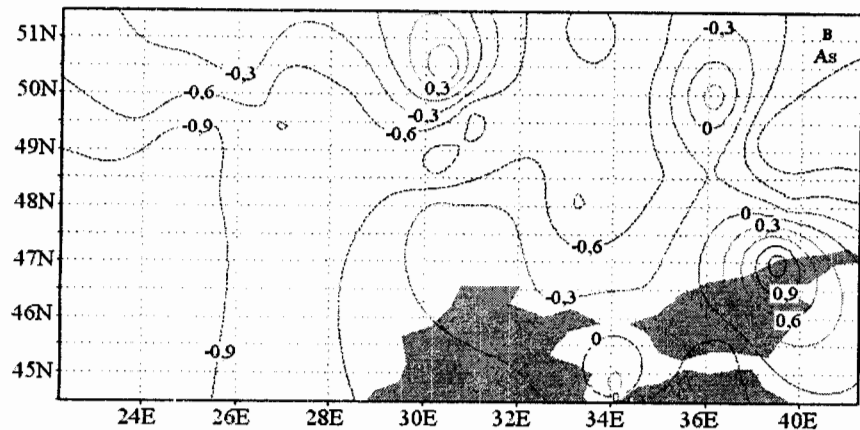


Рис. 6.12, в, г – Распределение коэффициентов асимметрии (в) и коэффициентов эксцесса (г) числа дней с грозами

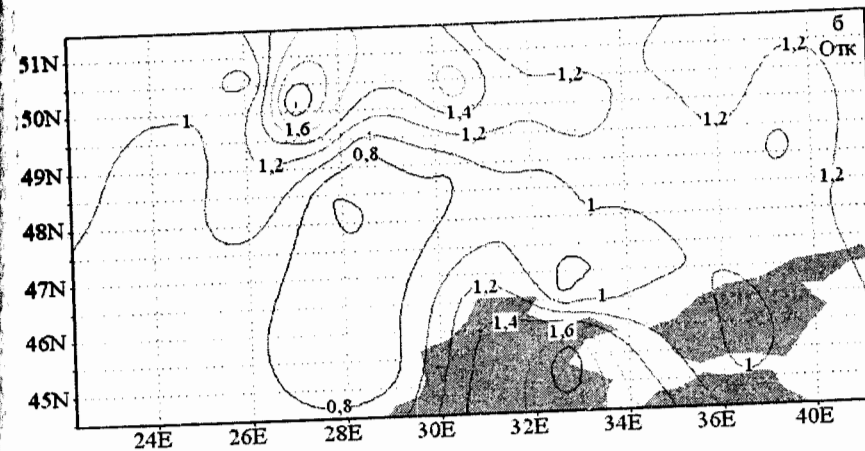
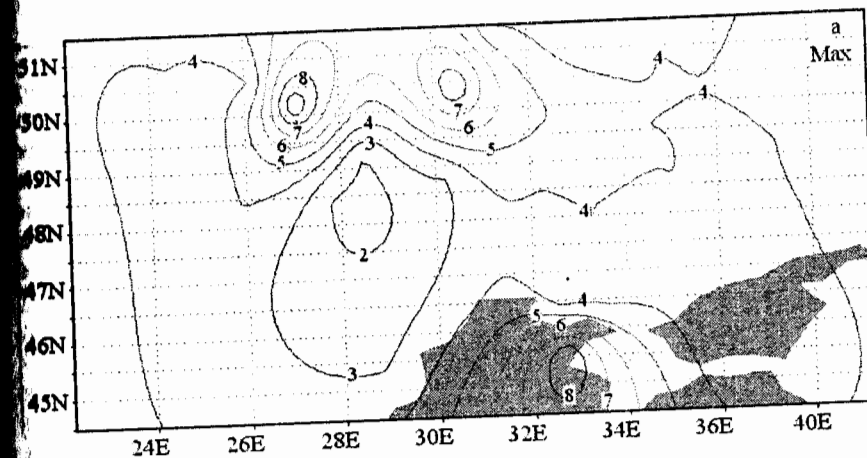


Рис. 6.13, а, б – Распределение максимальных значений (а), среднеквадратического отклонения (б) числа дней с градом

6.2.2 Динамика повторяемости гроз на территории Украины по результатам компонентного анализа

Из многочисленных мезометеорологических процессов наибольшую роль в атмосфере играет конвекция, особенно если она сопровождается образованием кучево-дождевых облаков, с которыми связаны такие явления как град, грозы, торнадо, ливневые осадки. Грозы являются одним из опасных явлений погоды, связанных с конвективной облачностью. В настоящее время существует целый ряд разработок, позволяющих с высокой степенью вероятности обнаруживать и локализовать по косвенным признакам грозовые облака с помощью метеорологических радиолокаторов, грозорегистрационных систем и данных метеостанций для целей штормоповещения [42–44]. Таким образом, изучение современных региональных особенностей статистики (климатологии гроз) является основной целью мониторинга грозовых явлений. Исследования последних десятилетий показали, что грозовая активность чутко реагирует на изменения температуры, влажности, радиационного режима и состава атмосферы [36, 45, 46].

Проведен анализ данных о числе дней с грозой на территории Украины, с апреля по сентябрь за период 1970–2011 гг., разделенных на два периода: 1970–1989 гг. и 1990–2011 гг. Представлены данные 29 метеорологических станций Украины [47]. Использование компонентного анализа дает возможность: получить собственные значения и собственные векторы матриц корреляции, провести параметризацию поля повторяемости гроз; осуществить анализ полей первых собственных векторов, благодаря чему появляется возможность ликвидировать большую рассредоточенность исходной информации, а также решить проблему сжатия исходной информации. Известно, что поля метеорологических величин, формируются под действием атмосферных процессов разных масштабов: макромасштаба, синоптического масштаба, мезомасштаба и более мелкого масштаба. Компонентный анализ позволяет сосредоточить внимание отдельно на процессах разных масштабов, влияющих на условия возникновения изучаемого явления [48]. В основе решения задачи сжатия исходной информации лежит линейное ортогональное преобразование исходного поля (6.1) в базисе собственных векторов матрицы корреляции ΔX_j :

$$\Delta X_j = \begin{Bmatrix} \Delta X_{1j} \\ \Delta X_{2j} \\ \dots \\ \Delta X_{ij} \\ \dots \\ \Delta X_{nj} \end{Bmatrix}, i = 1, \bar{n}. \quad (6.1)$$

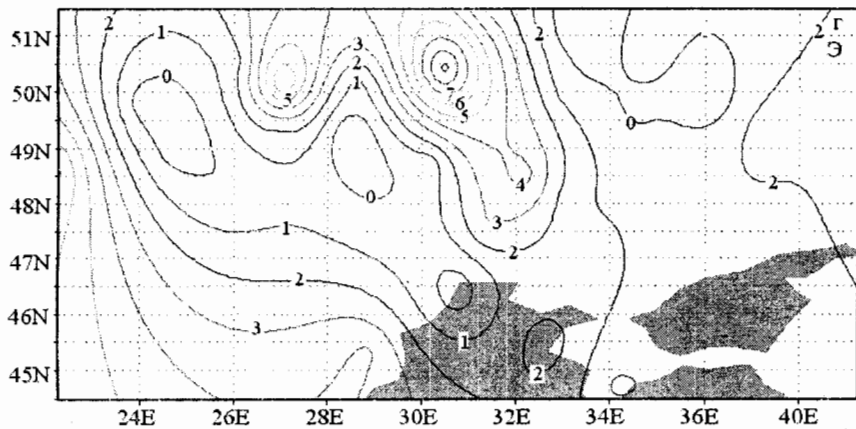
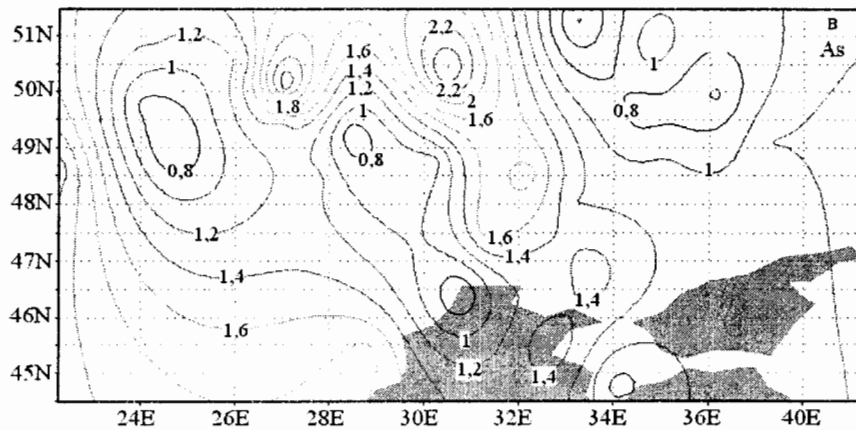


Рис. 6.13, в, г – Распределение коэффициентов асимметрии (в) и коэффициентов эксцесса (г) числа дней с градом

Для определения собственных векторов матрицы корреляции используется матричное уравнение полной проблемы собственных значений:

$$R_x W_i = \lambda_i W_i, \quad (6.2)$$

где R_x – матрица корреляции, λ_i – собственное значение матрицы корреляции, W_i – i -тый ортонормированный собственный вектор.

Решение полной проблемы собственных значений дает возможность получить собственные значения (λ_i) и собственные векторы (W_i) матрицы корреляции. Свойство ортогональности собственных векторов дает возможность рассматривать совокупность собственных векторов как базис n -мерного евклидова пространства R^n и провести разложение вектора ΔX_j или (X_j) в этом базисе. Вектор ΔX_j представляет собой метеорологический объект – поля повторяемости гроз. Проведем разложение вектора ΔX_j , чтобы получить вектор меньшего размера, которому были бы присущи все основные физические свойства исходного вектора:

$$W' \Delta X_j = Z_j, \quad (6.3)$$

где

$$Z_j = \begin{Bmatrix} Z_{1j} \\ Z_{2j} \\ \dots \\ Z_{ij} \\ \dots \\ Z_{nj} \end{Bmatrix}, \quad i = 1, \bar{n}. \quad (6.4)$$

Известно, что суммарная дисперсия метеорологического поля распределяется таким образом, что наибольшая ее часть представляет собой дисперсию первой ортогональной компоненты.

Как показал анализ полученных результатов, для исследуемого поля повторяемости гроз за период: 1970-1989 гг. величины первых пяти собственных значений исчерпывают около 51 % суммарной дисперсии поля, для периода 1990-2011 гг. эта величина возросла до 59 % (табл. 6.1). Как видим, анализ подтвердил основную теорию многофакторности условий возникновения гроз, т.е. на условия возникновения грозовой

ситуации влияют большое количество различных факторов: изменение температуры, влажности, радиационного режима, состава атмосферы [49].

Таблица 6.1 – Охват дисперсии (%) повторяемости гроз для двух периодов лет 1970-1989 гг. и 1990-2011 гг.

№ компоненты	Собственное число		% охвата		Динамика %
	1970-1989	1990-2011	1970-1989	1990-2011	
1	5,50	7,52	18,97	25,93	+6,96
2	2,96	3,17	10,20	10,95	+0,75
3	2,93	2,19	7,69	7,55	-0,14
4	2,21	2,16	7,61	7,44	-0,17
5	2,04	2,10	7,03	7,23	+0,20
Сумма:			51,50	59,09	+7,59

Поскольку наиболее крупномасштабные атмосферные процессы характеризуются наибольшей дисперсией, то первая ортогональная компонента Z_1 и первый собственный вектор отражает особенности процессов наиболее крупных масштабов, под действием которых формируются поля числа дней с грозой.

Хорошо заметна динамика первой главной компоненты. На ее долю приходится от ≈ 19 до ≈ 26 % суммарной дисперсии поля. Как видим, за последние 22 года влияние первой главной компоненты на реализацию грозовых явлений увеличилось на ≈ 7 % [49]. Вторая, третья и последующие ортогональные компоненты характеризуют процессы более мелкого масштаба, в том числе и шумы, обусловленные ошибками. В нашем случае главные компоненты с третьей по пятую, являются практически одинаково весомыми. Уделим внимание первым трем главным компонентам.

С помощью скользящего сглаживания проведено избавление от шумовой компоненты во временных рядах главных компонент числа дней с грозой. Для скользящего сглаживания использовалась периодичность с максимальной энергией колебания, рассчитанная с помощью быстрого преобразования Фурье с вероятностью 68 % (рис. 6.14). Выявлены характерные гармоники: так, для первой и третьей главных компонент в первом и втором временных периодах свойственно двухлетнее колебание, а для второй главной компоненты – четырехлетнее. Кроме того, анализ временной изменчивости первой главной компоненты показал, что на протяжении двух периодов наблюдается разнонаправленная тенденция: для периода 1970-1998 гг. характерно незначительное уменьшение значений, а в период 1990-2011 гг. наблюдается значительный рост влияния процессов, описываемых первой главной компонентой на

повторяемость гроз на территории Украины (рис. 6.14, а, б). Полученная динамика хорошо описывает устойчивый рост грозовой активности в регионе в последнее время. Проведем анализ полей первых трех собственных векторов, для этого визуализируем расчетные значения (рис. 6.15). Поле первого собственного вектора характеризуется зонами максимальных значений в районе Азовского моря для периода 1970-1989 гг.

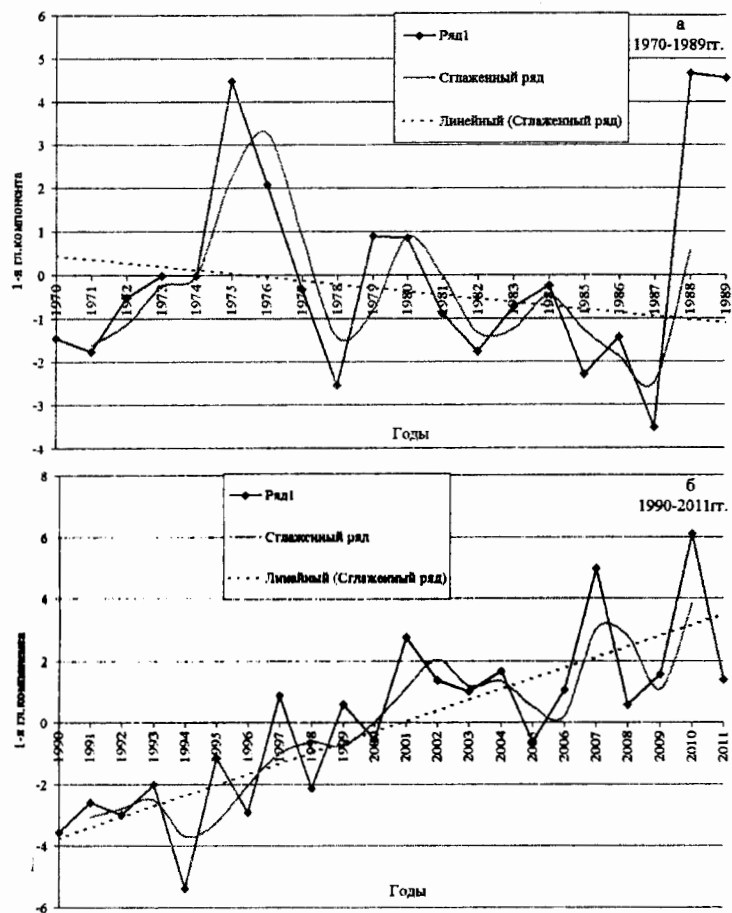


Рис.6.14 – График первой главной компоненты повторяемости гроз для 1970-1989 гг. (а) и 1990-2011 гг. (б)

Следующее двадцатилетие характеризуется распространением зоны максимальных значений на большую территорию Украины с максимумами в районе г. Харькова и г. Львова. Учитывая, что для второго периода увеличился процент суммарной дисперсии поля (на 7 %) можно подтвердить явную тенденцию к увеличению площади положительных значений. Подобную тенденцию можно связать с ярко выраженным притоком южного теплого и влажного воздуха. Поле второго собственного вектора характеризуется более сложной и мелкой структурой и двумя зонами максимумов.

В период 1970-1989 гг. первая зона положительных значений приходится на Луганскую и Днепропетровскую область, а точнее на Донецкий кряж, который является естественной возвышенностью, находящуюся на пути воздушных потоков, здесь наблюдается более 50 % от общего числа дней с грозой за год. Второй максимум расположен над Кременчугским водохранилищем [49].

В период 1990-2011 гг. произошло смещение первой зоны максимумов южнее, в район Мариуполя. Как известно, грозовая активность напрямую зависит от количества ядер конденсации в атмосфере. Одним из основных поставщиков ядер конденсации являются промышленные предприятия, в том числе и металлургической отрасли. Для Мариуполя таким предприятием является завод „Азовсталь”, где за последние 18 лет (1993-2011 гг.) выбросы варьируются от 315 до 425 тыс. тонн в год [50].

Резкий рост грозовой активности с 2000 года на ст. Мариуполь, может быть связан с одновременным повышением температуры воздуха и ростом производственных выбросов. В свою очередь, рост грозовой активности на ст. Мариуполь на фоне ее небольшого уменьшения в районе г. Луганск, привело к перемещению максимума в район ст. Мариуполь (рис. 6.16). Второй максимум, отмечаемый на карте, сместился в район г. Киева, а также появился третий максимум в районе г. Львова.

Поля третьего собственного вектора характеризуется значительными изменениями. Так в период 1970-1989 гг. наблюдается малоградиентное поле, а в период 1990-2011 гг. эта же территория представлена значительными горизонтальными градиентами и характеризуется двумя зонами максимумов: в районе Азовского моря и Донецкого кряжа и в районе Карпат. Объяснение изменений пространственного распределения значений третьего собственного вектора требует дополнительных исследований.

Таким образом, с помощью компонентного анализа проведена параметризация поля повторяемости гроз. Получены собственные значения матрицы корреляции, а также решена проблема сжатия исходной информации. Как показал анализ полученных результатов, для исследуемого поля повторяемости гроз величины первых пяти

собственных значений исчерпывают от 51 до 59 % суммарной дисперсии поля, что свидетельствует о большом количестве факторов, от которых зависит повторяемость грозовой активности на Украине [49].

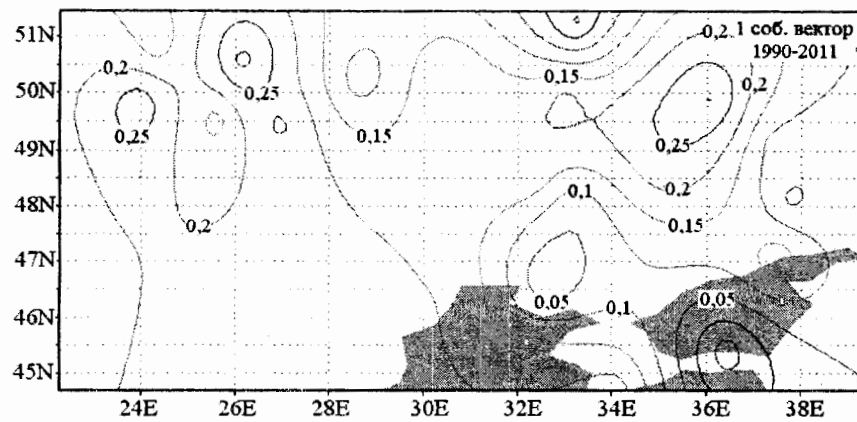
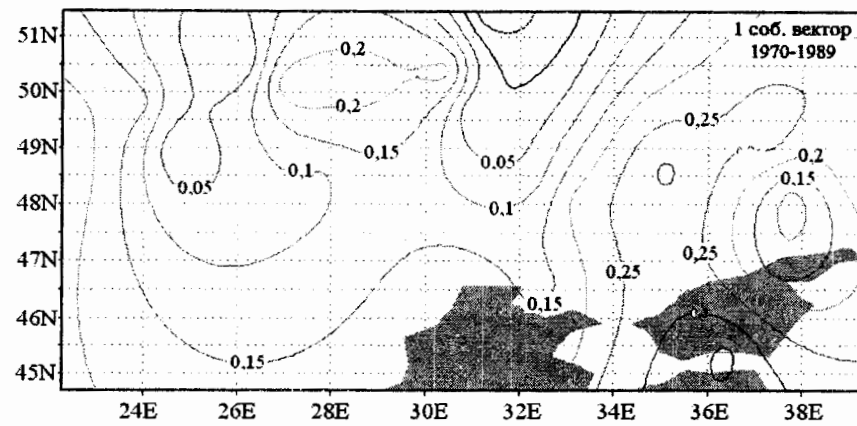


Рис. 6.15, а – Поля первого собственного вектора для двух периодов лет 1970-1989 гг. и 1990-2011 гг.

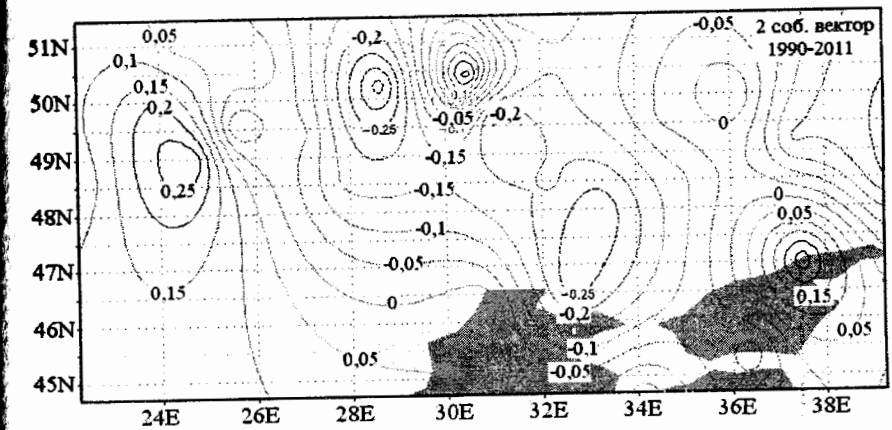
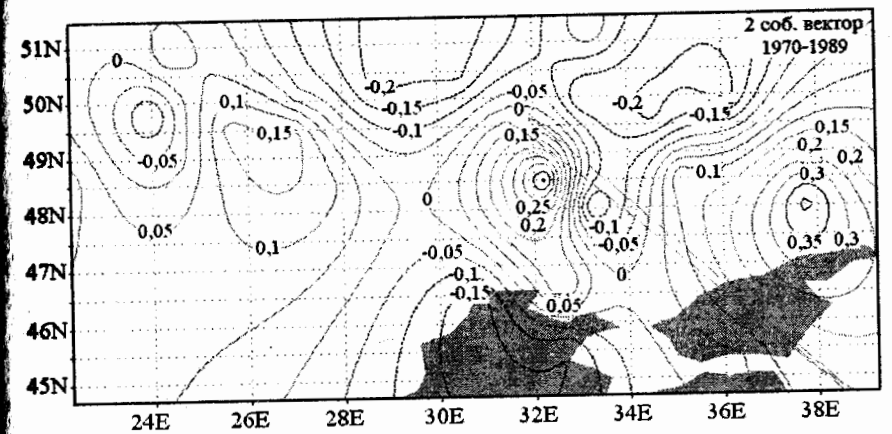


Рис. 6.15, б – Поля второго собственного вектора для двух периодов лет 1970-1989 гг. и 1990-2011 гг.

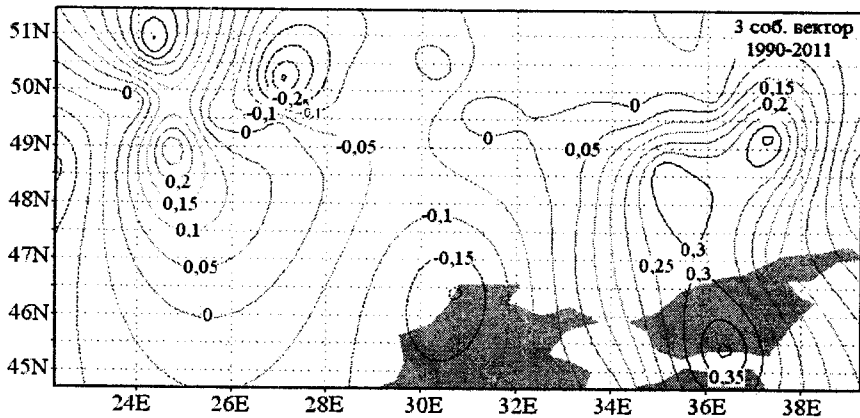
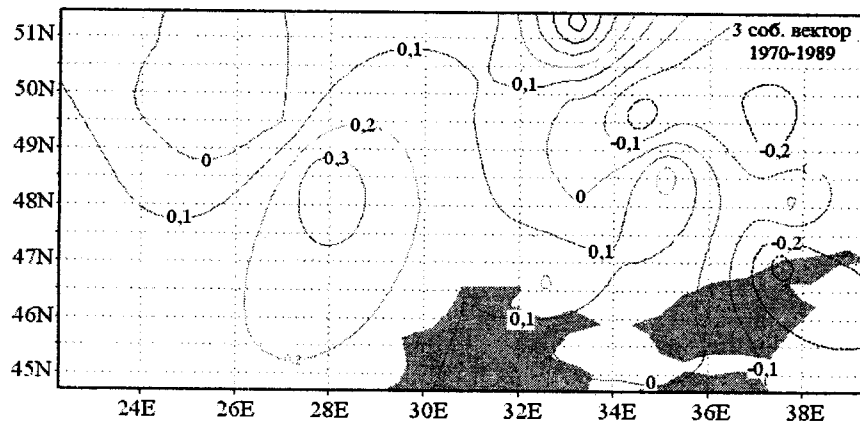


Рис. 6.15, в – Поля третьего собственного вектора для двух периодов лет 1970-1989 гг. и 1990-2011 гг.

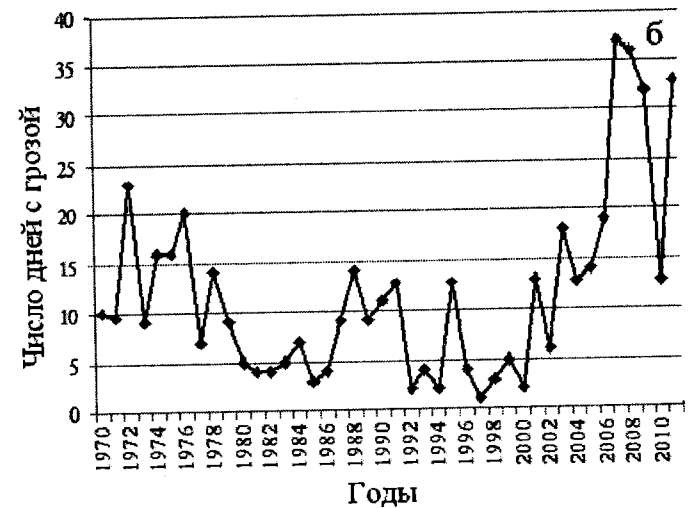
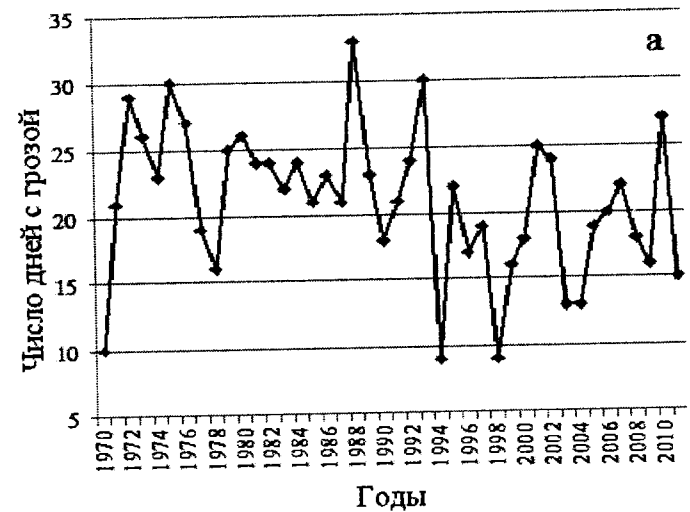


Рис. 6.16 – Многолетние изменения повторяемости гроз. а) Луганск, б) Мариуполь

Так в период 1970-1989 гг. наблюдается малоградиентное поле, а в период 1990-2011 гг. эта же территория представлена значительными горизонтальными градиентами и характеризуется двумя зонами максимумов: в районе Азовского моря и Донецкого края и в районе Карпат. Объяснение изменений пространственного распределения

значений третьего собственного вектора требует дополнительных исследований.

Таким образом, с помощью компонентного анализа проведена параметризация поля повторяемости гроз. Получены собственные значения матрицы корреляции, а также решена проблема сжатия исходной информации. Как показал анализ полученных результатов, для исследуемого поля повторяемости гроз величины первых пяти собственных значений исчерпывают от 51 до 59 % суммарной дисперсии поля, что свидетельствует о большом количестве факторов, от которых зависит повторяемость грозовой активности в Украине [35].

Кроме того, были определены изменения в полях собственных векторов повторяемости гроз на территории Украины за период 1970-2011 гг., которые характеризуют изменение процессов разных масштабов, влияющих на повторяемость гроз в Украине. Выявлен рост влияния первой главной компоненты на повторяемость гроз на территории Украины, увеличение процента суммарной дисперсии поля (на 7 %) можно связать с ярко выраженным притоком южного теплого и влажного воздуха.

Выявленное перемещение зон максимумов второго собственного вектора связано с ростом производственных выбросов на заводе „Азовсталь”. Полученные данные о производственных выбросах в г. Мариуполь подтверждают соответствие динамики выбросов предприятий металлургической отрасли современной динамике повторяемости гроз в этом районе, что, свидетельствует о взаимосвязи атмосферного электричества с составом атмосферы и климатом планеты.

6.3 Ветер и связанные с ним явления

Ветер предопределяется макромасштабными и микромасштабными атмосферными процессами и характеризуется значительной изменчивостью во времени и пространстве. Реализация многих атмосферных явлений связана с ветром, ветер – важный источник энергетических ресурсов облачного объема. Одними из наиболее распространенных стихийных метеорологических явлений, связанных с ветром, являются: шквал, смерч, пылевая буря, метель, которые характеризуются усилением ветра до максимальной скорости. Шквалы и смерчи чаще наблюдаются в теплый период года, метели, – в холодный, пылевая буря может отмечаться как в теплый, так и холодный период года. Возможным механизмом образования шквалов в теплый период года является развитие в конвективных облаках при неустойчивой стратификации атмосферы нисходящих потоков воздуха, которые под облаками переходят в горизонтальный поток.

