

ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

WMO
305(R)
1993
с. 2

РУКОВОДСТВО ПО ГЛОБАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Издание 1993 г.



ВМО-№ 305

Секретариат Всемирной Метеорологической Организации — Женева — Швейцария
1997

© 1997, Всемирная Метеорологическая Организация

ISBN 92-63-43305-4

ПРИМЕЧАНИЕ

Употребляемые обозначения и изложение материала в настоящем издании не означают выражения со стороны Секретариата Всемирной Метеорологической Организации какого бы то ни было мнения относительно правового статуса той или иной страны, территории, города или района, или их властей, или относительно делимитации их границ.

ТАБЛИЦА ДЛЯ ОТМЕТОК ПОЛУЧЕННЫХ ДОПОЛНЕНИЙ

Дополнение №	Дата	Внесено в публикацию	
		кем	дата
✓ 1		Zenebu	20-11-03
✓ 2		"	
✓ 3		"	
✓ 4		"	
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
21			
22			
23			
24			
25			

ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

РУКОВОДСТВО ПО ГЛОБАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

ВМО-№ 305

Дополнение № 4

Август 2001 г.

Настоящее дополнение содержит поправки к главе 3 — Методы, используемые в автоматизированной обработке данных для анализа и прогноза — в том виде, как они были одобрены КОС-ХП.

Содержание: заменить страницы v/vi новыми страницами v/vi.

Глава 3: заменить страницы III.1/III.2 новыми страницами III.1/III.2;
внести новые страницы III.31/III.32.

ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

РУКОВОДСТВО ПО ГЛОБАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

ВМО-№ 305

Дополнение № 3

Июнь 2001 г.

Настоящее дополнение содержит поправки к главе 6 — Процедуры контроля качества — в том виде, как они были одобрены КОС-ХП.

Содержание: заменить страницы ix и x новыми страницами ix и x.

Глава 6: заменить страницы VI.21 — VI.27 новыми страницами VI.21 — VI.28.

ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

РУКОВОДСТВО ПО ГЛОБАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

ВМО–№ 305

Дополнение № 2

Сентябрь 2000 г.

Настоящее дополнение содержит поправки к таблице 6.2 и пункту 6.3.2.1. главы 6 — Процедуры контроля качества.

Содержание: заменить страницы ix и x новыми страницами ix и x.

Глава 6: заменить страницы VI.5 — VI.24 новыми страницами VI.5 — VI.27.

ВСЕМИРНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

РУКОВОДСТВО ПО ГЛОБАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

ВМО-№ 305

Дополнение № 1

Октябрь 1999 г.

Настоящее дополнение содержит поправки к главе 6: Процедуры контроля качества, таблица 6.2 и пункт 6.3.2.1.

Содержание: заменить страницы ix и x новыми страницами ix и x.

Глава 6: заменить страницы VI.5 и VI.6 новыми страницами VI.5 и VI.6;
заменить страницы VI.9–VI.22 новыми страницами VI.9–VI.24.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	xi
Глоссарий	xiii
Глава 1 ЦЕЛЬ И СФЕРА ПРИМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ (ГСОД)	1.1
Глава 2 ОСНОВНЫЕ ОПЕРАТИВНЫЕ ФУНКЦИИ ММЦ И РСМЦ, ВКЛЮЧАЯ РОЛЬ НМЦ	II.1
2.1 Мировые метеорологические центры (ММЦ)	II.1
2.2 Региональные специализированные метеорологические центры (РСМЦ)	II.1
2.3 Национальные метеорологические центры (НМЦ)	II.1
2.3.1 Роль НМЦ	II.1
2.3.2 Сбор данных в НМЦ	II.2
2.3.3 Обработка данных в НМЦ	II.2
2.3.4 Системы обработки данных и телесвязь в НМЦ	II.2
Глава 3 МЕТОДЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ДЛЯ АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА	III.1
3.1 Общие замечания	III.1
3.1.1 Критерии требований к данным наблюдений	III.1
3.1.2 Источники данных	III.1
3.1.3 Отличие численного анализа и прогноза погоды от анализа и прогноза обычными методами	III.2
3.1.4 Предпосылки автоматизации	III.2
3.1.5 Компьютер и человек	III.2
3.1.6 Основные функции автоматизированной системы анализа и прогноза погоды	III.2
3.1.7 Оборудование, необходимое для выполнения основных функций в автоматизированном метеорологическом центре анализа и прогноза	III.3
3.2 Организация и процедуры сбора данных	III.3
3.2.1 Назначение системы сбора данных	III.3
3.2.2 Основные типы систем сбора данных	III.4
3.2.3 Сфера охвата и функционирование системы сбора данных	III.4
3.3 Автоматизированное опознавание данных, процедуры декодирования и коррекции (первичная обработка)	III.4
3.3.1 Опознавание метеорологических сообщений	III.4
3.3.2 Декодирование метеорологических бюллетеней	III.4
3.3.3 Контроль качества при декодировании данных и процедуры дальнейшей проверки	III.5
3.3.4 Сортировка и форматирование декодированной информации	III.5
3.4 Методы численного анализа погоды	III.5
3.4.1 Назначение	III.5
3.4.2 Общая структура схемы численного анализа	III.6
3.4.3 Метод оптимальной интерполяции	III.6
3.4.3.1 Трехмерный вариационный анализ	III.8
3.4.4 Спектральная статистическая интерполяция	III.8
3.4.5 Методы анализа, основанные на последовательных коррекциях	III.9
3.4.6 Методы анализа, основанные на функциональном представлении	III.9
3.4.7 Обработка асинхронических данных (методы четырехмерной ассимиляции данных)	III.10
3.4.8 Инициализация	III.11
3.4.8.1 Статическая инициализация	III.11
3.4.8.2 Инициализация методом нормальных мод	III.11
3.4.8.3 Динамическая инициализация	III.12
3.4.8.4 Диабатическая инициализация	III.12
3.4.8.5 Методы совмещенной инициализации	III.13
3.5 Методы численного прогноза погоды (ЧПП)	III.13
3.5.1 Общие характеристики современных моделей ЧПП	III.13
3.5.2 Численные методы	III.14
3.5.2.1 Системы вертикальных координат	III.14

		Стр.
3.5.2.2	Схемы параметризации	III.15
3.5.2.3	Схемы интегрирования	III.20
3.6	Методы вычисления и представления выходной продукции	III.21
3.6.1	Автоматический вывод численных данных	III.21
3.6.2	Требования и технические аспекты преобразования информации в буквенно-цифровом коде (GRID/GRAF) и двоичном коде (GRIB, BUFR)	III.22
3.6.2.1	Конфигурация системы	III.22
3.6.2.2	Программное обеспечение	III.23
3.7	Использование численной продукции	III.23
3.7.1	Использование численной продукции для статистического прогнозирования метеорологических элементов	III.23
3.7.2	Использование численной продукции в динамическом прогнозировании метеорологических элементов	III.24
3.8	Источники ошибок в численных прогнозах	III.24
Дополнение 3.А	Руководящие указания относительно необходимых мер по сведению к минимуму влияния потерь данных наблюдений на работу ГСОД	III.31
Глава 4	МЕТОДЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ РУЧНОЙ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ В ЦЕЛЯХ АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА	IV.1
4.1	Использование кодированных анализов и прогнозов	IV.1
4.1.1	Коды ВМО для анализов	IV.1
4.1.2	Использование кодов ВМО, предназначенных для анализов, при обработке данных	IV.1
4.1.2.1	Ручные операции	IV.1
4.1.2.2	Автоматизированные операции	IV.1
4.2	Ручной анализ вертикальной структуры атмосферы	IV.1
4.2.1	Общие замечания	IV.1
4.2.2	Наноска термодинамических диаграмм	IV.1
4.2.3	Использование термодинамических диаграмм при прогнозировании	IV.2
4.2.4	Годографы сдвига ветра	IV.2
4.2.5	Вертикальные разрезы	IV.2
4.2.5.1	Общие замечания	IV.2
4.2.5.2	Временные разрезы	IV.2
4.2.5.3	Пространственные разрезы	IV.2
4.2.6	Представление данных о воздушных массах	IV.3
4.2.7	Наноска атмосфериков	IV.3
4.2.7.1	Модель наноски	IV.3
4.2.7.2	Правила наноски отдельных элементов	IV.3
4.2.8	Наноска и анализ волнения	IV.3
4.2.8.1	Модель наноски	IV.3
4.2.8.2	Изоплеты высоты волн	IV.3
4.2.8.3	Движение преобладающих волновых систем	IV.3
4.2.9	Карты изменения давления	IV.3
4.2.10	Карты тропопаузы	IV.4
4.3	Методы ручного анализа и прогноза для внетропических широт	IV.4
4.3.1	Ручные методики, используемые при анализе	IV.4
4.3.1.1	Потребности в ручном анализе	IV.4
4.3.1.1.1	Мониторинг объективно подготовленных анализов	IV.5
4.3.1.1.2	Использование ручных анализов в связи с численными методами прогнозирования погоды	IV.5
4.3.1.1.3	Предварительное предоставление анализов	IV.5
4.3.1.1.4	Контроль качества в процессе ручной подготовки анализов	IV.5
4.3.1.1.5	Небольшие синоптические образования	IV.5
4.3.1.1.6	Понимание поведения атмосферы	IV.5
4.3.1.2	Методики анализа	IV.6
4.3.1.2.1	Виды анализа	IV.6
4.3.1.2.1.1	Изобарический анализ	IV.6
4.3.1.2.1.2	Анализ разрывов непрерывности	IV.6
4.3.1.2.1.3	Анализ вертикальной неустойчивости	IV.6
4.3.1.2.1.4	Анализ вертикальных разрезов	IV.6
4.3.1.2.1.5	Специализированные анализы отдельных элементов	IV.7

	<i>Стр.</i>
4.3.1.2.1.6	Анализ спутниковых данных IV.7
4.3.1.2.2	Анализ приземных образований IV.7
4.3.1.2.2.1	Анализ атмосферных фронтов IV.7
4.3.1.2.2.2	Барическое поле IV.8
4.3.1.2.2.3	Использование численной прогностической продукции при подготовке анализов IV.8
4.3.1.2.2.4	Анализ других характеристик IV.9
4.3.1.2.3	Методики аэрологического анализа IV.9
4.3.1.2.3.1	Общие соображения IV.9
4.3.1.2.3.2	Принципы анализа IV.10
4.3.1.2.3.3	Другие виды аэрологического анализа IV.13
4.3.1.2.4	Анализ спутниковой информации IV.13
4.3.1.2.4.1	Типы спутников и поступающих с них изображений IV.14
4.3.1.2.4.2	Использование спутниковых данных IV.14
4.3.1.2.4.3	Анализ спутниковых и аэрологических данных IV.15
4.3.1.2.4.4	Спутниковая информация в районах с редкими данными IV.15
4.3.1.2.5	Анализ радиолокационной информации IV.16
4.3.1.2.5.1	Общие соображения IV.16
4.3.1.2.5.2	Некогерентные радиолокаторы IV.16
4.3.1.2.5.3	Когерентные (доплеровские) радиолокаторы IV.20
4.3.1.2.5.4	Анализ молний IV.21
4.3.1.2.6	Другие методы анализа данных IV.22
4.3.2	Роль человека в современных методиках прогнозирования IV.23
4.3.2.1	Участие аналитика или прогнозиста в работе автоматизированной системы прогнозирования погоды ... IV.24
4.3.2.2	Оперирование численными прогнозами IV.25
4.3.2.3	Подготовка прогнозов в периоды выхода компьютеров из строя IV.25
4.3.2.4	Ручные методы при подготовке сверхкраткосрочных прогнозов (на периоды в несколько часов) IV.26
4.3.3	Использование рабочих станций в деятельности, связанной с прогнозированием IV.26
4.3.3.1	Общие замечания IV.26
4.3.3.2	Технология IV.26
4.3.3.3	Применение рабочих станций IV.26
4.3.3.4	Соображения по поводу проекта установки системы, основанной на использовании рабочих станций ... IV.34
4.3.3.5	Другие соображения IV.34
4.3.3.6	Тенденции в технологии аппаратных средств и программного обеспечения рабочих станций IV.35
4.3.3.7	Тенденции в применении рабочих станций IV.36
Глава 5	МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ В ТРОПИКАХ V.1
5.1	Введение V.1
5.2	Усредненная структура и циркуляция тропического пояса V.1
5.2.1	Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) V.1
5.2.2	Муссонная циркуляция V.4
5.2.3	Энергетика подвижных тропических систем V.6
5.2.4	Происхождение тропических возмущений V.6
5.2.4.1	Баротропная неустойчивость V.6
5.2.4.2	Условная неустойчивость второго рода (CISK) V.7
5.3	База данных наблюдений для анализа и прогнозирования в тропиках V.7
5.3.1	Некоторые особые проблемы анализа для тропиков, связанные с данными наблюдений V.8
5.4	Тропические волновые возмущения V.9
5.4.1	Основные характеристики тропических волновых возмущений V.10
5.4.1.1	Крупномасштабные (синоптические) волны с периодом четыре-пять суток в нижней и средней тропосфере V.10
5.4.1.2	Волны планетарного масштаба в приземном давлении с периодом четыре-пять суток V.10
5.4.1.3	Экваториальные волны планетарного масштаба в верхней тропосфере и нижней стратосфере V.10
5.4.1.3.1	Смешанные волны — волны Россби и гравитационные волны (РГ-волны) V.10
5.4.1.3.2	Волны Кельвина V.11
5.4.1.4	Низкочастотные колебания тропической атмосферы с периодом 30–50 суток V.12
5.4.1.5	Волны межгодового временного масштаба: квазидвухлетняя осцилляция V.12
5.4.2	Холодные вторжения азиатского зимнего муссона V.13
5.5	Тропические синоптические модели V.13
5.5.1	Волны V.15

	Стр.
5.5.1.1 Волновые возмущения синоптического масштаба в Карибском бассейне	V.15
5.5.1.2 Волновые возмущения синоптического масштаба в Тихом океане	V.17
5.5.1.3 Африканские волны	V.17
5.5.2 Вихри	V.18
5.5.2.1 Тропические циклоны	V.19
5.5.2.1.1 Модель тропического циклона	V.19
5.5.2.1.1.1 Поле ветра	V.19
5.5.2.1.1.2 Распределение приземного давления	V.21
5.5.2.1.1.3 Поле температуры	V.21
5.5.2.1.1.4 Облачные системы	V.22
5.5.2.1.1.5 Динамика внутреннего ядра и внешней зоны	V.22
5.5.2.2 Муссонные депрессии	V.23
5.5.2.2.1 Муссонные депрессии в индийском регионе	V.23
5.5.2.2.1.1 Характерные черты муссонных депрессий	V.24
5.5.2.2.1.2 Синоптические характеристики, предшествующие формированию муссонных депрессий	V.25
5.5.2.2.2 Муссонные депрессии в австралийском регионе	V.26
5.5.2.3 Среднетропосферные циклоны	V.26
5.5.2.3.1 Субтропические циклоны	V.26
5.5.2.3.2 Циклоны Аравийского моря	V.27
5.5.2.4 Циклоны верхней тропосферы	V.28
5.5.2.4.1 Северная часть Тихого океана	V.29
5.5.2.4.2 Северная Атлантика	V.30
5.5.2.4.3 Тенпорали Центральной Америки	V.31
5.5.2.4.4 Южное полушарие	V.32
5.5.2.5 Антициклоны нижней тропосферы	V.32
5.5.3 Линейные возмущения	V.33
5.5.3.1 Линии сдвигов	V.33
5.5.3.2 Асимптоны	V.34
5.6 Методы синоптического анализа для тропиков	V.34
5.6.1 Методики ручного анализа	V.35
5.6.1.1 Общепринятые графические материалы	V.36
5.6.1.2 Вспомогательные графические материалы	V.38
5.6.2 Методики автоматизированного анализа	V.38
5.7 Методы прогнозирования для тропиков	V.38
5.7.1 Подходы к оперативному прогнозированию погоды	V.38
5.7.2 Методики краткосрочного прогнозирования	V.39
5.7.2.1 Модели	V.40
5.7.2.2 Экстраполяция и интерполяция	V.40
5.7.2.3 Аналоги	V.40
5.7.2.4 Климатология	V.40
5.7.3 Численное прогнозирование погоды для тропиков	V.40
5.7.3.1 Предсказуемость тропической погоды	V.40
5.7.3.2 Оперативные системы и модели численного прогноза погоды	V.42
5.7.3.3 Долгосрочное прогнозирование малой заблаговременности	V.43
5.7.3.4 Статистическая интерпретация выходной продукции ЧПП для прогнозирования элементов погоды	V.44
5.8 Прогнозирование тропических циклонов	V.44
5.8.1 Образование тропических циклонов	V.44
5.8.1.1 Зарождение	V.44
5.8.1.1.1 Климатологические характеристики	V.44
5.8.1.1.2 Синоптические образования	V.45
5.8.1.1.2.1 Циклоническая завихренность на нижних уровнях	V.45
5.8.1.1.2.2 Вертикальный сдвиг ветра	V.46
5.8.1.1.2.3 Дивергенция на верхних уровнях	V.46
5.8.1.1.2.4 Характеристики спутниковых изображений	V.46
5.8.1.2 Изменения интенсивности	V.47
5.8.1.2.1 Роль влажной конвекции	V.47
5.8.1.2.2 Роль завихренности	V.47
5.8.1.2.3 Взаимодействия в окружающей среде	V.48
5.8.1.2.4 Системы оттоков на высотах, связанные с изменениями интенсивности тропических циклонов	V.48