Шквал (от англ. squall) – внезапное резкое усиление ветра (>5 м/с), связанное с кучево-дождевыми облаками. Скорость ветра при шквале

превышает 10 м/с (может достигать 20...25 м/с и больше), длительность – от нескольких минут до 1...1,5 часов. Шквал часто вызывает разрушения – ломает деревья, повреждает легкие здания и т.д. Шквал нередко сопровождается ливневым дождем и грозой, в ряде случаев – градом, а если почва сухая и нет осадков – пылевой бурей. Обычно сильный ветер в средних широтах связан с областями большого перепада атмосферного давления, вызванного или активной циклонической деятельностью (градиентный ветер), или мощной конвекцией (шквалы и смерчи). Наибольшую угрозу представляет шквал (рис. 6.17).

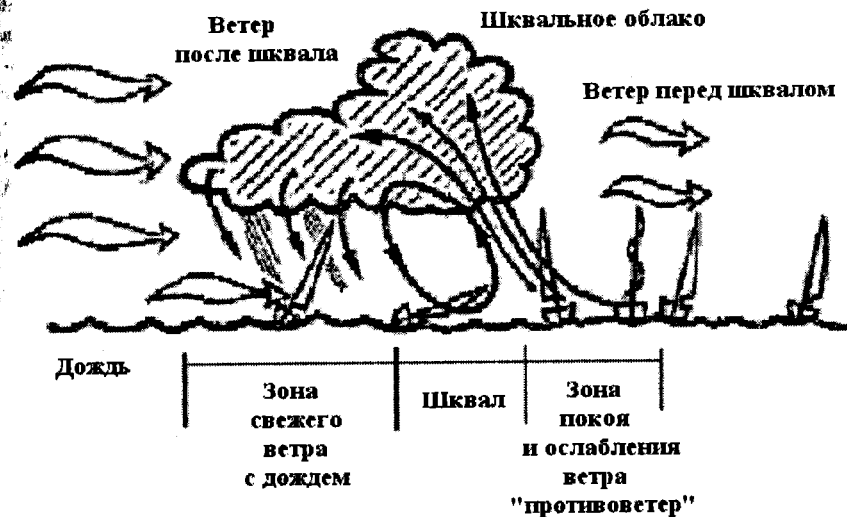


Рис. 6.17 – Структура шквала

Различают внутримассовые и фронтальные шквалы. Внутримассовые шквалы связаны с мощными облаками конвекции – кучево-дождевыми облаками, которые возникают в жаркую летнюю погоду над сушей или в холодных неустойчиво стратифицированных воздушных массах над теплой подстилающей поверхностью. Фронтальные шквалы связаны в основном с холодными атмосферными фронтами, с предфронтальными кучево-дождевыми облаками. В обоих случаях наблюдается вихревое движение воздуха с горизонтальной осью вращения в облаках и под ними.

Выделяют орографические шквалы, которые возникают в результате влияния орографии на основные воздушные потоки в атмосфере, к ним относятся, например, бора и фён. В экстремальных случаях фронт шквала, созданный нисходящим потоком, может достичь скорости превышающей

50 м/с, и принести ущерб домам и посевам. Чаще сильные шквалы возникают тогда, когда организованная линия гроз развивается в условиях сильного ветра на средних высотах. При этом по силе разрушений картина напоминает разрушения, вызванные смерчем. Но в смерчах разрушения происходят по кругу, а грозовой шквал, вызванный нисходящим потоком, несет разрушение преимущественно в одном направлении. Вслед за холодным воздухом обычно начинается дождь. В некоторых случаях дождевые капли полностью испаряются во время падения, это приводит к сухой грозе.

По спутниковой информации шквалы распознаются в процессе слежения за развитием кучево-дождевой облачности. Шквалы возникают в передней части кучево-дождевых облаков. Иногда полосы из кучево-дождевых облаков образуют линии шквалов (рис. 6.18). Шквалы могут возникать в любых местах Украины, но чаще всего шквалы бывают в степной, лесостепной зоне и Полесье. Это резкое кратковременное (минуты и десятки минут) усиление ветра, иногда до 30-40 м/с со сменой его направления, чаще всего это явление наблюдается во время грозы.

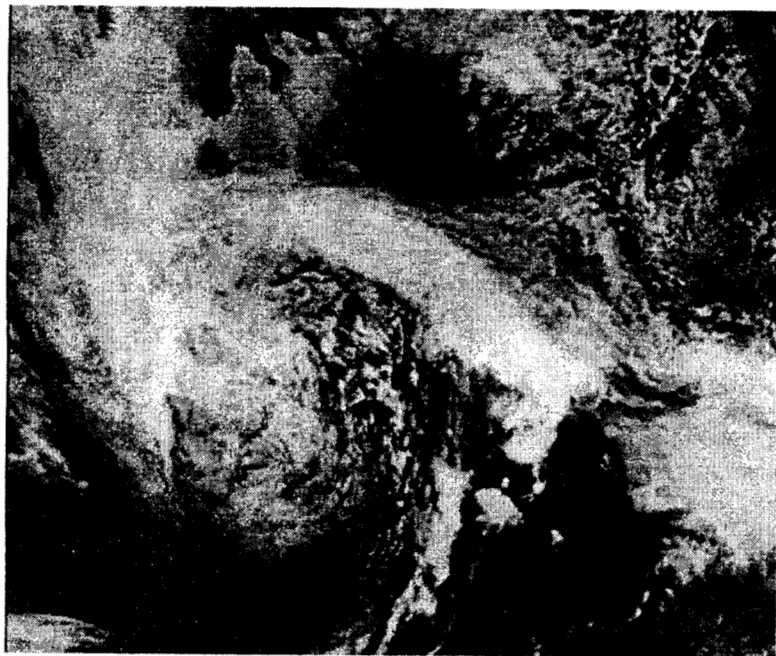


Рис. 6.18 – Линия шквалов по данным РЦПОД (AVHRR/NOAA, 17.06.2007 г., 06.14. GMT)

Штормовой (шквальный) ветер на территории Украины наблюдается очень часто, а его скорость бывает, в основном, от 20 до 29 м/с, а иногда и больше 30 м/с. В горных массивах Карпат, западных и северо-западных областях страны скорость ветра достигает 40 м/с. Шквалоопасная ситуация может возникнуть на всей территории Украины. Шквалы имеют ярко выраженный суточный ход. Радиоэхо кучево-дождевой облачности с градом и грозами в виде полосы (линии), которая перемещается со скоростью более 60 км/час, хорошо связано со шквалом у поверхности земли. Полосы могут состоять из изолированных или неизолированных ячеек радиоэха конвективных облаков. Они могут постоянно подвергаться изменениям и сохраняться в течение длительного времени. Если вытянутость ячеек выражена четко, то с ними будут связаны более опасные явления. Полосы шквалов могут состоять из нескольких параллельных гряд, а наиболее интенсивные явления развиваются на пересечении полос, вдоль которых передвигаются гряды [25]. Первым признаком шквальной полосы на индикаторе кругового обзора метеорологической РЛС является полоса с несколькими ячейками радиоэха, отдаленными между собой на большое расстояние – несколько километров.

С течением времени интервалы между отдельными ячейками радиоэха заполняются, и полоса начинает наблюдаться более четко. В это время происходит формирование грозовых ячеек, в дальнейшем полоса поддерживается за счет развития новых грозовых ячеек. Протяженность полосы может быть очень большой, до нескольких сотен километров. Шквал может упреждать не только полосы, но и большое изолированное радиоэхо конвективного облака с большими значениями высоты и отражаемости. Один раз в 3...5 лет шквалы возникают в Винницкой, Вольнской, Днепропетровской, Донецкой, Житомирской, Кировоградской, Киевской, Одесской, Львовской, Харьковской и Херсонской областях (рис. 6.19) [32].

Смерч относится к опасному стихийному атмосферному явлению, вызывающему катастрофические разрушения, гибель людей и животных. Смерч развивается на атмосферных фронтах, которые формируются в процессе адвекции теплого и влажного субтропического (тропического) воздуха на фоне вторжения более холодных арктических и умеренных воздушных масс. Мощные кучево-дождевые облака простираются вдоль всей тропосферы до нижней стратосферы [32]. Смерч перемещается в направлении ветра, господствующего в нижней тропосфере. Смерч имеет две скорости: вращения и поступательного движения. Длина пути смерча составляет в среднем 5-10 км.

Наибольшее количество пунктов (более 10), где наблюдались смерчи, расположены на востоке Житомирской, юге Киевской, западе Черкасской, северо-востоке Винницкой областей (рис. 6.20).

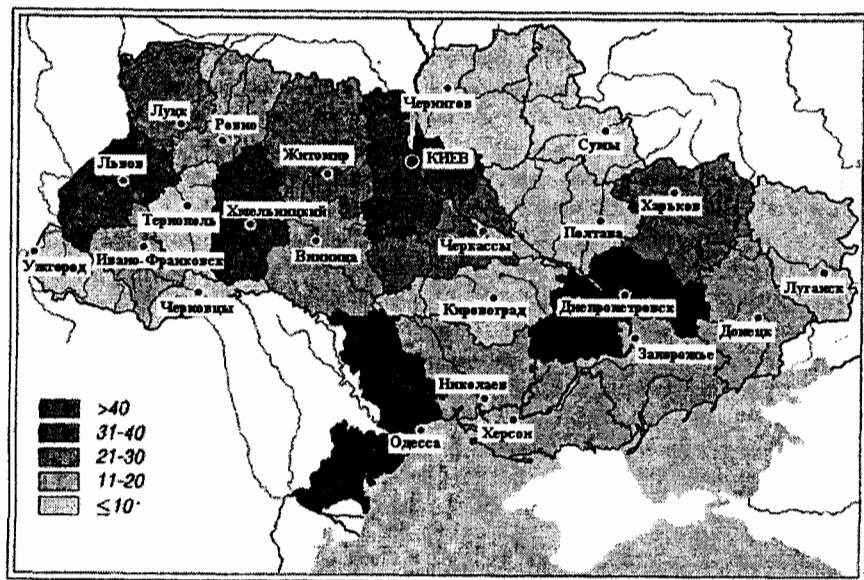


Рис. 6.19 – Повторяемость (%) шквала за период 1986-2005 гг. [32]

Условия образования смерча во многом зависят от энергии, выделяющейся при конденсации водяного пара, которая расходуется на нагревание воздуха [74]. При этом, нагретый воздух устремляется вверх, создавая зону разрежения, в которую втягивается близлежащий теплый влажный воздух облака и нижележащий холодный воздух, что приводит к лавинообразному развитию процесса и выделению значительного количества энергии. В результате этого образуется воронка, а холодный воздух продолжает затягиваться в зону разрежения и охлаждаться. Опускаясь вниз, воронка достигает поверхности земли, в зону разрежения втягивается всё, что может быть поднято воздушным потоком. Сама зона разрежения перемещается в сторону, откуда поступает больший объём холодного воздуха. Это подтверждается отличиями, характерными для вертикальных профилей количества циркулирующей влаги в тропосфере (рис. 6.21 в, г) [28, 40].

Анализируются динамические и энергетические характеристики тропосферы в Причерноморском регионе на основе случаев реализации опасных метеорологических явлений, связанных с мощной конвекцией (ливни, сопровождающиеся катастрофическими паводками, селями, оползнями, грозоградными явлениями, смерчами) в период с 1985 по 2015 гг. Погода над морем на синоптическом масштабе определяется

движением циклонов и антициклонов. Циклоны выступают в роли основных транспортеров влаги в Причерноморском регионе. Траектории южных циклонов, с которыми связаны обильные осадки, как для холодного, так и для теплого времени года, пролегают по западному, северо-западному побережью Черного моря, огибая Карпаты с востока. Для Черноморского побережья Кавказа довольно частыми являются наводнения.



Рис. 6.20 – Распределение смерчей на территории за год [32]

Как правило, причиной наводнений являются циклоны, приносящие ливневые дожди в верховья горных рек. Черноморский регион, ограниченный территориями стран, граничащих с Черноморской акваторией, примыкает к Средиземноморскому региону и является зоной активного циклогенеза [51].

В работе [52] проводится оценка районов циклогенеза по данным ECMWF re-analysis по сетке $2,25^\circ \times 2,25^\circ$ за период 1979-1996 гг., авторами выделен район активного циклогенеза в восточной части Черного моря. Причем, по данным [53] черноморский циклогенез остается активным на протяжении всего года. Зимний циклогенез активен в восточных районах Черного моря с большими температурными контрастами (суша – море) и находящихся под влиянием горных систем [51]. Несмотря на недостаток влагонакопления в странах, граничащих с Черным морем [54] довольно

часто фиксируются случаи катастрофических осадков, как в теплое, так и холодное время года [54–56]. Основной причиной этого является прохождение в тропосфере региона динамически активных циклонов.

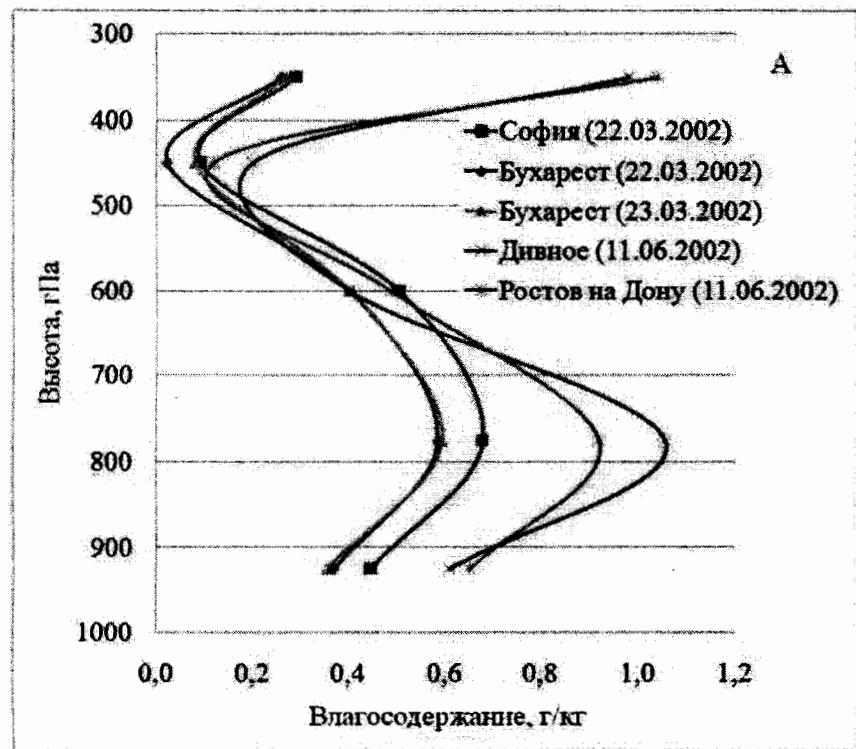


Рис. 6.21, а – Вертикальный профиль влагосодержания (г/кг)

При реализации опасных метеорологических явлений в вертикальном распределении переносов влаги отмечается два максимума: первый (2,0–7,0 кг/м·с) на высоте 750–600 гПа и второй (7–28 кг/м·с) – на высоте 400–300 гПа (рис. 6.21 в).

Как видим, в верхней тропосфере количество циркулирующей влаги увеличивается в 3...4 раза по сравнению со средней тропосферой. Подобное распределение количества циркулирующей влаги в тропосфере связано с усилением скорости ветра, обусловленного формированием в верхней тропосфере струйного течения [28]. Уточним, что все случаи опасных метеорологических явлений в Причерноморском регионе наблюдались при струйных течениях в слое 363–148 гПа. Наибольшая

скорость струи в тропосфере достигала 59 м/с ст. Бухарест (22.03.2002 г.). Вертикальная мощность струи колебалась от 1060 м ст. Туапсе (24.06.2015 г.) до 6750 м ст. Бухарест (22.03.2002 г.). Наибольшая продолжительность наблюдения струи – три дня (табл. 6.2) [28].

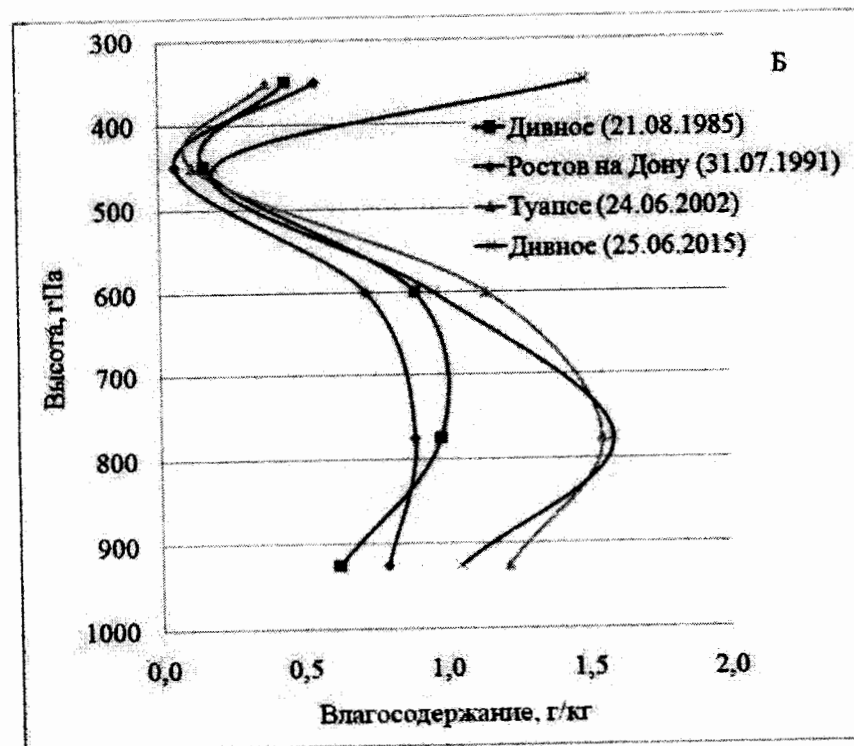


Рис. 6.21, б – Вертикальный профиль влагосодержания (г/кг) в даты со смерчем

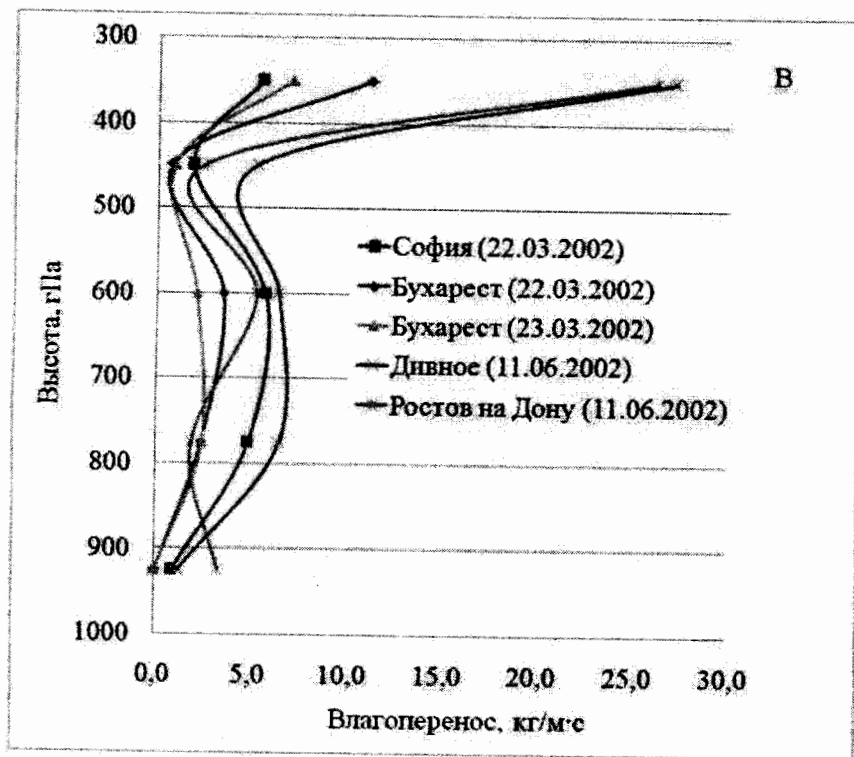


Рис. 6.21, в – Вертикальные профили переноса влаги (кг/м·с)

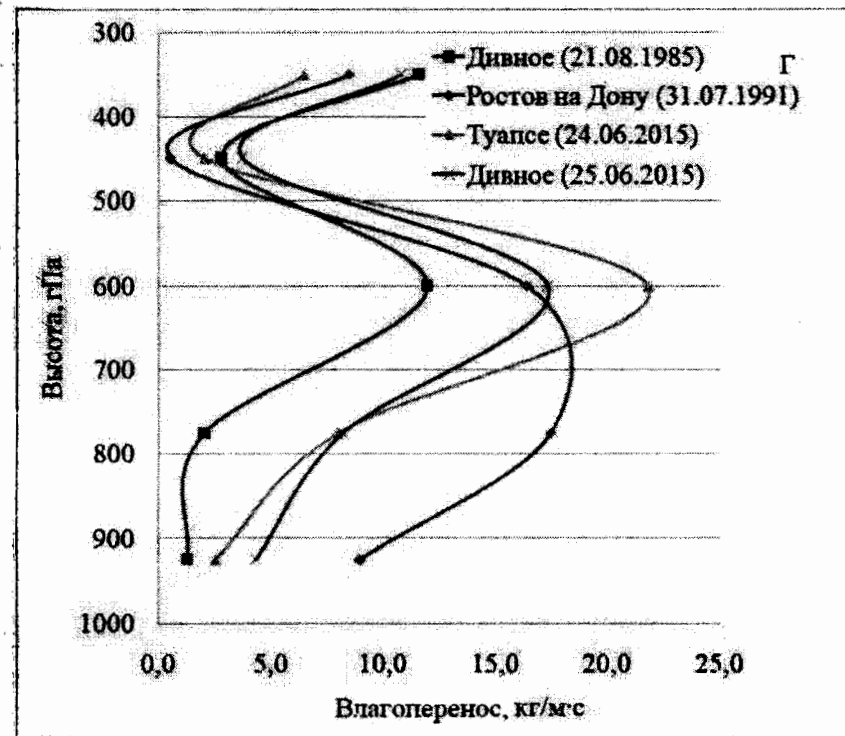


Рис. 6.21, г – Вертикальные профили переноса влаги (кг/м·с) в даты со смерчем

В таблице 6.2 также представлены: уровень (гПа), на котором наблюдался сдвиг, поворот ветра (направление/градус), значение вертикального градиента. С точки зрения прогнозирования удобно классифицировать сдвиги ветра как устойчивые и неустойчивые [57].

Таблица 6.2 – Характеристики струйных течений и сдвига ветра [28]

Станция	Дата и время UTC	Струя				Сдвиг	
		Уровни, гПа	Мощность, м	max, м/с	max, гПа	нижний	верхний
Дивное	21.08.1985 12 часов	300-200	2680	40	213	700 гПа, правый/ 551,55E-03	213 гПа, левый/ 58,19E-03
Ростов на Дону	31.07.1991 12 часов	300-200	2750	43	256	Земля, правый/ 155,49E-03	300 гПа, левый/ 51,05E-03
София	22.03.2002 12 часов	266-213	1439	32	218	549 гПа, правый/ 54,43E-03	470 гПа, левый/ 31,05E-02
Бухарест	22.03.2002 00 часов	503-184	6750	59	254	Земля, правый/ 1307,91E-02	272 гПа, левый/ 51,87E-02
Бухарест	23.03.2002 00 часов	363-260	2159	39	269	Земля, правый/ 22,33E-02	363 гПа, левый/ 46,70E-02
Дивное	11.06.2002 00 часов	300-148	4566	38	236	Земля, правый/ 102,06E-02	482 гПа, левый/ 132,09E-04
Ростов на Дону	11.06.2002 00 часов	250-200	1420	39	238	1000 гПа, правый/ 157,50E-03	893 гПа, левый/ 1054,99E-03
Туапсе	24.06.2015 12 часов	175-149	1060	32	175	959 гПа, правый/ 283,16E-03	623 гПа, левый/ 102,12E-03
Дивное	25.06.2015 00 часов	179		30	179	Земля, правый/ 551,31E-02	724 гПа, левый/ 171,05E-03

Неустойчивый сдвиг ветра порождается синоптическими процессами, именно его мы проанализируем. Для реализации опасных метеорологических явлений, необходима подготовленность тропосферы к реализации мощной атмосферной конвекции (неустойчивая стратификация теплой и влажной воздушной массы, при наличии значительной бароклинности верхней тропосферы, в адвективной области холода, сдвиги ветра в средней и верхней тропосфере, струйные течения) [21, 27].

Особый интерес представляют вертикальные изменения ветра в нижнем трехкилометровом слое тропосферы. Основная разница в изменениях ветра при слабых и мощных конвективных процессах отмечается в преобладающем направлении вращения. Поле ветра нижних уровней в дни с наиболее интенсивными конвективными явлениями характеризуется правым вращением ветра с высотой или значительными вертикальными градиентами. Одновременное сочетание этих факторов характерно для катастрофических явлений, а наличие лишь одного из них – способствует ослаблению процесса. При реализации мощных конвективных процессов создаются условия для образования крупного града: высокое влагосодержание воздушных масс на уровне конденсации и выше него, правый поворот ветра в нижних слоях тропосферы, обеспечивающий адвекцию тепла; конвергенция воздушных потоков в нижней тропосфере, приводящая к усилению восходящих движений, наличие сдвига ветра в средней и верхней тропосфере. В нижних слоях тропосферы вертикальный градиент ветра при правом повороте достигает значения $7,91 \times 10^{-2} c^{-1}$, левое вращение ветра в верхней тропосфере происходит при вертикальном градиенте ветра около $6,70 \times 10^{-2} c^{-1}$. Одновременное сочетание этих факторов характерно для катастрофических явлений. В случаях смерча, верхний сдвиг ветра наблюдался вблизи нижнего уровня усиления ветра в слое 700-600 гПа [28].

Сильная пылевая буря вызывает значительное ухудшение видимости, обусловленное переносом сильным ветром (≥ 15 м/с) большого количества пыли. Образование, интенсивность, длительность, повторяемость пылевых бурь зависят не только от синоптических условий, но и от общей шероховатости поверхности территории и многих других факторов. Для выявления динамики повторяемости пылевых бурь было проведено сравнение пространственно-временных характеристик стандартной климатической нормы (1961-1990 гг.) количества дней с пылевой бурей за год с климатической нормой (1936-1965 гг.) (рис. 6.22). Сравнительный анализ показывает, что за последние двадцать лет происходит уменьшение количества пылевых бурь и площади их распространения [32].

Проведем исследование пространственно-временных изменений распределения скорости ветра в тропосфере на территории Причерноморского региона за четыре десятилетия.

При проведении исследования использовался массив данных радиозондирования атмосферы за теплый период года – с апреля по сентябрь за 40 лет с 1973 по 2012 гг. в срок от 00 часов по Гринвичу по 10 аэрологическим станциям, расположенным в Черноморском регионе. Государственная принадлежность станций и их координаты приведены в таблице 6.3.

Как известно, некоторая неоднородность первичных материалов обусловлена тем, что в большинстве стран применяют свои системы радиозондов, датчики которых имеют разную точность. Аэрологические данные вследствие этого могут быть не полностью сравнимы между собой.

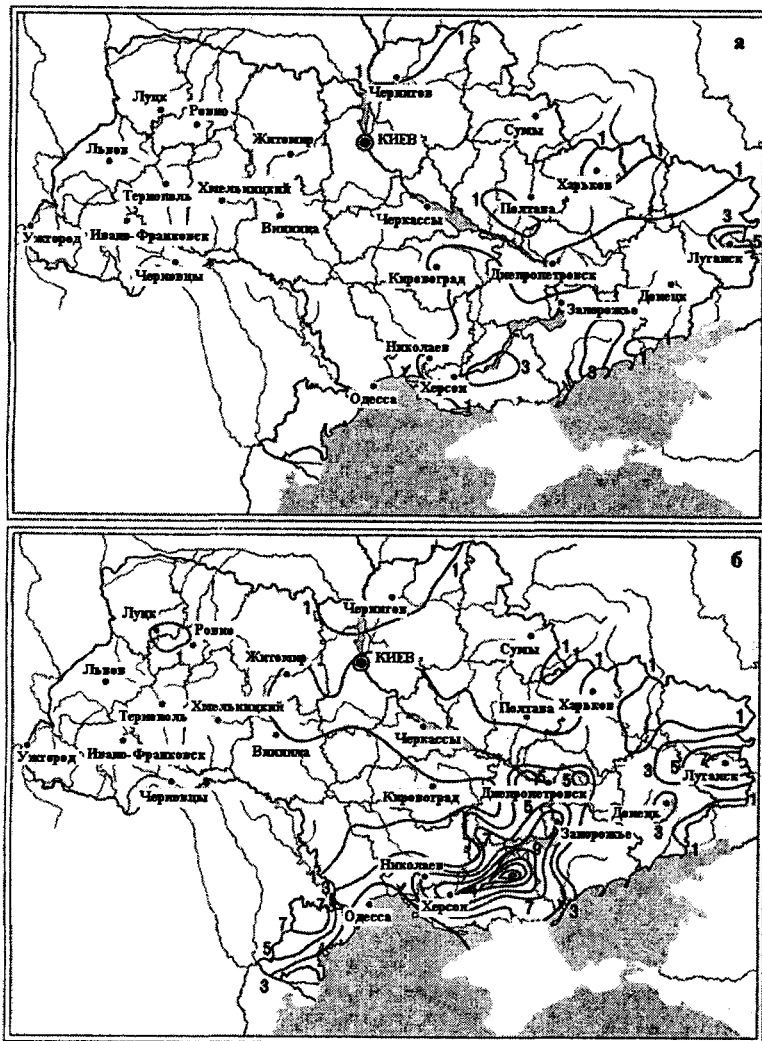


Рис. 6.22 – Количество дней с пылевой бурей за период 1961-1990 гг. (а) и за период 1936-1965 гг. (б) [32]

Таблица 6.3 – Государственная принадлежность станций и их координаты, высота над уровнем моря

Станции	Координаты		Высота над уровнем моря, м	Годы	Период лет
	Широта	Долгота			
Россия					
Дивное	45,91	43,35	87	1973-2012	40
Ростов-на-Дону	47,25	39,81	78	1973-2012	40
Туапсе	44,10	39,03	95	1973-2012	40
Турция					
Анкара	39,95	32,88	891	1973-2012	40
Стамбул	40,96	29,08	39	1973-2012	40
Румыния					
Бухарест	44,50	29,13	91	1973-2012	40
Украина					
Киев	50,40	30,56	167	1973-2012	40
Львов	49,81	23,95	323	1973-2012	40
Одесса	46,43	30,76	42	1973-2012	40
Харьков	49,96	36,13	155	1973-2012	40

Во избежание этого, мы использовали результаты наблюдений за период с 1973 г., когда радиационные ошибки для используемых типов радиозондов были исключены, а, следовательно, значения температуры и высоты определенных температурных уровней в тропосфере стали более сравнимыми между собой, чем в предыдущие годы. Таким образом, исходный материал является достаточно однородным и надежным. Использование его, на наш взгляд, может дать хорошие результаты. Определение многолетних температурных характеристик и высоты температурных уровней проводилось для теплого периода года с апреля по сентябрь. Этой же цели способствовало использование всего одного срока зондирования – 00 часов по Гринвичу. Учитывая географическое месторасположение станций, крайние отклонения выпуска радиозонда от полуночи по местному времени не превышают ± 5 ч.

Для этого рассчитаем аномалии скорости ветра для каждой станции на всех изобарических поверхностях для всех месяцев теплого периода года (табл. 6.4). В данном случае мы использовали отклонение среднего значения скорости ветра (м/с) для данной станции за каждое десятилетие от многолетнего среднего значения скорости ветра для этой точки. В таблице жирным шрифтом и курсивом показаны отрицательные значения аномалий скорости ветра, причем, максимальные значения аномалий

выделялись при $\geq 2,0$.

Анализ рассчитанных значений аномалий скорости ветра показал, что для всего региона характерной особенностью является уменьшение скорости ветра на всех поверхностях и во все месяцы теплого периода года.

Единственной станцией, которая менее всего подвержена этой тенденции, является ст. Туапсе, где зафиксированы максимальные скорости ветра на всех уровнях. Особенно в последний десятилетний период 2003-2012 гг. практически на всех станциях во все месяцы и на всех уровнях ярко выражено падение значений скорости ветра.

Наибольшее уменьшение скорости ветра наблюдается в средней и, особенно, в верхней тропосфере (400-300 гПа). Анализ аномалий показал, что увеличение скорости ветра на поверхностях наблюдается крайне редко. Проанализируем пространственное распределение аномалий скорости ветра у поверхности земли и на уровне ведущего потока по десятилетиям для всего теплого периода года (рис. 6.23, 6.24). У поверхности земли в начале исследованного периода с 1973-1982 гг. наблюдается малоградиентное поле незначительных положительных аномалий, и только на северо-западе региона появляется зона отрицательных аномалий (рис. 6.23).

В период 1983-1992 гг. образуется зона отрицательных аномалий в районе ст. Бухарест, в следующем периоде значения отрицательных аномалий увеличиваются. Также в период 1993-2002 гг. образуется вторая зона отрицательных аномалий в районе ст. Киев. В последнем десятилетии картина распределения аномалий значительно изменяется. Для западной части региона характерна зона положительных аномалий с большими горизонтальными градиентами.

Пространственное распределение аномалий скорости ветра на уровне ведущего потока представлено на рисунке 6.24. В период 1973-1982 гг. все поле исследованного региона представлено положительным аномалии с минимумом на ст. Бухарест.

В следующем десятилетии 1983-1992 гг. уже практически весь регион представлен полем отрицательных аномалий, на фоне которого сформировались две зоны положительных аномалий в районе ст. Бухарест и вторая с центром в районе ст. Туапсе. В период 1993-2002 гг. эти две зоны объединяются и образуют вытянутую область положительных аномалий над Черным морем.

В последнем десятилетии происходит перестройка поля аномалий скорости ветра, которая приводит к образованию поля со значительными отрицательными аномалиями и локальной зоной малых положительных аномалий в районе ст. Туапсе.

Таблица 6.4 – Аномалии скорости ветра на всех изобарических поверхностях за теплый период года по десятилетиям

Месяц	1973-1982 гг.					1983-1992 гг.					1993-2002 гг.					2003-2012 гг.									
	Земля	850	700	500	400	300	Земля	850	700	500	400	300	Земля	850	700	500	400	300							
Львов																									
Апрель	-1,7	0,7	1,6	1,4	1,3	■	1,3	0,0	0,4	-0,1	-0,3	0,4	0,9	0,0	-0,7	0,2	0,6	-1,3	-0,4	-0,7	-1,2	-1,5	-1,7	-1,3	
Май	-1,3	0,8	-0,7	1,9	■	3,1	1,2	-0,2	-1,5	-0,6	-1,3	-1,5	0,4	-0,6	0,2	-1,7	-2,0	-2,1	-0,3	0,1	8,3	0,5	0,5	0,5	0,5
Июнь	-1,3	-0,1	0,1	0,5	0,2	0,4	0,9	-0,8	-1,0	-1,2	-1,1	-1,8	0,8	0,6	0,7	0,0	-0,3	-0,1	-0,4	0,3	0,3	0,7	1,1	1,6	1,6
Июль	-1,0	1,1	1,3	2,0	1,8	2,8	0,5	-0,9	-1,2	-1,6	-1,9	-2,8	0,8	-0,1	0,3	-0,1	-0,3	-0,6	-0,3	-0,1	-0,3	-0,3	0,5	0,6	0,6
Август	-1,0	-1,0	-0,6	-1,0	-2,3	-2,5	1,1	-0,3	-0,6	-0,2	0,7	0,4	0,3	0,1	0,0	0,7	0,7	0,3	-0,4	1,2	1,3	0,4	0,8	1,8	1,8
Сентябрь	-1,4	0,0	0,7	■	1,9	■	1,7	1,1	1,3	1,4	1,6	1,8	0,1	-0,6	-0,9	-1,3	-1,1	-1,6	-0,5	-0,4	-1,2	-2,4	-2,3	-2,4	
Теплый период	-1,2	0,5	1,2	1,5	1,3	1,8	1,1	-0,2	-0,3	-0,5	-0,6	-0,8	0,4	-0,6	-1,0	-0,9	-0,9	-1,5	-0,3	0,3	0,2	-0,1	0,2	0,5	
Бухарест																									
Апрель	0,5	-0,6	-0,5	-0,5	-1,3	-2,8	0,3	1,2	0,0	-0,4	-0,8	-1,3	-1,5	0,1	0,8	0,8	1,8	2,3	0,8	-0,7	-0,3	0,0	0,3	1,7	
Май	0,4	-0,5	-0,4	-0,4	-0,7	-0,2	0,5	1,7	1,1	2,1	1,5	1,2	-1,4	-0,4	0,0	-0,8	-0,8	-0,8	0,5	-0,8	-0,6	-0,9	-0,6	-0,2	
Июнь	1,1	-0,1	-0,3	-0,7	-0,2	-0,6	-0,8	0,5	1,0	1,8	■	■	-1,3	-0,2	-0,2	0,5	0,2	0,3	0,9	-0,2	-0,6	-1,6	-2,1	-2,3	
Июль	0,0	0,2	1,4	■	■	■	-0,7	-0,2	-0,1	-1,4	-1,8	-2,0	-0,8	-0,2	-0,5	-0,1	-0,4	-0,2	1,5	0,3	-0,9	-0,5	-0,3	-0,1	
Август	0,9	0,0	-0,1	0,2	0,8	0,7	-0,7	-0,3	0,2	0,2	-0,1	-0,1	-1,4	-0,2	-0,2	-0,5	-1,2	-1,0	1,2	0,4	0,1	0,0	0,5	0,5	
Сентябрь	-0,6	-0,4	-0,4	-1,3	-2,3	-2,6	-1,1	-0,2	-0,3	0,3	1,6	0,1	-0,9	0,7	1,0	1,1	1,0	1,7	■	-0,1	-0,3	-0,2	-0,3	0,8	
Теплый период	0,4	-0,2	-0,1	-0,1	-0,5	-0,5	-0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	0,1	-1,2	0,0	0,2	0,2	0,1	0,4	1,3	-0,2	-0,4	-0,5	-0,4	0,1	
Стамбул																									
Апрель	-0,1	0,2	0,6	0,5	0,0	0,1	-0,4	0,3	0,0	-0,4	-0,2	-0,7	-0,5	-0,8	-0,6	0,1	0,1	-0,7	1,0	0,3	0,0	-0,2	0,0	1,4	
Май	0,4	0,3	0,7	1,8	■	■	-0,7	0,6	1,2	1,3	1,4	1,3	-0,1	-0,3	-0,2	-1,6	-2,0	-3,1	-0,2	-0,5	-1,7	-1,5	-1,5	-0,5	
Июнь	0,6	0,8	1,3	-0,6	1,6	-0,1	-0,2	0,8	0,1	0,1	0,0	0,6	0,0	-0,2	-0,2	0,5	-0,7	-1,2	-0,4	-1,4	-1,1	0,0	-0,9	0,7	
Июль	0,9	0,3	2,5	1,7	■	■	0,6	0,0	-0,5	0,5	-0,3	-0,3	-0,7	-0,3	-0,5	-0,9	-0,5	-1,3	-0,8	0,0	-1,5	-1,3	-2,1	-3,2	

Продолжение табл. 6.4

Август	0,4	0,5	0,7	0,3	0,8	0,0	0,6	-0,1	-0,1	-0,5	-0,7	-0,3	-0,4	-0,2	-0,5	-1,5	-1,4	-2,6	-0,6	-0,3	-0,1	1,6	1,3	
Сентябрь	-0,1	1,2	0,2	0,0	0,3	1,2	0,1	-0,3	-0,2	0,3	-0,7	-0,4	-0,1	-1,2	0,5	1,1	1,2	0,2	0,1	0,3	-0,5	-1,5	-0,8	-1,0
Теплый период	0,4	0,5	1,0	0,6	1,3	1,4	0,1	0,2	0,1	0,2	-0,1	0,0	-0,3	-0,5	-0,2	-0,4	-0,5	-1,5	-0,2	-0,3	-0,8	-0,5	-0,6	0,0
Киев																								
Апрель	0,1	0,5	1,4	1,9	1,0	0,2	0,2	-0,2	-0,9	-1,3	-0,4	-0,1	0,0	-0,4	0,1	-0,9	-0,9	-0,2	-0,7	-0,8	-1,1	0,1	0,3	
Май	0,8	0,2	0,5	1,0	1,2	1,5	-0,1	-0,3	-0,7	-1,6	-1,9	-2,2	-0,5	-0,2	0,0	0,1	0,7	0,5	-0,2	0,3	0,1	0,4	-0,1	0,2
Июнь	1,0	0,3	0,3	0,9	0,9	-0,6	-0,3	-0,8	-0,8	-1,7	-1,5	-1,2	-0,5	0,1	-0,4	-0,6	-0,6	-0,1	-0,2	0,0	0,9	1,4	1,2	1,9
Июль	0,0	0,3	0,2	0,6	0,4	0,3	0,1	0,4	0,6	0,0	-0,4	-0,3	-0,1	0,0	-0,4	-0,3	0,2	-0,3	0,0	-0,6	-0,4	-0,3	-0,2	0,3
Август	0,6	0,3	0,1	-0,5	-0,8	-1,2	-0,3	0,0	0,4	0,6	0,8	1,2	-0,1	-0,3	-0,1	0,2	0,1	0,2	-0,1	0,0	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1
Сентябрь	-0,5	-0,7	-0,6	-0,8	-1,1	-2,5	0,6	1,3	1,5	1,4	1,3	1,2	-0,1	0,3	0,1	0,4	0,5	1,3	0,0	-0,9	-1,0	-1,0	-0,6	-0,1
Теплый период	0,3	0,1	0,3	0,5	0,5	-0,3	0,0	0,2	0,1	-0,4	-0,5	-0,3	-0,2	0,0	-0,2	0,0	0,0	0,1	-0,1	-0,3	-0,3	-0,1	0,1	0,4
Одесса																								
Апрель	0,0	0,3	1,0	1,5	1,3	1,8	-0,1	0,1	-0,6	-0,4	0,2	-0,3	0,3	-0,2	0,2	0,2	0,1	0,4	-0,2	-0,1	-0,6	-1,4	-1,5	-2,4
Май	0,7	0,3	-0,3	-0,1	0,6	1,8	-0,2	-0,4	-0,4	0,0	0,2	-0,5	0,3	0,5	1,2	1,0	0,8	0,7	-0,7	-0,3	-0,5	-0,8	-1,6	-2,0
Июнь	-0,1	0,0	0,2	0,4	0,9	1,0	-0,1	-0,1	-0,5	-0,7	-0,8	-1,8	0,6	0,5	0,4	0,8	1,0	0,6	-0,4	-0,3	-0,1	0,5	-1,2	0,3
Июль	-0,2	0,3	0,2	-0,4	-0,3	0,3	0,4	-0,2	0,7	0,4	0,4	0,2	0,1	0,0	0,3	0,8	1,0	1,1	-0,4	-0,1	-1,2	-0,8	-1,1	-1,6
Август	0,2	-0,1	-0,4	0,0	0,0	0,4	-0,3	-0,1	0,6	0,6	0,3	-0,4	0,4	-0,2	-0,5	-0,8	-0,8	-1,4	-0,3	0,4	0,3	0,2	0,5	1,4
Сентябрь	0,4	-0,3	-1,0	-1,1	-0,9	-0,9	-0,2	0,5	0,5	1,1	1,2	1,9	0,2	0,2	0,4	1,5	1,8	1,8	-0,4	-0,3	0,0	-1,5	-2,1	-3,1
Теплый период	0,2	0,1	0,0	0,1	0,3	0,8	-0,1	-0,1	0,0	0,2	0,2	-0,2	0,3	0,1	0,3	0,6	0,7	0,6	-0,4	-0,1	-0,3	-0,8	-1,2	-1,2
Анкара																								
Апрель	0,8	-0,1	0,2	2,0	1,5	1,8	0,1	0,6	-0,1	-1,3	-1,5	-2,0	-0,4	-0,5	0,3	-0,1	0,5	-0,2	-0,5	0,0	-0,4	-0,6	-0,5	-0,3
Май	0,5	0,1	0,4	1,2	1,5	1,8	0,2	0,6	0,1	0,6	0,7	0,9	-0,3	-0,2	0,6	-0,6	-0,8	-2,0	-0,4	-0,5	-1,1	-1,2	-1,4	-1,4
Июнь	1,1	0,9	0,7	1,0	1,0	1,5	-0,2	-0,3	0,3	0,2	1,1	1,0	-0,6	-0,5	-0,2	-0,8	-1,8	-2,3	-0,3	-0,2	-0,8	-0,4	-0,2	-0,3
Июль	0,8	0,7	0,0	1,6	1,6	1,6	0,1	0,5	0,4	0,1	0,4	0,2	-0,5	-1,1	-0,1	-0,9	-1,5	-1,8	-0,4	-0,1	-0,3	-0,8	-1,4	-0,6
Август	0,6	0,4	0,5	1,6	1,6	1,6	-0,1	0,2	-0,1	0,0	0,1	-0,4	-0,2	-0,6	-0,3	-1,0	-2,1	-1,0	-0,3	0,0	-0,1	-1,4	-2,7	-4,7

Продолжение табл. 6.4

Сентябрь	0,4	0,6	0,1	0,6	1,9	1,9	0,0	-0,2	-0,8	-1,1	-1,2	0,1	-0,5	-0,5	1,3	1,6	0,7	-0,8	0,1	0,0	-0,6	-1,1	-1,4	-1,6
Теплый период	0,7	0,4	0,3	1,5	1,5	1,5	0,0	0,2	0,0	-0,2	-0,1	0,0	-0,4	-0,5	0,3	-0,3	-0,8	-1,4	-0,3	-0,1	-0,5	-0,9	-1,3	-1,5
Харьков																								
Апрель	0,5	0,2	0,6	0,5	0,6	0,7	0,7	0,0	-0,7	-1,4	-1,8	-2,3	0,0	0,6	0,8	1,4	1,1	1,4	-1,2	-0,8	-0,7	-0,5	0,1	0,3
Май	1,4	0,8	0,8	1,0	0,9	1,1	0,4	-0,7	-1,4	-1,8	-2,5	-3,3	-0,7	-0,1	0,0	0,3	1,4	1,5	-1,1	0,0	0,5	0,5	0,2	0,7
Июнь	0,9	0,0	0,0	0,2	-0,1	0,0	0,9	0,0	-0,3	-1,5	-2,0	-2,1	-1,0	0,4	0,3	0,3	-0,3	-0,2	-0,9	-0,4	0,0	1,1	1,1	1,1
Июль	0,9	0,4	0,5	1,0	1,5	1,8	0,9	0,3	0,4	0,4	0,2	0,4	-0,7	-0,3	-0,8	-1,3	-1,4	-1,9	-1,1	-0,4	-0,1	-0,1	-0,2	-0,3
Август	0,8	0,3	0,6	0,8	1,3	1,9	0,7	-0,1	0,2	0,9	1,1	0,4	-0,9	-0,4	-0,2	-0,6	-0,6	0,0	-0,5	0,2	-0,6	-1,1	-1,8	-2,3
Сентябрь	Земля	850	700	500	400	300	Земля	850	700	500	400	300	Земля	850	700	500	400	300	Земля	850	700	500	400	300
Теплый период	0,5	-0,6	-0,7	-1,0	-1,2	-2,5	1,0	0,4	1,0	1,4	1,2	1,3	-0,9	-0,3	-1,1	-1,5	-1,2	-1,3	-0,6	0,5	0,8	1,1	1,2	
Апрель	0,8	0,1	0,3	0,4	0,4	0,4	0,8	-0,1	-0,2	-0,4	-0,7	-1,0	-0,7	0,1	0,0	0,0	0,1	0,2	-0,9	-0,2	-0,1	0,1	0,2	0,4
Гуансэ																								
Апрель	0,4	-0,2	0,8	0,6	0,9	0,1	0,4	0,7	0,7	1,0	0,8	1,3	0,9	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	0,7	1,2	-0,2	0,3	1,7	1,7
Май	-0,5	0,8	1,1	1,1	1,1	1,1	0,6	1,3	1,2	1,1	1,7	1,8	0,5	-0,5	-0,7	-0,9	-1,1	-0,5	0,3	0,0	0,2	-0,1	0,3	0,1
Июнь	0,4	-0,1	0,5	0,9	1,2	0,6	0,2	0,3	1,2	1,4	1,7	1,7	0,5	0,1	0,5	1,0	1,9	1,1	-0,1	1,6	-0,2	-0,3	-0,6	0,4
Июль	2,3	0,5	0,7	0,4	0,9	1,4	-0,5	0,7	0,9	1,6	1,6	1,6	0,0	0,4	0,0	1,6	0,7	1,6	-0,9	0,1	0,2	-0,1	-0,2	-1,2
Август	0,7	0,4	0,0	0,8	1,1	1,1	0,3	1,3	1,3	1,5	1,5	1,5	-0,1	-0,6	-0,9	-1,3	-1,7	-0,2	0,1	0,9	1,2	1,7	0,6	
Сентябрь	-0,8	0,5	0,3	1,3	1,6	1,6	1,8	0,2	0,2	0,8	0,8	0,7	0,7	0,8	1,0	1,1	1,2	1,0	-0,6	0,7	1,2	0,4	0,9	0,5
Теплый период	0,5	0,3	0,6	1,4	1,7	1,9	0,4	0,6	0,6	0,8	1,0	1,8	0,4	0,3	0,7	1,1	1,0	1,5	-0,3	1,0	0,6	0,3	0,8	0,7
Ростов-на-Дону																								
Апрель	0,9	-1,7	-0,8	-0,2	0,2	-0,7	0,2	0,7	-0,2	-0,9	-0,6	-0,4	-0,1	1,0	1,1	1,3	0,9	0,7	-0,9	-0,1	-0,1	-0,2	-0,5	0,4
Май	1,2	1,0	1,5	0,6	0,6	1,2	-0,7	-0,9	-1,4	-0,7	-1,0	-0,5	0,0	0,6	0,8	0,9	1,1	0,5	-0,4	-0,7	-0,8	-0,9	-0,7	-1,1
Июнь	0,4	-0,2	-0,1	-0,1	0,1	-0,1	0,0	-0,3	0,0	-0,4	-0,7	0,1	0,3	0,9	0,4	-0,1	-0,2	-1,7	-0,7	-0,4	-0,3	0,6	0,9	1,8
Июль	0,0	-0,1	1,0	1,0	1,5	1,8	0,0	-0,3	1,0	1,0	1,3	1,3	0,4	0,1	-1,6	-1,6	-2,1	-2,6	-0,4	0,3	-0,4	-0,4	-0,7	-2,1
Август	1,0	0,2	1,6	1,6	1,6	1,6	-0,1	-0,4	0,0	-0,1	-0,3	-0,4	-0,6	-0,2	-1,1	-0,9	-1,3	-2,2	-0,3	0,3	-0,5	-1,6	-2,7	-3,3

Продолжение табл. 6.4

Сентябрь	0,1	0,3	0,0	-0,7	-1,1	-1,1	0,1	-0,4	-0,6	-0,7	-1,2	-1,4	-1,3	0,5	0,9	0,5	-0,1	0,2	0,0	0,4	-0,1	-0,3	-0,4	-0,8	-1,3	
Теплый период	0,6	-0,1	0,5	0,6	0,9	1,2	-0,1	-0,3	-0,2	0,0	0,1	0,6	0,0	0,0	0,5	0,1	0,0	-0,3	-0,8	-0,5	-0,1	-0,4	-0,5	-0,7	-0,9	
Дивное																										
Апрель	1,4	-0,9	0,1	0,2	1,0	1,2	-0,4	-0,6	-0,7	-1,2	-1,4	-1,3	0,5	0,9	0,5	-0,3	-0,9	-0,6	-1,5	0,6	0,0	1,3	1,3	0,7	0,7	
Май	0,3	0,2	-0,3	-0,3	-1,0	-1,3	0,4	0,5	0,0	-0,4	-0,6	-1,0	0,2	-0,3	0,3	0,1	0,5	1,2	-1,0	-0,4	0,0	0,6	1,0	1,0	1,0	
Июнь	0,6	-0,1	0,1	0,0	-0,3	-1,4	-0,1	0,2	0,5	0,3	0,3	0,1	0,0	0,2	0,1	-0,3	-0,7	-1,0	-0,6	-0,2	-0,7	0,0	0,7	0,7	0,7	
Июль	0,6	0,2	2,6	1,9	1,9	0,6	-0,2	-0,3	0,9	1,5	0,6	0,6	-0,4	0,7	-0,7	-1,4	-1,9	-4,3	-0,8	-0,6	-1,5	-1,4	-1,5	-2,0		
Август	0,3	-1,2	0,0	1,0	0,0	0,0	0,3	0,5	0,5	1,5	1,2	1,1	-0,1	-0,6	-0,6	-1,0	-1,1	-1,7	-0,4	1,3	0,1	-1,6	-2,2	-1,6		
Сентябрь	0,7	0,8	-1,0	-2,2	-1,6	-1,5	-0,2	-0,3	0,7	1,2	1,4	1,3	0,3	-0,4	0,1	1,0	0,6	0,6	-0,8	-0,1	0,2	0,0	-0,5	-0,4		
Теплый период	0,6	-0,2	0,2	0,0	0,3	0,5	0,1	0,0	0,1	0,4	0,3	0,4	0,1	0,2	0,0	-0,2	-0,4	-0,7	-0,9	0,1	-0,3	-0,2	-0,2	-0,1		

112

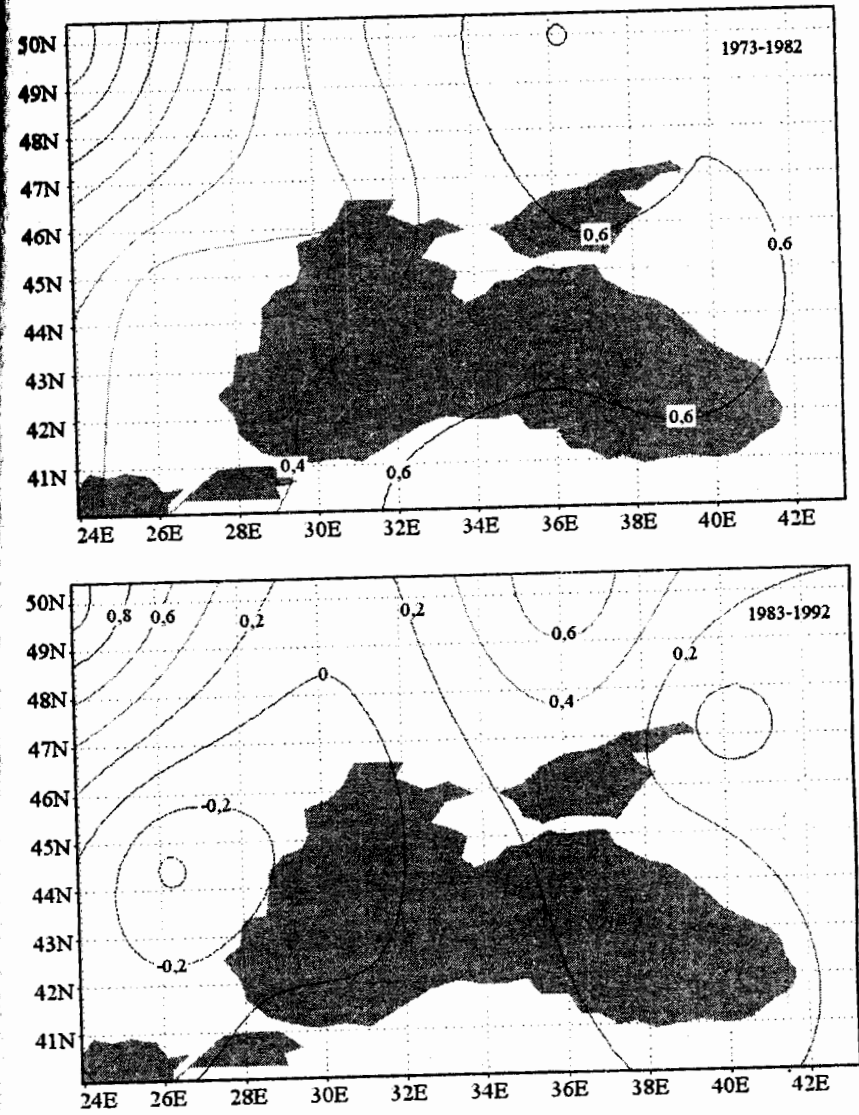


Рис. 6.23, а – Пространственное распределение аномалий скорости ветра за теплый период года у поверхности земли по десятилетиям 1973-1982 и 1983-1992 гг.

113

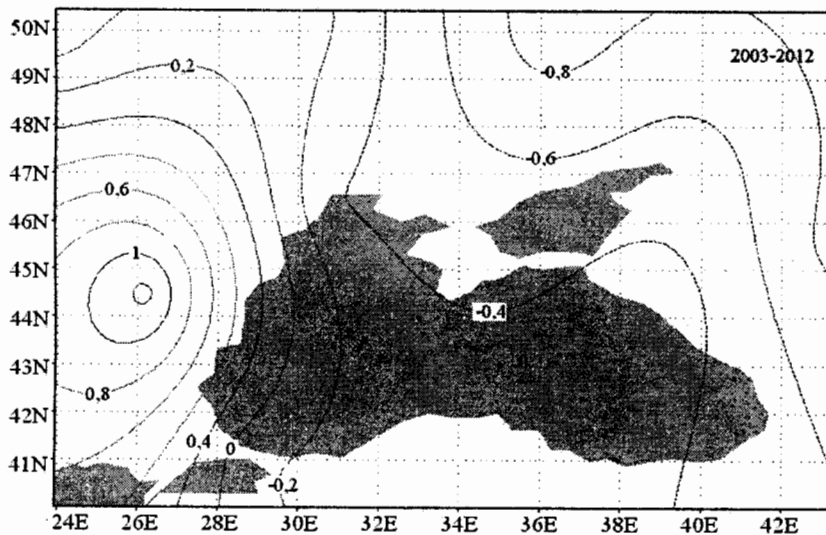
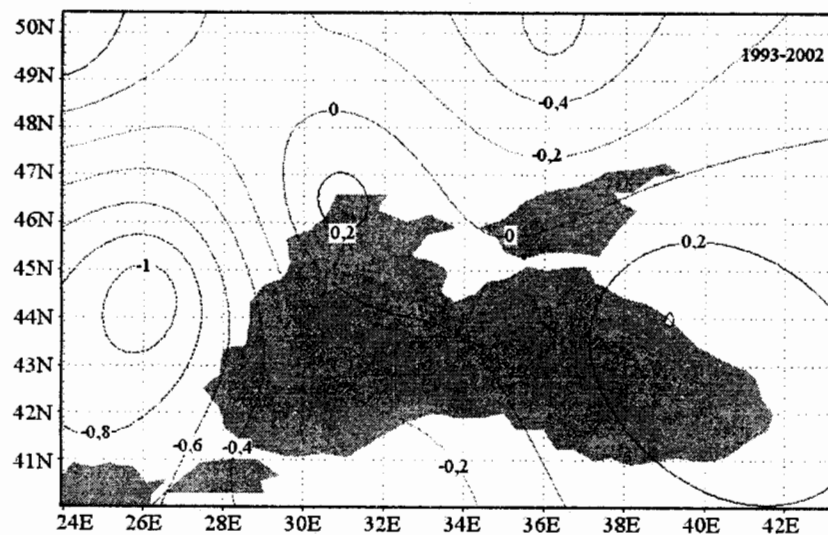


Рис. 6.23, б – Пространственное распределение аномалий скорости ветра за теплый период года у поверхности земли по десятилетиям 1993-2002 и 2003-2012 гг.