	Стр.
5.8.1.2.5	Характеристики, получаемые по спутниковым изображениям.....
5.8.1.2.6	Изменения интенсивности и структуры циклона в связи с его выходом на сушу.....
5.8.1.2.7	Переход к внетропическим системам
5.8.1.2.8	Взаимосвязь между изменениями интенсивности внутреннего ядра и внешней зоны
5.8.2	Методы прогнозирования траекторий
5.8.2.1	Теоретические аспекты движения тропических циклонов
5.8.2.2	Синоптические соображения
5.8.2.3	Аналоговые модели
5.8.2.3.1	Эллипсы вероятности
5.8.2.4	Статистические модели
5.8.2.4.1	Модели, основанные на смоделированном аналоге
5.8.2.4.2	Статистико-синоптические модели
5.8.2.4.3	Статистико-динамические модели.....
5.8.3	Прогнозирование циклонов с помощью численных моделей
5.8.3.1	Результаты экспериментов по прогнозированию и моделированию с помощью численных моделей
5.8.3.2	Одноуровневая модель: баротропная модель SANBAR
5.8.3.3	Оперативные модели ЧПП для прогнозирования тропических циклонов: проблема потери вихря в исходных полях
5.8.3.3.1	Национальный метеорологический центр, Вашингтон
5.8.3.3.2	Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП), Соединенное Королевство
5.8.3.3.3	Метеорологическое бюро Соединенного Королевства (МБСК)
5.8.3.3.4	Японское метеорологическое агентство (ЯМА)
5.8.4	Вероятностные прогнозы тропических циклонов
5.8.5	Верификация прогнозов тропических циклонов.....
5.8.5.1	Меры ошибок прогнозов траекторий
5.8.5.2	Сравнения различных объективных средств
5.8.6	Прогнозирование штормовых нагонов
5.8.6.1	Прогнозирование нагонов с помощью математических моделей
5.8.6.1.1	Нулевой уровень
5.8.6.1.2	Инициализация
5.8.6.1.3	Моделирование шторма
5.8.6.1.4	Моделирование нагона.....
5.8.6.1.5	Взаимодействия с приливными нагонами
5.8.6.1.6	Прогнозы нагонов
5.8.6.2	Прогнозирование нагонов с помощью номограмм
5.9	Мезомасштабные явления в тропиках
5.9.1	Индукцированные за счет воздействия земной поверхности мезомасштабные системы
5.9.1.1	Морские и береговые бризы над ровной земной поверхностью
5.9.1.2	Горно-долинные ветры
5.9.1.3	Вынужденный воздушный поток над и вокруг территории с большой шероховатостью
5.9.2	Синоптически индуцированные мезомасштабные явления
5.9.2.1	Конвективные штормы
5.9.2.1.1	Короткоживущие одноячейковые штормы
5.9.2.1.2	Сверхячейковый шторм
5.9.2.1.3	Многоячейковые штормы
5.9.2.2	Условия в окружающей конвективные штормы среде, благоприятные для их возникновения
5.9.2.2.1	Использование годографа для диагностики вертикального сдвига
5.9.3	Средства оперативной диагностики для мезомасштабного прогнозирования
5.9.4	Методы мезомасштабного прогнозирования
5.9.4.1	Линейная экстраполяция
5.9.4.2	Концептуальные модели
5.9.4.3	Эмпирические правила
5.9.4.4	Мезомасштабная климатология
5.9.4.5	Одномерные модели для специальных целей
5.9.4.6	Мезомасштабное численное прогнозирование погоды
Дополнение 5.А	Руководящие принципы определения типа циклона и происхождения субтропических циклонов
Дополнение 5.В	Руководящие принципы оценки интенсивности субтропических циклонов
Дополнение 5.С	Аналогии и различия между методикой Дворака для тропических циклонов (Т) и методикой для субтропических циклонов (ST)

		Стр.
Глава 6	ПРОЦЕДУРЫ КОНТРОЛЯ КАЧЕСТВА	VI.1
6.1	Общее описание	VI.1
6.1.1	Проверки, предшествующие обработке данных	VI.1
6.1.2	Физические элементы	VI.1
6.1.3	Построение системы контроля качества	VI.1
6.1.4	Маркировка ошибок	VI.1
6.2	Проверки, предшествующие обработке данных	VI.2
6.2.1	Проверки в области телесвязи	VI.2
6.2.1.1	Проверка заголовка	VI.2
6.2.1.2	Проверка сводок Е Е Е	VI.2
6.2.1.3	Проверка синтаксиса и пятнадцатых групп	VI.2
6.2.2	Проверка номера блока/станции и местоположения	VI.3
6.2.2.1	Проверка даты и времени	VI.3
6.2.2.2	Проверка номера блока/станции и местоположения	VI.3
6.2.2.3	Проверки в ходе процедуры декодирования	VI.3
6.2.2.4	Проверки на дублирование	VI.4
6.3	Методы контроля качества	VI.4
6.3.1	Проверки на предельные значения грубых ошибок	VI.5
6.3.1.1	Проверки на предельные значения для приземных данных	VI.6
6.3.1.2	Проверки на предельные значения для аэрологических данных (TEMP, PILOT, TEMP SHIP, PILOT SHIP)	VI.8
6.3.1.3	Проверки на предельные значения для данных о ветре и температуре на одном уровне (данные с самолетов, SATOV)	VI.9
6.3.1.4	Проверки на предельные значения для данных спутникового зондирования (SATEM)	VI.10
6.3.2	Проверки на внутреннюю согласованность	VI.10
6.3.2.1	Проверки на согласованность для приземных данных	VI.10
6.3.2.1.1	При наличии указателя $i_x = 1-4$	VI.10
6.3.2.1.2	При наличии указателя $i_x = 5-7$	VI.13
6.3.2.2	Проверки на согласованность для аэрологических данных	VI.15
6.3.2.2.1	Проверка вертикального градиента вертикальных профилей температуры	VI.15
6.3.2.2.2	Проверка совместимости между данными особых точек и данными стандартного уровня	VI.17
6.3.2.2.3	Проверка гидростатического равновесия между данными о высоте стандартного уровня и температуре стандартного уровня	VI.17
6.3.2.2.4	Проверка вертикального сдвига ветра	VI.21
6.3.3	Проверки согласованности по времени	VI.22
6.3.3.1	Проверка приземных данных	VI.22
6.3.3.2	Процедуры ГЦКО для мониторинга качества осадков	VI.22
6.3.3.2.1	Обращение с ошибками	VI.23
6.3.3.3	Проверка данных о местоположении в последовательных сводках	VI.23
6.3.3.4	Проверка в сравнении с численными прогнозами	VI.25
6.3.4	Проверка пространственно-временной согласованности	VI.25
6.3.4.1	Проверка пространственной согласованности или проверка по соседним точкам	VI.26
6.3.4.2	Сопоставление с анализом	VI.26
6.4	Маркировка данных и разработка программ для ЭВМ	VI.26
6.4.1	Пример системы маркировки	VI.26
6.4.2	Разработка программ для ЭВМ	VI.27
6.5	Комплексный контроль качества	VI.28
Глава 7	НЕОПЕРАТИВНЫЕ ФУНКЦИИ ММЦ, РСМЦ И НМЦ	VII.1
7.1	Основные неоперативные функции ММЦ, РСМЦ и НМЦ	VII.1
7.2	Сбор, контроль качества, хранение и поиск данных в ГСОД	VII.1
7.2.1	Сбор данных для хранения	VII.1
7.2.2	Контроль качества данных для хранения	VII.1
7.3	Сохраняемые данные каждого уровня ГСОД	VII.1
7.4	Носители и форматы для хранения и обмена	VII.1
7.5	Классификация, каталогизация и обмен данными	VII.1
Глава 8	ОБМЕН ПЕРСОНАЛОМ, ЗАНЯТЫМ В ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПО ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ	VIII.1

ПРЕДИСЛОВИЕ

Комиссия по основным системам (КОС) на своей внеочередной сессии (Лондон, сентябрь/октябрь 1990 г.) решила, что необходимо обновить *Руководство по Глобальной системе обработки данных*, и утвердила представленное содержание нового обновленного издания. Девятая сессия Комиссии по основным системам (Женева, ноябрь 1992 г.) рассмотрела и утвердила тексты новых глав 1, 2, 3, разделов 4.3.1.2.5 и 4.3.3 главы 4 и главы 5, а также просила Генерального секретаря организовать выпуск нового издания *Руководства* по возможности скорее.

Руководство по ГСОД является справочной публикацией, которая содержит краткое описание техники и методов, используемых в обработке данных как в средних, так и тропических широтах. Поскольку не представляется возможным включить исчерпывающее описание современной техники и методов, главы 3 и 5 содержат всеобъемлющий список научных работ, которыми читатель *Руководства* может пользоваться для дальнейшего более детального ознакомления.

В подготовке нового издания Секретариату оказали помощь д-р Н. Ф. Вельтицев (Российская Федерация), который подготовил проект главы 3 по методам, используемым в автоматизированной обработке данных для анализа и прогноза, и раздел 4.3.1.2.5 главы 4 по анализу радиолокационной информации. В подготовку этого раздела внес вклад г-н Д. Катсмардос (Индия). Г-н Х. Аллард (Канада) подготовил проект текста раздела 4.3.3 по использованию автоматизированных рабочих мест в среде прогнозирования, а г-н К. Прасад (Индия) подготовил проект текста главы 5 по методам анализа и прогнозирования в тропиках. Проект *Руководства* был рассмотрен тщательно в Секретариате, большой вклад в эту работу внесли ценные замечания и предложения д-ра П. Джулиана (США), д-ра П. Франкиса (СК), г-на Т. Харта (Австралия) и г-на С. Чэна (Южнокорея).

В существующий материал главы 4 по методам ручной обработки данных для анализа и прогноза и глав 6, 7 и 8 внесены только небольшие редакторские правки. Рабочая группа КОС по ГСОД постоянно работает над новым изданием. Дополнения, содержащие новые и обновленные материалы, будут выпускаться периодически по мере разработки новых методов обработки данных.

От имени ВМО выражаю искреннюю благодарность всем, кто внес вклад в подготовку и редактирование настоящего издания *Руководства*.



(Г. О. П. Обаси)
Генеральный секретарь

ПРИМЕЧАНИЕ СЕКРЕТАРИАТА

В соответствии с решением Восьмого конгресса (сокращенный отчет с резолюциями, общее резюме, пункт 3.1.2.15) единица гектопаскаль (гПа) была одобрена в качестве единицы атмосферного давления для использования как в оперативной, так и в исследовательской работе Организации. Поэтому в тексте *Руководства по Глобальной системе обработки данных* единица миллибар (мб) заменена на гектопаскаль (гПа).

ГЛОССАРИЙ

Анализ, численный (объективный или автоматический), (*Analysis, numerical, (objective or automatic)*) — может использоваться на взаимозаменяемой основе для любой разновидности схем анализа, осуществляемых с помощью программы (математического обеспечения) для электронно-вычислительной машины.

Биквадратичная (*Biquadratic*) — функция второго порядка в двух измерениях.

Билинейная (*Bilinear*) — функция первого порядка в двух измерениях.

Дифференцирующие схемы (*Differencing schemes*) — при решении системы нескольких дифференциальных уравнений в атмосферной модели, которая описывает как быстро движущиеся гравитационные волны, так и более медленно движущиеся волны Россби, различаются три вида схем временной дифференциации: а) неявный (*implicit*) — требующий для решения обратную матрицу; б) полунеявный (*semi-implicit*) — частично явный, частично неявный; в) раздельно-явный (*split-explicit*) — отдельные явные решения, обычно разделенные на быстрораспространяющиеся гравитационные волны и волны Россби.

Изотропная жидкость (*Isotropic fluid*) — жидкость, локальные свойства которой не зависят от базисных координат.

Искажение (*Aliasing*) — процесс, в результате которого волновая структура на сетке представлена неправильно из-за недостаточной разрешающей способности.

Итерационный процесс (*Iterative process*) — процесс, в котором совершенно одинаковая математическая процедура повторяется до тех пор, пока не будет достигнута сходимость процесса.

Количество движения (*Momentum*) — произведение массы частицы m на ее скорость v .

Компьютер (электронно-вычислительная машина, ЭВМ), (*Computer*) — любая машина, которая может принимать данные в представленной форме, обрабатывать их и выдавать результаты в заданном формате. Различают три основные категории компьютеров: цифровые, аналоговые и аналого-цифровые. Они имеют самые разные размеры, в зависимости от мощности, сложности и степени миниатюризации. Как правило, меньшие по размеру компьютеры обозначаются приставкой «мини» или «микро» для указания их общего размера.

Линейное (*Linear*) — соотношение первого порядка между переменными, например, $ax + ay + \dots$

Масса (*Mass*) — физическая мера основного инерционного свойства частицы — ее сопротивления изменению движения. Гравитационная масса частицы пропорциональна гравитационной силе, действующей на нее со стороны Земли и, таким образом, является мерой ее веса.

Монотонная (*Monotonic*) — функция является монотонной по отношению к заданному диапазону независимой переменной x , если производная df/dx имеет тот же знак по всему диапазону.

Невязкий (*Inviscid*) — без эффектов трения.

Нелинейные (*Non-linear*) — все соотношения более высокого порядка (т.е. кроме линейных) между переменными, например, $ax_1y_1 + ax_2y_2 + \dots$

Нормальная мода (*Normal mode*) — собственные функции множества линеаризованных дифференциальных уравнений.

Условная неустойчивость второго рода (*Conditional Instability of the Second Kind (CISK)*) — относится к активному взаимодействию крупномасштабного вихря и облачной системы, которое возникает во время перерастания теплого околотропического циклонического вихря в зрелый тропический циклон (например, ураган). Облака дают тепловую энергию, необходимую для движения вихря, а вихрь, обеспечивая высокоуровневую конвергенцию водяного пара, образует и поддерживает облачную систему.

Однородность (*Homogeneity*) — используется для описания жидкости, твердой среды или газа, имеющих одинаковые физические свойства по всему объему.

Остаточная разность (*Residual difference*) — разность между расчетным (например, в первом приближении) и действительно наблюдаемым значением метеорологической величины. Особым случаем остаточной разности являются величины напряжения Рейнольдса.

Ошибка отбрасывания, трукационная ошибка (*Truncation error*) — ошибка, возникающая при аппроксимации точных дифференциалов конечными разностями (например, усечение рядов Тейлора).

Параметр (*Parameter*) — величина, которая может иметь различные значения, при этом каждое фиксируется определенными границами указанного случая, или величина, представляющая статистическую совокупность. Этот термин используется в метеорологии применительно к наблюдаемым или вычисленным метеорологическим данным (например, температура, давление-высота, завихренность и т.д.) и к константам или к величинам, которые представляют мелкомасштабные процессы в атмосфере (например, трение).

Параметризация (*Parameterization*) — использование осредненных по площади величин с целью определения изменения событий под более точного масштаба в численной модели.

Поллярная сингулярность (*Polar singularity*) — в системах сферических координат точка полюса не имеет определения, поскольку $1/\cos 90^\circ = 00$ или является неопределенной.

Псевдоданные (*Bogus*) — обычно относится к наблюдениям, которые «востроизводятся» произвольно в целях их использования в схеме объективного анализа (например, произвольное значение наблюдения TEMP).

Сетка (*Grid*) — равнорасположенная система или сеть точек (например, точки на сетке) или точки в двух- или трехмерном пространстве, по которым имеются определенные метеорологические данные или по которым проводятся математические действия для выполнения анализа или прогноза метеорологических параметров (например, с использованием численной модели).

Скаляр (Scalar) — любая физическая величина, поле которой можно описать одним численным значением в каждой точке пространства.

Скалярная величина отличается от векторной величины тем, что она обладает только величиной, а не величиной и направлением, например, давление является скаляром, а скорость является вектором.

Собственная функция (Eigenfunction) — в математике решение, принадлежащее к характерному значению дифференциального или интегрального уравнения.

Современное состояние (State of the art) — состояние или уровень достижений в знаниях или применениях технологии в определенной области или по определенному предмету, например уровень достижений в численном прогнозировании погоды.

Функция корреляции (Correlation function) — средняя сумма произведений отклонений количественных величин от их средних значений.

ГЛАВА 1

ЦЕЛЬ И СФЕРА ПРИМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ (ГСОД)

Целью Глобальной системы обработки данных является предоставление всем странам-членам ВМО основных обработанных данных, которые им требуются как для оперативного, так и для неоперативного использования. Оперативным использованием считаются операции, в результате которых информация должна быть принята и использована или обработана в течение самое большее нескольких часов после ее выпуска. Это касается прежде всего ежедневной обработки основных данных наблюдений для подготовки оперативно используемых анализов и прогнозов. Неоперативным использованием являются те операции, которые могут осуществляться в течение более длительного периода времени. Для этого требуется установить стандартные процедуры хранения и поиска всех типов данных наблюдений и обработанных данных. ГСОД стала возможной благодаря объединенной системе мировых метеорологических центров (ММЦ), региональных специализированных метеорологических центров (РСМЦ) и национальных метеорологических центров (НМЦ), оборудованных в максимально возможной степени современными средствами, включая высокоскоростные ЭВМ. ГСОД является всемирной системой, состоящей из национальных технических средств и других средств обработки, предоставляемых отдельными странами-членами, которая координируется Комиссией ВМО по основным системам и ее рабочей группой по Глобальной системе обработки данных. Координация посредством этой рабочей группы осуществляется на глобальном и региональном уровнях. Более детальная координация на региональном и национальном уровнях предоставляется региональным ассоциациям. Подробная информация по организации ГСОД приведена в Дополнении IV к Техническому регламенту ВМО, том I (ВМО-№ 49).

ГЛАВА 2

ОСНОВНЫЕ ОПЕРАТИВНЫЕ ФУНКЦИИ ММЦ И РСМЦ, ВКЛЮЧАЯ РОЛЬ НМЦ

2.1 Мировые метеорологические центры (ММЦ)

ММЦ сосредотачивают свою деятельность на продукции глобального характера, описывающей планетарные и крупномасштабные метеорологические явления. Они предназначены быть центрами обслуживания, чья продукция предоставляется для использования всем членам ВМО в качестве вспомогательных средств при прогнозировании и в долгосрочном применении.

Оперативные функции ММЦ приводятся в томе I *Наставления по ГСД* (ВМО-№ 485).

ММЦ должны быть готовы выпускать продукцию в такой форме, которая позволяет быстро передавать ее с высокой степенью концентрации полезной информации.

В силу преимуществ цифровых форм передачи над графическими формами (с точки зрения эффективности в ГСТ и в центрах, оборудованных автоматическими средствами обработки данных) ММЦ должны обладать возможностями преобразования из одной формы в другую.

Некоторым странам-членам могут понадобиться специальные типы продукции, такие, как данные о пограничных условиях для ряда сроков, используемые РСМЦ/НМЦ в их численных анализах и прогнозах по ограниченному району. Первоначально обмен такими данными должен быть организован на двусторонней или многосторонней основе.

Основная ответственность за оперативный контроль качества всех данных наблюдений лежит на национальных метеорологических службах, которые проводят эти наблюдения. ММЦ должны также осуществлять соответствующий контроль качества данных наблюдений, которые они получают, с целью обеспечения высокого качества анализов и прогнозов.

Вышеперечисленные функции ММЦ не влияют на статус каких-либо международных обязательств соответствующих стран-членов в поддержку судоходства и авиации, а также не определяют способы, с помощью которых страны-члены выполняют эти обязанности. Напротив, результаты осуществления ВСП показали, что ГСД помогает странам-членам в выполнении такого рода международных обязательств, предоставляя им более качественную и разнообразную продукцию для их использования.

2.2 Региональные специализированные метеорологические центры (РСМЦ)

РСМЦ делятся на две категории: региональные специализированные метеорологические центры с географической специализацией и региональные специализированные метеорологические центры со специализацией по виду деятельности.

Основная задача РСМЦ с географической специализацией состоит в том, чтобы удовлетворять потребности НМЦ, находящихся в их зоне ответственности, в региональных анализах и прогнозах и координировать их оперативные функции посредством соответствующих региональных органов и Комиссии по основным системам. Оперативные функции РСМЦ с географической специализацией и перечень таких центров приведены в томе I *Наставления по ГСД*.

Основная задача РСМЦ со специализацией по виду деятельности состоит в том, чтобы предоставлять странам-членам специализированную продукцию, учитывающую глобальные и/или региональные потребности в следующих областях применения: морская метеорология, тропические циклоны, метеорологические/экологические опасные явления, мониторинг засухи и диалог климата. Функции РСМЦ со специализацией по виду деятельности и перечень таких центров приведены в томе I *Наставления по ГСД*.

В силу преимуществ цифровых видов передачи над графическими (с точки зрения эффективности в ГСТ и в центрах, оборудованных средствами автоматической обработки данных) РСМЦ должны обладать возможностями преобразования информации из одной формы в другую для последующего распространения внутри соответствующих регионов.

Основная ответственность за оперативный контроль качества всех данных наблюдений лежит на национальных метеорологических службах, которые проводят эти наблюдения. РСМЦ должны также осуществлять соответствующий контроль данных наблюдений, которые они получают, с целью обеспечения высокого качества анализов и прогнозов.

2.3 Национальные метеорологические центры (НМЦ)

2.3.1 Роль НМЦ

Основной задачей НМЦ является обеспечение метеорологических анализов, прогнозов и другой метеорологической информации по территории соответствующей страны. Страны-члены являются ответственными за функционирование их НМЦ. Характер деятельности НМЦ может широко варьироваться в зависимости от следующих факторов:

- а) территории, на которую распространяется ответственность данного НМЦ;
- б) социально-экономической деятельности в рамках соответствующей страны;
- в) возможности использования продукции ММЦ и РСМЦ для национальных целей;
- г) возможности сотрудничества с другими НМЦ;
- д) роли, которую играет НМЦ в рамках национальной метеорологической системы данной страны по обслуживанию конкретных пользователей. (В больших странах это обслуживание обычно предоставляется специализированными агентствами, в то время как в малых странах НМЦ могут быть ответственными за выпуск широкого круга продукции специального назначения);
- е) некоторые НМЦ могут также выполнять функции ММЦ и РСМЦ дополнительно к их функциям НМЦ.

РСМЦ и ММЦ обычно не выпускают прогнозов погоды для населения и не имеют прямых контактов с пользователями. Отсутствие связи между продукцией ММЦ и РСМЦ и потребностями пользователей в данной стране обычно восполняется деятельностью соответствующего НМЦ.

Конкретные задачи НМЦ (оперативные функции НМЦ) приводятся в томе I *Наставления по ГСЦД*.

Кроме деятельности, которая в некоторых странах составляет часть задач, осуществляемых НМЦ, по которой обычно рассматривается как обязанность ММЦ и РСМЦ, НМЦ могут также нести ответственность за обеспечение:

- работы системы мониторинга обмена метеорологическими данными на национальном и международном уровнях (см. также План мониторинга работы Всемирной службы погоды, приведенный в томе I, приложение II.14 *Наставления по ГСЦД*);
- использования в максимально возможной мере продукции ММЦ и РСМЦ, что позволяет избегать дублирования расходов и сил;
- уточнения по мере необходимости крупномасштабной продукции ММЦ и РСМЦ на основе дополнительных вычислений на моделях с мелкой сеткой;
- правильной интерпретации продукции ММЦ, РСМЦ и НМЦ, имеющейся в различных масштабах, и ее перевода в информацию, предназначенную для общественности, а также в специализированную информацию; и, наконец,
- эффективного доведения этих типов информации до широких слоев населения и до конкретных пользователей путем создания и обеспечения работы надлежащей системы обслуживания, которая может включать в себя местные консультационные бюро, автоматизированные банки данных или довольно простые устройства, в зависимости от оперативных потребностей.

2.3.2 Сбор данных в НМЦ

Существуют три основные группы данных, которые должны собираться НМЦ:

- первая группа включает в себя сводки с метеорологических станций по территории данной страны. Сопоставленный на международном уровне комплект этих данных должен передаваться для использования в других центрах через Глобальную систему телесвязи (ГСТ). Все типы данных, подлежащие обмену в международном масштабе по ГСТ, приводятся в *Наставлении по Глобальной системе телесвязи* (ВМО-№ 386);
- вторая группа состоит из сводок станций наблюдений вне территории данной страны. Эти данные, получаемые по Глобальной системе телесвязи, обычно не обеспечивают освещенность территории, необходимую для использования моделей с мелкой сеткой. Поэтому могут потребоваться специальные меры для получения необходимых данных;
- третья группа включает продукцию (анализы и прогнозы) ММЦ, РСМЦ и других НМЦ, которая принимается либо в буквенно-цифровой форме (GRID/GRAF), двоичной (GRIB, BUFR) или в графической форме. Некоторые НМЦ, занимающиеся численными методами прогноза, в последнее время изъявили желание принимать данные о граничных условиях, получаемые с помощью крупномасштабных глобальных или полусферических моделей, используемых в ММЦ и некоторых РСМЦ. Считается, что эти данные необходимы для применения в моделях с мелкой сеткой по ограниченной территории. Удовлетворение этих потребностей может также осуществляться путем специальных двусторонних и многосторонних соглашений по обмену данными о граничных условиях.

2.3.3 Обработка данных в НМЦ

Деятельность по обработке данных укладывается в две четкие категории. Оперативная деятельность включает в себя все задачи, связанные с анализом и прогнозом погоды, а также графическое и буквенно-цифровое представление данных наблюдений и обработанной информации. Неоперативная деятельность охватывает различные задачи, связанные с климатологией, долгосрочными прогнозами, исследованиями и операциями по хранению и поиску данных.

Одним важным аспектом обработки оперативных данных являются численные прогнозы погоды (ЧПП). Следует подчеркнуть, однако, что это не единственная задача вычислительного центра в НМЦ. Более того, операции, которые должны проводиться в НМЦ, требуют серьезного рассмотрения с учетом возможностей предоставления продукции численных прогнозов из ММЦ, РСМЦ и крупных НМЦ. Основными причинами, которые могут побудить НМЦ осуществлять операции, связанные с ЧПП, являются:

- необходимость в более детализированных прогнозах, принимающих во внимание локальные эффекты;
- желание получать некоторые важные карты быстрее, чем они могут быть предоставлены по региональным или глобальным каналам телесвязи.

Эти две причины, однако, требуют довольно различных оперативных средств. Модели с мелкой сеткой по ограниченной территории, используемые для представления достаточно детализированных прогностических карт, обычно требуют довольно больших ЭВМ, которыми редко располагают небольшие НМЦ.

Персональные ЭВМ и автоматизированные рабочие места, производительность которых постоянно увеличивается, позволяют находить решение большинства проблем обработки данных в небольших НМЦ, включая обработку продукции ЧПП, поступающей из основных центров ГСЦД, в целях получения новой продукции (например, траекторий частиц в атмосфере) и подготовки локальных прогнозов погоды с использованием методов объективной интерпретации ЧПП. Эти средства также позволяют решить проблему отображения продукции.

2.3.4 Системы обработки данных и телесвязь в НМЦ

Уровень деятельности по обработке данных в НМЦ может существенным образом измениться в зависимости от национальных потребностей стран-членов, поэтому трудно конкретным образом определить минимальные потребности в средствах обработки данных в НМЦ. Представляется возможным, однако, определить в общих чертах компоненты системы обработки данных, необходимые для удовлетворения потребностей НМЦ небольшой метеорологической службы.

Для НМЦ может потребоваться автоматизация для облегчения выполнения таких функций, как:

- a) оперативный мониторинг наблюдений с интерактивной возможностью для целей контроля качества;
- b) технические средства для подготовки и распространения прогнозов в текстовом виде;
- c) оперирование полями данных, получаемых из основных центров для подготовки ряда производной продукции;
- d) расчеты на простых статистических моделях с использованием локальных наблюдений и импортируемых данных;
- e) интерактивная обработка оперативных и климатологических полей в поддержку кратко- и среднесрочного прогнозирования;
- f) подготовка прогностических бюллетеней автоматизированным или полуматематизированным методом, используя локальные наблюдения и импортируемые данные;
- g) разработка методов локального прогнозирования погоды;
- h) подготовка высококачественной, печатной графической выходной продукции, включая архивацию ограниченного набора параметров/полей.

Исходя из перечня функций, подлежащих выполнению в НМЦ, и учитывая необходимость свести к минимуму размер и сложность системы обработки данных, можно принять следующие характеристики системы, удовлетворяющей как потребности в обработке данных, так и телесвязи. Такая система должна иметь в своем составе два микрокомпьютера. Микрокомпьютеры должны иметь операционные системы на базе Unix и подключаться к локальной вычислительной сети. Один из этих микрокомпьютеров должен выполнять функции системы связи и коммутации сообщений, а другой должен иметь пакет прикладных программ и графики. Такое разделение, безусловно, не означает логического разделения. Технический опыт показывает, что слияние этих двух общих задач в единый центральный операционный блок обработки может привести к неприемлемому уровню сложности.

Можно определить следующие основные компоненты такой системы и их функциональность.

Система телесвязи

Функциональные потребности подсистемы телесвязи должны включать сбор наблюдений и бюллетеней данных в точках сетки с ГСТ (и соответственно АФТН), хранение сообщений в базе данных, передачу наблюдений по ГСТ и продукции по национальным цепям связи, а также возможность оперативного мониторинга бюллетеней.

Графика и дисплей

Цель этой функции состоит в том, чтобы производить выборку численной продукции, наблюдений и, по возможности, факсимильных передач из базы данных для отображения на визуальном дисплее и/или вывода на печатающее устройство. Связь между системой оперирования сетками и прикладной системой необходима не только для выполнения этой выборки, но и для целей контроля качества выведенных на дисплей локально полученных наблюдений. Поэтому необходима некоторая степень взаимодействия.

База данных

База данных имеет первостепенное значение для проектирования эффективной автоматизированной системы обработки данных.

База данных подсистемы телесвязи должна хранить:

- a) бюллетени поступающих сообщений;
- b) наблюдения, полученные в локальном масштабе;
- c) продукцию для национального распространения;
- d) бюллетени локальных наблюдений для передачи по ГСТ.

База данных прикладной подсистемы должна хранить:

- a) сводки, полученные из декодированных бюллетеней;
- b) поля, вычисленные из декодированных бюллетеней;
- c) продукцию, подготовленную посредством обработки сводок и полей.

По возможности, база данных, находящаяся в каждом компьютере, должна контролироваться той же системой управления базой данных (СУБД), которая должна быть относительно простой, чтобы свести к минимуму непроизводительные расходы ЭВМ и увеличить скорость реагирования всей системы обработки данных.

Обучение и обслуживание

Обучение и аспект обслуживания означает, что реализация и поддержание работоспособности систем не могут быть достигнуты без постоянного обслуживания программных и аппаратных средств. Обслуживание на месте может производиться только операторами, имеющими специальную подготовку по всем аспектам системы. Поэтому рекомендуется уделять должное внимание потребностям системы обработки данных в передаче технологий.

МЕТОДЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ДЛЯ АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА

3.1 Общие замечания

3.1.1 Критерии требований к данным наблюдений

Требования к данным наблюдений и область интегрирования моделей численных прогнозов погоды зависят от масштаба прогнозируемого метеорологического явления и срока прогноза, т.е. краткосрочного, среднесрочного и долгосрочного.

Предложено несколько классификаций масштабов метеорологических явлений. Одна из них, предложенная Орланским (1975 г.) является следующей (рисунок 3.1)

- а) микромасштаб (менее 2 км; например, торнадо, пыльные бури, турбулентные потоки);
 - б) мезомасштаб (от 2 км до 2 000 км; например, грозовые явления, скопления облаков, фронты, ураганы);
 - с) макромасштаб (свыше 2 000 км; например, бароклинные волны, приливные волны, сверхдлинные волны).
- В Наставлении по ГСОД приводится следующая классификация масштабов:
- а) мелкий масштаб (менее 100 км; например, грозовые явления, катататические ветры, торнадо);
 - б) мезомасштаб (100–1000 км; например, фронты и скопления облаков);
 - с) крупный масштаб (1000–5000 км; например, депрессии и антициклоны);
 - д) планетарный масштаб (свыше 5 000 км; например, длинные волны в верхней тропосфере).

В Руководстве по Глобальной системе наблюдений (ВМО-№ 488) приводятся другие классификации масштабов.

Выходная продукция ММЦ и РСМЦ включает в себя крупномасштабные явления и явления планетарного масштаба. Прогнозирование мезомасштабных явлений осуществляется на уровне НМЦ. Горизонтальное разрешение и частота наблюдений, предусмотренные в Техническом регламенте ВМО и плане ВСП, основываются на опыте использования ручных методов анализа и прогноза. Последующие теоретические исследования показали, что эти требования в достаточной степени соответствуют необходимой точности.

3.1.2 Источники данных

Большую часть данных, обмен которыми производится для целей анализа и прогноза, продолжают получать в основные синоптические сроки (т.е. в 0000 МСВ, 0600 МСВ, 1200 МСВ и 1800 МСВ). Однако постоянно возрастает использование асиноптических данных, получаемых с буев, самолетов, спутников и с наземных систем дистанционного зондирования (радиолокаторов, профилометров ветра, систем обнаружения молний). Процедуры ассимиляции синоптических и асиноптических данных в оперативную систему анализа-прогноза описаны в разделе 3.4. Руководящие указания относительно необходимых мер по сведению к минимуму влияния потерь данных наблюдений на работу ГСОД приведены в дополнении 3.А.

T_s L_s	1 МЕСЯЦ (BL_s) ⁻¹	1 ДЕНЬ (D) ⁻¹	1 ЧАС ($\frac{ds}{3600}$) ⁻¹	1 МИНУТА ($\frac{ds}{60}$) ⁻¹	1 СЕК ($\frac{ds}{1}$) ⁻¹
	Стояние волны	Сверхдлинные волны	Приливные волны		
10 000 КМ		Бароклинные волны			
2 000 КМ					
200 КМ			Фрон- ты и ура- ганы		
20 КМ			Ночные искры; супергигантские дождевые облака; Ионизационные волны; Облачные скопления; Горные и океанские интенсивности		
2 КМ			Грозы; Ионизационные гравитационные волны, ТЯН; Горные эффекты		
200 М			Торнадо; Молнии; конвекция; Короткие гравитационные волны		
20 М				Ниль- вые бури; Горные Турбу- лентный сезон	
					Шлейфы; Шероховатость; Турбулентность

Рисунок 3.1 — Классификация масштабов и различные процессы с характерными временными и пространственными масштабами (по Л. Орланскому, 1975 г.)

3.1.3 *Отличие численного анализа и прогноза погоды от анализа и прогноза обычными методами*

Анализ и прогноз погоды требуют большого количества данных. В практических целях эти данные должны быть обработаны за сравнительно короткий промежуток времени. С годами объем данных, необходимых для обработки в центрах погоды, постоянно возрастает.

Причиной тому являются растущие потребности в более детальной информации о фактических метеорологических условиях, а также тот факт, что подготовка более детальных прогнозов или прогнозов на больший период требует большого объема исходных данных. Тем не менее, в целом, время для сбора данных, анализа и прогноза не увеличилось, а во многих странах требования таковы, что общее время уменьшилось. Обычные средства уже не могут полностью справиться с существующими ныне оперативными задачами в метеорологии. И если это справедливо в отношении сбора и анализа данных, то еще более справедливо в отношении прогноза погоды с использованием гидродинамических методов. В этом случае использование ЭВМ становится необходимым.

Оперативные системы численного анализа и прогноза погоды, таким образом, выполняют двойную функцию: они ускоряют работу и выполняют вычисления несравненно быстрее любых обычных методов. В настоящее время в большинстве центров ГСОД доминирует численный анализ погоды. Однако для определенных операций все еще остаются в силе либо ручные методы, либо методы, основанные на взаимодействии человека и компьютера.

3.1.4 *Предпосылки автоматизации*

При планировании автоматизации метеорологического центра всегда возникает соблазн автоматизировать быстро и полностью просто потому, что эта концепция привлекательна. Однако могут существовать определенные операции, которые выполняются более эффективно ручным способом (по крайней мере в обозримом будущем). Следует провести тщательный анализ состояния оперативной метеорологии и компьютерной технологии, прежде чем принять решение о степени автоматизации. Аналогичный анализ будет полезным также при принятии решения относительно использования типа и мощности ЭВМ. В ходе этого анализа представляется полезным использование следующих критериев:

- a) за счет автоматизации будет выполнена большая часть полезной работы, нежели это может быть сделано силами штата центра без автоматизации. ЭВМ может выполнять большую часть расчетов, математических вычислений и логических операций за очень короткое время. Тем не менее важность этих вычислений для деятельности центра и эффективного использования штата центра (математиков, метеорологов и т.п.) должна быть оценена предварительно, до принятия решения об автоматизации;
- b) за счет автоматизации будет получена лучшая метеорологическая продукция, например более четкие изображения (для аналоговой факсимильной передачи), более точная продукция (за счет использования моделей численных прогнозов погоды) или автоматизированная продукция, которая в меньшей степени подвержена типовым ошибкам в форматах и содержании.

3.1.5 *Компьютер и человек*

Автоматизация часто рассматривается как средство замены человека в деятельности метеорологического центра. Однако опыт показывает, что машина и человек вместе могут достигнуть в работе гораздо большего как по количеству, так и по качеству, нежели один без другого. Невозможно предложить общие правила по оптимальному сочетанию работы человека и компьютера. Ресурсы (финансовые и людские) и требования, вытекающие из задач, различаются в широких пределах от центра к центру. В целом, однако, повседневная работа, выполняемая техническим персоналом, такая, как обеспечение связи и декодирование данных и картирование, может быть более эффективно выполнена ЭВМ. Время технического персонала может быть лучше использовано для работы с компьютером и составления программ. Значительная часть рутинной работы, прежде выполняемой метеорологами, также может быть проделана компьютером. К числу таких операций относится многоуровневый анализ давления, температуры, ветра и влажности. Количественная интерпретация фотографий со спутников для анализов уровня моря, когда вовлекаются субсиноптические системы, представляется слишком детальной, сложной и субъективной, чтобы ее можно было эффективно выполнить на ЭВМ. Также и интерпретация прогностических карт давления, температуры, ветра и влажности, полученных по моделям численного прогноза погоды, может быть проведена более эффективно опытным подготовленным метеорологом. По мере совершенствования ЭВМ и численных методов прогноза погоды может быть автоматизировано все большее число функций метеорологических центров. Критерии, приведенные в пункте 3.1.4, будут необходимо определить заново.