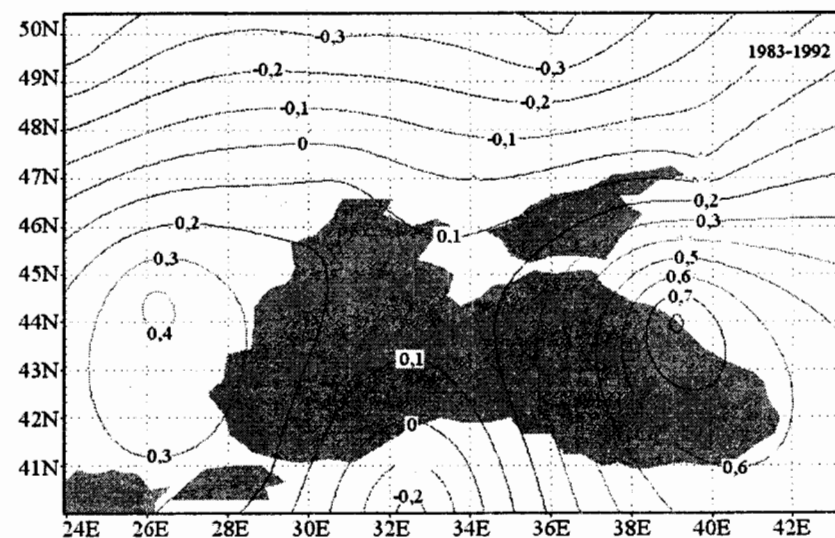
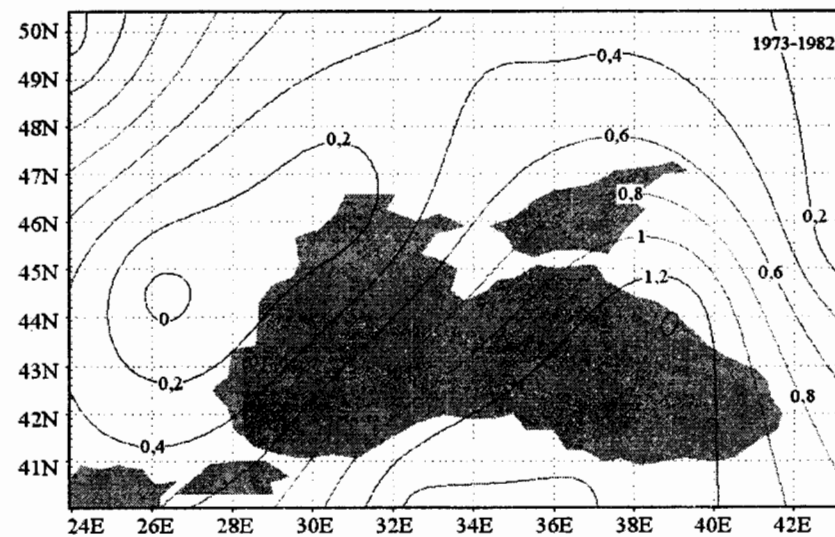


Рис. 6.24, а – Пространственное распределение аномалий скорости ветра за теплый период года на поверхности 500гПа по десятилетиям 1973-1982 и 1983-1992 гг.

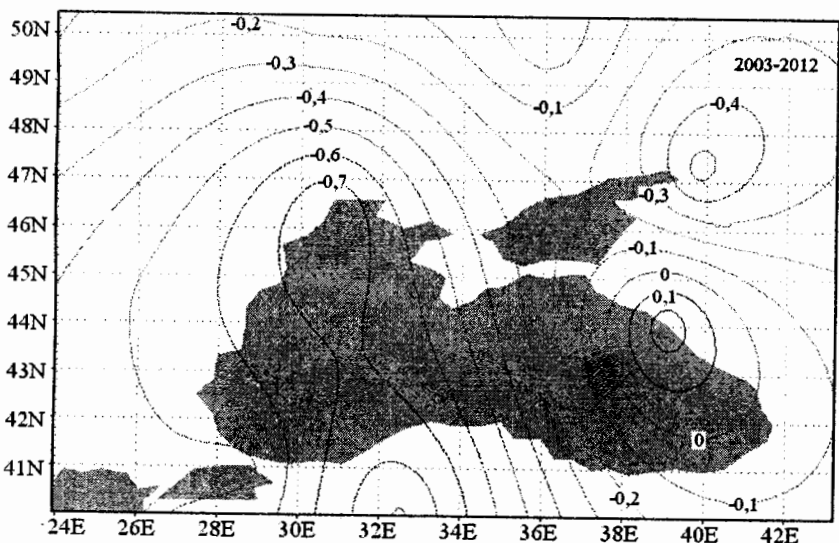
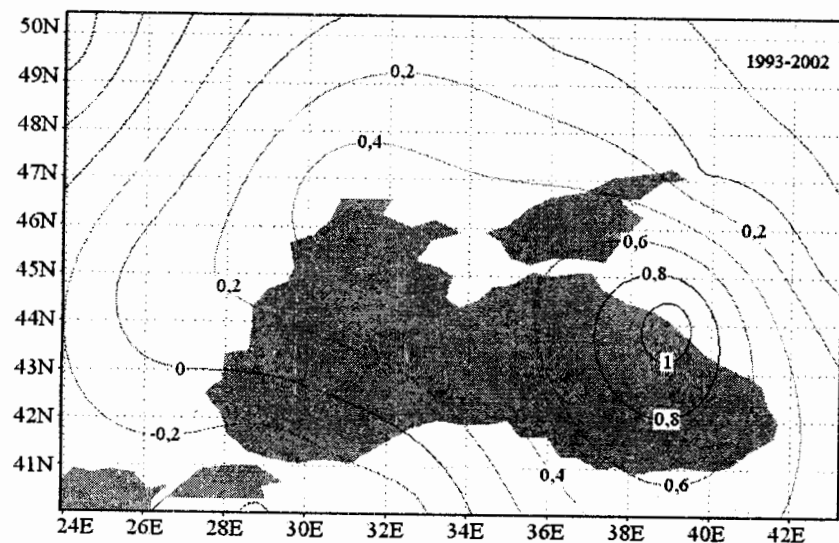


Рис. 6.24, б – Пространственное распределение аномалий скорости ветра за теплый период года на поверхности 500гПа по десятилетиям 1993-2002 и 2003-2012 гг.

Для оценки изменений аномалий по всему исследованному региону было проведено суммирование значений для каждого десятилетия и по этим данным построена гистограмма (рис. 6.25).

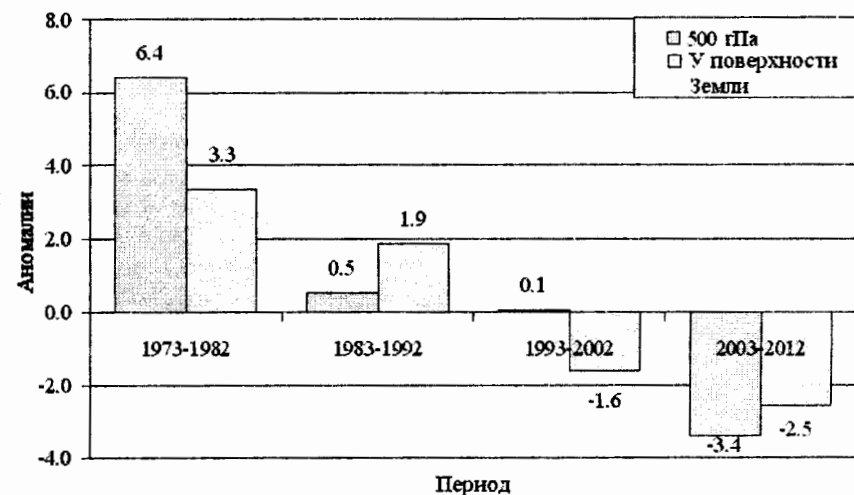


Рис. 6.25 – Суммы аномалий скорости ветра у поверхности Земли и на уровне 500 гПа по десятилетиям

Как видим, во всем регионе за 40-летний период наблюдается устойчивое уменьшение скорости ветра у поверхности Земли и на уровне ведущего потока. Причем скорость уменьшения на уровне поверхности 500 гПа значительно превышает скорость изменений у поверхности Земли. Известно, что ведущим потоком называют ветер в средней или верхней тропосфере, направление которого определяет перемещение циклонов и антициклонов и других синоптических объектов. Его высота зависит от распространения вверх этих крупномасштабных вихрей, перемещающихся со скоростью, пропорциональной скорости ведущего потока и равной 0,5...0,9 этой скорости в зависимости от уровня, на каком она определяется. Низкие барические системы подчиняются ведущему потоку средней тропосферы на высоте 3...5 км, развитые выше 5 км – потоку на более высоких уровнях.

Учитывая результаты наших исследований можно сделать выводы о том, что уменьшение скорости ветра, которое наблюдается в регионе в течение последних сорока лет приводит к уменьшению динамики тропосферы, которая является причиной уменьшения количества мощных процессов и уменьшения интенсивности процессов, связанных с конвективными явлениями в регионе.

6.4 Туман

6.4.1 Пространственно-временное распределение повторяемости туманов на территории Украины

Туман и дымка является результатом конденсации водяного пара в непосредственной близости к земной поверхности (в приземном слое атмосферы). Туманом называют совокупность зависших в воздухе капель воды или кристаллов льда ухудшающих дальность видимости до значений менее 1 км. Важнейшей характеристикой туманов является их *водность*. *Абсолютной водностью туманов* (равно как облаков и осадков) называют массу капель воды и кристаллов льда, которые содержатся в единичном объеме воздуха (чаще всего в 1 м^3). *Удельная водность* – это масса капель воды и кристаллов льда в 1 кг воздуха. Нередко абсолютную водность называют просто водностью.

Практикуется активное воздействие на туманы в районах аэропортов, морских и речных портов в связи с необходимостью увеличения дальности видимости. Искусственно созданные туманы используются в качестве «одеяла» для сельскохозяйственных культур и препятствуют радиационному выхолаживанию [39].

Адвективные туманы возникают в теплой воздушной массе, которая перемещается на более холодную подстилающую поверхность и выхолаживается благодаря турбулентному и радиационному теплообмену с этой поверхностью. Образованию такого тумана способствуют большая разность температур подстилающей поверхности и начальной температуры относительно теплого потока, большая относительная влажность воздуха, умеренная скорость ветра (2...5 м/с), увеличение или постоянство с высотой массовой доли водяного пара, умеренно устойчивая стратификация и сравнительно слабый турбулентный обмен.

Адвективный туман отличается наибольшей повторяемостью и длительностью. На Украине, например, 59 % общего числа дней с туманом приходится именно на адвективный туман. В 9 % случаев длительность существования такого тумана превышает 24 часа. Адвективные туманы наиболее интенсивны и занимают большие площади. Частным случаем адвективных туманов являются прибрежные туманы, которые образуются на суше в холодную половину года, когда ветер направлен с моря. В период с октября по май такие туманы являются частым явлением на побережье Черного моря. Как правило, прибрежные туманы относятся к теплым, то есть к состоящим из капель воды [58].

Верхняя граница адвективных туманов в большинстве случаев совпадает с верхней границей приземной или поднятой инверсии температуры. Верхняя граница адвективных туманов на высотах меньше 100 м не встречалась. Наиболее часто она располагалась на высотах 200 –

400 м (57 % случаев). Наблюдались случаи, когда толщина адвективного тумана превышала 600 м. Комплексные эксперименты в натуральных туманах северо-западного побережья Черного моря показывают, что связь между флуктуациями характеристик спектра капель и внешними параметрами (флуктуациями температуры, скорости ветра, их вертикальных градиентов, радиационного баланса подстилающей поверхности) проявляется достаточно выразительно.

Радиационные туманы образуются благодаря радиационному охлаждению земной поверхности и прилегающего слоя воздуха и турбулентному перемешиванию. Дальнейшее его развитие может зависеть и от излучения самого тумана. Радиационный туман находится в значительно большей зависимости, чем адвективный, от местных условий: характера подстилающей поверхности, местных воздушных течений, и тому подобное. Процесс образования радиационного тумана можно разделить на несколько фаз: зарождение приземной дымки и начало образования приземной инверсии температуры, образование оптически тонкого в вертикальном направлении слоя тумана, в котором горизонтальная дальность видимости может уменьшиться до 0,1...0,2 км, возникновение оптически толстого и более устойчивого слоя тумана, толщиной около 20 м с хорошо заметной инверсией температуры непосредственно над его четко обозначенной верхней границей, рассеивание тумана.

Благоприятными условиями для образования радиационного тумана являются, во-первых, отсутствие облаков или наличие облаков только верхнего яруса. Облачный покров приводит к уменьшению излучения с верхней границы тумана и земной поверхности за счет увеличения противоизлучения атмосферы, которое уменьшает охлаждение подстилающей поверхности и слоя тумана; во-вторых, образованию радиационного тумана способствует высокая относительная влажность воздуха. Чем она больше, тем меньшее охлаждение нужно для достижения состояния насыщения. Солнечная радиация после восхода Солнца приводит к быстрому разрушению приземной инверсии и рассеиванию радиационного тумана. Невысокий растительный покров, имеющий малую эффективную теплоемкость, ночью может сильно охлаждаться и, таким образом, способствовать образованию тумана [58].

Туманы смешивания образуются при поступлении холодного воздуха на более теплую подстилающую поверхность. Поступающий воздух очень быстро смешивается со сравнительно теплым слоем воздуха, который располагается над теплой и влажной поверхностью. Этот процесс протекает очень интенсивно и туман образуется уже через несколько минут после начала адвекции холодного воздуха. Туманы смешивания часто образуются в холодную половину года над акваторией Черного моря при вторжении морского арктического воздуха.

Туманы испарения возникают благодаря притоку водяного пара в воздух за счет испарения воды из теплой подстилающей поверхности в относительно холодный воздух. Они особенно часто образуются над морями Арктики, где температура открытой воды значительно более высокая, чем температура льда или снега. Поэтому воздух, который перемещается над льдом или материком, при переходе на водную поверхность будет более холодным в сравнении с водой. Под воздействием интенсивного испарения с водной поверхности над полыньями возникает туман.

Испарение воды играет заметную роль в образовании тумана над озерами и реками осенью, а также ночью, когда воздух при перемещении с суши оказывается холоднее воды. В этих случаях основным фактором является радиационное выхолаживание воздуха, а испарение становится стимулирующим эффектом при туманообразовании [58].

Туман с горизонтальной видимостью 50 м и меньше, который удерживается 12 часов и больше, относят к очень сильному [44]. Очень сильный туман бывает редко и не превышает 1 % от общего их количества. Из-за сложных условий образования пространственно-временное распределение туманов характеризуется значительной изменчивостью. Чаще всего они возникают на горных вершинах Карпат за счет орографического фактора: поднятие воздуха склонами, что приводит к его адиабатическому охлаждению (рис. 6.26) [32].

За период 1986-2005 гг. [32] зафиксировано 149 случаев с сильным туманом. На территории Украины можно выделить несколько типов годового хода туманов. На большей части страны максимум образования тумана приходится на зимние месяцы (декабрь-январь), а минимум – на весенние (апрель-май) и летние (июнь-август). Длительность периода с туманом зависит от многих факторов и в первую очередь от мощности адвективных процессов. Самые длительные адвективные туманы – возникающие в холодный период года, а на побережьях морей и в теплый период, менее длительные – радиационные, промежуточные положения занимают адвективно-радиационные и фронтальные туманы. Сильный туман обычно держится 10-20 часов. Наиболее туманоопасными областями является Донецкая (40 %), Ивано-Франковская и Одесская (35 %) (рис. 6.27).

Для пространственно-временного анализа использовались данные о числе дней с туманами на территории Украины, за период 1961-2012 гг., Данные получены из базы данных климатического сайта [59] по сети 29 метеорологических станций Украины. Если принять за погрешность при определении среднего числа дней с туманом в холодное время года – 2 дня, а в теплое – 1 день, тогда с вероятностью 99 % период осреднения должен быть не менее 36 лет. Примененные в исследованиях данные о повторяемости туманов и охватывающие период в 52 года являются

надежным материалом, который дает возможность получить достоверные результаты.

Проведем оценку динамики повторяемости туманов на Украине за период 1961-1986 гг. (рис. 6.28). Как видим, между двумя периодами существуют значительные отличия, для периода 1987-2012 гг. характерно уменьшение повторяемости туманов на территории Украины с 44 дней до 39 дней.

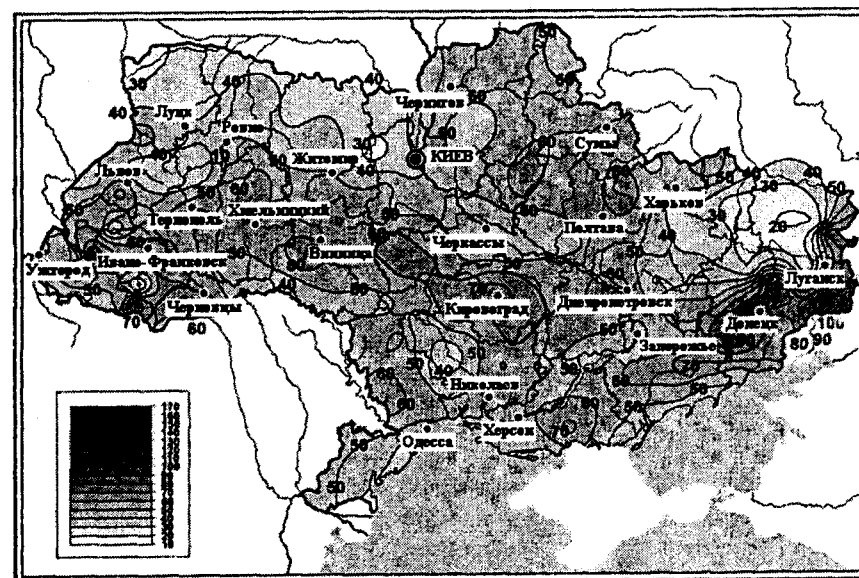


Рис. 6.26 – Среднее число дней с туманом за год [32]

Пространственному распределению числа дней с туманом присуща значительная изменчивость, потому что образование тумана зависит от синоптических условий, характера подстилающей поверхности, рельефа, близости водоемов. Повторяемость туманов очень изменчива в пределах одного города. Наиболее часто туманы наблюдаются в горных районах – на горных вершинах Карпат. Поэтому из выборки были удалены данные о повторяемости туманов, полученных со станций, высота над уровнем моря которых более 350 м.

Пространственное распределение среднего числа дней с туманами на территории Украины за весь период наблюдений колеблется от 21 до 67 дней, фиксируются несколько зон максимумов:

- 1) вытянутая зона, которая охватывает северо-западное Причерноморье с максимумом 67 дней, ст. Одесса;

- 2) второй максимум (67 дней) фиксируется в районе Донецка;
- 3) Карпатский максимум – 56 дней ст. Львов.

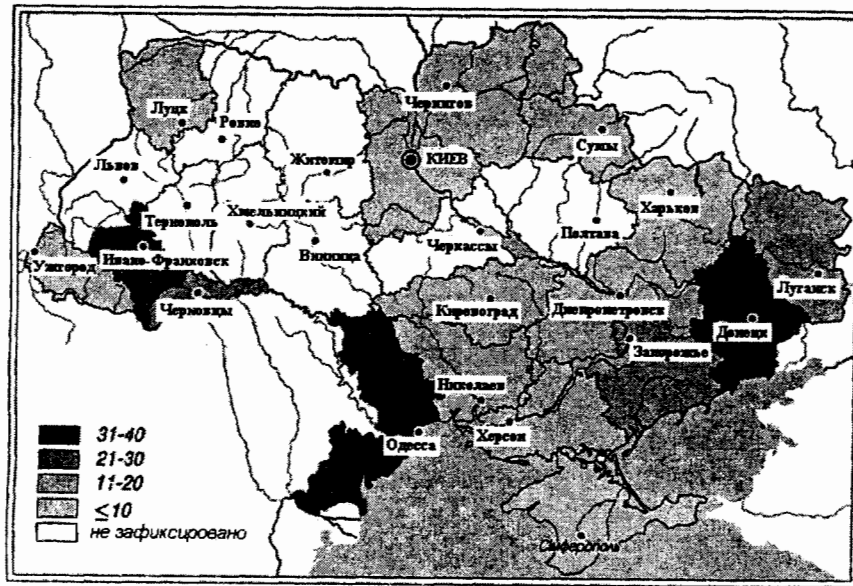


Рис. 6.27 – Повторяемость (%) сильного тумана за период 1986-2005 гг. [32]

Увеличению числа дней с туманами в вышеназванных районах способствует орографический фактор – подъём воздуха вверх и его адиабатическое охлаждение (Карпаты и район Донецкого кряжа). Кроме того, известно, что возникновение туманов связано с ростом относительной влажности воздуха и достижением состояния его насыщения водяным паром. Рост относительной влажности воздуха обусловлен ростом абсолютной влажности или снижением температуры воздуха. В связи с этим, туманы разделяются на два вида: туманы испарения и туманы охлаждения, которые, в свою очередь, разделяются на адвективные и радиационные. На территории Украины адвективные туманы наблюдаются в 28 % случаях, радиационные – в 31 % случаях, адвективно-радиационные – в 16 % случаях [32].

Образование адвективных туманов происходит при вынесении теплого влажного воздуха на охлажденную подстилающую поверхность. Например, при вынесении теплого влажного воздуха из Атлантики и в теплых секторах циклонов. С такими ситуациями связана большая повторяемость туманов в зоне, охватывающей северо-западное

Причерноморье с максимумом на ст. Одесса.

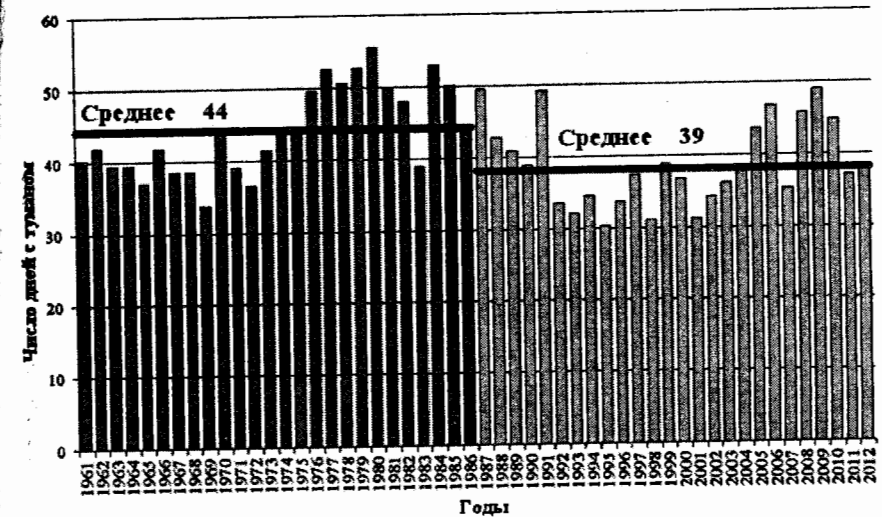


Рис. 6.28 – Средняя повторяемость туманов за год на Украине

Для выявления изменений в пространственном распределении повторяемости туманов на территории Украины рассматриваются поля числа дней с туманами построенные для двух периодов: 1961-1986 гг., 1987-2012 гг. (рис. 6.29, б, в).

На рисунке 6.29 представлено поле изменений числа дней с туманами на территории Украины рассчитанное в % прироста и убывания повторяемости туманов в период 1987-2012 гг. по сравнению с периодом 1961-1986 гг. [30]. Картина распространения туманов на территории Украины практически не меняется, зоны расположения максимумов и минимумов сохраняются. Основные отличия между пространственным распределением повторяемости туманов на территории Украины заключаются в количестве дней с туманами. В период 1987-2012 гг. происходило уменьшение повторяемости туманов в большинстве районов. Так, в период 1961-1986 гг. наблюдался максимум 67 дней в Кировограде, в другом периоде среднее количество дней с туманом в Кировограде равняется 48 дням, также уменьшения фиксируются на ст. Донецк с 71 до 62 дней. Уменьшение повторяемости туманов наблюдается на континентальной территории Украины, для которой самыми характерными являются радиационные туманы, следовательно, уменьшение, возможно, коснулось только количества радиационных туманов. Однако эта тенденция наблюдается не во всех районах. Для прибрежных районов

характерна тенденция роста числа дней с туманами: на ст. Одесса среднее число дней с туманами увеличилось с 63 до 66, на ст. Симферополь – увеличилось с 53 до 67 дней. Рост повторяемости наблюдается также на ст. Львов – с 52 до 60 дней (рис. 6.30).

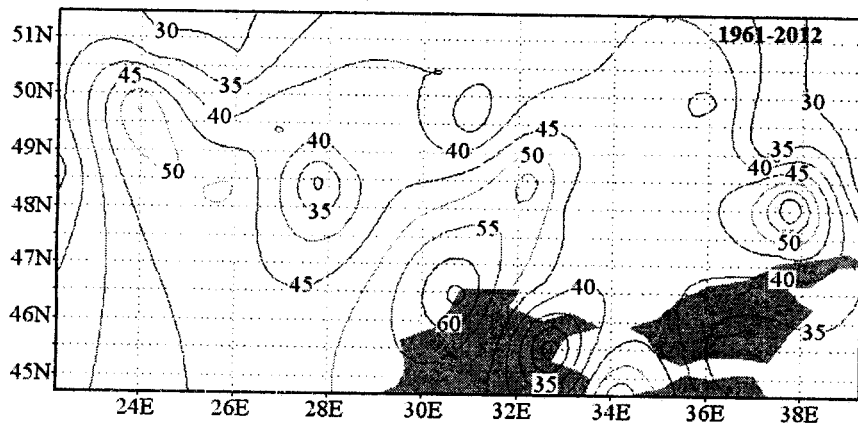


Рис. 6.29, а – Пространственное распределение числа дней с туманами на территории Украины за период 1961-2012 гг. [30]

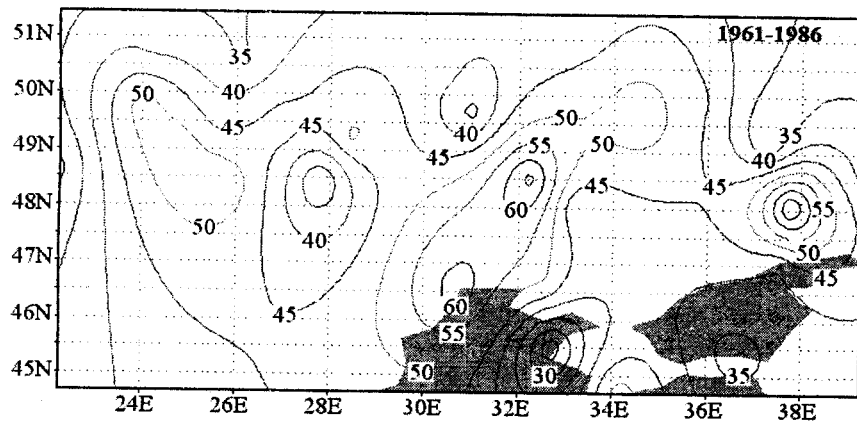


Рис. 6.29, б – Пространственное распределение числа дней с туманами на территории Украины за период 1961-1986 гг. [30]

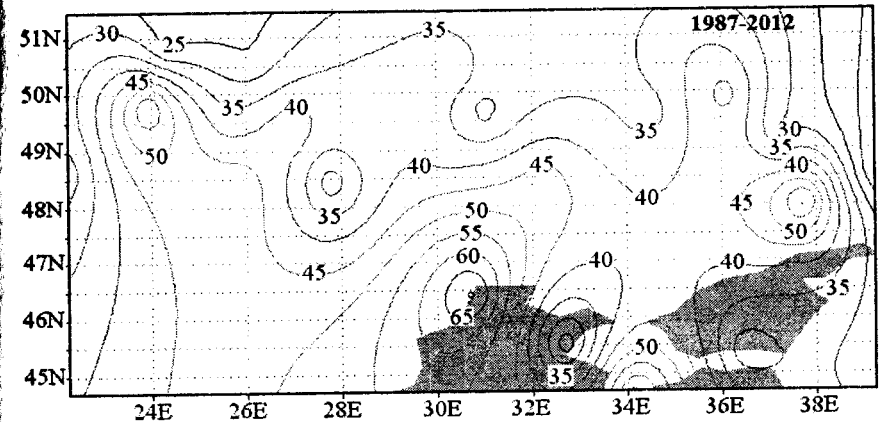


Рис. 6.29, в – Пространственное распределение числа дней с туманами на территории Украины за период 1987-2012 гг. [30]

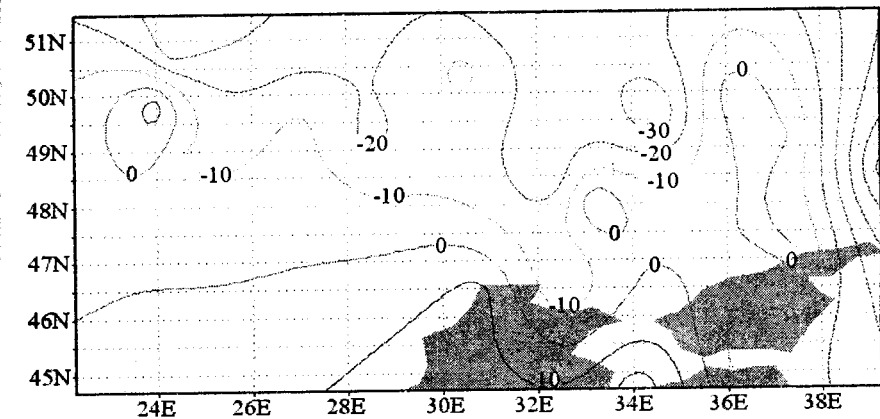


Рис. 6.30 – Пространственное распределение изменений числа дней с туманами на территории Украины за период 1961-2012 гг. [30]

Как видим, положительные значения характерны только для южных районов Украины и охватывают акваторию и прибрежные районы Черного моря. Вся северная часть Украины характеризуется отрицательными значениями. Исключение составляет станция Львов, для которой тоже присущ рост числа туманов. Если принять во внимание повышение температуры воздуха, связанное с потеплением, можно предположить, что увеличение повторяемости туманов на побережье Черного моря является

результатом роста контраста температуры воздуха и подстилающей поверхности. Как известно, для прибрежных районов наиболее характерны адвективные туманы, следовательно, возможно увеличение количества именно этого типа туманов. Но это замечание нуждается в дополнительных исследованиях.

Таким образом, исследования показали, что за последние годы происходят значительные изменения в пространственно-временном распределении и повторяемости стихийных явлений погоды.

6.4.2 Изменчивость повторяемости туманов в Украине по данным компонентного анализа

Для поля повторяемости туманов за период: 1961-1986 гг. Величины первых трех собственных значений исчерпывают близка 51,53 % суммарной дисперсии поля, для периода 1987-2012 гг. Эта величина увеличилась до 57,53 % (табл. 6.5). Как видим, за последние 26 лет произошли заметные изменения – увеличение значений на 6,00 %. Наибольшие изменения характерны для второй главной компоненты [30].