С введением персональных компьютеров значительно возросли возможности автоматизации рутинных операций, особенно в области обработки данных и визуального отображения продукции. Этот аспект взаимодействия человека и компьютера подробно рассматривается в разделе 4.3.3.

3.1.6 *Основные функции автоматизированной системы анализа и прогноза погоды*

- a) *Функция сбора данных* с распознаванием метеорологических сводок и архивацией;
- b) *функция обработки данных*, в которой обеспечивается декодирование каждого метеорологического сообщения, обнаружение ошибок, контроль качества, подготовка форматов данных для анализа и подготовка базы данных;
- c) *функция четырехмерной ассимиляции данных и объективного анализа*, которая включает:
 - i) подготовку прогностических фоновых полей посредством периодической или непрерывной ассимиляции данных;
 - ii) многоуровневая подгонка различных типов наблюдений (приземных и аэрологических данных, полученных традиционными и нетрадиционными методами), для корректировки прогностического фонового поля и получения спектрального анализа или анализа полей в узлах сетки в стандартной системе координат;

- d) *инициализация прогностической модели* в целях подавления высокочастотных инерционно-гравитационных колебаний, возникающих в результате несбалансированности начальных полей;
- e) *интегрирование прогностической модели*, которая может быть основана на отфильтрованных примитивных гидростатических уравнениях или на негидростатических уравнениях, описывающих неупругие и полностью сжимаемые элементы с использованием крупной или мелкой сетки, либо спектрального представления;
- f) *получение* посредством использования статистико-динамических методов специфических параметров погоды, а именно, температуры, облачности и видимости, осадков и т.д.;
- g) *заключительная обработка*, которая включает:
 - i) форматирование цифровых метеорологических сообщений, например данных наблюдений, прогнозов ветра и температуры для авиации, форматирование метеорологических данных в коды GRID/GRAF или GRIB и преобразование из цифровой в аналоговую форму;
 - ii) форматирование компьютерной графической информации для представления на устройствах графического вывода или для цифровой и факсимильной передачи.

Функции и оборудование автоматизированного центра показаны на рисунке 3.2.



Рисунок 3.2 — Функции и оборудование автоматизированных ММЦ, РСМЦ или НМЦ. (*Все функции могут быть осуществлены одной большой ЭВМ, а также существует несколько сочетаний функций и ЭВМ)

3.1.7 Оборудование, необходимое для выполнения основных функций в автоматизированном метеорологическом центре анализа и прогноза

Конкретная мощность ЭВМ в центре зависит от местных потребностей в обработке и связи. Общие требования к оборудованию сводятся к следующему:

- a) специализированное оборудование между линиями связи и ЭВМ для преобразования электрических сигналов в цифровые компьютерные форматы;
- b) ЭВМ связи для управления функциями сбора и декодирования данных;
- c) для выполнения функций анализа и прогноза в приемлемом интервале времени обычно необходима еще одна ЭВМ. Быстродействие ЭВМ, используемых в настоящее время в метеорологических центрах, находится в пределах от 10 до 1 000 Мфлопс (миллионов операций с плавающей запятой в секунду);
- d) специальное оборудование для преобразования цифровых данных ЭВМ к виду, пригодному для использования метеорологами и другими потребителями, например, автоматизированное рабочее место, портативное печатное устройство, электромеханические или электростатические графопостроители и т.п. (рисунок 3.2).

Подробное описание приведено в *Руководстве по автоматизации центров обработки данных* (ВМО-№ 636).

3.2 Организация и процедуры сбора данных

3.2.1 Назначение системы сбора данных

Основным назначением системы сбора данных является обеспечение центра данными для оперативной системы анализа и прогноза. Эта система будет включать подготовку:

- a) глобальных или полусферных анализов и прогнозов в ММЦ и некоторых РСМЦ;
- b) анализов и прогнозов по конкретным районам в РСМЦ; и
- c) анализов и прогнозов для локального или национального использования в НМЦ.

Система сбора данных также обеспечивает деятельность центров по исследованиям в их области (например, испытание новых оперативных моделей или улучшение моделей, уже находящихся в использовании). Наиболее часто эти данные будут близки к данным, требуемым для ежедневной деятельности. Однако может возникнуть необходимость в специальной архивации данных, предназначенных для исследовательских целей.

Система сбора данных также поддерживает систему организации хранения и поиска данных для собственных нужд центра или нужд членов ВМО, для различного рода исследований (например, климатологических, гидрологических, сельскохозяйственных, морских).

3.2.2 Основные типы систем сбора данных

- a) *Автоматизированные системы*, в которые ЭВМ связи собирает все метеорологические сообщения с ГСТ и с локальных и национальных линий связи (рисунок 3.2);
- b) *Неавтоматизированные системы*, в которых метеорологические сообщения с линий связи выводятся с помощью электромеханического оборудования и отбираются вручную для дальнейшей обработки.

Часто используется сочетание автоматизированной и неавтоматизированной систем, в частности в небольших центрах. Неавтоматизированная система может быть использована в целях частичного дублирования автоматизированной системы в случае выхода из строя компьютера или его неправильной работы.

3.2.3 Сфера охвата и функционирование системы сбора данных

В пределах одного центра функционирование системы сбора данных, выбор области сбора данных и времени отсечения данных должны рассматриваться совместно.

Объем и время получения метеорологических данных, необходимых для численных моделей, также могут оказать влияние на функционирование системы сбора данных. Например:

- a) модель по ограниченной территории в целом требует большей плотности метеорологических наблюдений в этом районе, чем глобальная модель;
- b) некоторые модели могут начинать функционировать с момента получения первых сообщений TEMP, тогда как функционирование других моделей должно начинаться с получением полного комплекта сводок TEMP по соответствующей территории. Таким образом, сбор данных представляет собой непрерывный процесс с одним или более временем отсечения, с которого начинается цикл анализа и прогноза. Обычно временем отсечения может быть следующее:
 - i) раннее время отсечения (например, время наблюдения плюс два часа) для модели, интегрируемой по ограниченной территории. Это время отсечения может обеспечить данные для выполнения основного прогноза в реальном времени в РСМЦ/НМЦ;
 - ii) позднее время отсечения (например, время наблюдений плюс четыре-пять часов) для региональной модели, интегрируемой по значительной части полушария и для глобальной модели, интегрируемой по земному шару. Это время отсечения может обеспечивать основную оперативную модель в РСМЦ или предварительный оперативный расчет в ММЦ или крупном РСМЦ;
 - iii) отсроченное время отсечения (например, время наблюдения плюс 10–12 часов) для многоуровневых полушарных или глобальных анализов и прогнозов, которое обеспечит прогностическое фоновое поле для следующего цикла анализа-прогноза. Данные, поступившие к этому моменту времени, полезны для ММЦ, в котором значительная часть наблюдений из определенных районов недоступна в момент основного оперативного расчета. Эта операция может также включать шестичасовой цикл уточнения по четырехмерной схеме ассимиляции данных.

3.3 Автоматизированное опознавание данных, процедуры декодирования и коррекции (испытательная обработка)

Автоматизированные процедуры на этом этапе выполняют ряд отдельных функций.

3.3.1 Опознавание метеорологических сообщений

Все метеорологические данные поступают в ЭВМ непосредственно с линий связи или вводятся в нее посредством магнитной ленты или перфокарты, подготовленной на этапе сбора данных. Локальные данные, а также данные специального назначения могут вводиться посредством клавиатуры. Поток данных проверяется и разделяется на сообщения в соответствии со стандартным форматом сообщений. Проверка сокращенных заголовков или номеров по каталогу позволит выявить и разделить общий поток на несколько общих категорий данных для декодирования. Допустимы небольшие ошибки и отклонения от стандартного формата (например, ошибочные пробелы между элементами), но лишь жесткое соблюдение форматов является гарантией правильного опознавания. Как правило, отклонение от стандартного формата вызывает отбраковку сообщения или, возможно, вывод сообщения для ручной обработки. Такие сообщения обычно направляются на телетайп или электронный дисплей, где может быть сделана коррекция. Исправленные сообщения затем возвращаются в ЭВМ.

3.3.2 Декодирование метеорологических бюллетеней

На основе общей категории данных, выделенной на этапе опознавания, обычно может вызываться соответствующая программа декодирования. Однако в некоторых случаях необходимо обращаться к тексту бюллетеня. Программа декодирования выполняет две важные функции: определение координат, откуда поступило сообщение, и приведение сообщения к формату базы

данных. Первая функция выполняется путем обращения к каталогу, связывающему индексы станций с географическими координатами. Сообщения с неверными индексами станций, неверно указанным географическим положением, противоречивыми или ошибочными данными, возникающими вследствие ошибок кодирования или передачи, помечаются и бракуются или направляются на коррекцию для внесения исправлений и возможного повторного ввода в систему.

3.3.3 *Контроль качества при декодировании данных и процедуры дальнейшей проверки*

До передачи по ГСТ на станции наблюдения и в ответственном центре должны быть выполнены определенные важные фазы контроля качества. Цель этого контроля и проверки — обеспечение наиболее высокого стандарта метеорологических данных до того, как они будут направлены потребителю. Минимальные стандарты оперативного контроля качества даны в добавлении II-1, том I, к *Наставлению по ГСЦД*. Методы и правила, которые должны применяться в ответственных центрах, приведены раздельно для приземных и высотных наблюдений и могут включать:

- a) приземные наблюдения:
 - i) временную согласованность с предыдущими наблюдениями;
 - ii) внутреннюю согласованность;
 - iii) контроль по климатическим пределам;
 - iv) контроль по физическим или абсолютным пределам для количественных параметров;
 - v) соответствие стандартам кодов ВМО (т.е. идентификационный, кодовый и форматный контроль);
- b) высотные наблюдения:
 - i) согласованность по вертикали;
 - ii) согласованность по времени;
 - iii) контроль по статистическим пределам для количественных параметров;
 - iv) контроль физической согласованности между связанными параметрами;
 - v) контроль по абсолютным пределам (например, направление ветра в пределах 0–360);
 - vi) соответствие стандартам кодов ВМО (т.е. идентификационный, кодовый и форматный контроль).

Необходимо предпринять усилия для исправления всех ошибок и подтверждения правильности сомнительных данных, обнаруженных при использовании вышеприведенных методов, в исходных документах и в сообщениях, подлежащих передаче, если это не приводит к ее задержке. Если эти действия не могут быть проведены без задержки передачи, то данные должны быть переданы, а корректировочные действия предприняты на следующей стадии контроля качества. Процедуры контроля качества и коррекции данных до их использования в системе обработки данных изложены подробно в главе 6.

3.3.4 *Сортировка и форматирование декодированной информации*

Конечной продукцией программы первичной обработки данных является набор скорректированных данных наблюдений за определенный синоптический срок или за несколько часов (например, от трех до шести) до и после синоптического срока, при использовании четырехмерных методов усвоения данных. В ЭВМ эти данные будут затем отсортированы и оформлены в группы в соответствии с целями и масштабом анализов, для которых их предпочитают использовать. Процесс сортировки может предусматривать исключение повторных сообщений, а также объединение частей A и C отдельно переданных данных высотных наблюдений.

Размер формируемых наборов данных будет зависеть от области сбора сводок, их качества и времени отсечения.

В оперативной работе наборы формируемых данных используются для объективного анализа и составления бюллетеней обработанных данных. Наборы данных хранятся в массовой памяти ЭВМ в течение определенного времени.

3.4 Методы численного анализа погоды

3.4.1 *Назначение*

Главным назначением автоматизированного объективного анализа погоды является преобразование метеорологических параметров из нерегулярных сетей наблюдений в регулярные сети для использования в схемах численного анализа и прогноза. Эти метеорологические величины, имеющиеся в узлах регулярной сетки и в функциональной или спектральной форме после завершения объективного анализа, могут быть использованы либо как входные данные в моделях численного прогноза, либо представлены в качестве синоптических карт различных метеорологических параметров.

По мере систематического использования информации в схемах автоматизированного анализа можно будет включить в эту систему процедуры контроля качества и метеорологической согласованности. Эти процедуры включают сочетание автоматической и ручной корректировки данных наблюдений по мере их поступления. Большинство систем включает также возможности ввода псевдоданных в базу данных, чтобы решать проблему их нехватки в некоторых регионах, особенно в тропических океанических районах.

В случае применения наборов данных для инициализации численных моделей, в стандартные процедуры анализа включается завершающая стадия. Дисбаланс полей массы и количества движения вызывает ложные инерционно-гравитационные колебания в прогностических моделях. Поэтому величина начального дисбаланса должна быть либо устранена, либо снижена до начала численного прогноза.

Этап инициализации должен также включать способ преодоления несовместимости между численной моделью и схемой анализа. Сложная модель с использованием примитивных уравнений развивает свои внутренние согласующиеся структуры, масштаб движения которых может быть меньше разрешения сетки наблюдений.

И, наконец, схема анализа и процедура инициализации могут быть включены в качестве части в четырехмерную схему усвоения данных для обработки асинхронических данных. Подробное обсуждение объективного анализа приведено в работах Тибо и Падера (1987 г.) и Дейли (1991 г.).

3.4.2 Общая структура схемы численного анализа

Большая часть схем оперативного анализа требует поля первого приближения для каждого анализируемого параметра. Эти поля первого приближения в узлах регулярной сетки корректируются в ходе анализа путем интерполяции. Схема может быть двумерной с использованием данных, имеющихся на квазигоризонтальной поверхности, или трехмерной с использованием данных в трехмерной области влияния.

Оценки значений в узлах регулярной сетки поля первого приближения обычно получаются в результате численного прогноза на 6 или 12 часов. Значения геопотенциала получают непосредственно из численного прогноза для каждого узла на каждом отдельном уровне анализа. Поля температур могут быть получены по прогностическим значениям относительной высоты и вертикальных градиентов. Однако в некоторых моделях используется обратный метод, при котором температура является первоначальной переменной величиной, из которой определяется значение геопотенциала. Значения компонентов ветра и влаги обычно получаются непосредственно из численных прогнозов или могут быть получены из решения некоторых уравнений динамики и термодинамики.

После получения значений первого приближения вычисляется значение параметра первого приближения в каждой точке наблюдения. Для решения этой задачи выполняется простая билинейная или, в крайнем случае, биквадратная интерполяция. Затем вычисляется разность между значением первого приближения и наблюдаемой величиной:

$$f'_i = F_i - \bar{F}_i,$$

где f'_i — разность (или отклонение) для i -го наблюдения, F_i — наблюдаемая величина, а $\bar{F}_i$ — соответствующая величина поля первого приближения в той же точке (рисунок 3.3). На этом этапе процесса анализа можно провести контроль данных наблюдений с целью выявления грубых ошибок. Допустимое отклонение, которое меняется в зависимости от широты и сезона, задается для каждой переменной. Данные наблюдений бракуются в случае превышения допустимых отклонений. Допустимые отклонения задаются в очень широких пределах и выявляют лишь самые грубые ошибки, таким образом снижая риск отбраковки хороших данных.

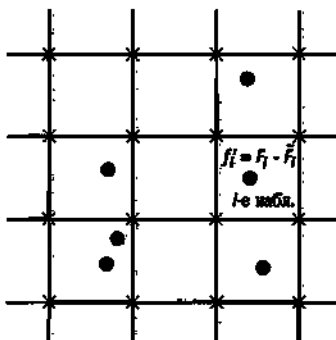


Рисунок 3.3 — Двумерная процедура получения разности (f'_i) между наблюдаемым значением и соответствующим значением поля первого приближения для станции (i). Расположением станций показаны как (o), а значения поля первого приближения (узлов регулярной сетки) показаны как (x)

Список всех забракованных данных может быть выдан вместе с причинами браковки. В случае браковки данных аналитик, осуществляющий контроль, может использовать существующую информацию для коррекции значений, заменить наблюдения новыми данными или же ввести псевдозначения, произведенные опытным аналитиком.

После того как данные наблюдений прошли стадии контроля качества, значения поля первого приближения корректируются схемой объективного численного анализа. В процессе коррекции обычно используются предварительно рассчитанные веса отклонений. Методы вычисления и использования весов различны в различных схемах анализа. Обычно процесс коррекции направлен на минимизацию ошибок анализа или подгонку значений анализируемого поля к данным наблюдений в тех точках, где они имеются.

3.4.3 Метод оптимальной интерполяции

Метод оптимальной интерполяции, предложенный Элиассеном (1954 г.) и позднее Гандьям (1963 г., 1969 г.), подразумевает минимизацию (в статистическом смысле) среднеквадратической ошибки полей анализа. Анализируемое значение $\hat{F}_g$ в каждой точке g регулярной сетки определяется посредством прибавления взвешенной линейной суммы отклонений f'_i к значению поля первого приближения $\bar{F}_g$:

$$\hat{F}_g = \bar{F}_g + \sum_{i=1}^n a_i f'_i,$$

где a_i есть вес отклонения i -го наблюдения, а n — количество наблюдений, позволивших влиять на анализ в узле регулярной сетки g (рисунок 3.4).

Среднеквадратическая ошибка анализа $\overline{E^2}$ в каждом узле регулярной сетки рассчитывается по формуле:

$$\overline{E^2} = \overline{(F_g - \hat{F}_g)^2} = \overline{F_g^2 - 2F_g \bar{F}_g + \sum_{i=1}^n a_i^2 f_i'^2},$$

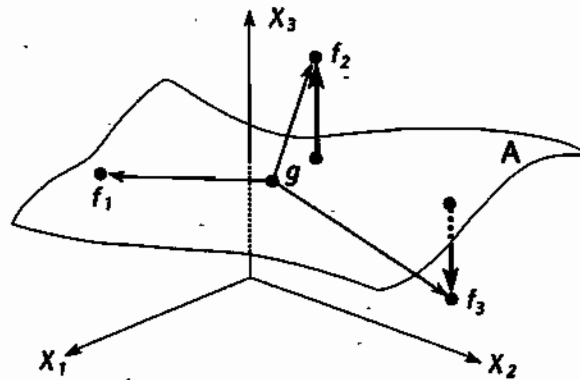


Рисунок 3.4 — Трехмерная интерполяция в узел регулярной сетки g в схеме оптимальной интерполяции. f_1, f_2 и f_3 — наблюдаемые данные (на уровне поверхности анализа A , выше и ниже нее), связанные с g векторами возмущения

где F_g есть истинная величина анализируемого параметра. Схема статистической оптимальной интерполяции требует, чтобы веса для каждого узла регулярной сетки были выбраны таким образом, чтобы значение E^2 было минимальным. Для выполнения этого требования выражение для E^2 дифференцируется частично относительно каждого значения a_i и приравнивается к нулю, что дает следующую систему уравнений с числом уравнений n :

$$\sum_{j=1}^n \overline{f_i f_j} a_j' = \overline{f_i f_g}; \quad i = 1, 2, \dots, n.$$

Эта система линейных уравнений может быть решена относительно весов a_i' , если могут быть определены ковариационные функции $\overline{f_i f_g}$ и $\overline{f_i f_j}$. Эти значения коварианты только при равенстве нулю $\overline{f_i}$.

Для вычислительного процесса удобным представляется выразить эту систему уравнений в следующей нормализованной форме:

$$\sum_{j=1}^n \mu_{ij} a_j' = \mu_{ig}; \quad i = 1, 2, \dots, n;$$

где: $\mu_{ij} = \overline{f_i f_j} / (\overline{f_i^2} \overline{f_j^2})^{1/2},$

$$a_j' = \overline{f_i^2} / (\overline{f_g^2}) a_j.$$

Здесь коэффициент μ_{ij} представляет коэффициент корреляции отклонения в i -й и j -й точках наблюдения. Коэффициент μ_{ij} есть коэффициент корреляции истинного отклонения в узле регулярной сетки (вычисляется) и отклонения в i -й точке наблюдения. Эта корреляционная функция есть функция только взаимного расположения и зависит от статистических характеристик поля первого приближения $\tilde{F}_g$, аналогичных характеристикам фактического поля F . В оперативных схемах оптимальной интерполяции делается много упрощенных допущений относительно зависимости μ , и корреляционная функция представляется аналитической функцией расстояния между двумя рассматриваемыми точками. Это допущение предполагает, что анализируемое поле статистически однородно и изотропно, что, к сожалению, не всегда имеет место в отношении многих метеорологических параметров. В некоторые мезомасштабные анализы метеорологических элементов у поверхности включается фактор анизотропии, связанный с распределением суши и воды (Andersson, et al., 1986).

В схемах оптимальной интерполяции, которые используют наблюдения на уровнях, отличных от квазигоризонтального уровня анализа, требуется трехмерная корреляционная функция. Трехмерные корреляционные функции получаются приближенно из двумерных функций горизонтальных расстояний и одномерной функции разности высот двух точек. В случае, когда ошибка наблюдений e_i включена в выражение для каждого отклонения:

$$f_i = F_i - \tilde{F}_i + e_i$$

линейная система уравнений оптимальной интерполяции имеет вид:

$$\sum_{j=1}^n (\mu_{ij} + \tau_{ij}\sigma_j + \rho_{ij}\sigma_i\sigma_j) a_j' = \mu_{ig} + \tau_{ig}\sigma_i; \quad i = 1, 2, \dots, n;$$

где: $\tau_{ij} = \overline{f_i e_j} / (\overline{f_i^2} \overline{e_j^2})^{1/2},$

$$\rho_{ij} = \overline{e_i e_j} / (\overline{e_i^2} \overline{e_j^2})^{1/2},$$

$$\sigma_i = (\overline{e_i^2} / \overline{f_i^2})^{1/2}.$$

Как и ранее, веса a_i' могут быть установлены при условии, что будут определены величина корреляции и пределы ошибок наблюдений.

Коэффициент τ_{ij} представляет корреляцию между истинным отклонением в данной точке и ошибкой наблюдения в другой. Эта корреляция будет отлична от нуля для системы наблюдений, которая использует то же поле первого приближения, что и схема анализа. Коэффициент корреляции τ трудно оценить, и в настоящее время не делается попытки определить его структуру. Во всех схемах оперативного анализа используется величина τ_{ij} , равная нулю.

Коэффициент корреляции ρ_{ij} отличен от нуля в случае согласованных ошибок в различных пунктах наблюдения. Холлетт (1975 г.) показал, что ошибки радиозондовых и радиоветровых измерений геопотенциала, температуры и ветра до некоторой степени коррелируются по вертикали. Ошибки спутниковых измерений температуры, полученных с одного витка на орбите, коррелируются по горизонтали (Bergmann and Bornner, 1976; Schlatter and Branstator, 1979).

Нормализованная среднеквадратическая ошибка наблюдений ϵ_i для каждого типа наблюдения входит в уравнении определения весовых коэффициентов. Ошибка наблюдения обычно является известной величиной и предоставляется изготовителем системы наблюдений. Она может быть также определена путем сравнения с другими наблюдениями, уровень ошибок которых либо известен, либо принят за очень малый.

Оптимальная интерполяция в том виде, как она описана здесь, может быть применена к любому скалярному полю, когда для него известны корреляционные функции и функции ошибок. Однако геопотенциал является единственным метеорологическим параметром, который приблизительно отвечает требованию об однородности и изотропности. По этой причине для анализа полей ветра и температуры используется вариант оптимальной интерполяции, называемый многовариантным анализом (Банди, 1963 г.).

Статистическая оптимизация выполняется в том же виде, как и при одновариантной оптимизации, за исключением того, что выражения ошибки анализа для каждого параметра минимизируются одновременно. Для определения весов необходимо определить все возможные авто- и взаимных корреляционных функций между анализируемыми переменными.

Анализ поля ветра представляет особую проблему. Вычисление ковариаций поля ветра представляется затруднительным, поскольку поле ветра неизотропно. Обычно используется геострофическое допущение, чтобы связать корреляции ветра с корреляциями высоты. Например, функция корреляции $u'u'$ имеет вид:

$$\overline{u_i' u_j'} = -\frac{g}{f_i} \frac{\partial}{\partial y_i} (\overline{z_i' z_j'}),$$

где использованы геострофические связи. Все прочие корреляции, включающие переменные ветра и высоты, такие, как $\overline{u'v'}$, $\overline{u'v'}$, $\overline{v'z'}$, могут быть детализированы в выражениях корреляционной функции геопотенциала через геострофические соотношения.

Кроме того, корреляционная функция температуры может быть определена из корреляционной функции геопотенциала с помощью гидростатического уравнения:

$$\overline{T'} = -\frac{g}{R} \frac{\partial \overline{z'}}{\partial \ln p},$$

в котором в качестве величин со штрихом использованы отклонения от поля первого приближения.

Возможен полный трехмерный многовариантный анализ поля массы и количества движения при условии, что могут быть определены корреляционные функции геопотенциала, ковариационные функции ошибок и ошибки наблюдения. Однако ресурсы ЭВМ обычно определяют оперативные функции. В работе Лоренца (1981 г.) приводится подробное изложение метода трехмерной многовариантной статистической интерполяции.

3.4.3.1 ТРЕХМЕРНЫЙ ВАРИАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

В схеме линейной оптимальной интерполяции невозможно должным образом использовать наблюдаемую величину, которая нелинейно связана с переменными прогностической модели (например, спутниковые данные по излучению с температурой воздуха). Использование схемы вариационного анализа является средством преодоления нелинейности.

Трехмерный вариационный анализ является обобщением оптимальной интерполяции. Анализируемые поля выбирают таким образом, чтобы минимизировать функцию, которая является мерой отклонения от поля первого приближения и наблюдений, вместе с другими ограничениями. Эта функция, называемая иногда функцией стоимости, состоит из ряда членов, вызывающих такие ограничения, и может быть записана следующим образом:

$$J = J(g) + J(o) + J(c) + \dots,$$

где $J(g)$ является квадратичным показателем разности между анализом и полем первого приближения и включает ковариационную матрицу ошибок первого приближения; $J(o)$ — разность между анализом и наблюдениями и включает ковариацию ошибок наблюдений; $J(c)$ — некий показатель интенсивности действия гравитационной волны и включается для минимизации шума в прогнозе. Вариационный метод в его простейшей форме сводится к оптимальной интерполяции. Этот метод, однако, обладает большой возможностью усваивать нетрадиционные типы данных.

3.4.4 Спектральная статистическая интерполяция

Система спектральной статистической интерполяции (ССИ) стала недавно применяться оперативно в ММЦ Вашингтона (Parrish and Derber, 1991). ССИ имеет некоторое сходство со спектральным анализом, но отличается от него использованием фонового поля (поля первого приближения) и статистических предположений оптимальной интерполяции (ОИ).

ССИ минимизирует ту же объективную функцию, как и обычная ОИ. Эта функция включает прибавляемые к анализу величины, ковариационную функцию ошибки прогноза, ковариационную функцию ошибки наблюдений и оператор линейного преобразования, который преобразует переменные анализа в тип и местоположение наблюдения.

В сравнении с анализом ОИ выявляются два главных различия в том, каким образом ССИ аппроксимирует минимум требуемой объективной функции. Во-первых, ошибка прогноза рассчитывается в виде модельных (или спектральных) переменных

величин. При определении переменных величин анализа сбалансированные компоненты полей массы и количества движения объединяются в одну переменную величину. Это позволяет в неявном виде ввести баланс между полями массы и количества движения.

Второе основное различие между ССИ и ОИ заключается в том, что в первой системе сразу используются все наблюдения, чтобы провести анализ в глобальном масштабе. Поскольку переменные анализа при использовании ССИ определяются спектрально, анализ должен решаться в виде одной задачи, а не аппроксимироваться локально, как это делается при использовании ОИ.

Проведение анализа в глобальном масштабе имеет то преимущество, что оно не вызывает разрывности в решении, возникающей в результате выбора данных, и устраняет необходимость трудоемкой процедуры сортировки и выбора данных.

Благодаря спектральному представлению и линейному ограничению баланса между полями массы и количества движения, результат ССИ весьма отличается от результата, который может быть получен по анализу ОИ, в котором наблюдение массы на экваторе не дает коррекции ветра. По той же причине поля, полученные с помощью ССИ, не нуждаются в инерциализации.

3.4.5 Методы анализа, основанные на последовательных коррекциях

Метод, предложенный Бергтросном и Дэвом (1955 г.) и затем модифицированный Крессманом (1960 г.), является гибким и экономичным в отношении ресурсов ЭВМ. Этот так называемый метод последовательных коррекций сходен с методом оптимальной интерполяции в том, что наблюдениям придаются веса в пределах области влияния узла регулярной сетки. Однако весовые значения являются заданными, а не рассчитанными. Для достижения коррекции поля первого приближения $\bar{F}_x$ используется следующее выражение:

$$\hat{F}_x = \bar{F}_x + \frac{\sum_{i=1}^n a_i f_i}{\sum_{i=1}^n a_i},$$

где a_i являются весами и обычно представлены в форме:

$$\alpha e^{-\beta r^2}, \quad \frac{\alpha}{\beta + \gamma r^4} \quad \text{или} \quad \frac{\alpha^2 - r^2}{\alpha^2 + r^2},$$

где r — расстояние между точкой наблюдения и узлом регулярной сетки, а постоянные α , β и γ определяются эмпирически.

На практике выполняется несколько итераций, и результат каждой предыдущей итерации используется в качестве поля первого приближения для последующей. Весовые функции выбираются в каждой итерации таким образом, что станции на значительном удалении от узла регулярной сетки оказывают меньшее влияние, и может быть установлен строгий критерий контроля для каждой итерации. Этот метод позволяет анализировать мелкомасштабные явления в процессе завершающих итераций.

Некоторые усовершенствования в методах заключаются в использовании неанізотропных весовых функций (Marks and Jones, 1977). Метеорологические величины имеют тенденцию к большей корреляции по линии направления ветра. Следовательно, градиенты поля ветра можно использовать для вычисления весовых функций, располагая их таким образом, что меньшая ось будет располагаться в направлении градиента.

Аналогичный подход использован Аткис (1974 г.) в объективном анализе относительной влажности для модели с мелкой сеткой. В этом случае градиент поля первого приближения, полученный из 12-часового прогноза, используется для определения весовых функций таким образом, что протяженные явления, такие, как фронты в поле первого приближения, сохраняются в анализе.

Метод последовательных коррекций является гибким и экономичным и дает отличные результаты в регионах с высокой плотностью данных наблюдений. Однако точность вычислений становится низкой в регионах с недостаточной плотностью или нерегулярным расположением станций наблюдений. К тому же невозможен учет структуры ошибки наблюдений, как это делается в схемах оптимальной интерполяции.

Недостатки большей части методов численного анализа погоды сводятся к их большим ошибкам для регионов с редкой сетью станций, таких, например, как Сахара и Южный океан. Разработанный в последнее время метод может быть использован вместе с любым методом анализа для улучшения результата в этих областях. Основная идея этого метода состоит в том, что сначала проводится коррекция поля первого приближения в тех узлах регулярной сетки, которые окружены необходимыми данными наблюдений, а затем коррекция значений поля первого приближения в тех узлах регулярной сетки, которые размещены в регионах с разреженной сетью наблюдений. Скорректированные значения в узлах регулярной сетки могут быть затем использованы как новые станции для других узлов сетки. Весовое значение этих новых станций должно быть немного меньше, чем весовое значение, придаваемое узлам сетки с данными реальных станций. Коррекция данных в узлах регулярной сетки выполняется в соответствии со следующими приоритетами:

- а) расстояние и число станций вблизи узла регулярной сетки;
- б) количество предварительно интерполированных близлежащих узлов регулярной сетки;
- в) близость к центру области, подвергаемой анализу.

Этот метод дает возможность использовать предварительно интерполированные узлы регулярной сетки в соответствии с вышеупомянутой системой приоритетов в качестве станций для интерполяции последующих точек сетки (Гинди, 1969 г.). С помощью этого метода достигнуты обнадеживающие результаты анализа на территории Сахары.

3.4.6 Методы анализа, основанные на функциональном представлении

Первая схема численного анализа погоды была основана на представлении метеорологических полей многочленами второго порядка (Pappofsky, 1949). С тех пор было предложено много функциональных представлений для полей анализа. Однако в оперативных целях использовались только представления в виде спектральных функций Хью (Flattery, 1971) и в виде эмпирических ортогональных многочленов (Dixon, 1969).

Все схемы, использующие функциональное представление, сводят к минимуму ошибку анализа путем вычисления коэффициента разложения по формуле:

$$\overline{E^2} = \left[F - \sum_{x,y,z} \alpha_{xyz} \phi_{xyz} \right]^2,$$

где E — среднеквадратичная ошибка анализа, F — анализируемое поле и ϕ представляет функцию пространственных координат x, y, z , которая используется для представления данных.

Процедура, используемая для определения коэффициента разложения, зависит от сущности функций, выбранных для представления. Чтобы найти совокупность α_{xyz} , обычно используется метод наименьших квадратов с минимизацией величины E . Решать матрицу коэффициентов можно непосредственно или с использованием итерационного метода. В случае решения итерационным методом требуется совокупность коэффициентов первого приближения. Эти коэффициенты определяются путем разложения исходного поля первого приближения в функциональную форму, которая выбрана для анализа.

Хотя программы анализа, основанные на функциональном представлении, экономичны в смысле ресурсов ЭВМ и дают хорошие результаты в регионах с разреженными данными, все же программы этого типа не обладают гибкостью других методов объективного анализа. Трудно ввести учет структуры и величины ошибки наблюдения. К тому же мелкомасштабные явления, необходимые для начальной инициализации численной модели, плохо представлены при использовании этого способа.

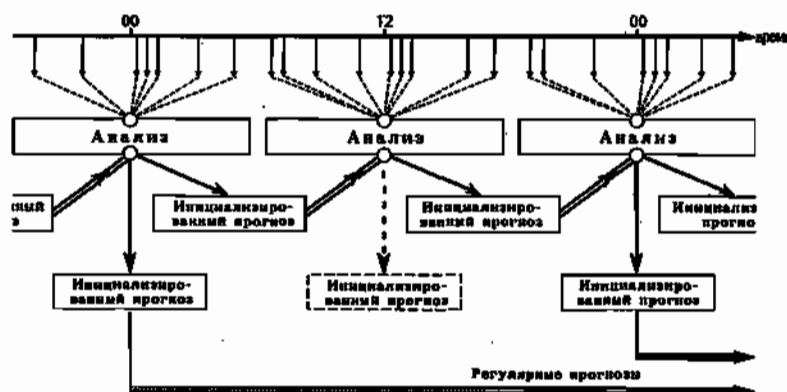
3.4.7 Обработка асимптотических данных (методы четырехмерной ассимиляции данных)

База данных, имеющаяся в настоящее время в метеорологических центрах, содержит данные со многих различных типов наблюдательных станций, в том числе многочисленные асимптотические данные со спутников. Для анализа этого огромного количества данных большинство крупных метеорологических центров применяет технику четырехмерной ассимиляции данных.

С использованием четырехмерной ассимиляции имеется возможность ввода в численную модель данных наблюдений, когда бы они ни были получены в центре. Модели, основанные на решении примитивных уравнений, интерпретируют новую информацию в виде локального неравновесия и реагируют путем образования гравитационных колебаний. Таким образом, большинство оперативных систем ассимилирует данные наблюдений с использованием трехэтапного процесса: анализ, инициализация и прогноз, повторяя его через каждые шесть или двенадцать часов. Асимптотические данные экстраполируются на время ближайшего анализа, и им приписываются соответствующие значения ошибки в зависимости от времени и качества наблюдения. В некоторых центрах ГСОД используется метод непрерывной ассимиляции данных.

Успех ассимиляции зависит от ввода в модель точной и согласующейся информации. Например, установлено, что зондирования со спутников имеют ошибки, которые коррелируются как в пространстве, так и во времени, и таким образом информация о градиенте может быть более надежной, чем абсолютные значения. В этой связи был разработан вариационный метод, позволяющий усваивать в модели ЧПП информацию о градиенте температуры и влажности (Cram and Kaplan, 1985). Обсуждение прямого использования спутниковых измерений энергетической яркости в численных прогнозах погоды приведено в работах Эйри и Лоренца (1989 г.). В настоящее время разрабатываются подходы к ассимиляции информации, поступающей из таких перспективных источников данных, как профилометры ветра. Следует также отметить, что мезомасштабные модели ЧПП ассимилируют большее количество данных, получаемых посредством традиционных наблюдений (данных по облачности, осадкам, видимости, высоте снежного покрова, состоянию поверхности), (Wright and Golding, 1990).