Таблица 6.5 – Охват дисперсии (%) повторяемости туманов для двух периодов 1961-1986 гг. и 1987-2012 гг. [30]

№ компоненты	Собственное число		% охвата		Динамика %
	1961-1986	1987-2012	1961-1986	1987-2012	
1	10,35	9,82	35,68	33,86	-1,82
2	2,35	4,49	8,09	15,49	7,40
3	2,25	2,37	7,76	8,18	0,42
Сумма:			51,53	57,53	6,00

На долю, первой главной компоненты приходится от 35,68 % до 33,86 % суммарной дисперсии поля. Таким образом, за последние 26 лет влияние первой главной компоненты на возникновение туманов на территории Украины уменьшился на 1,82 %. Вторая и третья ортогональные компоненты характеризуют процессы более мелкого масштаба, в том числе и шум, обусловленный ошибками. Результаты расчетов показали, что влияние второй главной компоненты увеличилось почти вдвое, а третьей – незначительно на 0,42 %.

С помощью скользящего сглаживания проведено избавление от шумовой компоненты во временных рядах главных компонент числа дней с туманом. Для скользящего сглаживания использовалась периодичность с максимальной энергией колебания, рассчитанная с помощью быстрого преобразования Фурье с вероятностью 68 %.

Выявлено, что в первом периоде лет 1961-1986 гг. для первой и второй главных компонент характерно четырехлетняя гармоника, а для третьей главной компоненты – шестилетняя; во втором периоде лет 1987-2012 гг. для второй и третьей главных компонент характерно четырехлетняя гармоника, а для первой главной компоненты – трехлетняя.

Кроме того, анализ временной изменчивости первой главной компоненты показал, что в течение двух периодов наблюдается разнонаправленная тенденция: периоду 1972-1991 гг. характерен рост, для периода с 1991 по 1998 гг. характерна тенденция к снижению и в период 1999-2010 гг. – незначительный рост (рис. 6.31-а, б).

Для второй главной компоненты характерен устойчивый рост значений (рис. 6.31-в, г). Изменение третьей главной компоненты свидетельствует о слабом уменьшении значений в первом периоде лет и незначительные колебания около нулевого тренда во втором периоде лет (6.31-д, е).

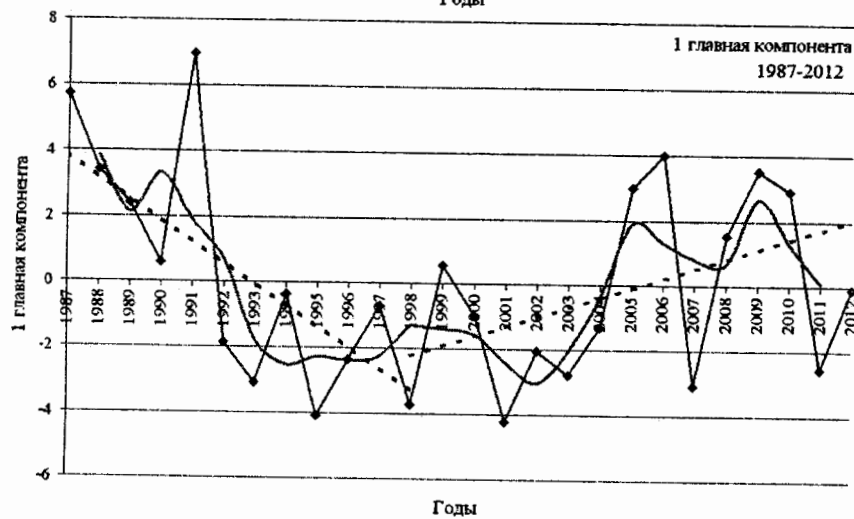
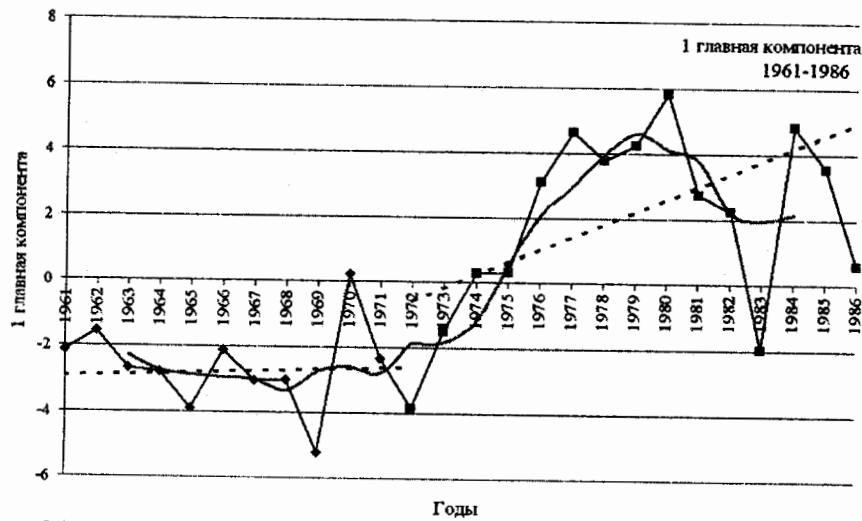


Рис. 6.31, а, б – График первой главной компоненты повторяемости туманов в периоды 1961-1986 гг. и 1987-2012 гг.

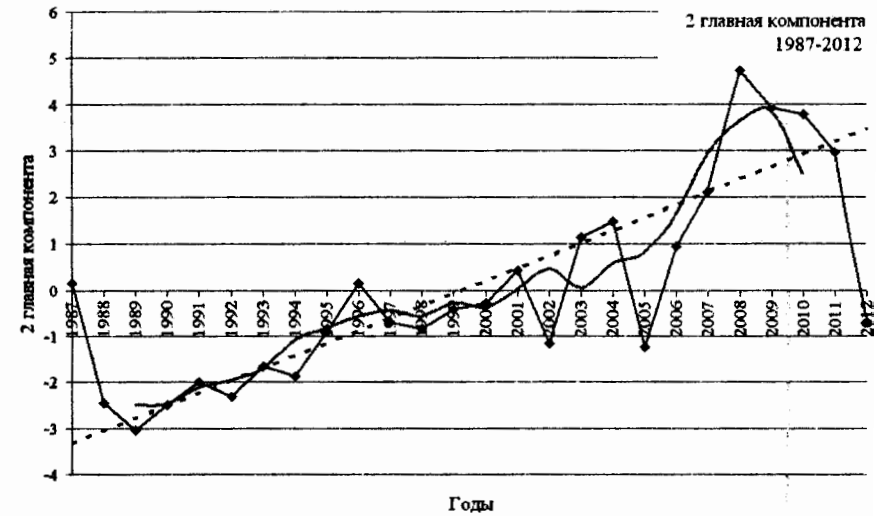
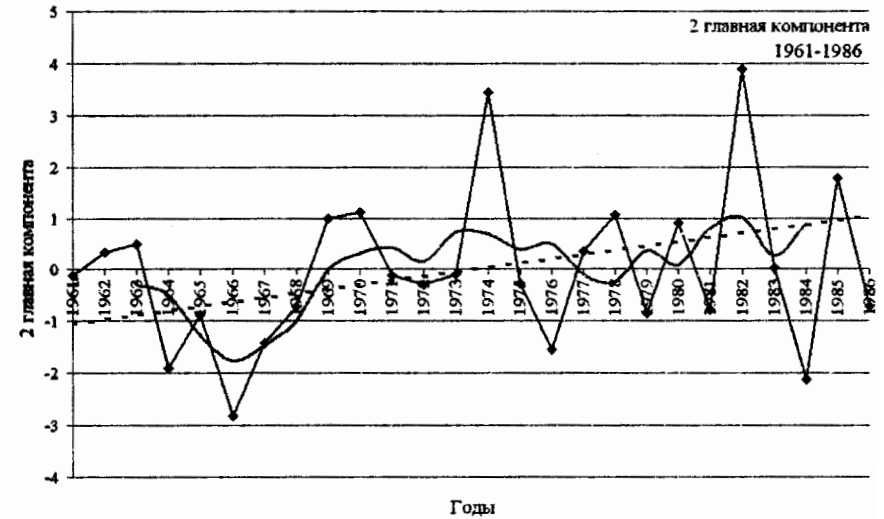


Рис. 6.31, в, г – График второй главной компоненты повторяемости туманов в периоды 1961-1986 гг. и 1987-2012 гг.

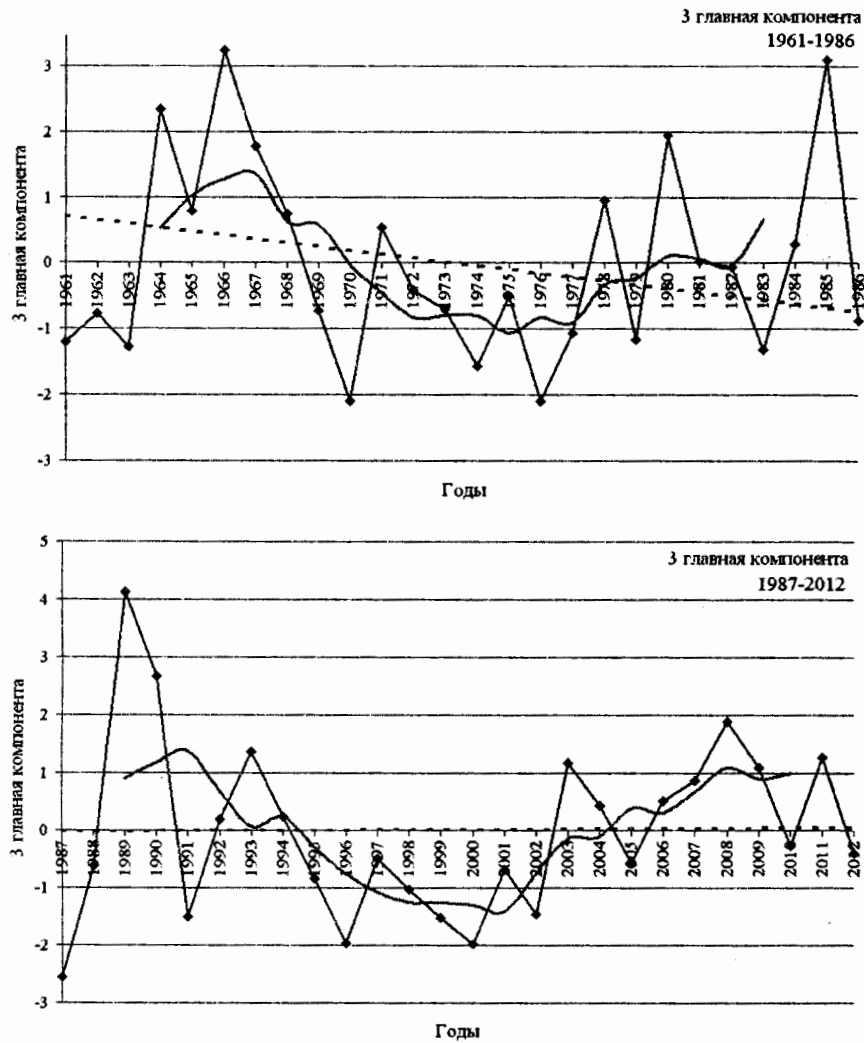


Рис. 6.31, д, е – График третьей главной компоненты повторяемости туманов в периоды 1961-1986 гг. и 1987-2012 гг.

6.4.3 Поля собственных векторов

Проведем анализ полей первых трех собственных векторов, для этого проведем картирование результатов расчетов (рис. 6.32) [30].

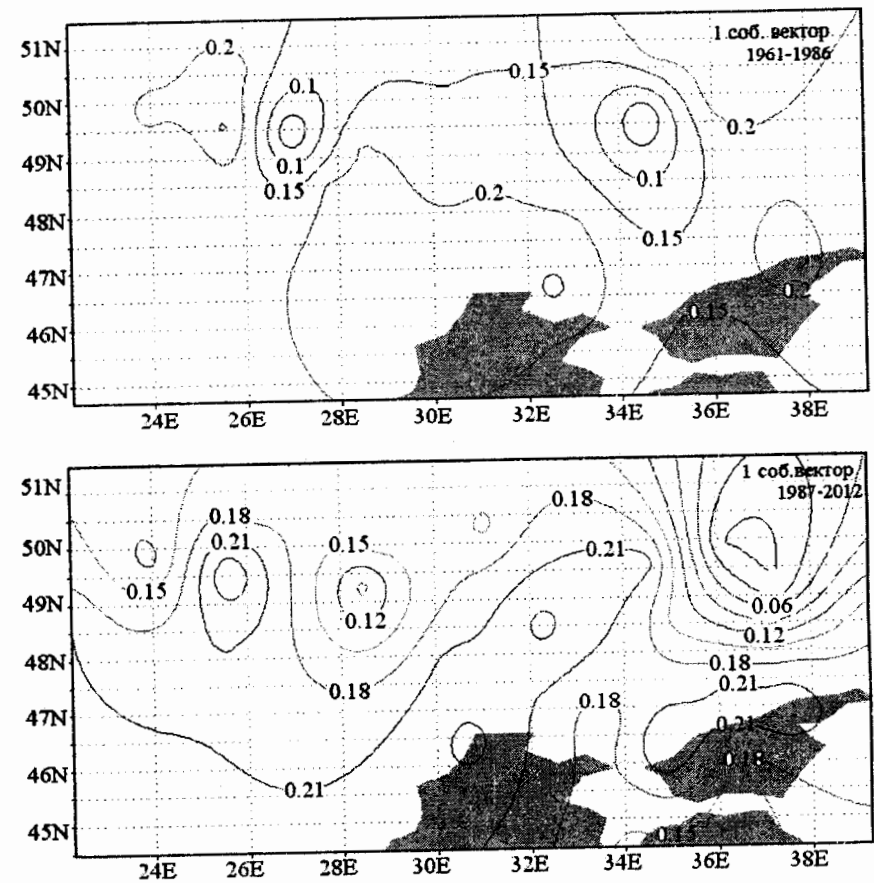


Рис. 6.32, а, б – Поле первого собственного вектора для двух периодов 1961-1986 гг. и 1987-2012 гг. [30]

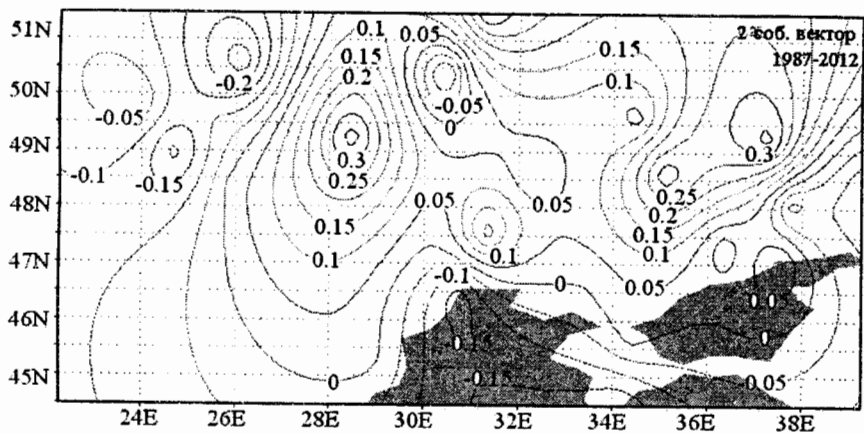
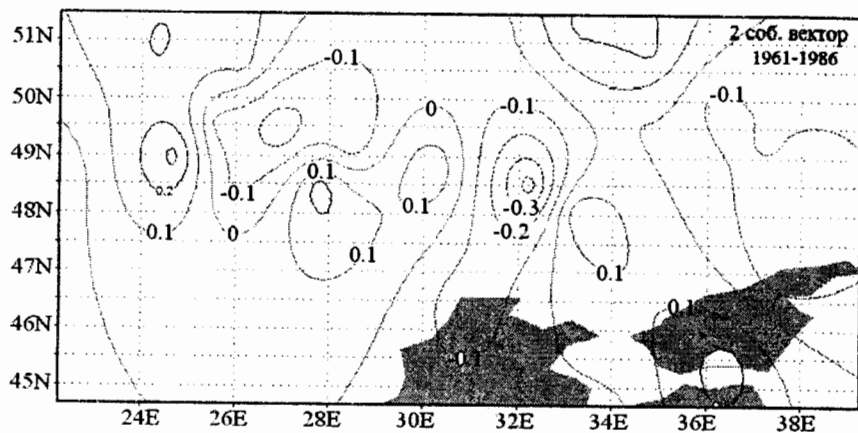


Рис. 6.32, в, г – Поле второго собственного вектора для двух периодов 1961-1986 гг. и 1987-2012 гг. [30]

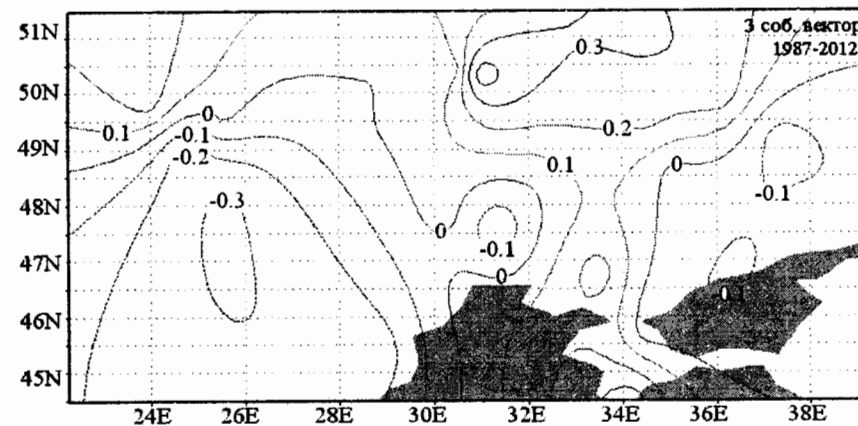
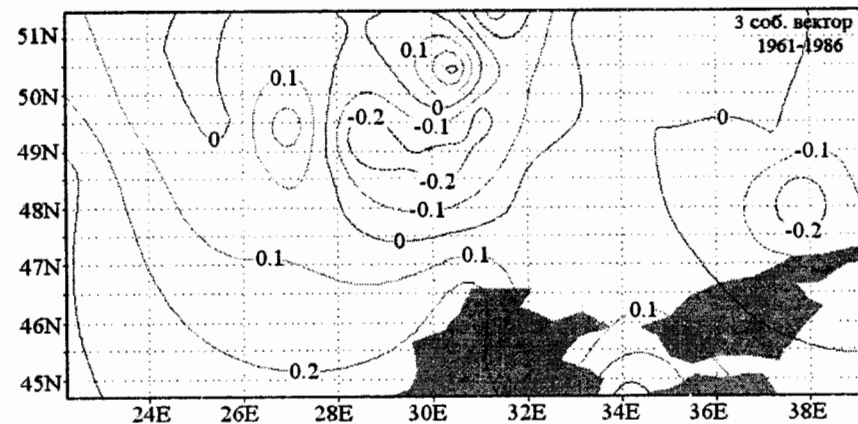


Рис. 6.32, д, е – Поле третьего собственного вектора для двух периодов 1961-1986 гг. и 1987-2012 гг. [30]

Значительные изменения, обнаруженные для первой главной компоненты подтверждаются полем первого собственного вектора, второго временного периода 1987-2012 гг. и представленный большой зоной положительных значений практически на территории всей Украины. Можно предположить, что эта зона свидетельствует о влиянии повышения температуры воздуха на повторяемость туманов в исследованном регионе (6.32-б). Однако это требует дополнительных исследований.

Для поля второго собственного вектора также характерны значительные изменения (рис. 6.32-в, г). В период 1961-1986 гг. Поле характеризуется слабыми горизонтальными градиентами, зоне отрицательных значений соответствуют зоны максимальных значений повторяемости туманов в этот период лет (рис. 6.32-в) [30].

В период 1987-2012 гг. происходят значительные изменения: практически на всей территории северной, северо-восточной и центральной Украины отмечаются положительные значения, сформированные в поток с ярко выраженной северной составляющей. Отрицательные значения характерны только для прибрежных районов Черного моря, Карпат и г. Киева (рис. 6.32-г). Расположение районов с отрицательными значениями также повторяют обнаружены зоны максимальных значений повторяемости туманов для второго периода лет.

Для поля третьего собственного вектора также характерны небольшие горизонтальные градиенты (рис. 6.32-д, е). Для всей западной и южной части территории Украины присущи положительные значения с максимумом в Крыму в период 1961-1986 гг.

Отрицательные значения наблюдаются в районе ст. Донецк (Донецкого края) и Приднепровской возвышенности (рис. 6.32-д). В период 1987-2012 гг. наблюдаются кардинальные изменения: вся юго-западная часть территории Украины представлена отрицательным значениям, на востоке зафиксированы два минимума: ст. Мариуполь и ст. Луганск, зона положительных значений расположена вдоль 33° и 34° долготы. Эта зона имеет два максимума: первый на территории Крыма, второй – на севере Украины (рис. 6.32-е) [30].

Анализ полей первых трех собственных векторов позволил сделать первые выводы: поля первого и второго собственных векторов показывает влияние температуры воздуха на динамику радиационных и радиационно-адвективные туманов и адвективные туманов.

Для образования адвективные туманов, как известно, необходимым условием является вынос теплого влажного воздуха на холодную подстилающей поверхности, поэтому изменения поля второго собственного вектора для периода 1987-2012 гг. хорошо иллюстрируют увеличение контраста температуры воздуха и подстилающей поверхности (рис. 6.32-г) [30].

Поле третьего собственного вектора характеризует зависимость образования туманов от большего числа факторов: изменения интенсивности притока влажного средиземноморского воздуха и, в том числе, влияние выбросов промышленных предприятий Луганске и Донецке.

6.4.4 Отфильтрованные значения полей числа дней с туманами

Рассмотрим задачу фильтрации полей числа дней с туманами для двух временных периодов 1961-1986 гг., 1987-2012 гг. Для этого необходимо произвести операцию, которая соответствует равенству:

$$\tilde{X} = W\tilde{Z} \quad (6.5)$$

Проведем анализ полей числа дней с туманами двух временных периодов, изображенных на рисунке 6.33. Значения приведены в таблице 6.6. Задача фильтрации метеорологических полей, в определенном смысле, является обратной по отношению к задаче сжатия информации. В задаче фильтрации необходимо исходную информацию освободить от информации, относящейся к мелкомасштабным загрязнениям и ошибкам.

Задача фильтрации заключается в том, чтобы определить влияние наиболее крупномасштабных атмосферных процессов при образовании туманов на территории Украины [30].

Таблица 6.6 – Отфильтрованные значения количества дней с туманами за периоды 1961-1986 гг. и 1987-2012 гг.

№ станции	Долгота	Широта	Первый период 1961-1986 гг.		Второй период 1987-2012 гг.	
			Исходные значения	Отфильтрованные значения	Исходные значения	Отфильтрованные значения
1	2	3	4	5	6	7
1	28,46	49,23	50,88	50,52	39,50	54,69
2	37,76	48,06	70,81	70,39	62,12	82,08
3	24,70	48,96	53,65	48,42	47,23	65,80
4	30,45	50,40	41,62	33,89	38,69	45,88
5	32,25	48,51	66,96	61,91	47,69	59,56
6	39,26	48,56	38,92	35,65	13,88	29,63
7	37,50	47,03	40,38	37,96	40,96	29,93
8	30,76	46,43	63,04	51,31	71,54	83,06

Продолжение табл. 6.6

1	2	3	4	5	6	7
9	34,55	49,60	53,38	53,38	32,58	41,94
10	26,13	50,58	34,69	30,16	25,77	31,58
11	25,60	49,53	43,04	36,81	36,58	46,30
12	22,26	48,63	28,77	23,75	26,85	25,19
13	36,13	49,96	44,35	38,85	47,12	50,72
14	31,28	51,46	41,54	43,13	30,69	44,17
15	25,90	48,36	52,88	47,75	48,62	70,08
16	23,95	49,81	52,23	45,88	60,15	69,56
17	37,30	49,18	29,12	25,52	29,15	24,66
18	36,41	45,40	33,12	30,04	27,15	38,74
19	33,20	51,23	40,38	36,63	30,85	38,17
20	33,21	48,03	40,31	36,06	43,42	53,22
21	31,00	49,66	33,12	32,19	27,85	44,24
22	27,78	48,45	29,31	25,05	26,54	34,90
23	34,13	44,68	53,15	46,32	67,08	77,97
24	34,78	50,85	47,65	41,70	38,00	44,94
25	30,23	48,76	45,85	44,83	39,08	59,63
26	32,61	46,63	49,50	43,08	39,31	51,63
27	26,98	49,43	47,73	44,51	44,23	60,63
28	32,70	45,51	21,00	18,48	20,85	20,63
29	24,31	50,83	38,08	34,67	24,31	32,72

На рисунке 6.33 представлены карты пространственно временного распределения числа дней с туманами для двух периодов 1961-1986 гг. И 1987-2012 гг. (рис. 6.33-а, б) и отфильтрованные поля для тех же периодов (рис. 6.33-в, г).

Основным отличием отфильтрованного поля 1961-1986 гг. является отсутствие максимума повторяемости туманов в районе ст. Одесса и уменьшение локального минимума на ст. Могилев-Подольский (рис. 6.32-а, в). Отличием отфильтрованного поля 1987-2012 гг. является увеличение горизонтальных градиентов, которые свидетельствуют о контрастах в пространственном распределении повторяемости туманов (рис. 6.33-б, г) [30].

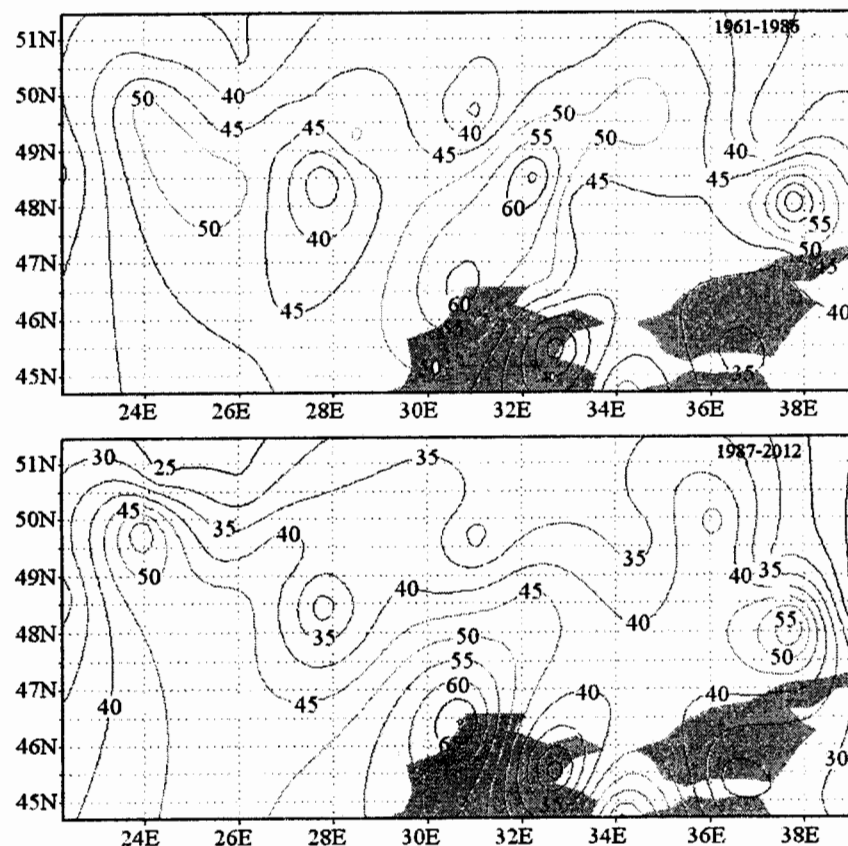


Рис. 6.33, а, б – Пространственное распределение числа дней с туманами на территории Украины за периоды 1961-1986 и 1987-2012 гг. [30]

6.5 Вертикальное распределение метеорологических явлений, подлежащих радиолокационному мониторингу

6.5.1 Общие условия фазовых переходов воды в атмосфере

Для определения пространственного распределения радиолокационных станций с разными техническими характеристиками необходимо знать характеристику вертикального распределения температуры воздуха в тропосфере, с которой связаны процессы облако и осадкообразования. Термин „тропосфера” означает „сфера поворота” и связан он с характеристиками турбулентности этого слоя. Все изменения погоды и климата являются результатом физических процессов, которые происходят именно в этом слое.

Различные преобразования энергии происходят в первую очередь именно в тропосфере. В результате непрерывного столкновения воздуха с земной поверхностью, а также поступления в него энергии из космоса, он приходит в движение. Верхняя граница этого слоя располагается в тропопаузе, т.е. там, где уменьшение температуры с высотой заменяется ее ростом, – приблизительно на высоте 15...16 км над экватором и 7...8 км над полюсами. Как и сама Земля, атмосфера под воздействием вращения нашей планеты тоже несколько сплюснута над полюсами и разбухает над экватором. Однако этот эффект выражен в атмосфере значительно сильнее, чем в твердой оболочке Земли.

В направлении от поверхности Земли к верхней границе тропосферы температура воздуха снижается. Над экватором минимальная температура воздуха составляет около $-62,0^{\circ}\text{C}$, а над полюсами около $-45,0^{\circ}\text{C}$. Однако, в зависимости от места измерения, температура может быть несколько иной. Например, над островом Ява на верхней границе тропосферы температура воздуха опускается до рекордно низкого значения $-95,0^{\circ}\text{C}$. В умеренных широтах более 75 % массы атмосферы лежит ниже тропопаузы. В тропиках же в пределах тропосферы находится около 90 % массы атмосферы [20, 60].

Для процессов облакообразования, а также осадкообразования главными являются условия фазовых переходов воды в атмосфере. Процесс перехода пара в твердую фазу с физической точки зрения схож с переходом пар – вода.