Четырехмерный анализ широко использовался в рамках традиционной синоптической системы наблюдений. Службы погоды в течение долгого времени основывали анализ не только на синоптических данных на срок анализа, но и на прогнозных полях за предыдущий срок наблюдения, действительных на срок анализа. Соответственно анализ зависит от предыдущих и текущих данных, а дополнительная информация улучшает качество анализа. Схематический пример четырехмерной дискретной ассимиляции приведен на рисунке 3.5.



В последнее время активным образом изучаются методы, позволяющие в явном виде включить изменения во времени переменных анализа (Courtier and Talagrand, 1987, 1990; Pailleux, 1989). Рассматривается ряд различных формулировок четырехмерной ассимиляции. Эволюция переменных в модели может быть изменена или настроена таким образом, чтобы они приближались к наблюдаемому значению в конкретное время (общая эволюция модели выбирается таким образом, чтобы минимизировать ее отклонение от набора наблюдений за период времени). Это можно выполнить с помощью четырехмерного вариационного анализа, используя метод сопряженного уравнения. В данном случае задача заключается в том, чтобы найти

траекторию или интегральную кривую модели, которая логично согласуется с наблюдениями, имеющимися в период усвоения (T_0 , T_1), а также вписывается в прогноз на период T_0 поля первого приближения. Траектория определяется вектором $X(0)$ исходных значений. Для решения этой задачи модель должна быть интегрирована вперед от T_0 , чтобы сравнить состояние модели $X(t)$ с наблюдениями. Затем сопряженная модель интегрируется назад к T_0 , чтобы найти градиент функции стоимости относительно X_0 .

Схемы четырехмерной ассимиляции являются довольно дорогостоящими с точки зрения ресурсов ЭВМ, так как они требуют нескольких итераций интегрирования вперед-назад и поскольку должна храниться полная интегральная кривая модели.

Вариационный анализ с использованием метода сопряженных уравнений представляет собой мощную схему, которая полностью допускает изменение метеорологических параметров как в пространстве, так и во времени, но при этом исключает предположение, что эволюция, рассчитанная моделью, является точной. То есть ошибка модели не учитывается в этом методе.

Предложен альтернативный метод четырехмерной ассимиляции, основанный на Калмановской фильтрации (ВМО, 1991 г.). В этом методе состояние атмосферы определяется вектором X . Эволюция X определяется векторным разностным уравнением, включающим матрицу переходов и остаточный член, учитывающий ошибку. Ошибка в прогнозе возникает из-за пропуска этого члена в уравнении. Наблюдения соотносятся с истинным состоянием посредством решения уравнения матрицы с дальнейшим остаточным членом. Процесс анализа состоит из преобразования прогноза посредством членов, пропорциональных разности между прогнозируемыми и наблюдаемыми значениями. Можно вывести рекурсивные уравнения для матрицы ковариационной ошибки модели и прогноза, логически допуская статистические предположения о несмещенном характере модели и ошибок наблюдений. Можно также получить выражение для увеличенной матрицы, используемой в этом анализе, что обеспечивает оптимальный расчет истинного состояния атмосферы на основе наблюдений. Важнейшим аспектом Калмановской фильтрации является то, что ковариационная ошибка прогноза рассчитывается способом, который согласован с динамикой модели. Однако этот метод является дорогостоящим с точки зрения вычислений.

Три компонента этой системы ассимиляции данных не являются независимыми друг от друга. Метеорологические параметры должны вводиться в численную модель с учетом координатных рамок модели, с заблаговременным знанием внутренней динамики модели. Важна при этом спецификация распределения ошибок прогноза, поскольку на стадии анализа используется численный прогноз модели для получения поля первого приближения. Следовательно, каждый компонент системы анализа-инициализации-прогноза должен быть спланирован с должным учетом структуры и численных методов, используемых другими компонентами системы.

3.4.8 Инициализация

Инициализация — это процесс согласования, подгонки данных до их ввода в модель, проводимый в целях сведения к минимуму уровня шума в прогнозе (высококачественного переходного режима).

С конца 1950-х годов с вводом моделей, основанных на полных уравнениях, было разработано много процедур инициализации. В основе преобладающего числа исследований лежала фильтрация высокочастотных гравитационных волн, вызванных начальным дисбалансом полей массы и количества движения. Бентсон (1975 г.) рассмотрел многие из этих методов, в которых использовались некоторые формы баланса между наблюдаемой массой и полем ветра.

Методы могут быть сгруппированы в две категории: статические методы, в которых диагностические ограничения применяются к исходным величинам; и динамические методы, в которых численная модель сама интегрируется вперед и назад относительно начального времени до тех пор, пока не будет достигнута требуемая степень баланса. Разработанный в 1970-х годах метод, называемый нелинейной инициализацией по нормальным модам, содержит элементы как статического, так и динамического методов. В зависимости от исключения неадиабатических процессов из схем инициализации или их включения, они будут классифицироваться как адиабатические и неадиабатические. В первом случае начальное состояние регулируется таким образом, чтобы сохранить сбалансированность полей массы и ветра, а во втором случае влияние неадиабатических атмосферных процессов исключено в процедуру определения внутренней согласованности.

3.4.8.1 Статическая инициализация

Ранние статические методы основывались на решении линейных или нелинейных уравнений баланса (Houghton and Washington, 1969; Benwell and Bretherton, 1968) с требованием определения поля ветра через поле массы на средних широтах. Однако такой метод не может дать дивергентную составляющую ветра, которая должна быть исключена для подавления начала инверсионно-гравитационных волн (Phillips, 1960).

Попытка обеспечить получение дивергентной составляющей ветра путем решения квазигеострофического омега-уравнения для глобальной схемы была предложена Хоутоном и др. (1971 г.). В этом эксперименте требуемый баланс между полем массы и количества движения не был достигнут без существенной модификации исходного анализируемого поля массы. Тем не менее эта программа была успешно использована в РСМЦ Брайкли (Benwell and Bretherton, 1968). В ММЦ Вашингтон инициализация модели Шумана и Ховермейля (1968 г.) проводилась с использованием полей анализа геопотенциала и бездивергентного ветра, в невязном виде сбалансированных в процессе анализа (Крессман, 1960 г., и затем Флаттери, 1971 г.), и дивергентной составляющей ветра от 12-часового прогноза по той же модели. Однако ни одна из этих программ не дала удовлетворительного во всех отношениях решения проблемы.

Другой метод статической инициализации, основанный на вариационном подходе, был предложен Сасаки (1970 г.), а также Стефенсом (1970 г.). В этом случае точность полей массы и ветра была предопределена, и было допущено, что оба поля взаимно настраиваются в пределах условий баланса. Филлипс (1977 г.) добавил гидростатическое уравнение в качестве другой связи, чтобы сформулировать вариационный метод для бароклинных систем.

3.4.8.2 Инициализация методом нормальных мод

Исключительно мощный и экономичный метод инициализации начал разрабатываться в 1970-х годах.

Волны в целом представляют собой квазилинейное явление. Давно известно, что один класс решений линеаризованных полных уравнений описывает внутренние гравитационные волны. Диккинсон и Вильямсон (1972 г.) использовали это

решение, чтобы определить схему инициализации, в которой делалась попытка отфильтровать высокочастотные волны из модели начального состояния. Ими получено сбалансированное поле посредством проекции начальных полей на нормальные моды и последующего приравнивания коэффициентов инерционно-гравитационных мод к нулю. Эта процедура совершенно устраняет нарастание высокочастотных гравитационных колебаний в линейной модели прогноза, поскольку в модели нет механизмов, порождающих подобные колебания, если поля массы и количества движения изначально сбалансированы. Этот метод получил название линейной инициализации по нормальным модам. Он не оказался весьма успешным, поскольку возникали нежелательные колебания при нелинейных взаимодействиях во время интегрирования.

Махенуэр (1977 г.) и Байер (1977 г.) первыми дали описание нелинейных уравнений баланса с точки зрения нормальных мод. Махенуэр рассматривал прогностические уравнения для амплитуд гравитационных мод и нашел, что с инициализацией или без инициализации адиабатическое нелинейное вынуждающее воздействие имеет сильный, медленно изменяющийся компонент. Соответственно это приводит к медленному реагированию, которое приблизительно удовлетворяет нелинейное уравнение баланса, выраженное в терминах амплитуды нормальной моды и вынуждающего воздействия. Далее он показал, каким образом решение этого нового состояния баланса может быть определено и применено к проблеме инициализации. Работая с баротропной спектральной моделью, он выполнил нелинейную инициализацию по нормальной моде (НИНМ), приравнивая к нулю временные тенденции коэффициентов начальной гравитационной моды, а не амплитуду самих коэффициентов. Байер использовал число Россби в полных уравнениях, схематически представленных в терминах нормальных мод, и в явном виде рассматривал наличие множественных временных масштабов. Он показал, что возможны асимптотически медленные решения и что эти решения характеризуются нелинейным состоянием равновесия, выраженным в терминах нормальных мод. Метод нелинейной нормальной моды дает дивергентный компонент ветра и устраняет колебания гравитационной волны.

Со времени первоначальной работы Махенуэра по инициализации появилось несколько вариантов спектральной модели и модели по точкам сетки. Бурке и Мак-Ретор (1983 г.) разработали схему НИНМ, которая учитывала в явном виде только вертикальные структуры мод, что дало в результате более простое применение НИНМ к моделям по ограниченной территории, для которых труднее определить горизонтальные структуры мод. Темпертон (1988 г.) представил строгое математическое доказательство эквивалентности метода Бурке и Мак-Ретора методу Махенуэра, применительно к той же модели. Он назвал такие схемы, в которых используются только вертикальные структуры, новыми схемами НИНМ (ННИНМ), в противоположность явным схемам, которые требуют определения полных трехмерных структур мод.

Со времени введения НИНМ разработаны многие другие методы инициализации. Хороший обзор приведен в работах Дейли (1981 г., 1991 г.), Махенуэра (1983 г.) и Эррико (1989 г.).

3.4.8.3 ДИНАМИЧЕСКАЯ ИНИЦИАЛИЗАЦИЯ

Ни одна из статических техник инициализации не достигла полного устранения ложных колебаний в нелинейных моделях. Тем не менее все методы до некоторой степени снижают амплитуду нежелательных явлений. Для более полного решения исследователи разработали несколько методов динамической инициализации, в которых для инициализации используются некоторые формы численных моделей.

В одном типе динамической инициализации численная модель интегрируется в области времени инициализации вперед и назад (Nitta and Horevitz, 1969; Miyakoda and Mayer, 1968; Temperton, 1976) по схеме интегрирования с выборочным демпфированием высокочастотных колебаний. Допускается, что поля массы и количества движения могут быть взаимно сбалансированы в процессе интегрирования в области времени инициализации. Также возможно допустить настройку полей ветра и массы путем восстановления поля массы на каждом шаге времени. Другой метод инициализации основан на использовании взвешенного разложения в спектральной модели, где влияние может возобновляться в соответствии с теорией настройки — ветра относительно массы для длинных волн и наоборот — для коротких волн.

Темпертон (1976 г.) показал, что процедура интерполяции вперед-назад может устранить внешние высокочастотные гравитационные возмущения. Поскольку уменьшение амплитуды за счет процедуры интегрирования по времени зависит только от частоты, то становится в сущности невозможным отделить крупномасштабные инерционно-гравитационные волны от мелкомасштабных волн Россби. Тем более необратимые процессы не могут быть включены в процедуру интерполяции вперед-назад без использования эмпирических методов.

В дополнение к недостаткам, упомянутым выше, процедуры интегрирования вперед-назад слишком дороги в выполнении. Каждое повторение эквивалентно временному шагу модели, а для достижения удовлетворительного баланса требуется многократное повторение. По этим причинам процедуры интерполяции вперед-назад не использовались в оперативных системах прогноза погоды.

3.4.8.4 ДИАБАТИЧЕСКАЯ ИНИЦИАЛИЗАЦИЯ

Несмотря на постоянный прогресс, достигнутый в последние годы, моделям численного прогнозирования погоды по-прежнему свойственна замедленность в прогнозировании соответствующего количества осадков в течение первых нескольких часов интегрирования. Это так называемая проблема «раскрутки» конденсации и осадков, которую можно определить как устойчивость дефицита скрытой теплоты в течение первых нескольких часов интегрирования.

Частое исключение существующей конденсационной активности в первоначальный срок не учитывает значительный источник тепла, влияющий на согласованность полей массы и потока. Тарбелл и соавторы (1981 г.) нашли, что скрытое тепло доминирует над этим балансом при осадках из слоистообразных облаков, характерных для среднеширотных циклонов.

Включение наблюдаемых источников скрытого тепла и согласующегося высокоразрешающего анализа влаги являются критическими компонентами для уменьшения недооценки начальной дивергенции. Приблизительно в 1980 г. были разработаны первые модели численного прогнозирования погоды, включающие начальное нагревание за счет скрытого тепла, основанное на наблюдаемой интенсивности осадков (часто с повторным анализом влаги). Включение эффектов нагревания за счет скрытого тепла выполнялось в рамках статической инициализации (Tarbell, *et al.*, 1981; Salmon and Warner, 1986; Werden, 1988; Turpeinen, *et al.*, 1990) и в рамках динамической инициализации (Danard, 1985; Ninomiya and Kurihara, 1987;

Wang and Warner, 1988). Предлагаемые подходы отличаются выбором источника для измерений осадков и методом обратной связи, который используется для связи между наблюдениями и уравнениями в модели. Если применяется метод динамической инициализации, тогда расчеты на модели должны проводиться в течение нескольких часов (часто перед начальным временем), чтобы получить необходимые коэффициенты нагревания. При статической инициализации заданные коэффициенты скрытого тепла исключаются во время первых нескольких временных шагов фактического прогноза или во время инициализации, если используется метод НИИМ.

Численные эксперименты и оперативное использование неадиабатической инициализации (Puri and Miller, 1990; Krishnamurti, *et al.*, 1991) показали, что они сильно сокращают раскрутку, давая реалистические вертикальные движения с самого начала интегрирования. Интенсивность осадков продолжает оставаться недостаточной в течение первых нескольких временных шагов.

До настоящего времени неадиабатическая инициализация применялась, главным образом, к мезомасштабным моделям и моделям для ограниченной территории, поскольку расчет скорости осадков в глобальном масштабе представляется более трудным, чем в населенных районах, в которых интенсивность осадков можно вычислить не только по спутниковым данным, но и по данным радиолокаторов и осадкомеров. Проблемы в глобальном масштабе могут быть частично решены посредством использования модели, чтобы спрогнозировать осадки по процедуре неадиабатической инициализации (как это, например, делается в модели ЕЦСПП).

3.4.8.5 Методы совмещенной инициализации

Недавно разработано несколько методов совмещенной инициализации. Сочетание нормальной моды и динамической инициализации использовалось Шути (1986 г.). Оно уменьшает предыдущие недостатки динамической инициализации и дает возможность включить неадиабатические процессы в схему инициализации.

Сочетание нелинейной инициализации по нормальным модам и вариационной процедуры было предложено Дейли (1978 г.) и затем дополнено Филиппом и Темпертоном (1989 г.) и Филиппом (1991 г.). Основное преимущество данного подхода заключается в том, что он позволяет провести взаимное согласование полей ветра и массы, основываясь на предполагаемой точности наблюдений, дает дивергентный компонент ветра и устраняет высокочастотные колебания из интегрирования. Этот подход также дает возможность пользователю приводить, в определенных пределах, данные о ветре к массе или наоборот. Вариационное обобщение метода нелинейной нормальной моды дает пользователю гораздо больший контроль над процессом корректировки и позволяет оптимально использовать данные. Он является дорогостоящим с точки зрения машинного времени, но Филипп (1991 г.) показал, что вариационное расширение нелинейной инициализации по нормальным модам осуществимо с разумными расходами при наличии современных компьютеров.

3.5 Методы численного прогноза погоды (ЧПП)

Оперативное численное прогнозирование погоды основывается на теоретических моделях атмосферы. В соответствии с формулировкой уравнений, описывающих количество движения, сохранение массы и состояние, эти модели можно подразделить на гидростатические модели с фильтрацией и модели с использованием полных уравнений (ПУ) и негидростатические модели, основанные на уравнениях, описывающих неустойчивые или устойчивые (полностью сжимаемые) элементы. Модели первого класса используются для воспроизведения крупномасштабных атмосферных движений, в которых горизонтальный масштаб гораздо больше вертикального масштаба. Негидростатические модели, учитывающие вертикальное ускорение, полезны для воспроизведения мезомасштабных атмосферных систем со сравнимыми масштабами по вертикали и горизонтали. В зависимости от включения источников (стоков) энергии, модели можно классифицировать как неадиабатические или адиабатические. В настоящее время в оперативном ЧПП преобладают неадиабатические гидростатические модели ПУ, хотя в последнее время в оперативную практику внедрены негидростатические модели для подготовки более детализированных краткосрочных прогнозов погоды по ограниченным территориям (Кисовникова и др., 1987 г.; Голдинг, 1990 г.).

В отношении методов вычисления для решения основных дифференциальных уравнений, используемые модели можно подразделить на конечно-разностные и спектральные классы. В настоящее время спектральные модели преобладают в ЧПП для глобального и полушарного масштабов, в то время как модели ЧПП по ограниченной территории в основном используют методы конечных разностей.

3.5.1 Общие характеристики современных моделей ЧПП

Численное прогнозирование погоды в течение последнего десятилетия претерпело существенные изменения вместе с развитием новых компьютерных технологий и их применением. В данном разделе приведено краткое описание основных тенденций в развитии моделей ЧПП. В области моделирования атмосферы в крупном масштабе наблюдается тенденция к расширению от полушарной до глобальной области с параллельным увеличением разрешающей способности как по вертикальной, так и по горизонтальной сетке. Это сопровождалось введением более сложных процедур параметризации атмосферной физики. Эти факторы привели к постоянному улучшению успешности численных прогнозов. Например, успешность прогнозов приземного давления на срок три дня была в 1990 г. такой же, какой она была 15 лет до этого на один день. Заблаговременность полезного ЧПП увеличилась в течение последних 20 лет с трех до семи дней для внетропических широт северного полушария. Проведены эксперименты по прогнозированию на срок 30 дней, и такие эксперименты продолжают в некоторых крупных центрах ГСД.

В области численного прогнозирования погоды по ограниченным территориям тенденция практически такая же, как и для глобального масштаба, т.е. увеличение пространственной разрешающей способности (до 10–15 км по горизонтальной сетке), и введение более сложных физических параметров, которые позволяют численно прогнозировать такие метеорологические элементы, как приземный ветер, температура, осадки и видимость. В данном случае возникает тенденция к разработке моделей с сеткой очень высокого разрешения, охватывающих сравнительно небольшие районы, обеспечивающих детализированный краткосрочный прогноз погоды. В области мезомасштабного прогнозирования погоды начался переход от гидростатических ПУ-моделей к негидростатическим моделям. Опыт оперативных расчетов на моделях с сеткой очень высокого разрешения показал, что такие

модели обеспечивают лучший краткосрочный прогноз интенсивных атмосферных систем и таких значительно изменяющихся метеорологических элементов, как облачность и осадки.

Большинство крупных метеорологических центров имеют в своем распоряжении несколько численных моделей, удовлетворяющих потребности прогнозирования на различные сроки. Такими моделями являются глобальные (полушарные) и модели по ограниченной территории (региональные и/или мезомасштабные).

Среднесрочные (от четырех до 10 дней) численные прогнозы обычно составляются с использованием прогнозов по глобальной модели. В настоящее время такие глобальные модели имеют довольно полную параметризацию эффектов подсеточного масштаба. Горизонтальная разрешающая способность таких моделей составляет менее 100 км с 30 уровнями по вертикали.

Краткосрочные численные прогнозы рассчитываются на основе совместного использования моделей по ограниченной территории и статистических моделей. Размер области моделей по ограниченной территории и статистических моделей колеблется от континентального масштаба ($\approx 10^6$ км²) до регионального (масштаба страны) ($\approx 10^5$ км²) в зависимости от области применения и имеющихся ресурсов ЭВМ. Боковые граничные значения берутся из предыдущего прогноза по крупномасштабной модели или из прогноза, рассчитываемого в данный момент по модели. Боковое граничное условие может быть одностороннего взаимодействия, когда информация не поступает в крупномасштабную модель, или двустороннего взаимодействия, когда информация переходит из одной модели в другую и обратно. Регулярная сетка модели по ограниченной территории может быть фиксированной относительно сетки крупномасштабной модели или подвижной в процессе интегрирования. Например, в прогностической модели по ограниченной территории, используемой в ММЦ Вашингтон (Hovetmale, et al., 1977) для расчета траектории урагана, регулярная сетка по ограниченной территории смещалась в соответствии со скоростью и направлением урагана, сохраняя положение центра урагана вблизи центра регулярной сетки с мелким шагом.

Параметризация процессов подсеточного масштаба наиболее сложна в моделях по ограниченной территории, поскольку прогнозируемые метеорологические явления имеют короткий период жизни и могут появиться в подсеточных масштабах. Модель по ограниченной территории обычно выполняется в оперативном цикле ежедневно или дважды в день для обеспечения более своевременных прогнозов для краткосрочного руководства.

Выходная продукция моделей по ограниченной территории дополнительно к обычным синоптическим картам может состоять из информации для статистических моделей. Поскольку численные модели не всегда прогнозируют параметры, необходимые непосредственно для предоставляемых населению прогнозов, были разработаны статистические модели для обеспечения объективных прогнозов таких элементов погоды, как максимальная и минимальная температура, вероятность выпадения осадков и облачность. Выходная продукция статистической модели может быть представлена в виде полностью автоматизированных прогнозов в текстовом виде, если для этого имеются ресурсы ЭВМ и программное обеспечение.

Что касается оперативных аспектов, то модели различаются по своим оперативным характеристикам (по времени, необходимому для интегрирования, сложности вычислительных процедур), применяемым численным процедурам и предоставляемой выходной продукции. Для графика оперативных работ требуется, чтобы численные модели были надежными, совместимыми и безотказными. По этой причине многие из разработанных в последнее время процедур параметризации и техники вычислений пока не используются в оперативных моделях. Все новые программы должны пройти период отладки, прежде чем они будут применяться в качестве оперативных.

Более подробная информация по оперативным системам численного прогнозирования погоды, разработанным на национальном или международном уровнях, приведена в технических отчетах ВСП о ходе работ по Глобальной системе обработки данных. Такие отчеты выпускаются Секретариатом ВМО ежегодно на основе национальных вкладов. Обычно около 30 стран и международных организаций предоставляют для таких публикаций информацию о состоянии оперативных ЧПП во всем мире.

В первом отчете этой серии (ВМО, 1992 г.) приведена информация о состоянии оперативных систем ЧПП в 21 стране и в ЕЦСПП в 1991 г.

3.5.2 Численные методы

Строго говоря, под таким заголовком, как численные методы, подразумевается обсуждение методов дискретизации и численного решения основных дифференциальных уравнений. Однако можно обсудить некоторые дополнительные проблемы, например, какую систему координат следует применять, каким образом учитывать физические процессы, которые не поддаются численному решению. Помимо чисто математических методов интегрирования, будут также обсуждены и эти важные темы. Последующее обсуждение подразделится на три общих заголовка: системы вертикальных координат, схемы параметризации и схемы интегрирования.

3.5.2.1 СИСТЕМЫ ВЕРТИКАЛЬНЫХ КООРДИНАТ

Существует несколько вариантов выбора вертикальной координаты. Важно, чтобы функции или переменные, выбранные для вертикальной координаты, были монотонными функциями высоты над средним уровнем моря. Преобразование высоты в любую общую вертикальную координату подробно обсуждено в работе Касахара (1974 г.). Некоторыми примерами вертикальных координат, которые уже применялись, являются: высота над средним уровнем моря, гидростатическое давление, потенциальная температура и сигма — переменная нормированного давления. Рассматривались и приняты смешанные системы координат.

Высота и давление имеют преимущество над другими координатами, поскольку силу барического градиента в этом случае можно записать в виде одного члена уравнения. Однако при включении влияния рельефа местности поверхности координат высоты и давления пересекаются с земной поверхностью и создают проблемы на нижней границе модели. Следовательно, для рельефа местности требуется введение специальных условий на нижней границе для определения производных по горизонтали.

Потенциальная температура использовалась для вертикальной координаты в нескольких численных моделях: Элиасен и Рауштейн, 1968 г.; Блек, 1974 г.; Уэллсли и др., 1977 г.; Дивен, 1976 г. Уравнения, определяющие адиабатический, невязкий, гидростатически сбалансированный жидкий поток, становятся обманчиво простыми, будучи записанными в изэнтропических координатах. Главное преимущество изэнтропических координат заключается в том, что вертикальная скорость

является функцией только неадиабатического нагрева, что устраняет необходимость вычислять динамику вертикальной скорости. Кроме того, вертикальное разрежение является функцией статической устойчивости, при которой автоматически повышается вертикальное разрежение в регионах с высокой статической устойчивостью.

Как и в случае поверхностей давления и высоты, поверхности потенциальной температуры пересекаются с Землей, создавая проблемы на нижней границе. Кроме того, сверхадиабатические области, которые встречаются в тонких слоях облачности и вблизи земной поверхности, не могут быть нанесены в изентропических координатах. В основном по этой причине изентропические координаты не применяются в оперативных моделях прогноза.

Сигма-координата как преобразованная координата давления, выраженная в форме:

$$\sigma = \frac{p}{p^*} \text{ или } \sigma = \frac{p - p_T}{p^* - p_T},$$

где p^* представляет давление на поверхности, а p_T давление на верхней границе модели, была предложена Филиппсом (1957 г.) для разрешения проблемы, вызванной пересечениями координатных поверхностей с поверхностью Земли. Это преобразование делает поверхность Земли координатной поверхностью, устраняя пересечения координат. Так как координатные поверхности более не являются горизонтальными, сила градиента давления теперь содержит две переменные, задающие относительный уклон к поверхности давления. Эти две переменные содержат гидростатические компоненты, значения для которых должны быть заданы так, чтобы они были равны и имели противоположный знак для получения правильной силы градиента давления.

Были предложены другие варианты вертикальной координаты (Washington and Williamson, 1977; Perkey, 1976) в виде функции высоты, близкой к сигма-координате давления. Несмотря на это, остаются те же проблемы вычисления силы градиента давления.

Так как в преобразованных системах координат условие нижней границы упрощено, вертикальная сигма-координата была выбрана для большинства оперативных прогностических моделей. Специальное допущение (Brown, 1974) в решении гидростатического уравнения помогает уменьшить ошибки, связанные с точностью силы градиента давления. Гидростатическая схема извлечения, предложенная Ченом и др. (1987 г.), уменьшает ошибки, связанные с вертикальной дискретизацией, формулируя модель в виде отклонения от стандартной атмосферы.

В качестве обобщенной вертикальной сигма-координаты Месингер (1984 г.) и Месингер и др. (1988 г.) предложили так называемую эта-координату, используя ступенчатое представление. В противоположность сигма-координате, координатные поверхности эта-координаты являются квазигоризонтальными. К тому же эта-координата сохраняет упрощенное условие нижней границы системы сигма-координат. Проведенное в течение года испытание высокоразрешающей мезомасштабной прогностической модели, в которой использовалась данная система координат, показало, что ее можно использовать в оперативной работе (ВМО, 1991 г.).

3.5.2.2 СХЕМЫ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ

Численное решение уравнений гидродинамики на конечно-разностной сетке ограничивает масштабы, которые могут быть реализованы с использованием численной модели. Многие процессы в пограничном слое, такие, как обмен тепла, влаги и количества движения с поверхностью Земли и конвективные, радиационные и микрофизические процессы в свободной атмосфере имеют слишком малый масштаб, чтобы их можно было решить на сетках оперативных прогностических моделей. Переменные величины в узлах регулярной сетки крупномасштабных прогностических моделей являются усредненными по территории величинами. Явления подсеточного масштаба должны определяться из этих усредненных величин. Этот процесс получил название параметризации.

Параметризация атмосферной турбулентности

На рисунке 3.6 показано схематическое поперечное сечение атмосферы, дифференцированное в соответствии с методами представления турбулентности в вертикальном направлении. Наиболее универсальным элементом этой структуры является приземный слой (ПС). Этот слой, в частности, характеризуется неустойчивой стратификацией в дневное время, толщина слоя при этом может превышать 100 м. Толщина ПС уменьшается до 10 м и менее при устойчивой стратификации в ночное время (Wyngaard, 1985). С точки зрения гидродинамического представления, теория подобия является наиболее часто используемым методом параметризации ПС. В противоположность этому, так называемые К-параметризации доминируют над теорией подобия в переходном слое (или Экмана) и в свободной верхней атмосфере. В пределах приземного слоя можно определить внутренние слои с их собственными параметризациями, как показано на рисунке 3.6.

Ламинарный подслой, в котором доминирует молекулярная вязкость, находится между уровнем поверхности Земли Z_g и уровнем шероховатости Z_0 . Предполагается, что этот подслой не влияет на распределение скорости и давления. Другими словами, $U = V = W = 0$ и $p(Z_0) = p(Z_g)$. В ламинарном слое рассчитывается распределение температуры и влаги, используя формулы, относящиеся к этим переменным на уровнях $Z = Z_g$ и $Z = Z_0$. Ламинарный подслой обычно включается в более детальные мезомасштабные модели. Необходимость иметь соотношение между температурой T и влажностью q при $Z = Z_0$ и $Z = Z_g$ обусловлена формулировкой балансов тепла и влаги на поверхности в терминах $T(Z_g)$ и $q(Z_g)$ и выражением потоков скрытого тепла и влаги в ПС, согласно теории подобия, в терминах $T(Z_0)$ и $q(Z_0)$. Иначе система уравнений является незамкнутой.

Уровень шероховатости $Z = Z_0$ характеризует аэродинамические свойства местности и колеблется от 0,001 см (плоская поверхность) до 1–3 м (городские районы с высокими зданиями). Для поверхности моря Z_0 можно получить из формулы Чарнока (1955 г.). Для суши величины Z_0 можно получить по таблицам или диаграммам, составленным с использованием экспериментальных данных.

Исходный уровень d , называемый смещением плоскости нулевого порядка, находится дополнительно в значение Z_0 при наличии высокого растительного покрова. Величина этого параметра зависит от типа покрова и может быть получена из таблиц, диаграмм и эмпирических соотношений. При наличии высокого растительного покрова значение d обычно ограничено 50–100 % от всей высоты растений и колеблется от нескольких сантиметров (трава) до 20 м (высокий лес), (Oke, 1978). Обычно

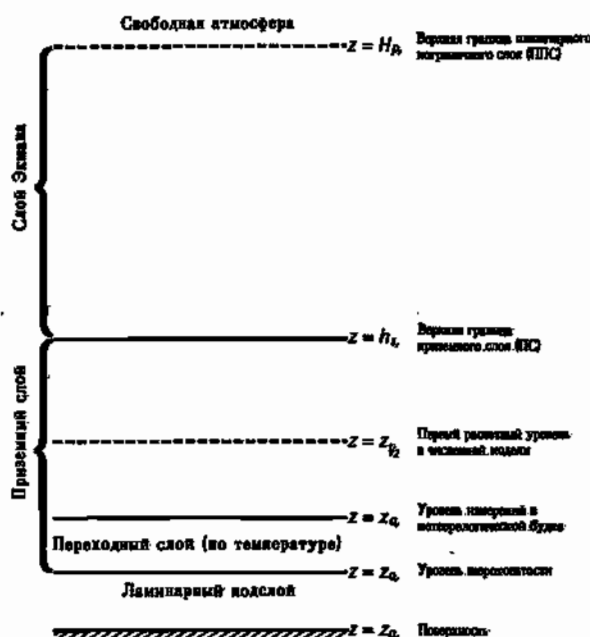


Рисунок 3.6 — Поперечное сечение атмосферы

величина d в несколько раз больше, чем величина Z_0 . В среднем $d = 4 Z_0$. Кроме того, Z_0 отсчитывается от уровня $Z = d$, если d учитывается. Эквивалентная высота $(Z - d)$ используется затем вместо Z в соотношениях для универсальных функций при вычислении приземных потоков. По мнению Хикса и др. (1979 г.), смещение плоскости нулевого порядка, такое, как шероховатость, должно быть различным для каждого потока — количества движения, тепла и влаги.

Расчет турбулентных потоков в приземном слое основан в большинстве оперативных моделей на теории подобия Монина-Обухова (1953, 1954 гг.), в соответствии с которой:

$$\overline{u'w'} = -C_D(u^2 + v^2)^{1/2} u; \quad C_D = 1/\phi^2,$$

$$\overline{f'u'} = C_H(u^2 + v^2)^{1/2} \Delta f; \quad C_H = 1/(\phi\psi); \quad f = T, q$$

и масштабы u_* (скорость трения), T_* (поток тепла) и q_* (поток влаги) равны:

$$u_* = K_0 (u^2 + v^2)^{1/2} / \phi,$$

$$f_* = K_0 \Delta f / \psi, \quad f = T, q.$$

В данном случае предполагается правило Эйнштейна относительно суммирования индексов. Δf есть разность между величинами f на уровне $Z = Z_0$ или $Z = Z_a$ и на заданном уровне Z , который будет обозначен в виде $Z_{1/2}$, в то время как ϕ и ψ являются универсальными функциями двух безразмерных параметров $Z_{1/2}/Z_0$ ($Z_{1/2}/Z_a$ для T , согласно Блекадару (1979 г.) и ζ . При заданном $Z_{1/2}$ значение первого параметра вычисляется непосредственно. Значение второго параметра $\zeta = Z_{1/2}/L$ (L — масштаб длины по Монину-Обухову) должно быть найдено решением уравнения:

$$\zeta = Ri_B \frac{\phi^2}{\psi}, \quad Ri_B = g Z_{1/2} \Delta T / [(u^2 + v^2) T],$$

где u , v и T (Ri_B есть объемное число Ричардсона) рассчитываются при $Z = Z_{1/2}$. С различными аналитическими формулировками функций ϕ и ψ можно ознакомиться в многочисленных публикациях.

Этот оригинальный метод не учитывает вклад стратификации атмосферной воды в формирование турбулентности. Включение этого фактора преобразует соотношение для ζ следующим образом:

$$\zeta = Ri_B (1 + I) \frac{\phi^2}{\psi}; \quad I = 0.61 q_* T / T_* = 0.61 \Gamma \Delta q / \Delta T.$$

Вышеприведенный подход в настоящее время используется для расчета приземных турбулентных потоков в моделях ЧПП. В численных моделях используются также параметризации, основанные на аэродинамических свойствах, а именно:

$$\overline{u'w'} = -C_D / V / u_1,$$

где C_D есть эмпирически рассчитанный коэффициент сопротивления (Kressman, 1960). Данный класс параметризаций в приземном слое является экономичным с точки зрения времени хранения в памяти ЭВМ и расчета. Однако этот метод не дает возможности решения проблемы структуры пограничного слоя. Поэтому пренебрегают влиянием таких важных процессов, как поворот ветра к области низкого давления вблизи поверхности Земли.

Отмечается еще большее разнообразие как в формулировке, так и в подходе к параметризации турбулентности выше приземного слоя. В настоящее время К-параметризация является доминирующим подходом в моделях ЧПП. В методе с использованием К-параметризации напряжение и потоки турбулентности выражены посредством использования коэффициентов обмена. Все К-параметризации можно разделить на три категории: а) эмпирические одномерные формулировки, откорректированные по экспериментальным данным; б) формулировки, которые могут быть аргументированы на основании трехмерной системы уравнений вторых моментов; в) гибридные подходы, т.е. методы первой категории, улучшенные за счет рассмотрения уравнений для вторых моментов и методы категории б, модифицированные эвристически.

Эмпирические К-параметризации учитывают только вертикальное напряжение и потоки, предполагая, что:

$$\overline{w'f'} = -K \frac{\partial f}{\partial z}.$$

Один из всеобъемлющих обзоров этих параметризаций приведен в работе Блесадара (1979 г.).

В этой формуле коэффициент турбулентного обмена K получают из переменных, включенных в модель ЧПП, и их производных. Они обычно представляют собой отношения типа:

$$K = l^2 (u_z^2 + v_z^2)^{1/2} f(R_t),$$

$$R_t = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} / (u_z^2 + v_z^2),$$

где θ — есть потенциальная температура, а u и v — компоненты ветра. Эти отношения могут отличаться как по формам функции f , так и по масштабу турбулентности l , характеризующим масштаб энергетически доминирующих вихрей.

Основной недостаток вышеупомянутого подхода заключается в его одномерном свойстве, которое не учитывает вклад горизонтальных градиентов (скорости, температуры и влаги) в турбулентность. Однако во многих случаях (атмосферные фронты, линии циклонов) горизонтальный сдвиг является столь же важным, как и вертикальный сдвиг. Масштабный анализ дает возможность сделать вывод о том, что горизонтальная диффузия становится важной при размере сетки 30 км и менее (McBeal, et al., 1979).