На основе молекулярно-кинетической теории было показано, что перенасыщенная и переохлажденная „старая” фаза находится в метастабильном состоянии. При этом от степени переохлаждения зависит, в какую фазу происходит переход – жидкую или твердую. Наряду с прямым переходом пара в твердую фазу последняя может образовываться и из жидкой фазы, когда лед оказывается лишь вторичным продуктом конденсации водяного пара. Для осуществления спонтанной сублимации в

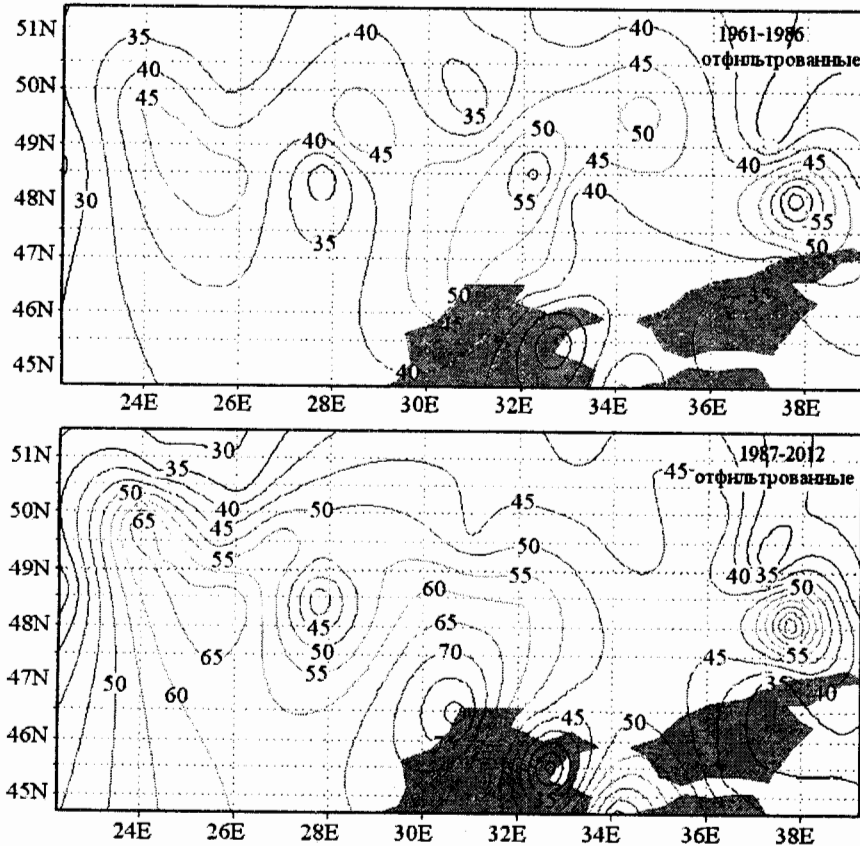


Рис. 6.33, в, г – Пространственное распределение отфильтрованных полей числа дней с туманами на территории Украины для периодов 1961-1986 гг. и 1987-2012 гг. [30]

гомогенной среде пара нужно очень большое перенасыщение. Экспериментальные исследования показывают, что первичный ледяной туман в камере без образования капель появляется при перенасыщениях около 1000%, которые, конечно, в естественных условиях не встречаются. Однако, как было установлено в естественных облаках и в лабораторных условиях, появление кристаллов всегда наблюдается при достижении насыщения относительно воды. Это, что при отрицательных температурах, сначала происходит конденсация водяного пара, а уже потом кристаллизация жидкой фазы. Заметные концентрации ледяных кристаллов начинают образовываться в облаке, когда температура падает ниже $-15,0^{\circ}\text{C}$. Эти условия оказываются благоприятными для гетерогенного ледообразования.

Вода в контакте с большинством веществ будет замерзать при температурах выше $-40,0^{\circ}\text{C}$, и пар будет сублимироваться на большинстве веществ при перенасыщениях и переохлаждениях более низких, чем нужно для гомогенного ледообразования [20, 60].

Исследования показывают, что концентрация ледяных ядер очень изменчива в пространстве и во времени. Она в значительной мере зависит от температуры. Снижение температуры на $40,0^{\circ}\text{C}$ приводит к увеличению их концентрации на порядок. Атмосфера характеризуется относительно большим количеством ядер конденсации и недостатком ядер замерзания. С точки зрения значимости роли атмосферных ядер в процессе ледообразования можно принять такую классификацию процессов замерзания:

а) кристаллизация при температуре выше $-32,0^{\circ}\text{C}$. В этом случае твердые нерастворимые ядра, смоченные водой, образуют зародышевые кристаллы при замерзании их водной оболочки. Наличие твердых частиц просто облегчает энергетический переход вода–лед;

б) кристаллизация в интервале температур от $-32,0^{\circ}\text{C}$ до $-41,0^{\circ}\text{C}$. В этом диапазоне происходит замерзание капель растворов солей. Под воздействием низких температур раствор солей становится перенасыщенным, что приводит к выпадению кристалликов соли в осадок. Эти кристаллики и играют роль ядер замерзания;

в) кристаллизация при температурах $<-41,0^{\circ}\text{C}$ может быть следствием спонтанного замерзания капель воды или чистых растворов солей без участия ядер замерзания путем случайного соединения молекул переохлажденной воды в агрегаты ледяной фазы;

г) кристаллизация при температурах $-65,0^{\circ}\text{C}$ и ниже происходит путем прямой сублимации водяного пара на твердых несмачивающихся ядрах, или спонтанного замерзания мелких капель, как в пункте в).

Влияние ядер замерзания заключается в том, что они разрушают или ослабляют дипольную структуру поверхностного электрического слоя.

Для последующих расчетов определим несколько основных

температурных уровней от высоты расположения которых зависят основные процессы облако- и осадкообразования в атмосфере (рис. 6.34).

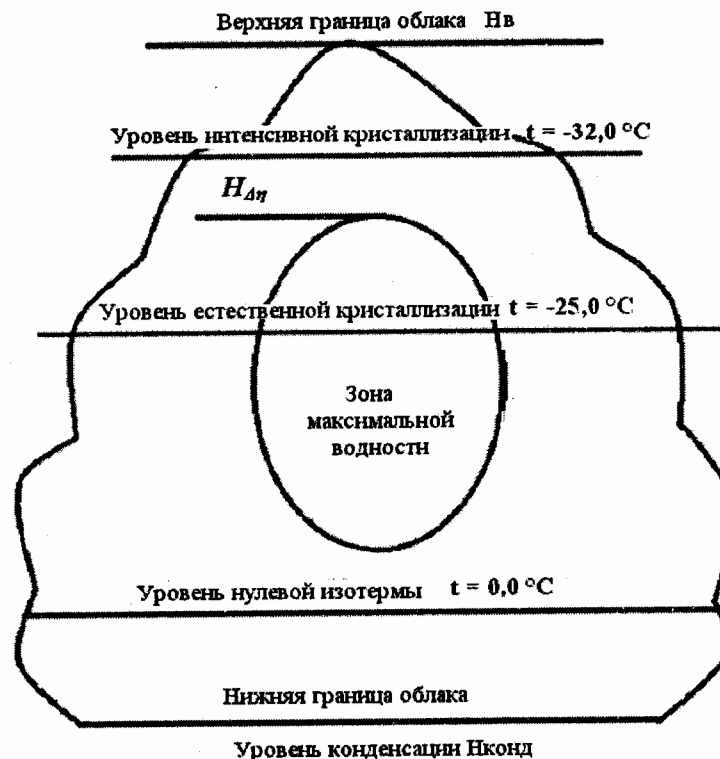


Рис. 6.34 – Основные температурные уровни, от высоты расположения которых зависят процессы осадкообразования

Таким образом, в дальнейшем наши исследования будут касаться высоты трех уровней:

- 1) уровень нулевой изотермы $t=0,0^{\circ}\text{C}$, которой делит атмосферу на части с положительными и отрицательными температурами;
- 2) уровень естественной кристаллизации $t=-25,0^{\circ}\text{C}$, от высоты расположения которого зависит фазовое состояние осадков;
- 3) уровень интенсивной кристаллизации $t=-32,0^{\circ}\text{C}$, от высоты расположения которого зависит возможность формирования и выпадения крупного града.

Проведем исследование динамики высот выбранных трех температурных уровней и анализ пространственно-временного

распределения значений высот этих уровней.

6.5.2 Деление тропосферы на части с положительными и отрицательными температурами

Высота нулевой изотермы характеризует высоту уровня, разделяющего тропосферу на части с положительными и отрицательными температурами. Эта характеристика важна при анализе облачной атмосферы и связана с развитием конвективной облачности. Нулевая изотерма фактически делит облако на верхнюю переохлажденную часть, которая имеет температуру $t < 0,0^\circ\text{C}$ и где происходит образование твердых гидрометеоров, накопление объемных электрических зарядов, и теплую с $t > 0,0^\circ\text{C}$ – нижнюю часть.

Чем мощнее теплый слой воздуха ($H_0 - H_{\text{конд}}$), тем более вероятна реализация интенсивного грозоградового процесса (при общей подготовленности атмосферы к развитию конвективных явлений). Факт выпадения или не выпадения града на землю, а также его размер определяется таянием градин при прохождении ими теплого подоблачного слоя.

В условиях Причерноморья, низкое положение H_0 характерно для весны, в июле-августе H_0 нередко превышает уровень 4,0 км [30]. При анализе положения нулевой изотермы при грозоградовых процессах получено, что в условиях Причерноморья, чаще всего повторяются значения H_0 от 2,0 до 4,0 км – в 90 % от всех случаев, в дни без явлений: от 2,5 до 4,0 км – 84 % случаев [61].

Для случаев с ливнями распределение H_0 по градациям немного отличается от класса с грозоградовыми явлениями, что подтверждает общность условий формирования ливневых осадков (град, ливень) в нижней части тропосферы. Высота H_0 имеет чрезвычайно важное значение в практике радиолокационных наблюдений за развитием и эволюцией облаков; она дает возможность оценить, как мощность теплой части облака ΔH^+ , так и соотношение теплой, и холодной его частей $\Delta H^-/\Delta H^+$. Практика экспериментальных наблюдений показала, что оптимальным для градового облака является соотношение 1,7...4,0 км, независимо от региона исследования. Более того, облако не может достичь градовой стадии, когда температура на его нижней границе $< 0,0^\circ\text{C}$, то есть в градовом облаке обязательно наличие достаточно мощного теплого слоя.

6.5.3 Уровень естественной кристаллизации

Конвективные облака в своем развитии достигают кучево-дождевой стадии при достаточно большой вертикальной мощности и влажности, которые обеспечивают укрупнение облачных частиц до таких размеров,

что при своем падении под облаком они не успевают испаряться. Чем более мощное облако и чем больше близка температура его верхней части к температуре естественной кристаллизации, тем достовернее превращение его в дождевое.

Термическая конвекция, которая возникает в результате неустойчивой стратификации атмосферы, может быть вызвана разными причинами [33]. Большую роль имеет скорость восходящего потока W_{max} . Обычно W_{max} растет с высотой до уровня $Z_{W_{\text{max}}}$, затем убывает. Величина скорости на каждом уровне определяется плавучестью воздуха. Такое распределение вертикального потока по высоте создает условия для аккумуляции значительного количества воды в жидком или твердом состоянии над уровнем $Z_{W_{\text{max}}}$. Если величина $Z_{W_{\text{max}}}$ лежит ниже уровня естественной кристаллизации ($-18,0 \sim -25,0^\circ\text{C}$), то аккумуляция воды в верхней части тучи происходит за счет крупных капель, которые образовались на гигантских ядрах конденсации.

Фазовое состояние осадков зависит от того, в каком температурном диапазоне происходит накопление крупнокапельной фракции. Если нижняя граница зоны аккумуляции находится при $t = -25,0^\circ\text{C}$, то крупные капли все замерзают и растут за счет набегающей мелкокапельной фракции.

Градобитие возможно лишь тогда, когда зона аккумуляции расположена между $0,0^\circ\text{C}$ и $-25,0^\circ\text{C}$, когда обеспечивается быстрый рост ледяных частиц за счет коагуляции с мелкокапельной фракцией, влажность при этом достигает 20 г/м^3 [33].

6.5.4 Уровень интенсивной кристаллизации

Исследования показывают, что концентрация ледяных ядер очень изменчива в пространстве и во времени. Она в значительной мере зависит от температуры. Снижение температуры приблизительно на $40,0^\circ\text{C}$ приводит к увеличению концентрации ледяных ядер на порядок. В зависимости от параметров облака (распределения влажности, ветра, степени охлаждения) устанавливаются режимы кристаллизации:

- 1) „докритический режим” (кристаллизация под устойчивой водяной пленкой) – образование прозрачного льда;
- 2) „закритический режим” (практически мгновенная кристаллизация) – сухой лед с малой плотностью.

Учет этих режимов имеет существенное значение для объединения условий, которые приводят к росту в облаке градин разных размеров и структуры. От прочности градины зависит степень причиненного вреда.

Существует зависимость роста и таяния градин от температуры уровня, на котором образовались их зародыши. Если градовые зародыши образуются высоко, вблизи уровня интенсивной кристаллизации и растут в

области где водность мала, не успев укрупниться, они выносятся вверх, в наковальню. Выше максимального значения уровня наибольшего зарождения вероятность кристаллизации растет, но уменьшается доля крупных капель, которые после замерзания могут вырасти до градин и выпасть на землю. Ниже этого уровня вероятность кристаллизации невелика, а относительно крупные капли после замерзания не успевают вырасти до таких размеров, чтобы не растаять в теплой части [33].

6.5.5 Пространственное распределение высот температурных уровней

При проведении исследования использовался массив данных радиозондирования атмосферы за теплый период года – с апреля по сентябрь за 40 лет с 1973 по 2012 гг. в срок от 00 часов по Гринвичу по 10 аэрологическим станциям, расположенным в Черноморском регионе.

Картирование средних значений высот уровней за теплый период года показало, что для них характерным является широтное распределение (рис. 6.35, а, в, д). Изменения высот исследованных уровней представлены на рисунке 6.35, б, г, е. Таким образом, выяснено, что для всех трех температурных уровней минимальные значения высот характерны для апреля, а максимальные для августа. Этот факт подтверждает экспериментальные исследования, которые указывают на то, что в апреле и мае достаточно часто наблюдается градобитие в различных частях Причерноморского региона [62, 63]. Низкий уровень нулевой изотермы дает возможность долететь до поверхности земли небольшим ледяным образованиям. Максимальная изменчивость значений в теплый период года характерна для нулевой изотермы (рис. 6.35, б), минимальная – для высоты интенсивной кристаллизации (рис. 6.35, е).

6.5.6 Динамика высот температурных уровней

Проведем исследование изменчивости высот температурных уровней во времени на территории Причерноморского региона. Построенные графики многолетней изменчивости для каждой из трех высот для всех станций позволили обнаружить количественные характеристики линейного тренда, которые представлены в таблице 6.6. Жирным шрифтом и курсивом отмечены максимальные положительные значения линейного тренда. Анализ табличного материала показал, что максимальный рост уровня нулевой изотермы наблюдается на ст. Львов (390 м), уровней естественной и интенсивной кристаллизации – на ст. Ростов-на-Дону (420 и 470 м соответственно). Если рассматривать средние значения по региону, то можно увидеть, что максимальный рост характерен для уровня естественной кристаллизации [64].

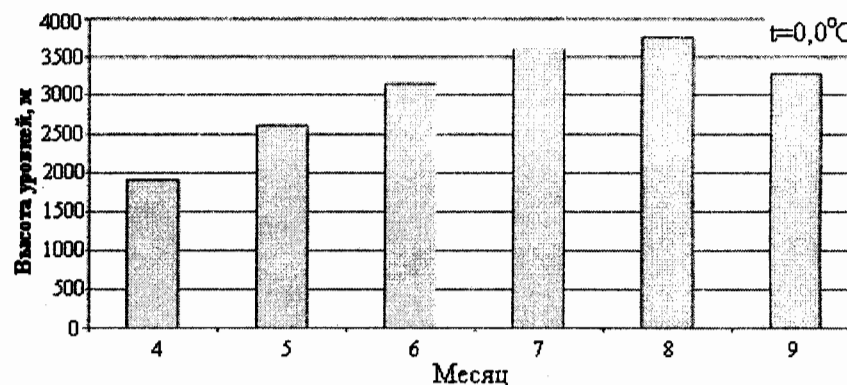
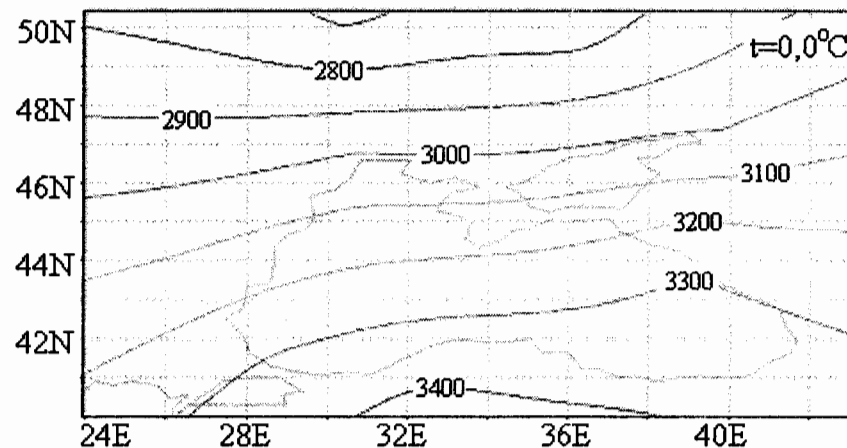


Рис. 6.35, а, б – Пространственное распределение и изменчивость высот температурных уровней для нулевой изотермы

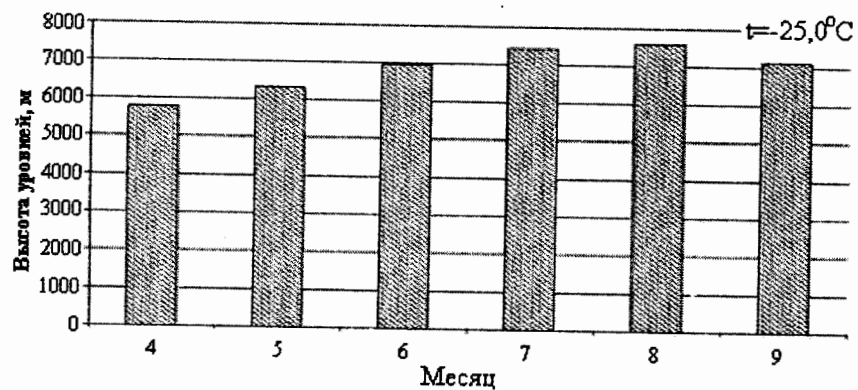
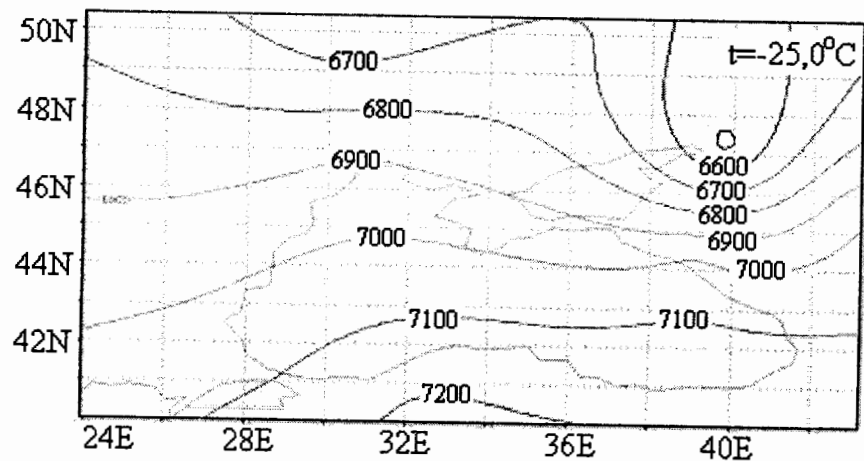


Рис. 6.35, в, г – Пространственное распределение и изменчивость высот температурных уровней для изотермы -25°C

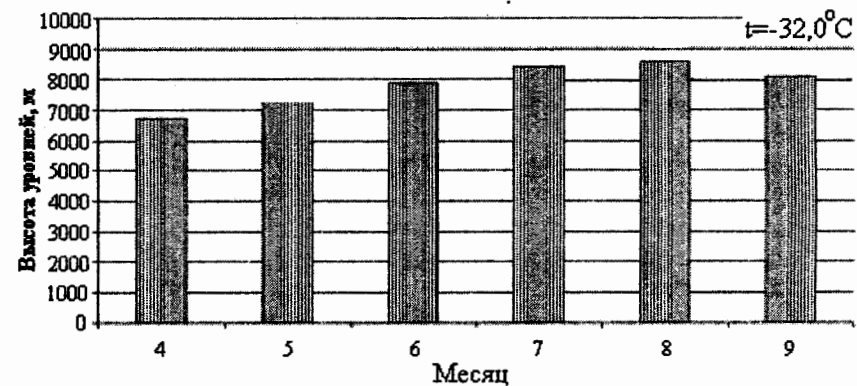
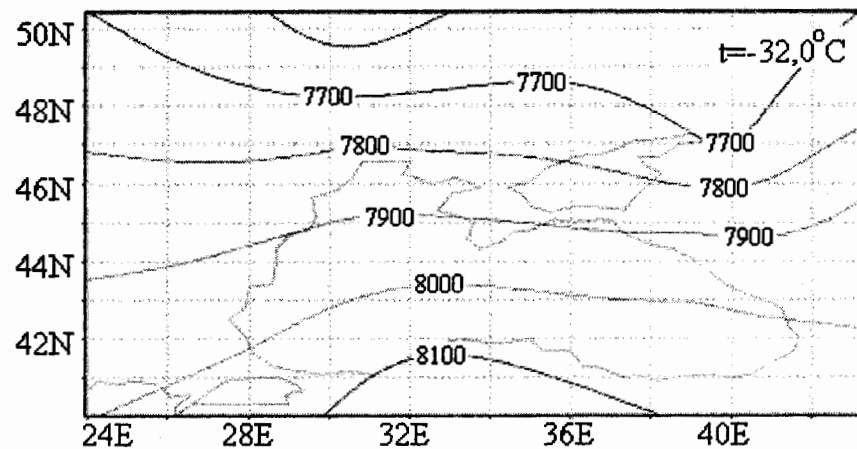


Рис. 6.35, д, е – Пространственное распределение и изменчивость высот температурных уровней для изотермы -32°C

Проведем исследование пространственного распределения обнаруженных тенденций относительно высот температурных уровней. Для этого рассчитанные количественные значения линейного тренда для каждой станции были визуализированы (рис. 6.36).

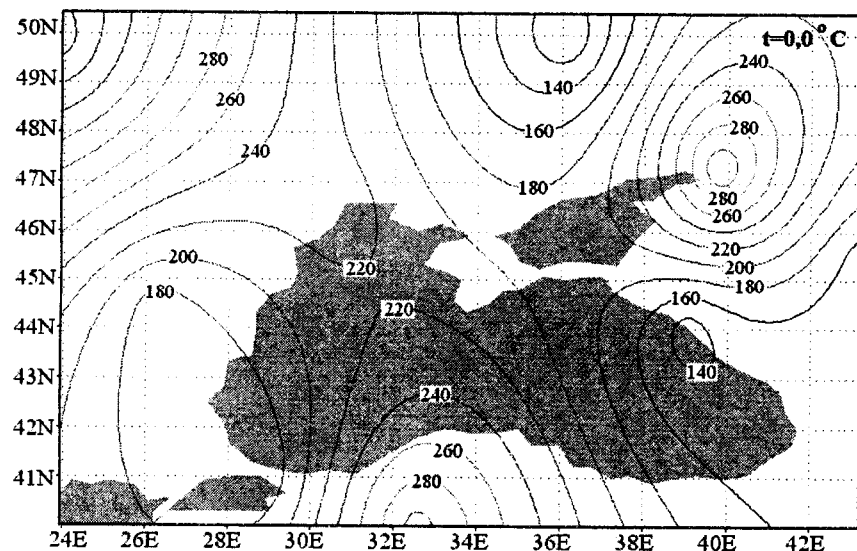


Рис. 6.36, а – Пространственное распределение изменений высот температурного уровня 0°C

Анализ пространственного распределения изменений высот температурных уровней за последние сорок лет показал, что для всех уровней характерным является увеличение высоты. На всех трех уровнях можно выделить район ст. Ростов-на-Дону, для которого наблюдается значительный рост от 320 до 470 м.

Для высот уровней естественной и интенсивной кристаллизации, которые находятся в слое 500-300 гПа, в зависимости от месяца теплого периода года характерны однотипные поля [64]. На них фиксируются два максимума: ст. Ростов-на-Дону (420, 470 м в зависимости от температуры поверхности) и ст. Одесса (310 и 270 м соответственно) (таблица. 6.7, рис. 6.36). Для всех других станций также характерен рост высот температурных уровней, но этот рост характеризуется меньшими значениями. Таким образом, выделяется зона минимального роста высот температурных уровней – западная и юго-западная часть Причерноморского региона, кроме того, можно выделить район над ст. Харьков, для которого тоже характерен небольшой рост от 120 до 130 м

в соответствии с температурным уровнем (таблица. 6.7, рис. 6.36).

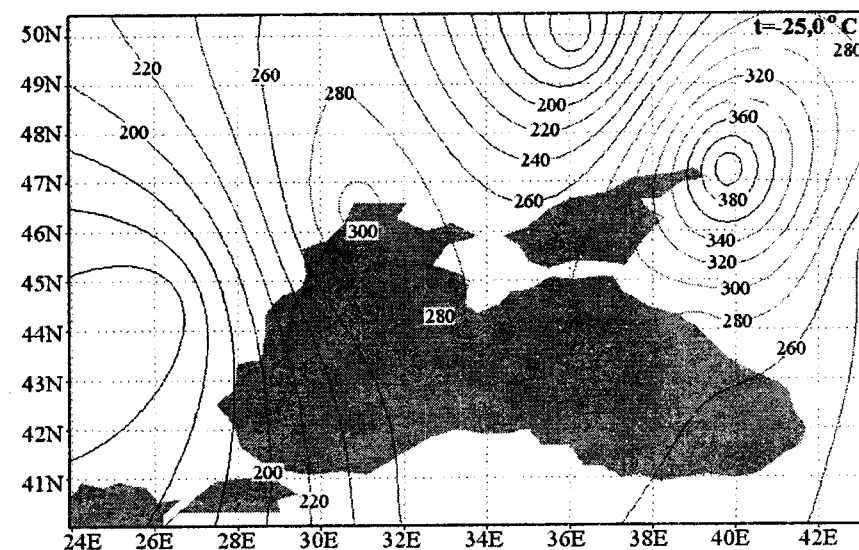


Рис. 6.36, б – Пространственное распределение изменений высот температурного уровня -25°C

Представим усредненные значения аномалий относительно высот температурных уровней, рассчитанных для всего региона исследования за четыре десятилетия периода (рис. 6.37). Во всем Причерноморском регионе самый яркий рост высот температурных уровней наблюдается в последнее десятилетие 2003-2012 гг. Максимальный рост характерен для уровня естественной кристаллизации [64].

Представленные результаты, выявившие рост высот температурных уровней, позволили обнаружить дополнительные признаки потепления тропосферы, характерного для современных климатических изменений.

Учитывая, что факт выпадения или не выпадения града на землю, а также его размер определяется таянием градин при прохождении ими теплового подоблачного слоя. Учитывая повышение основных температурных уровней можно ожидать, кроме всего прочего, уменьшение случаев осадков в виде мелкого града или крупы, увеличение случаев осадков ливневого характера, роста высоты кучево-дождевой облачности, в регионе.

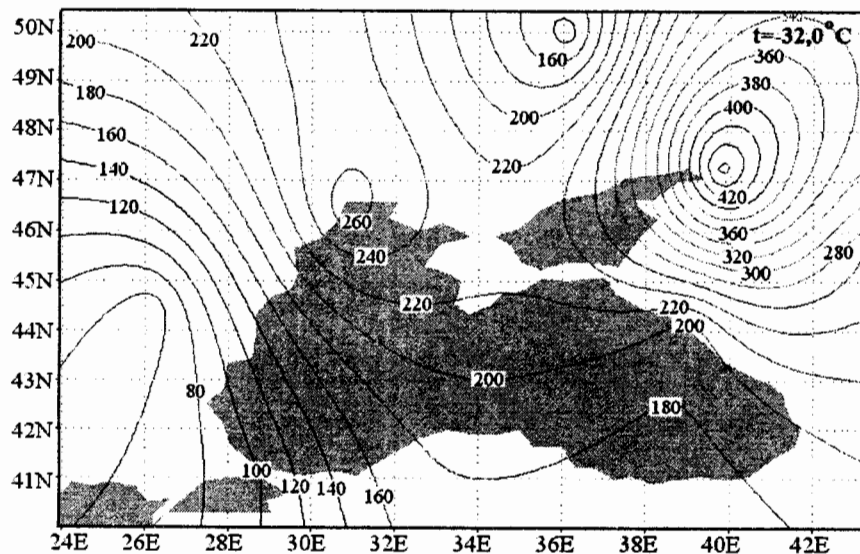


Рис. 6.36, в – Пространственное распределение изменений высот температурного уровня -32°C

Таблица 6.7 – Изменения высот (м) температурных уровней

Станция	Долгота	Широта	Температурные уровни		
			t=0,0° C	t=-25,0° C	t=-32,0° C
Бухарест	26,18	44,48	170	120	50
Дивное	43,21	45,55	150	230	260
Одесса	30,76	46,43	230	310	270
Киев	30,45	50,40	220	280	250
Ростов-на-Д.	39,81	47,25	320	420	470
Стамбул	28,81	40,96	160	200	100
Харьков	36,13	49,96	100	120	130
Туапсе	39,04	44,06	130	270	190
Львов	23,95	49,81	390	210	200
Анкара	32,54	40,02	310	270	170
Среднее значение по региону			218	243	209

Так, проведенные ранее исследования показали, что для Северного Причерноморья характерны максимальные высоты верхней границы мощных кучево-дождевых облаков теплого периода года в пределах от

11,0 до 18,7 км [61]. В современных условиях вполне возможно формирование мощной кучево-дождевой облачности с высотой верхней границы превышающей рубеж 20,0 км.

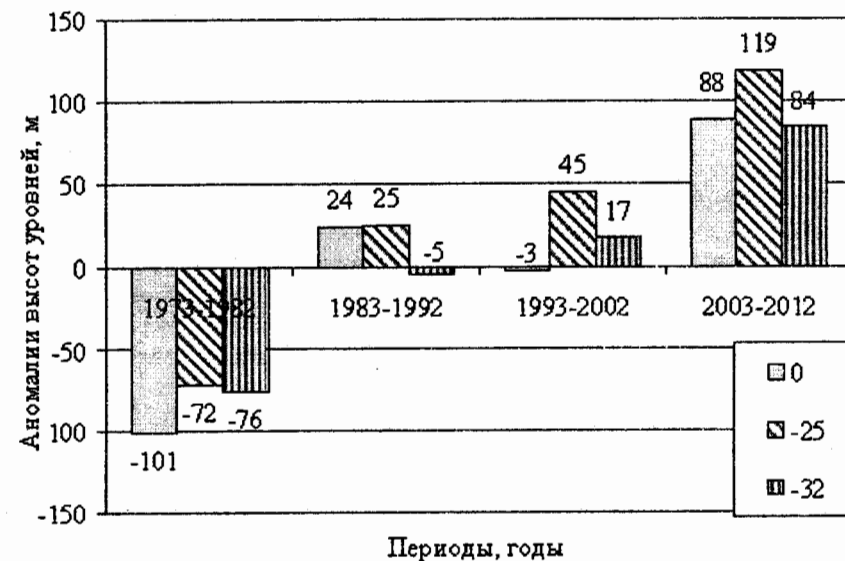


Рис. 6.37 – Динамика высот температурных уровней за сорок лет

7 РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ НА ОСНОВЕ КАЧЕСТВЕННЫХ И КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ПОДЛЕЖАЩИХ РАДИОЛОКАЦИОННОМУ МОНИТОРИНГУ

7.1 Районирование территории на основе пространственно-временных характеристик ветра и связанных с ним явлений

Создание национальной метеорологической радиолокационной сети предусматривает полноценное исследование атмосферного пространства в рамках климатического и синоптического мониторинга, целью которого является оперативное гидрометеорологическое обеспечение [2, 65]. Постоянный радиолокационный мониторинг тропосферы над территорией страны представляется, безусловно, желательным процессом, а своевременное предупреждение о стихийных явлениях погоды является необходимым и обязательным для устойчивого развития экономики страны. Для построения метеорологической радиолокационной сети необходимо четко представлять пространственно-временное распределение стихийных явлений погоды на территории страны. Стихийные метеорологические явления часто наблюдаются в комплексе (ливневые осадки теплого периода года сопровождаются грозами и градом и штормовым ветром, метели – снегопадами, сильным ветром, обледенениями), это значительно увеличивает ущерб от этих явлений.

Учитывая, что административная подчиненность любой сети (наземных метеорологических станций и постов, аэрологических станций) происходит по принципу административного деления, целесообразно районирование опасных явлений погоды провести также с учетом административного деления страны. В данном исследовании использованы следующие опасные явления погоды, мониторинг которых обязателен: очень сильный дождь – выпадение осадков с количеством более 30 мм за 12 ч – для горных районов; 50 мм – для равнинной территории; очень сильные снегопады (количество осадков 20 мм и более за 12 ч и менее); крупный град – диаметр более 20 мм; грозы; шквалы и туман с горизонтальной видимостью 50 м и меньше, в течение 12 часов и больше. В Украине ежегодно наблюдаются опасные метеорологические явления, которые в отдельных случаях приобретают катастрофический характер и наносят ущерб сельскому и городскому хозяйству, населению [21, 32, 40, 66].

Проведение радиолокационного мониторинга атмосферных процессов и явлений требует знания условий распространения электромагнитных волн в районе установки радиолокатора и в окружающей его области пространства. Условия распространения

радиоволн зависят от климатических особенностей региона. Эти особенности заключаются в различном формировании и различном характере протекания метеорологических процессов и явлений. При этом наблюдаются существенно разные сочетания электрофизических характеристик атмосферы. Для разных географических регионов они разные, как в силу географического положения, так и в силу местных особенностей (наличие рек, озер, морей, гор и т.д.). Именно приведенные особенности существенно влияют на формирование радиолокационного поля, которое должно покрывать наблюдаемую область пространства [67–69]. Поэтому знание климатических особенностей регионов с радиометеорологической точки зрения является важным.

При мониторинге должны быть получены данные обо всех процессах и явлениях происходящих в атмосфере, которые возможно наблюдать радиолокационным методом. Пространственно-временные характеристики и параметры метеорологических процессов и явлений будут формировать требования к характеристикам радиолокационного поля, таким как нижняя граница радиолокационного поля, верхняя граница радиолокационного поля, плотность потока энергии в точке наблюдения, пространственная разрешающая способность, темп получения радиолокационной информации и выдачи информации потребителю и другим характеристикам.

Реализация требований с заданными показателями качества, предъявляемых к радиолокационному полю, будет осуществляться радиолокационными станциями. Поэтому параметры радиолокационного поля будут обуславливать требования к облику и характеристикам радиолокационных станций, формирующих это поле.

При ведении радиолокационного мониторинга окружающего пространства нужно уделить внимание районированию территории на основе характеристик ветра и связанных с ним явлений. Такая необходимость возникает из-за потребности измерения параметров движения объектов и явлений. Желание измерять параметры движения не по результатам межобзорного анализа, что занимает значительное время, а в результате одного обзора, приводит к необходимости использования доплеровских радиолокационных станций. Кроме того, скорость некоторых происходящих в атмосфере процессов в принципе не может быть измерена на основе межобзорного анализа радиолокационной информации, а только на основе доплеровских измерений. Поэтому анализ характеристик ветра позволяет предъявить требования к свойствам и техническим характеристикам собственно радиолокационной станции.

На основе анализа характеристик ветра, проведенного в предыдущем разделе, можно выделить районы с сильными ветрами и с сопутствующими им явлениями, а именно, с пылевыми бурями, смерчами, шквалами. Сильные ветры, без сопутствующих им явлений, наиболее

вероятны в районе северо-западного побережья Черного моря. Пылевые бури, как индикаторы сильного ветра, наиболее часто наблюдаются в районе побережья Азовского моря. Смерчи наиболее часто наблюдаются в центре Украины и на побережьях Черного и Азовского морей. Шквалоопасная ситуация может возникнуть на всей территории Украины, но чаще – в степной, лесостепной зоне и Полесье. В горных массивах Карпат, западных и северо-западных областях страны скорость ветра достигает 40 м/с (табл. 7.1). В таблице жирным шрифтом выделены значения, соответствующие максимуму исследуемого параметра за период 1986-2005 гг.

Таблица 7.1 – Повторяемость шквалов

Области	Градации повторяемости шквала (%)
Винницкая область	21-30
Волынская область	31-40
Днепропетровская область	> 40
Донецкая область	21-30
Житомирская область	31-40
Закарпатская область	< 10
Запорожская область	21-30
Ивано-Франковская область	21-30
Киевская область	> 40
Кировоградская область	< 10
Луганская область	11-20
Львовская область	> 40
Николаевская область	21-30
Одесская область	> 40
Полтавская область	11-20
Ровенская область	21-30
Сумская область	11-20
Тернопольская область	11-20
Харьковская область	31-40
Херсонская область	21-30
Хмельницкая область	> 40
Черкасская область	31-40
Черниговская область	11-20
Черновицкая область	< 10

Учитывая, что сильные ветры и связанные с ними опасные явления погоды наблюдаются практически на территории всей страны, необходимо обеспечить возможность измерений характеристик ветра на основе как

межобзорных измерений, так и на основе использования эффекта Доплера для выявления смерчей, шквалов и для определения динамических параметров внутримассовых конвективных зон и фронтальных разделов.

7.2 Районирование территории на основе пространственно-временных характеристик осадков

В общем объеме мониторинга значительную часть будут составлять данные об осадках. Поэтому при ведении радиолокационного мониторинга окружающего пространства также нужно уделить серьезное внимание районированию территории на основе пространственно-временных характеристик осадков. Такая необходимость возникает из-за потребности измерения водозапаса облаков и количества выпадающих осадков.

Для метеорологической службы прогнозов главной является задача обеспечения простоты и оперативности сбора информации о водозапасе облаков, количестве осадков и их локализации над большими площадями за интервалы времени в несколько часов. Для агрометеорологов важны данные о количестве осадков за большие временные интервалы (недели, месяцы) и при этом не нужна высокая оперативность данных. Для решения целого ряда других задач гидрологам требуется информация об осадках по небольшим площадям и за короткие промежутки времени, исчисляемые часами или даже меньшими интервалами времени (в случае внезапного повышения уровня рек, озер, водохранилищ), а также при наводнениях. На основе проведенных исследований [63, 66, 70] и анализа характеристик осадков, проведенного в предыдущем разделе, можно выделить районы с сильными и продолжительными осадками теплого периода года. Очень сильные дожди 30 мм и более на территории Украины отмечаются ежегодно. Чаще всего, как показывают данные таблицы 7.2, очень сильные дожди отмечаются в Украинских Карпатах и на юге Одесской области. В Закарпатской и Ивано-Франковской областях наиболее часто отмечаются сильные снегопады. Сильные дожди наиболее вероятны в западном регионе, центральной части, в районе северо-западного побережья Черного моря и на крайнем востоке. Наиболее продолжительные дожди наблюдаются в западном и северо-восточном регионах.

Ниже представлена повторяемость опасных явлений погоды в (%): очень сильного дождя, очень сильного снегопада за период 1986-2005 гг. (табл. 7.2). В таблице жирным шрифтом выделены значения, соответствующие максимуму исследуемого параметра. Районирование территории с учетом пространственно-временных характеристик осадков позволяет сделать вывод о том, что они выпадают по всей территории страны, но районы сильных осадков четко выделяются. В этих районах можно ожидать более сильное ослабление радиоволн при проведении радиолокационного мониторинга. Учет подобных аномалий

распространения радиоволн требует применения различных длин волн при проведении радиолокационного мониторинга.

В нашем умеренном климате в районах с низкой повторяемостью интенсивных дождей вполне подойдет рекомендуемая Всемирной метеорологической организацией длина волны около 5...6 см. В районах с высокой повторяемостью интенсивных ливней целесообразнее применять длину волны 10 см.

Таблица 7.2 – Повторяемость опасных явлений погоды

Области	Градации повторяемости опасных явлений	
	очень сильный дождь (%)	очень сильный снегопад (%)
Винницкая область	61-80	11-20
Волинская область	61-80	≤ 10
Днепропетровская область	61-80	21-30
Донецкая область	81-100	11-20
Житомирская область	≤ 60	≤ 10
Закарпатская область	81-100	≥ 60
Запорожская область	61-80	21-30
Ивано-Франковская область	81-100	≥ 60
Киевская область	81-100	21-30
Кировоградская область	81-100	11-20
Луганская область	≤ 60	11-20
Львовская область	81-100	≤ 10
Николаевская область	61-80	21-30
Одесская область	81-100	21-30
Полтавская область	≤ 60	≤ 10
Ровенская область	≤ 60	≤ 10
Сумская область	61-80	11-20
Тернопольская область	81-100	11-20
Харьковская область	61-80	21-30
Херсонская область	61-80	≤ 10
Хмельницкая область	81-100	11-20
Черкасская область	61-80	21-30
Черниговская область	≤ 60	11-20
Черновицкая область	81-100	≤ 10

Использование длины волны 3,2 см в случае экранировки одной конвективной ячейки другими может привести к значительной погрешности в измерении величины отражаемости и, следовательно, к ошибкам при распознавании градовых ячеек. Кроме того, в области

перехода от размеров дождевых капель к размерам града (0,6...1,0 см) радиолокационная отражаемость мало зависит от размера частиц и определяется их концентрацией, поэтому градовые облака и интенсивные ливневые дожди имеют одинаковые значения отражаемости $\eta_{3,2}$, что снижает эффективность распознавания градовых облаков. Ослабление волн 3,2 см резко возрастает с увеличением диаметра гидрометеоров, ослабление тающим снегом или снегом с дождем может быть достаточно сильным на длинах волн 3,2 см. На этом фоне, радиолокатор с длиной волны 5...6 см представляется хорошим компромиссом для радиолокаторов с длиной волны 3,2 см, так как в мелкодисперсных облаках и осадках ослабление значительно лишь на длинах волн меньших 5...6 см.

7.3 Районирование территории на основе пространственно-временных характеристик облачности и грозоградовых процессов

Из всех видов облачности, подлежащих радиолокационному мониторингу, особо следует выделить облачность вертикального развития в силу ее наибольшей опасности из-за возможного развития в ней грозоградовых процессов.

Известно, что появление высокого первого радиозахара зарождающихся облачных ячеек сопровождается бурным ростом отражаемости, вертикальной протяженности и поперечных размеров облака [71]. Отраженный от облака сигнал формируется совокупностью гидрометеоров и зависит как от длины падающей волны и размера частиц, так и от их количества в единице объема. Такая характеристика метеоцелей, определяющая фактически водность облака, называется радиолокационной отражаемостью η . Величина η измеряется в см⁻¹:

$$\eta = \int_0^{\infty} N(D) \sigma_i(D, \lambda) dD, \quad (7.1)$$

где D – размер гидрометеоров; N – количество отражающих частиц в единице объема; σ_i – эффективная площадь рассеяния отдельного гидрометеора.

Таким образом, в случае работы метеорологической радиолокационной станции в режиме штормооповещения и в режиме обслуживания градозащиты, необходимо учитывать размеры и состояние исследуемых гидрометеоров – крупных капель и градин.

Зондирование облачной атмосферы показывает, что „взрывной“, стремительный рост отраженного сигнала происходит в основном за счет роста переохлажденных капель в релейской области рассеяния. Для

малых частиц, характерных для зарождающейся облачной ячейки, справедливо выражение $d \ll \lambda$ площади поперечного сечения обратного рассеяния σ_i [44, 71]:

$$\sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 d^6, \quad (7.2)$$

где $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ для капель воды близко к единице, а для ледяных частиц равно

0,19. Условием „малости” частиц является соотношение:

$$\frac{\pi d}{\lambda} \leq 0,126, \quad (7.3)$$

где d – размер рассеивающих частиц.

Однако значение радиолокационной отражаемости града примерно до $\frac{\pi d}{\lambda} = 0,4$ отличаются от релейских незначительно, потому резкий всплеск этой характеристики в момент появления первого радиозеха можно объяснить ростом частиц, именно в релейской области рассеяния, когда отраженный сигнал пропорционален d^6 . Это справедливо, в случае длины волны 3,2 см, для частиц размером до 0,13 см, а для длины волны 10,0 см граничное значение мелких частиц составляет 0,42 см.

В дальнейшем, наиболее крупные капли замерзают, а образовавшиеся кристаллы интенсивно растут за счет переохлажденных капель, которые поступают с восходящим потоком и быстро замерзают на поверхности ледяных частиц. В дифракционной области рассеяния, где размеры рассеивающих частиц сопоставимы с длиной волны, рассеяние ледяными частицами намного превышает рассеяние равновеликими сферами воды, отраженный сигнал пропорционален квадрату размера „крупной” частицы. В этой стадии развития ячейки отраженный сигнал продолжает расти, но не столь быстро, как в стадии зарождения града.

Релейское рассеяние на длинах волн 0,8; 3,2; 5...6 и 10,0 см, наиболее часто применяемых в метеорологии, справедливо для частиц диаметром до 0,036; 0,13; 0,23; 0,41 см соответственно. Таким образом, формула (7.1) применима для расчетов в мелкодисперсных системах (облака без осадков или мелкокапельный дождь). В области релейского рассеяния ледяная сфера начинает рассеивать значительно лучше даже при очень малой толщине пленки воды. На реальных градинах в режиме их таяния может удерживаться поверхностная пленка воды толщиной до

0,01 сантиметра, а в режиме мокрого роста града – до 0,1...0,2 сантиметров. Экспериментальное измерение σ_i крупных переохлажденных сфер льда, подвешенных на шаре-пилоте, показывает, что в процессе их оттаивания в теплой части атмосферы значения σ_i могут уменьшаться в 10...100 раз, подтверждая теоретические выкладки [72]. Таким образом, ослабление обводненными градинами в значительной степени зависит от состояния поверхности градин. Известно также, что поглощение радиоволн происходит в газах тропосферы, в частицах воды и льда облаков и в осадках. Коэффициент ослабления $\alpha_{осл}$ измеряется в децибелах на единицу пути (дБ/км) и равен сумме коэффициентов ослабления в атмосферных газах (кислороде и водяном паре) α_g , облаках $\alpha_{обл}$ и осадках $\alpha_{ос}$ [73]:

$$\alpha_{осл} = \alpha_g + \alpha_{обл} + \alpha_{ос}. \quad (7.4)$$

Для метеорологических радиолокационных станций с различными длинами волн известно погонное ослабление в газах и водяном паре атмосферы [73] (табл. 7.3).

При указанных значениях погонного ослабления уменьшение мощности сигнала в 2 раза (на 3 дБ) за счет воздействия только газов и паров воды произойдет на дальности: 25 км для длины волны 0,8 см; 200 км для длины волны 3,2 см; 316 км для длины волны 5...6 см и 400 км для длины волны 10 см. Будем полагать эти значения дальностей дальностями половинного ослабления.

Таблица 7.3 – Погонное ослабление α_g (дБ/км) радиоволн разной длины в атмосфере (газы + водяной пар) на уровне моря при давлении 1013 гПа, при температуре 15°C и концентрации паров воды 7,5 г/м³

Длина волны МРЛС, см	Частота, МГц	Погонное ослабление, дБ/км
0,8	37500	$1,2 \cdot 10^{-1}$
3,2	9375	$1,5 \cdot 10^{-2}$
5,6	5357	$9,5 \cdot 10^{-3}$
10	3000	$7,5 \cdot 10^{-3}$

Облака без осадков состоят из сферических капель воды и кристаллов разной формы с поперечными размерами менее 200 мкм, при этих размерах для $\lambda > 0,8$ см всегда выполняются условия релейского рассеяния. Ослабление радиоволн ввиду малости вклада общего рассеяния определяется поглощением. В жидкокапельных облаках ослабление прямо пропорционально их водности и обратно пропорционально λ^2 [44]:

$$\alpha_{\text{жк обл}} = \frac{0,438q}{\lambda^2} f(t) \quad (7.5)$$

Для кристаллических облаков зависимость от длины волны выражена более слабо:

$$\alpha_{\text{кр обл}} = 0,0024q / \lambda \quad (7.6)$$

Как известно, облака не отличаются однородной структурой, внутри одного и того же облака можно встретить участки с водностью, близкой к нулю. Для расчета коэффициентов ослабления радиоволн в облаках различных форм необходимо использовать среднюю водность [44]. Существует связь средней водности облака \bar{q} г/м³ с температурой t °С. В выделенных полужирным шрифтом строках таблицы 7.4 показана зависимость средней водности \bar{q} г/м³ в облаках различных форм при разной температуре t °С.

В других строках таблицы приведены рассчитанные коэффициенты погонного ослабления радиоволн для разных длин волн. При расчетах мы полагали, что при $t = -15,0$ °С облака в основном состоят из кристаллов, при этом во всех других случаях относительная влажность в облаках $f(t) \approx 1$.

Анализ таблицы показывает, что ослабление в облаках различных форм на длине волны $\lambda \geq 0,8$ см существенно в диапазоне температур от 5,0 °С до -15,0 °С, максимальные значения характерны для слоисто-дождевой облачности (Ns) $\alpha_{\text{обл}} = 22,58$ дБ/км. Ослабление в кристаллических облаках примерно в 100 раз меньше, чем ослабление в жидкокапельных облаках той же водности. В таком случае, ослаблением в сантиметровом диапазоне можно полностью пренебречь. На длинах волн, применяемых в градозащите $\lambda \geq 3,2$ см, можно пренебречь ослаблением и в жидкокапельных облаках без осадков, так как даже на $\lambda = 3,2$ см оно не превышает 1,41 дБ/км.

Ослабление в осадках можно представить, как функцию интенсивности осадков, ослабление в сухом снеге мало, а в мокром снеге такое же, как и в осадках (табл. 7.5). Рассмотрение ослабления электромагнитных волн в осадках, находящихся на трассе распространения, показывает существенную его зависимость от длины волны метеорологической радиолокационной станции и от интенсивности осадков. При указанных значениях погонного ослабления, при типовых для Украины интенсивностях дождя от 1 до 5 мм/час, значения дальностей половинного ослабления за счет воздействия только жидких осадков соответственно составит: от 10 км до 0,2 км для длины волны 0,8 см; от

428 км до 49 км для длины волны 3,2 см; от 1 500 км до 200 км для длины волны 5,6 см и от 10 000 км до 2 000 км для длины волны 10 см. Видно, что чем короче длина волны, тем существенно меньше абсолютное значение дальности половинного ослабления.

Таблица 7.4 – Погонное ослабление $\alpha_{\text{обл}}$ (дБ/км) радиоволн в облаках различных форм при разной средней их водности \bar{q} (г/м³) и при разной температуре

Параметры	Температура				
	5,0 °С	0,0 °С	-5,0 °С	-10,0 °С	-15,0 °С
\bar{q} г/м ³ , Ns	0,33	0,26	0,22	0,18	0,15
$\lambda \geq 0,8$ см	22,58	17,79	15,06	12,32	0,45
$\lambda = 3,2$ см	1,41	1,11	0,94	0,77	$1,35 \cdot 10^{-03}$
$\lambda = 5,6$ см	0,46	0,36	0,31	0,25	$4,05 \cdot 10^{-06}$
$\lambda = 10,0$ см	0,14	0,11	0,10	0,08	$1,22 \cdot 10^{-08}$
\bar{q} г/м ³ , Sc	0,27	0,24	0,21	0,17	0,14
$\lambda \geq 0,8$ см	18,48	16,43	14,37	11,63	0,42
$\lambda = 3,2$ см	1,15	1,03	0,90	0,73	$1,26 \cdot 10^{-03}$
$\lambda = 5,6$ см	0,38	0,34	0,29	0,24	$3,78 \cdot 10^{-06}$
$\lambda = 10,0$ см	0,12	0,11	0,09	0,07	$1,13 \cdot 10^{-08}$
\bar{q} г/м ³ , St	0,26	0,23	0,20	0,16	0,12
$\lambda \geq 0,8$ см	17,79	15,74	13,69	10,95	0,36
$\lambda = 3,2$ см	1,11	0,98	0,86	0,68	$1,08 \cdot 10^{-03}$
$\lambda = 5,6$ см	0,36	0,32	0,28	0,22	$3,24 \cdot 10^{-06}$
$\lambda = 10,0$ см	0,11	0,10	0,09	0,07	$9,72 \cdot 10^{-09}$
\bar{q} г/м ³ , Ac, As	0,21	0,20	0,18	0,16	0,12
$\lambda \geq 0,8$ см	14,37	13,69	12,32	10,95	0,36
$\lambda = 3,2$ см	0,90	0,86	0,77	0,68	$1,08 \cdot 10^{-03}$
$\lambda = 5,6$ см	0,29	0,28	0,25	0,22	$3,24 \cdot 10^{-06}$
$\lambda = 10,0$ см	0,09	0,09	0,08	0,07	$9,72 \cdot 10^{-09}$

Таблица 7.5 – Погонное ослабление $\alpha_{ос}$ (дБ/км) радиоволн разной длины в жидких осадках в зависимости от интенсивности осадков

Интенсивность осадков I, мм/ч	Длина волн МРЛС			
	0,8 см	3,2 см	5,6 см	10 см
0,5	0,3	0,003	0,001	0,00015
1	0,45	0,007	0,002	0,0003
5	0,75	0,061	0,015	0,0015
10	2,0	0,151	0,033	0,003
50	8,5	1,25	0,215	0,015
100	15,0	3,08	0,481	0,03
200	-	7,65	1,08	0,06

В практике наблюдений удобно пользоваться единичным коэффициентом ослабления, характеризующим ослабление в дождях единичной интенсивности $I=1$ мм/ч и протяженности $\Delta R=1$ км. Зависимость единичного коэффициента ослабления от длины волны и его пределы вариации в зависимости от дисперсности капель дождя при интенсивности $I=1$ мм/ч (а) и водности $q = 1$ г/м³ (б) представлены на рис. 7.1 [44].

Из рис. 7.1 следует, что при одной и той же интенсивности дождя в зависимости от его дисперсности ослабление может изменяться в 1,5...2,0 раза. Так, ослабление радиоволн с $\lambda=10$ см в дождях примерно в 30...100 раз меньше, чем с $\lambda=3,2$ см.

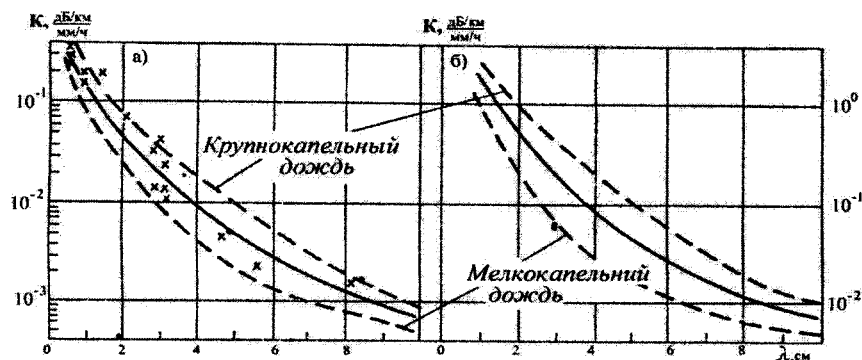


Рис. 7.1 – Зависимость ослабления радиоволн от длины волны, а также от интенсивности дождя $I=1$ мм/час (а) и водности $q = 1$ г/м³ (б)

При разной интенсивности осадков (1 мм/ч $< I < 100$ мм/ч) коэффициент ослабления в дождях на $\lambda=3,2$ см варьирует в границах

$0,03$ дБ/км $< K_{3,2} < 3,0$ дБ/км, на $\lambda=5,6$ см $0,0035$ дБ/км $< K_{5,6} < 0,35$ дБ/км, на $\lambda=10,0$ см $0,0006$ дБ/км $< K_{10} < 0,06$ дБ/км. Анализ приведенных данных ослабления показывает, что эффективность применения метеорологической радиолокационной станции при работе в условиях воздействия атмосферных явлений может оказаться меньше идеальной, т.е. эффект ослабления существенно влияет на обнаружение облаков и осадков на удалении свыше 50 км, особенно при малых длинах волн, и мало влияет на обнаружение облаков и осадков при больших длинах волн.

Кроме того, проведенный анализ диапазонов волн, в котором должны работать метеорологические радиолокаторы, входящие в радиолокационную государственную сеть, позволил определить основные черты, присущие наиболее часто используемым длинам волн.

Длина волны 8,0 мм (0,8 см) попадает в частотный диапазон K_a -сверхкороткий, использование которого ограничено из-за сильного поглощения водяным паром. Однако именно этот частотный диапазон позволяет получать более мощное радиоэхо при исследовании мелкодисперсных облаков и осадков.

Использование длины волны 3,2 см (X-диапазон) в случае экранировки одной конвективной ячейки другими может привести к значительной погрешности в измерении величины отражаемости и, следовательно, к ошибкам при распознавании градовых ячеек. Кроме того, в области перехода от размеров дождевых капель к размерам града (0,6...1,0 см) радиолокационная отражаемость мало зависит от размера частиц и определяется их концентрацией, поэтому градовые облака и интенсивные ливневые дожди имеют одинаковые значения отражаемости $\pi_{з.з}$, что снижает эффективность распознавания градовых облаков. Ослабление волн с $\lambda=3,2$ см резко возрастает с увеличением диаметра гидрометеоров, ослабление тающим снегом или снегом с дождем может быть достаточно сильным на длинах волн $\lambda \leq 3,2$ см.

На этом фоне, радиолокатор с длиной волны 5,6 см (С-диапазон) представляется хорошим компромиссом для радиолокаторов с длиной волны 3,2 см, так как в мелкодисперсных облаках и осадках ослабление значительно лишь на длинах волн $\lambda < 5,6$ см.

При $\lambda=10,0$ см ослабление радиоволн в осадках пренебрежимо мало. В то же время, значителен прирост отражаемости с изменением размера гидрометеоров в интервале перехода от размеров дождевых капель к характерным размерам градовых осадков.

Ниже представлена повторяемость крупного града (%) за период 1986-2005 гг., а также число дней с грозой за период 1970-2012 гг. (табл. 7.6). В таблице жирным шрифтом выделены значения, соответствующие максимуму исследуемого параметра. Динамика опасных явлений погоды теплого полугодия, связана с развитием конвективной облачности. Повторяемость гроз и града на территории Украины связана с

восхождением воздушных потоков в горных районах, а также со стимулированием подъема влажного прогретого воздуха над акваториями причерноморских лиманов. Поэтому, градобитиям наиболее подвержена территория Одесской области, грозы чаще фиксируются в Одесской, Запорожской, Ивано-Франковской и Закарпатской областях.

Таблица 7.6 – Повторяемость крупного града и числа дней с грозой

Области	Градации повторяемости опасных явлений	
	крупный град (%) 1986-2005 гг.	число дней с грозой 1970-2012 гг.
Винницкая область	11-20	15-20
Волынская область	11-20	15-20
Днепропетровская область	21-30	21-25
Донецкая область	≤ 10	15-20
Житомирская область	11-20	15-20
Закарпатская область	0	> 25
Запорожская область	31-40	> 25
Ивано-Франковская область	11-20	> 25
Киевская область	11-20	21-25
Кировоградская область	11-20	21-25
Луганская область	≤ 10	21-25
Львовская область	≤ 10	21-25
Николаевская область	21-30	15-20
Одесская область	≥ 40	> 25
Полтавская область	≤ 10	15-20
Ровенская область	0	15-20
Сумская область	≤ 10	15-20
Тернопольская область	21-30	15-20
Харьковская область	11-20	21-25
Херсонская область	21-30	15-20
Хмельницкая область	21-30	21-25
Черкасская область	11-20	15-20
Черниговская область	11-20	< 15
Черновицкая область	11-20	21-25

Проведенное районирование территории Украины по опасным явлениям погоды показало, что для большинства явлений территория Одесской и Запорожской областей, а также украинских Карпат являются активными зонами со сложной трансформацией отражаемости. Поэтому мониторинг в различных районах страны необходимо осуществлять с помощью радиолокационных станций разных частотных диапазонов.

Учитывая проведенное районирование опасных явлений погоды, в областях с наибольшей их повторяемостью рекомендуется устанавливать станции с двумя длинами волн: $\lambda=5 \dots 6$ см и $\lambda=10,0$ см.

7.4 Районирование территории для обеспечения полетов авиации на основе пространственно-временных характеристик туманов и расположения аэродромной сети

В общем объеме мониторинга некоторую часть будут составлять данные о туманах. Поэтому при ведении радиолокационного мониторинга окружающего пространства также нужно уделить внимание районированию территории на основе пространственно-временных характеристик туманов. Такая необходимость возникает из-за обеспечения потребностей в информационном продукте гражданской и ведомственной авиации. Из-за сложных условий образования пространственно-временное распределение тумана характеризуется значительной изменчивостью. Чаще всего туман возникает на горных районах украинских Карпат за счет орографического фактора: поднятие воздуха склонами, что приводит к его адиабатическому охлаждению.

За период 1986-2005 гг. зафиксировано 149 случаев с сильным туманом. На территории Украины можно выделить несколько типов годового хода тумана. Ниже представлено число дней с туманом за период 1970-2012 гг. (табл. 7.7). В таблице жирным шрифтом выделены значения, соответствующие максимуму исследуемого параметра.

На большей части страны максимум образование тумана приходится на зимние месяцы (декабрь-январь), а минимум – на весенние (апрель-май) и летние (июнь-август). Длительность периода с туманом зависит в первую очередь от мощности адвективных процессов. Сильный туман обычно удерживаются в течение 10-20 часов. Наиболее туманоопасными являются Донецкая, Ивано-Франковская и Одесская области.

Проведенным районированием территории Украины по опасным явлениям погоды, показало, что для большинства явлений территория Одесской, Запорожской областей и украинских Карпат являются активными зонами. Мониторинг в различных районах страны необходимо осуществлять с помощью радиолокационных станций разных частотных диапазонов. Для обеспечения потребностей в информационном продукте гражданской и ведомственной авиации необходимо оснастить все действующие аэропорты радиолокационными станциями с различными длинами волн. Проведем анализ расположения аэродромной сети на территории Украины. В таблице 7.8 представлен список действующих аэродромов и аэропортов Украины, а на рисунке 7.2 представлено графически пространственное распределение аэродромной сети по порядковым номерам таблицы 7.8.

Таблица 7.7 – Число дней с туманами

Области Украины	Число дней с туманами
Винницкая область	51-60
Волынская область	41-50
Днепропетровская область	51-60
Донецкая область	> 60
Житомирская область	31-40
Закарпатская область	20-30
Запорожская область	51-60
Ивано-Франковская область	51-60
Киевская область	41-50
Кировоградская область	> 60
Луганская область	31-40
Львовская область	51-60
Николаевская область	41-50
Одесская область	> 60
Полтавская область	51-60
Ровенская область	31-40
Сумская область	41-50
Тернопольская область	41-50
Харьковская область	41-50
Херсонская область	41-50
Хмельницкая область	41-50
Черкасская область	41-50
Черниговская область	41-50
Черновицкая область	51-60

Таблица 7.8 – Список аэродромов и аэропортов Украины

№	Название аэродрома	Адрес
1	Аэродром Бородянка	07800, Бородянка Киевской области аэродром
2	Аэродром Васильков	03036, Васильков аэропорт ГА
3	Аэродром Винница	21100, Винница ул. Чехова, 7
4	Аэродром Житомир „Озерное”	04123, Киев ул. Ветряные Горы, 10 Е
5	Аэродром Киев „Чайка”	08130, Киев а/д Чайка
6	Аэродром Кировоград	25005, Кировоград ул. Добровольского, 1

Продолжение табл. 7.8

7	Аэродром Кременчуг	39605, Кременчуг ул. Победы, 17/5
8	Аэродром Подгородное	52005, Днепропетровск аэропорт ГА
9	Аэродром Святошино	03062, Киев пр. Победы, 100/1
10	Аэродром Харьков	61001, Харьков ул. Плехановская, 16
11	Аэродром Харьков „Соколыники”	61023, Харьков ул. Сумская, 134
12	Аэродром Хмельницкий	70413, Хмельницкий Аэропорт
13	Аэродром Широкое	Широкое аэродром Широкое
14	Аэропорт Бердянск	71109, Бердянск аэропорт ГА
15	Аэропорт Винница	21125, Винница аэропорт ГА
16	Аэропорт Днепропетровск	49042, Днепропетровск аэропорт ГА
17	Аэропорт Донецк	83021, Донецк аэропорт ГА
18	Аэропорт Запорожье	69000, Запорожье аэропорт ГА
19	Аэропорт Ивано-Франковск	76011, Ивано-Франковск ул. Аэрофлотская, 5
20	Аэропорт Измаил	68610, Измаил аэропорт ГА
21	Аэропорт Киев „Антонов”	03062, Киев ул. Туполева, 1
22	Аэропорт Киев „Борисполь”	08307, г. Борисполь 7, аэропорт ГА
23	Аэропорт Киев „Жуляны”	03036, Киев аэропорт ГА
24	Аэропорт Кировоград	25005, Кировоград ул. Короленко, 1-А
25	Аэропорт Краматорск	84313, Краматорск ул. Б.Хмельницкого, 1
26	Аэропорт Кривой Рог	50000, Кривой Рог аэропорт ГА
27	Аэропорт Лиманское	67453, Лиманское аэропорт ГА
28	Аэропорт Луганск	91039, Локачи аэропорт ГА
29	Аэропорт Луцк	Луцкое ГАП Универсал-Авиа
30	Аэропорт Львов	79003, Львов аэропорт ГА
31	Аэропорт Мариуполь	87500, Мариуполь аэропорт ГА
32	Аэропорт Николаев	54023, Николаев аэропорт ГА
33	Аэропорт Одесса	65054, Одесса аэропорт ГА
34	Аэропорт Полтава	36028, Полтава аэропорт ГА
35	Аэропорт Ровно	33004, Ровно ул. Авиаторов, 1
36	Аэропорт Северодонецк	34000, Северодонецк аэропорт ГА
37	Аэропорт Сумы	40021, Сумы ул. Кирова, 168 аэропорт ГА
38	Аэропорт Тернополь	46013, Тернополь аэропорт ГА
39	Аэропорт Ужгород	88004, Ужгород ул. Собранецкая, 145
40	Аэропорт Харьков Основа	61031, Харьков аэропорт ГА
41	Аэропорт Херсон „Чернобаевка”	73038, Херсон аэропорт ГА
42	Аэропорт Черкассы	18036, Черкассы ул. Смелянская, 168

Продолжение табл. 7.8

43	Аэропорт Чернигов „Шестовица”	14000, Чернигов аэропорт ГА
44	Аэропорт Черновцы	58009, Черновцы ул. Чкалова,30, аэропорт ГА
45	Аэродром Броды	Львовская область – (UKLB)
46	Аэродром Кайдаки	Днепропетровская область (Старые Кодаки)
47	Аэродром Кульбакино	Николаевская область
48	Аэродром Калинов	Львовская область
49	Аэродром Конотоп	АвиаКон – завод по ремонту и модернизации вертолетов КБ Миля
50	Аэродром Мелитополь	Запорожская область
51	Аэродром Миргород	Полтавская область
52	Аэродром Нежин	Черниговская область
53	Аэродром Старокостантинов	Хмельницкая область
54	Аэродром Чернобаевка	Херсонская область
55	Аэродром Чугуев	Харьковская область (ХВВАУЛ)
56	Аэродром Белая Церковь	Киевская область – (UKBC)
57	Аэродром Вознесенск	Николаевская область – (UKOW)
58	Аэродром Коломыя	Львовская область
59	Аэродром Калиновка	Винницкая область



Рис. 7.2 – Пространственное распределение аэродромной сети Украины

Для обеспечения потребностей в информационном продукте гражданской и ведомственной авиации необходимо оснастить все действующие аэропорты радиолокационными станциями с тремя длинами волн $\lambda=0,8$ см (обнаружение кристаллических образований и сдвигов ветра в тропосфере над аэропортом), $\lambda=5...6$ см (общее зондирование тропосферы) и $\lambda=10,0$ см (локализация опасных конвективных явлений).

В районах с наибольшей их повторяемостью рекомендуется устанавливать станции с двумя длинами волн: $5...6$ см и $10,0$ см. Остальную территорию страны достаточно оснастить станциями, работающими в автоматическом режиме с рабочей длиной волны $5...6$ см.

ВЫВОДЫ

Постоянный радиолокационный мониторинг тропосферы над территорией страны представляется желательным процессом, а своевременное предупреждение о стихийных явлениях погоды является необходимым и обязательным для устойчивого развития экономики страны. Создание государственной метеорологической радиолокационной сети позволит проводить полноценное исследование атмосферного пространства в рамках климатического и синоптического мониторинга, целью которого является оперативное гидрометеорологическое обеспечение.

Совершенствование радиолокационных метеорологических наблюдений возможно только за счет построения единого радиолокационного поля. Оно обеспечит получение непрерывных как по пространству, так и по времени гидрометеорологических данных. При этом в качестве одной из первых должна быть решена задача выбора диапазонов волн для каждой метеорологической радиолокационной станции, входящей в сеть.

В разных странах, учитывая различный предлагаемый потребителю набор информационных продуктов, по-разному определяли наиболее эффективный рабочий диапазон волн метеорологических РЛС. Проведенное районирование территории Украины с целью выявления регионов с наибольшей повторяемостью опасных явлений погоды, связанных с формированием мощной конвективной облачности позволит минимизировать ущерб и установить приоритетные задачи для метеорологических автоматических радиолокационных станции: климатические наблюдения (повторяемость и интенсивность опасных явлений на территории страны); учесть социально-экономические факторы – распределение плотности населения и важнейших хозяйственных объектов по территории; выбрать высоту уровня единого радиолокационного поля страны и основные принципы сбора и распространения информации.

На протяжении многих лет проводились работы по разработке новых, а также усовершенствованию и модернизации существующих радиолокационных станций (РЛС) метеорологического предназначения. Согласно рекомендациям ВМО для зондирования атмосферы с целью гидрометеорологических исследований предлагается использовать радары с длиной волны ~6 см. Использование радаров с длиной волны ~6 см позволяет обеспечить однородность получаемой радиолокационной информации при присоединении к глобальной сети наблюдений. Однако такое ограничение рабочей длины волны приведет к существенной потере информации, особенно, когда речь идет об индикации крупнокапельной

части облака для целей сверхкраткосрочного прогноза опасных явлений „Nowcasting”, а также абсолютно потеряна информация в K_a диапазоне, в котором возможно обнаружение неустойчивого сдвига ветра при локальных конвективных процессах, являющихся опасными для авиации. На фоне отсутствия в Украине собственной радиолокационной техники, позволяющей осуществлять полноценный мониторинг окружающей среды в метеорологических целях, задача разработки подобной техники стоит на одном из первых мест. Одним из основных этапов решения задачи является выбор диапазонов волн метеорологических радиолокаторов, которые, в дальнейшем, составят единое радиолокационное поле. Поэтому в данном исследовании определены подходы к решению задачи выбора диапазона волн МРЛС с учетом территориального распределения опасных явлений погоды.

Как показали исследования, очень сильные дожди чаще всего отмечаются в Украинских Карпатах и на юге Одесской области. В Закарпатской и Ивано-Франковской областях наиболее часто отмечаются сильные снегопады. Динамика опасных явлений погоды теплого полугодия, связана с развитием конвективной облачности. Повторяемость гроз и града на территории Украины связана с восхождением воздушных потоков в горных районах, а также со стимулированием подъема влажного прогретого воздуха над акваториями причерноморских лиманов. Поэтому, градобитиям наиболее подвержена территория Одесской области, грозы чаще фиксируются в Одесской, Запорожской, Ивано-Франковской и Закарпатской областях. Шквалы возникают в любых районах Украины, но чаще – в степной, лесостепной зоне и Полесье. В горных массивах Карпат, западных и северо-западных областях страны скорость ветра достигает 40 м/с. Из-за сложных условий образования пространственно-временное распределение тумана характеризуется значительной изменчивостью. Чаще всего туман возникает на горных районах Карпат за счет орографического фактора: поднятие воздуха склонами, что приводит к его адиабатическому охлаждению.

Проведенное районирование территории Украины по погодным явлениям и процессам показало, что для большинства явлений и процессов территория Одесской, Запорожской областей и украинских Карпат являются активными зонами. Мониторинг в различных районах страны необходимо осуществлять с помощью радиолокационных станций разных частотных диапазонов.

РЕКОМЕНДАЦИИ

Проведенное климатическое районирование позволило предъявить определенные требования радиометеорологического характера к построению будущей системы радиолокационного мониторинга.

Для полноценного исследования атмосферного пространства в рамках климатического (основа мониторинга климата) и синоптического (основа оперативного гидрометеорологического обеспечения) мониторинга с удовлетворением заданных показателей качества информации желательным является использование двух длин волн: $\lambda=5...6$ см и $\lambda=10,0$ см.

Первая длина волны ($\lambda=5...6$ см) отвечает рекомендациям Всемирной метеорологической организации и обеспечивает однородность получаемой радиолокационной информации по всей территории страны при присоединении к глобальной сети наблюдений. Это позволит проводить сравнительный анализ с результатами радиолокационных наблюдений других стран.

Вторая длина волны ($\lambda=10,0$ см) дает возможность обрабатывать быстротекущие и локальные процессы вертикальной конвекции, имеющие катастрофические последствия в районах, где эти процессы протекают и представляют наибольшую опасность (район Карпат, северо-западное побережье Черного моря, Приазовье). Таким образом, в этих районах желательно иметь двухканальную метеорологическую радиолокационную станцию, работающую на длинах волн 5...6 и 10 см.

В районах аэропортов, морских портов желательно использование многофункциональных многодиапазонных радиолокационных станций с обязательной дополнительной длиной волны $\lambda=0,8$ см для мониторинга всей толщи тропосферы на предмет обнаружения кристаллических облачных образований, туманов. Кроме того, такой радар может обнаруживать неустойчивый сдвиг ветра при локальных конвективных процессах, являющийся опасным для авиации. Таким образом, в этих районах желательно иметь или трехканальную метеорологическую радиолокационную станцию, работающую на длинах волн 0,8; 5...6 и 10 см или двухканальную метеорологическую радиолокационную станцию, работающую на длинах волн 0,8; 5...6 см.

Остальную территорию страны достаточно оснастить одноканальными метеорологическими радиолокационными станциями, работающими в автоматическом режиме с рабочей длиной волны 5...6 см.

Все метеорологические радиолокационные станции должны быть доплеровскими для проведения ветровых измерений по обнаруженным объектам и явлениям, являющимися индикаторами ветра.

Для распознавания и измерения осадков во всех метеорологических

радиолокационных станциях должны использоваться поляризационные измерения.

Ввиду высокой плотности населения в районах опасных метеорологических явлений необходимо уменьшать мощность излучаемых зондирующих сигналов, при этом, не уменьшая количество излученной в пространство энергии с целью сохранения потенциала метеорологической радиолокационной станции и показателей качества получаемой радиолокационной информации. Поэтому в метеорологических радиолокационных станциях должны применяться сложные широкополосные сигналы, позволяющие сохранить потенциал станции при снижении излучаемой мощности.

Динамика некоторых опасных процессов, протекающих в атмосфере, настолько высока, что существующие принципы механического сканирования окружающего пространства не позволяют обнаружить эти опасные процессы и распознать их из-за большой длительности процедуры сканирования. Поэтому в метеорологических радиолокационных станциях должны применяться в качестве антенн многолучевые антенны или фазированные антенные решетки. В зависимости от места установки метеорологической радиолокационной станции фазированные антенные решетки могут быть с электронным сканированием по углу места и механическим вращением по азимуту, а в районах с высокой вероятностью процессов вертикального развития, порождающих опасные явления погоды, следует использовать фазированные антенные решетки с электронным сканированием как по углу места, так и по азимуту. Эти меры позволят оперативно обеспечить потребителя информацией о быстроразвивающихся опасных метеорологических процессах.

Представленные исследования по районированию территории Украины, позволяют приступить к разработке основ построения единого радиолокационного поля над исследуемой территорией и радиолокационной системы, реализующей это поле с заданными показателями качества.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Тимофеев Ю.М. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности. / СПб, 2009. 129 с.
2. IPCC. 2013. Climate change. 2013: Technical Summary. — Режим доступа: http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_TS_FINAL.pdf. — Дата доступа: 10.10.2016.
3. Scientific Assessment of the Effects of Global Change on the United States. A Report of the Committee on Environment and Natural Resources National Science and Technology Council, 2008. 271 p. — Режим доступа: https://data.globalchange.gov/assets/ae/2d/de96d7488c1d72a83e85f5916775/CCSP_Scientific_Assessment_Full.pdf. — Дата доступа: 20.12.2016.
4. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 p.
5. Towards an integrated global observing strategy: 1997 CEOS Yearbook / Committee on Earth Observation Satellites. European Space Agency. — Paris: Smith System Engineering Limited, 1997. 145 p.
6. Danova T. Usage of radiolocation information for the simulation of superpower cloud moving. // Proceedings of International Conference on measurements, Modelling and Information Systems for environmental studies ENVIROMIS-2006 Tomsk, 2006. P. 60.
7. Закон України № 1264-ХІІ „Про охорону навколишнього середовища” від 25 червня 1991 року. // Відомості Верховної Ради України. 1991. — № 41. — ст. 546. (зі змінами).
8. Руководящий документ Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 1. Наземная подсистема получения данных о состоянии природной среды. Основные положения и нормативные документы. РД52.04.107–86 / Л.: Гидрометеиздат, 1987. 183 с.
9. Постанова Кабінету Міністрів України № 391 „Про затвердження положення про державну систему моніторингу довкілля” від 30 березня 1998 року. // Офіційний вісник України. 1998. № 13. С. 90.
10. Кароль И.Л., Розанов Е.В., Тимофеев Ю.М. Газовые примеси в атмосфере. / Л.: Гидрометеиздат, 1983. 192 с.
11. Официальный сайт GCOS. — Режим доступа: <http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/> — Дата доступа: 21.12.2016.
12. Использование радиолокаторов в метеорологии (ВМО-№ 625).

13. Официальный сайт ВМО. — Режим доступа: http://www.wmo.int/pages/index_ru.html — Дата доступа: 21.12.2016.
14. Руководство по Глобальной системе наблюдений (ВМО-№ 488), Издание 2010 г., Обновлено в 2012 г.
15. Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений (ВМО-№ 8).
16. Implementation plan for the global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC (2010 update). GCOS-138 (GOOS-184, GTOS-76, WMO-TD/No. 1523). August 2010. — Режим доступа: <http://www.wmo.int/pages/prog/gcos/Publications/gcos-138.pdf>. — Дата доступа: 26.12.2016.
17. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. / СПб.: Наука, 2003. 475 с.
18. Наставление по Глобальной системе наблюдений (ВМО-№ 544).
19. Наставление по кодам (ВМО-№ 306).
20. Облака и облачная атмосфера. Справочник. / Под ред. И.П. Мазина и А.Х. Хргиана. / Л.: Гидрометеиздат, 1989. 641 с.
21. Данов Е.И., Данова Т.Е. К вопросу прогноза экстремальных градобитий // Конференция, посвященная 40-летию начала производственных работ по защите сельхозкультур от градобитий: научно-практическая конференция: доклады. / Нальчик: ВГИ, 2007. С. 91–97.
22. Данова Т.Е. Динамика климатических изменений в Причерноморском регионе. // Окружающая среда и человек. Современные проблемы генетики, селекции и биотехнологии: международная научная конференция: материалы. / Ростов-на-Дону: 5–8.09.2016. С. 72-74.
23. Данова Т.Е. Тенденции изменчивости грозоградовой активности в Причерноморском регионе. // Конференция по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы, посвященная 80-летию Эльбрусской высокогорной комплексной экспедиции АН СССР 7–9.10.2014: всероссийская открытая конференция: доклады. Часть 2. / Нальчик: ВГИ, 2015. С. 297–303. — Режим доступа: <http://dSPACE.gela.org/ge/xmlui/handle/123456789/5269> — Дата доступа: 22.12.2016.
24. NHRE, 1982: Hail storms of the central High Plains, Colorado Associated University Press, Boulder, Colorado. 282 p.
25. Мазин И.П., Шмелер С.М. Облака. Строение и физика образования. / Л.: Гидрометеиздат, 1979. 231 с.
26. Данова Т.Е. Особенности термобарической структуры и энергетики верхней тропосферы при реализации сверхмощных градовых процессов в Причерноморье. // Измерения, моделирование и информационные системы для изучения окружающей среды: международная конференция ENVIROMIS-2004: труды. / Томск: 2004.

- С. 57.
27. Данова Т.Е. Современная динамика кинетической энергии в тропосфере Причерноморья. // Вестник УдГУ (серия: биология, науки о Земле). 2013. №3. С. 100–105.
 28. Danova T.E. & Nikiforova M.P. Dynamic parameters of the troposphere at occurrence of hazardous weather phenomena in the Black Sea region. // Proc. SPIE 22nd International Symposium On Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics — Режим доступа: http://www.google.ru/url?url=http://proceedings.spiedigitallibrary.org/data/Conferences/SPIEP/90738/1003501.pdf&rct=j&q=&esrc=s&sa=U&ved=0ahUKEwjGg56nppLRAhUFWYwKHetVCs0QFggTMAA&sig2=CDxXEQjVgJKq8hAAetYQTg&usq=AFQjCNEsjQfHcob31_Utoj0IH6NwF0gg. — Дата доступа: 26.12.2016.
 29. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. / Л.: Гидрометеиздат, 1985. 264 с.
 30. Удосконалення методів побудови систем одержання і обробки виміральної інформації з метою моніторингу навколишнього середовища: наук.-техн. звіт (номер держ. реєстрації 0113U000164) / Одеський державний екологічний університет; кер. Б.В. Перелигін. Одеса, 2013. С. 159–252.
 31. Боровиков А.М., Костарев В.В., Мазин Н.П., Смирнов В.И., Черников А.А. Радиолокационные измерения осадков. / Л.: Гидрометеиздат, 1967. 140 с.
 32. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє десятиріччя (1986–2005 рр.). / За ред. В.М. Липінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. / Київ: Ніка-Центр, 2006. 312 с.
 33. Данова Т.Е. Радиолокаційні дослідження конвективних хмар. Монографія. / Одеса: ТЕС, 2014. 155 с.
 34. База данных университета штата Вайоминг, США. — Режим доступа: www.weather.uwyo.edu. — Дата доступа: 26.12.2016.
 35. Погодный сайт. — Режим доступа: www.gismeteo.ua. — Дата доступа: 26.12.2016.
 36. Волощук В.М., Бойченко С.Г., Степаненко С.Н. та ін. Глобальне потепління і клімат України: регіональні екологічні та соціально-економічні аспекти. / К.: Видавничо-поліграфічний центр „Київський університет”, 2002. 17 с.
 37. Врублевська О.О., Касаджик Т.Л. Річна амплітуда температури повітря як показник динаміки клімату України. // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2012. Вип. 14. С. 86–92.
 38. Липінський В.М., Дячук В.А., Бабіченко В.М. Клімат України. / К.: Вид. Раєвського, 2003. 343 с.
 39. Качурин Л.Г. Физические основы воздействий на атмосферные процессы. / Л.: Гидрометеиздат, 1990. 464 с.
 40. Данова Т.Е., Никифорова М.П. Динамические параметры тропосферы при реализации опасных явлений погоды в Причерноморье // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: XXII международный симпозиум 30 июня – 03 июля 2016 г.: труды: том „Физика атмосферы и климат”. / Томск: 2016. С. 335–338.
 41. Данова Т.Е. Данова Г.М., Иванова С.М., Лужбин А.М., Мажура С.Н., Лопатина Н.А. Режим града и градобитий в юго-западных регионах Украины. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: міжвідомчий науковий збірник України. / Одеса: 2003. вип. 47. С. 48–56.
 42. Данова Т.Е. Региональные особенности типизации градовых процессов в Причерноморье. // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: міжвідомчий науковий збірник України. / Одеса: 2002. вип. 46. С. 137–143.
 43. Сальман Е.М., Дивинская Б.Ш. Вопросы метеорологической эффективности радиолокационных систем наблюдения за облачностью и опасными явлениями погоды. // Труды ГГО. 1971. вып. 261. С. 92–107.
 44. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. / Л.: Гидрометеиздат, 1973. 343 с.
 45. Бадахова Г.Х. Тенденции грозоградовой активности в различных климатических зонах Ставропольского края на фоне глобального потепления. // Научно-практическая конференция ВГИ 10–12.10.2007: материалы. / Нальчик: ВГИ. 2007. С. 377–378.
 46. Будыко М.И., Израэль Ю.А., Яншин А.Л. Глобальное потепление и его последствия. // Метеорология и гидрология. / 1991. № 12. С. 5–10.
 47. База данных испанского климатического сайта. — Режим доступа: <http://www.tutiempo.net/clima>. — Дата доступа: 26.12.2016.
 48. Школьный С.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підручник. / К.: Міносвіти України, 1999. 600 с.
 49. Данова Т.Е., Мацук Ю.М. Динамика повторяемости гроз на территории Украины по результатам компонентного анализа. // Наук. праці УкрНДГМІ. 2013. Вип. 264. С. 18–23.
 50. Сайт Министерства природных ресурсов. — Режим доступа: www.mnr.gov.ua. — Дата доступа: 26.12.2016.
 51. Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R. Mediterranean Climate Variability. Volume 4 1st Edition. eBook ISBN 9780080460796. — Imprint: Elsevier Science, 2006. 438 p. — Режим доступа: <https://www.elsevier.com/books/mediterranean-climate-variability/author/978-0-444-52170-5>. — Дата доступа: 26.12.2016.
 52. Trigo I.F., Bigg G.R., & Davies T.D. Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean. // Mon. Wea. Rev. 2002. № 130. P. 549–649.

53. Trigo I.F., Davies T.D., & Bigg G.R. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. // *J. Climate*. 1999. № 12. P. 1685–1696.
54. Балабух В.О. Траекторії циклонів, що зумовлюють небезпечну і стихійну кількість опадів в Україні у теплий період року. // *Наука праці УкрНДГМІ*. 2004. Вип. 253. С. 103–119.
55. Бельская Н.Н. Южные циклоны и условия их перемещения на Европейскую территорию СССР. // *Труды ЦИП*. 1949. Вып. 17. С. 64–113.
56. Курганская В.М. Условия развития и смещения на Европейскую территорию СССР южных циклонов летнего полугодия. // *Труды ЦИП*. 1949. Вып. 16(43). С. 3–29.
57. Руководство по сдвигу ветра на малых высотах. Doc 9817 AN/449. Издание первое. / Международная организация гражданской авиации, 2005. 264с. — Режим доступа: <http://www.aerohelp.ru/data/432/Doc9817.pdf>. — Дата доступа: 26.12.2016.
58. Школьный Є.П. Фізика атмосфери. Підручник. / Одеса: ОГМІ, 1997. 698 с.
59. Официальный сайт ВМО. — Режим доступа: <http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/CIMOGuide/CIMO%20Guide%207th%20Edition.%202008/Part%20I/Chapter%201.pdf>. — Дата доступа: 10.10.2013.
60. Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков. / Л.: Гидрометеиздат, 1979. 231 с.
61. Данова Т.Е. Термодинамические параметры конвекции при градовых процессах. // *Метеорологія, кліматологія та гідрологія: міжвідомчий науковий збірник України*. / Одеса: 2003. Вип. 47. С. 42–47.
62. Данова Т.Е., Перельгин Б.В. Обоснование требований к длинам волн радиолокационного мониторинга в гидрометеорологических целях. // *Радиоэлектроника*. 2016. Т. 59, № 7 (649). С. 37–50. (*Известия вузов*). — Режим доступа: <http://radio.kpi.ua/article/view/S0021347016070049>. — Дата доступа: 26.12.2016.
63. Данова Т.Е., Перельгин Б.В. Повторяемость стихийных явлений погоды в районе Северного побережья Черного моря. // *Инновационные методы и средства исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата: 2 международная научная конференция с элементами научной школы: сборник трудов*. / Ставрополь: Изд-во СКФУ, 2015. С. 153–156.
64. Данова Т.Е., Петричиц С.А. Динамика высот температурных уровней в тропосфере Причерноморского региона. // *Геополитика и экогеодинамика регионов*. 2014. Том 10. Вып. 1. / Симферополь: КНЦ, 2014. С. 502–505.
65. The Instruments and Methods of Observation Programme (IMOP) sets

- technical standards, quality control procedures and guidance for the use of meteorological instruments and observation methods in order to promote development documentation and world-wide standardization. — Режим доступа: <http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/IMOP-home.html>. — Дата доступа: 16.12.2013.
66. Логвинов К.Т., Бабиченко В.Н., Кулаковская М.Ю. Опасные явления погоды на Украине. / Л.: Гидрометеиздат, 1972. 236 с.
67. Перельгин Б.В. Рациональное построение радиолокационного поля системы мониторинга окружающей среды // *Радиотехника: всеукраинский межведомственный научно-технический сборник*. 2015. Вып. 182. С. 34–41.
68. Данова Т.Е., Перельгин Б.В. Требования к гидрометеорологической информации, получаемой от радиолокационных станций. / *Радиотехника: всеукраинский межведомственный научно-технический сборник*. 2013. Вып. 175. С. 134–141.
69. Danova, T.E., Perelygin, B.V. Substantiation of requirements to the wavelength of radar monitoring for hydrometeorological purposes. // *Radioelectron. Commun. Syst.* 2016. V.59. № 7. PP. 309–318. — doi: 10.3103/S0735272716070049 — Режим доступа: <http://link.springer.com/article/10.3103/S0735272716070049>. — Дата доступа: 26.12.2016.
70. Данова Т.Е., Касаджик Т.Л. Пространственно-временное распределение осадков на территории Украины в условиях современного изменения климата. // *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна (серія: географія, екологія, геологія)*. 2013. Вип. 38. С. 101–109.
71. Абшаев М.Т., Бурцев И.И., Ваксенбург С.И., Шевела Г.Ф. Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-4, МРЛ-5 и МРЛ-6 в системе градозащиты. / Л.: Гидрометеиздат, 1980. 232 с.
72. Абшаев М.Т., Дадали Ю.А. Об оптимальных длинах волн радиолокаторов метеорологического назначения // *Труды Высогогорного геофизического института*. 1969. Вып. 14. С. 199–214.
73. Затухани в атмосферных газах. Рекомендации МСЭ-R P.676-6 Ассамблеи радиосвязи МСЭ (Вопрос МСЭ – R 201/3 1990-1992-1995-1997-1999-2001-2005). — Режим доступа: http://www.itu.int/dms_pubrec/itu-r/rec/p/R-REC-p.676-6-200503-S!!PDF-R.pdf. — Дата доступа: 26.12.2016.
74. Арсеньев С.А., Бабкин В.А., Губарь А.Ю., Николаевский В. Н. Теория мезомасштабной турбулентности. Вихри атмосферы и океана. / Москва-Ижевск: НИЦ „Регулярная и хаотическая динамика”. Институт компьютерных исследований, 2010. 308 с. — Режим доступа: http://www.rfbr.ru/rffi/ru/books/o_29214. — Дата доступа: 26.12.2016.

Научное издание

**ДАНОВА Татьяна Евгеньевна
ПЕРЕЛЫГИН Борис Викторович**

**Районирование территории Украины
для целей радиолокационного мониторинга**

Монография

Подписано к печати 2.10.2017 г. Формат 60х84/16
Бумага офсетная. Усл. печ. Листов 10,46
Тираж 50 экз. Заказ 928
Издательство и типография ТЭС
(Свидетельство ДК № 771) Одесса, Канатная 81/2

Напечатано в авторской редакции



9786177337668