Адекватное моделирование трехмерной турбулентности требует применения уравнений второго момента. Этот подход является довольно дорогостоящим с точки зрения компьютерных ресурсов и используется главным образом в научных исследованиях. В этой параметризации предполагается, что коэффициент турбулентной вязкости для момента K_m и коэффициенты обмена для скалярных переменных K_f являются пропорциональными $E^{1/2}$ (E — турбулентная кинетическая энергия):

$$K_m = c_1 \Delta E^{1/2}, \quad K_f = c_f K_m.$$

Константа Δ есть масштаб сетки. Она аналогична масштабу турбулентности l в эмпирической параметризации и зависит от размера сетки. Турбулентная кинетическая энергия E пропорциональна квадрату полной деформации:

$$E = c^2 \Delta^2 Def^2, \quad Def^2 = D_H D_H,$$

где D_H — тензор деформации. Коэффициенты c , c_1 и c_f в этой параметризации являются постоянными величинами, изменяющимися в различных моделях. Вышеупомянутые параметризации являются обоснованными, если масштаб параметризуемых вихрей находится в пределах инерционного диапазона. Это ограничивает размер вычислительной сетки до 50–100 м. Поэтому более современные исследования были посвящены разработке обобщенного метода, применимого для осреднения в более крупном пространственном масштабе.

Одно из обобщений касается введения полного уравнения эволюции энергии для подсеточной кинетической энергии турбулентности вместо диагностического отношения, упомянутого выше. Как это обобщение, так и диагностическая параметризация могут рассматриваться в качестве упрощенных вариантов 2,5-уровневой модели турбулентности, предложенной Ямадой и Мейлором (1975 г.) в контексте концепции подсеточной турбулентности. Следует отметить, что достигнут значительный прогресс в параметризации турбулентности, основанной на 2,5-уровневой модели и ее упрощенных вариантах (Yamada, 1983; Holt and Raman, 1988). Тем не менее еще остаются нерешенные проблемы. 2,5-уровневая модель дает расчет соотношений для всех напряжений и потоков. Однако ее применение к горизонтальному напряжению и потоку строго не оправдано, поскольку модель пренебрегает большинством анизотропных эффектов. Ввиду физической анизотропии турбулентности и больших различий в размерах сетки по вертикали и горизонтали, большинство оперативных моделей ЧПП разделяет турбулентную вязкость по вертикальным и горизонтальным плоскостям и рассчитывает вертикальную вязкость по вышеупомянутому методу, а горизонтальную вязкость главным образом, исходя из практики расчетов. Более подробную информацию о процессах в пределах пограничного слоя и их параметризации можно почерпнуть в работах Сталла (1988 г.), Сорбьяна (1989 г.) и Иррата (1992 г.).

Параметризация конвекции и микрофизических процессов

Пространственное и временное разрешение существующих моделей ЧПП пока не позволяет в явном виде рассчитывать конвективные процессы и детальную микрофизику облаков и осадков. В отношении облаков и осадков процессы обычно делятся на два класса: крупномасштабная конденсация и последующее формирование облаков и осадков, которые можно решить на вычислительной сетке, и облака и осадки конвективного масштаба, которые прямым образом не рассчитываются на моделях ЧПП.

Несмотря на то, что теперь разработан ряд моделей облачности и осадков с детальным представлением микрофизики, их использование требует огромных компьютерных ресурсов, поскольку как количество переменных, так и вычислительная нагрузка в значительной мере увеличиваются. Ввиду этого, в крупномасштабных моделях обычно используются сильно упрощенные подходы к моделированию облачности и осадков.

В моделировании облачности и осадков сеточного масштаба обычно используются следующие основные гипотезы. Уравнение эволюции составляется для одной переменной влаги, которая представляет как паровое, так и жидкое (твердое)

фазовое состояние атмосферной воды. Вторая упрощенная гипотеза, которая обычно используется в прогностических моделях, предполагает, что конденсация водяного пара и испарение содержащейся в облаках воды происходит мгновенно и что состояние перенасыщения не существует. Облачность и осадки рассчитываются диагностически. При простейшем подходе весь избыток насыщения рассматривается как осадки, которые выпадают мгновенно. В большинстве нынешних крупномасштабных моделях ЧПП включается процесс испарения осадков вдоль их траектории от источника до поверхности. Обсуждение подходов к параметризации облачности и осадков в моделях ЧПП приведено в работе Сандквиста (1978 г.) и ЕЦСПП (1985 г.).

Для краткосрочных мезомасштабных моделей недавно были введены более сложные процедуры параметризации (Юлдинг, 1984 г.; Вельтищев и др., 1982 г.). В результате слияния гидрометеоров и испарения осадков в ненасыщенных районах, процессы роста гидрометеоров можно учесть простейшим образом, используя параметризацию Кесслера (1969 г.). Эта параметризация включает три процесса: скопление мелких капель в облаках до таких размеров, когда появляется гравитационное оседание, слияние частичек в облаках с каплями дождя и испарение дождя в ненасыщенных районах.

Первоначальная параметризация по Кесслеру предусматривала только облачность и жидкие осадки. Затем она была расширена, и в настоящее время имеется ряд схем параметризации, в которых также учитывается облачность и твердые осадки: Триполи и Коттон, 1982 г.; Лин и др., 1983 г.; Рутладж и Хобба, 1983 г.; Сергеев, 1983 г. Для такой параметризации необходимо по крайней мере одно дополнительное уравнение эволюции осадков. Поскольку потребность в компьютерных ресурсах при такой параметризации является довольно умеренной, она используется в некоторых мезомасштабных оперативных моделях.

Конвекция преобразует пространственно осредненные метеорологические поля посредством вертикального переноса тепла, влаги и количества движения, а также посредством нагрева (охлаждения), обусловленного фазовыми преобразованиями атмосферной воды. Она также вызывает значительное количество осадков, особенно в низких широтах и летом во внутритропических районах. Конвективные процессы являются совершенно нелинейными и зависят от крупномасштабного потока.

Тем не менее, начиная с работы Смагоринского (1956 г.), разрабатываются процедуры аппроксимации некоторых совокупных конвективных воздействий, получивших название параметризации конвекции кучевых облаков. При этой параметризации предусматриваются две основные цели: учесть конвективное перемешивание и осадки и предотвратить неустойчивую стратификацию в численных решениях, которая может вызвать численную нестабильность в гидростатических моделях.

Эти параметризации были разработаны для глобальных и региональных моделей ЧПП с сеткой 100 км и более. В таких случаях характерные горизонтальные масштабы непосредственно разрешаемых движений и конвекции являются совершенно различными и позволяют использовать некоторые физически обоснованные гипотезы и предположения. К ним относятся однородность кучевых облаков внутри вычислительной ячейки и мгновенный характер или априорно постулированная продолжительность конвективных процессов и т.д. Такие гипотезы вместе с информацией о потенциальной конвективной нестабильности, полученной по прогностической схеме, дают возможность определить приближительную модель кучевого облака или ансамбли кучевых облаков, которые отвечают требованиям обеих вышеупомянутых целей.

В настоящее время используются два типа параметризации конвекции кучевых облаков: параметризация глубокой конвекции и мелкой конвекции. Последняя обеспечивает параметризацию конвективного обмена в слое перемешивания и дает возможность воспроизводить тонкие облака в пограничном слое, которые воздействуют на радиационный перенос в нижней атмосфере.

Кю (1965 г., 1974 г.), Аракава и Шуберт (1974 г.), Крейцберг и Перки (1976 г.), Антес (1977 г.), Фритч и Чеппелл (1980 г.) и Тилдтке и др. (1988 г.) предложили несколько подходов к параметризации конвекции кучевых облаков. Эти исследования не являются исчерпывающим списком работ, посвященных этой проблеме. Полезный обзор наблюдений и параметризации конвекции представлен Коттоном и Антесом (1989 г.).

Применение параметризации конвекции кучевых облаков в мезомасштабной негидростатической модели ЧПП с использованием сетки 10–15 км является спорным, поскольку основные уравнения описывают подъемную силу в явном виде и более полно, чем посредством аппроксимированных соотношений в обычных процедурах параметризации. Вместе с параметризацией микрофизики прямой расчет конвекции в мезомасштабе может обеспечить лучшее описание конвективных осадков. Принимая во внимание общую тенденцию в направлении развития мезомасштабных моделей ЧПП высокого разрешения для ограниченного района, можно ожидать, что в будущем прямое моделирование конвекции будет введено в практику ЧПП.

Параметризация радиационного переноса

Радиационные источники энергии являются одинаково важными как в долгосрочном численном прогнозе погоды, так и в краткосрочном прогнозе, если последний должен предсказывать элементы погоды около поверхности, и если необходимо моделировать суточный цикл.

Обычно радиационный источник тепла выражен посредством дивергенции результирующего радиационного потока:

$$e_r = \frac{1}{\rho c_p} \operatorname{div} \vec{F},$$

где ρ — плотность, c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении, а $\vec{F}$ — радиационный поток. Учитывая, что радиационные потоки значительным образом изменяются в вертикальном направлении, проблема обычно рассматривается как одномерная, и вышеупомянутое выражение преобразуется в:

$$e_r = \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F}{\partial z},$$

где F — теперь радиационный поток в вертикальном направлении.

Реальная структура радиационных процессов в атмосфере является весьма сложной и зависит от ряда механизмов рассеяния и поглощения облаками и аэрозолями и от оптических и геометрических свойств земной поверхности.

В настоящее время существуют так называемые многополосные схемы радиационного переноса, которые учитывают основные полосы поглощения в частях спектра от ультрафиолетового до дальнего предела инфракрасного. Однако эти модели слишком требовательны с точки зрения вычислений и используются в основном для проверки других параметризаций.

Как правило, в моделях ЧПП используются упрощенные и должным образом параметризованные алгоритмы, основанные на аппроксимациях широкого спектра, допускающих, что известно поглощение и рассеяние атмосферными компонентами в широком диапазоне спектров.

Учитывая, что солнечные и земные спектры эффективно не пересекаются, спектр обычно разделяется на солнечный ($\lambda_1 \leq 4 \mu\text{m}$) и на длинноволновый (инфракрасный, $\lambda_2 \geq 4 \mu\text{m}$) спектральные диапазоны. В более сложных моделях выделяются несколько поддиапазонов, как в коротковолновом, так и длинноволновом диапазонах, чтобы более детально учесть радиационные воздействия наиболее активных атмосферных компонентов.

Методы расчетов радиационного потока в широком диапазоне спектров основаны на решениях уравнений радиационного переноса, описывающих рассеяние и поглощение в атмосфере. В практике ЧПП используются два общих подхода. В первом подходе (Geleyn and Hollingsworth, 1979; Ritter and Geleyn, 1991) использовались дельта-двустороннюю аппроксимацию для решения уравнений радиационного переноса как в солнечном, так и длинноволновом диапазонах. Во втором подходе использовалась двусторонняя формулировка для расчетов только коротковолновых потоков, а длинноволновые потоки рассчитывались с использованием метода широкого диапазона спектра лучистых потоков (Morcrette and Fouquart, 1986; Morcrette, 1990; Garand, 1983). В области солнечной радиации рассматривались такие основные поглотители, как H_2O , O_3 , молекулы воздуха (рассеяние Релея) и облака. Иногда также включались радиационные воздействия CO_2 , O_2 и аэрозолей. В области тепловой радиации учитывалась излучательная способность атмосферной воды (в газообразном, жидком и твердом состоянии), CO_2 и O_3 . В более сложных моделях учитывались также радиационные воздействия NO , CH_4 , N_2O и O_2 .

Для описания поглотительных свойств газообразных компонентов в широком диапазоне спектров, использовались экспоненциальный метод суммарного выравнивания (Ritter and Geleyn, 1991), когда экспоненциальные индексы рассматривались как ряд мономонотонических коэффициентов поглощения.

Внешние параметры в параметризации радиационного потока частично берутся из моделей ЧПП. Такими смоделированными параметрами могут быть температура воздуха, давление, атмосферная вода (в газообразном, жидком и твердом состоянии) и аэрозоли. Остальные внешние параметры, связанные с концентрацией различных атмосферных газов, обычно берутся из климатологических данных.

В современной параметризации радиационного переноса основное различие заключается в расчете атмосферной воды, поскольку выбор метода параметризации в большой степени зависит от выходной продукции, предоставляемой динамической частью модели ЧПП. Если параметризация радиации в модели ЧПП представлена только процентом облачного покрова, тогда прохождение радиации в облачном слое корректируется с использованием коэффициента, зависящего от процента облачности (Garand, 1983). Оптические свойства Солнца также являются постоянными. Если модель дает данные по содержанию воды в облаке (лед) и содержанию осаждаемой воды (лед) вместе с информацией по эффективным радиусам гидрометеоров, тогда коэффициенты затухания и обратного рассеяния, зависящие от этих параметров атмосферной воды, вводятся в алгоритмы расчетов (Вельтишева и Ильин, 1989 г.). Информация о современных процедурах параметризации радиации приведена в публикациях ВМО/МСНС (1984 г.), ВМО (1988 г.), в работе Мохова и Петухова (1988 г.) и в отчетах о ходе работ в области ЧПП, публикуемых ежегодно Секретариатом ВМО. Полезный обзор радиационных процессов и их параметризации приведены в работах Стефенса (1984 г.), Фукара (1988 г.) и Харшвардана (1991 г.).

Параметризация приземных процессов

Во многих исследованиях показано, что модели численного прогнозирования погоды весьма чувствительны к параметризации приземных процессов обмена на границе между атмосферой и земной поверхностью. Развитие дневного планетарного пограничного слоя сильно зависит от параметризации приземных потоков опухивого и скрытого тепла. Конвективные осадки над сушей также чувствительны к параметризации влажности почвы/испарения на поверхности. В этой связи приземные процессы включаются в большинство оперативных моделей ЧПП. Обмен тепла и влаги на поверхности раздела земля/воздух рассчитывается с помощью уравнений баланса. Перенос влажности и тепла в верхнем слое почвы также включается в некоторые оперативные модели. Фактическая картина переноса тепла и влаги в растительном покрове, снежном покрове и в почве является весьма сложной, и поэтому в моделях ЧПП обычно используются параметризации, которые учитывают только «объемные» эффекты поверхности суши. В современных моделях ЧПП учитываются следующие основные свойства и процессы на поверхности суши:

- а) альбедо поверхности, зависящее от типа поверхности (пространственная и временная изменчивость альбедо поверхности вводится посредством включения альбедо ледяного, снежного и растительного покровов в схему параметризации); и
- б) испарение с поверхности, которое включает в себя эвапотранспирацию растений и учитывает содержание воды в почве.

Испарение уточняется посредством расчета водного баланса, который дополнительно к испарению включает осадки, сток и инфильтрацию воды в почву. Недавние исследования по параметризации приземных процессов на суше в моделях ЧПП приведены в работах ЕЦСП (1988 г.). В работах Дирдорфа (1978 г.), Чена (1984 г.), Диккинсона и др. (1986 г.) и Ветцеля и Чанга (1987 г.) приведено описание подходов к включению растительного покрова в параметризацию приземных процессов.

Параметризация орографических эффектов

Полная непосредственная представления орографии в σ -системе координат или в других орографических системах координат, в большинстве моделей ЧПП вводится параметризацией силы трения гравитационных волн. Включение силы трения, производимой интегральным воздействием гравитационных волн, формируемых топографией, позволяет проводить более

реалистическое моделирование потока воздуха над горной местностью. Подробное описание параметризации силы трения гравитационных волн приведено в работах Пальмера и др. (1986 г.) и Миллера и Пальмера (1987 г.).

3.5.2.3 СХЕМЫ ИНТЕГРИРОВАНИЯ

Уравнения для численного прогнозирования погоды представляют собой дифференциальные уравнения функций пространства и времени. Исходные условия должны быть функциями пространственных координат для вычисления пространственных производных. Один из методов отображения метеорологических полей заключается в том, чтобы связать значение каждого элемента с точкой пространства. Это — стандартное представление в узлах регулярной сетки. Другой метод, имеющий несколько отличные математические свойства, использует комплект значений, каждое из которых связано с определенной функцией пространственных координат. Это и есть популярное в настоящее время спектральное представление. Однако оба способа представляют собой лишь таблицы чисел.

Пространственные координаты, выбранные для отображения, могут быть обычными сферическими координатами Земли, ϕ — широта и λ — долгота, или преобразованием, проецирующим сферу на простую прямоугольную систему координат. Двумя наиболее общими преобразованиями, используемыми в численном прогнозировании, являются проекции: полярная стереографическая и Меркатора. В большинстве моделей полушарного прогноза применяется полярная стереографическая проекция, а в модели прогноза в тропических областях применяется проекция Меркатора. Ни одна из этих систем координат не содержит полярную сингулярность, свойственную сферическим координатам.

После выбора типа регулярной сетки частные дифференциалы аппроксимируются конечными разностями по пространству и времени. Количество имеющихся схем почти безгранично. Курихара (1965 г.) и Лили (1965 г.) исследовали большое количество возможных схем дифференцирования. Вероятно, наиболее широко применяемая аппроксимация для оценки первой производной — это центральная разность:

$$\frac{\Delta F}{\Delta x_i} = \frac{1}{2\Delta x_i} [F_{i+1} - F_{i-1}],$$

которая может быть объединена с центральной разностью по времени:

$$\frac{F_i^{n+1} - F_i^{n-1}}{2\Delta t} = \frac{\Delta F^c}{\Delta x_i}.$$

Эта схема обычно называется схемой «прыгающей лягушки». Любая схема, близкая по форме к схеме «прыгающей лягушки», может быть решена в явном виде — двухшаговым процессом, при котором сначала вычисляются пространственные разности, а затем уже значения продвигаются вперед во времени. Для подавления колебаний, вызванных такой схемой, обычно используется метод фильтрации. С этой целью обычно используется частотный фильтр Асселина (1972 г.).

Все схемы дифференцирования имеют нежелательное свойство, т.е. они являются аппроксимациями. Ошибка отбрасывания — одно из таких свойств. Термин взят из решения по схеме конечных разностей по усеченному ряду Тейлора. Следовательно, величина ошибки определяется первым отброшенным членом ряда. В целом, схемы более высокого порядка снижают ошибку отбрасывания. К тому же длинные волны имеют меньшую ошибку отбрасывания, чем короткие волны.

Другая проблема, связанная с методом представления в узлах регулярной сетки, возникает из-за конечной точности. Нелинейная неустойчивость (Phillips, 1959), вызванная смещениями и амплитудами, возникающими в волновых числах, слишком больших для регулярной сетки, приводит к экспоненциальному росту величины численных систем. Нелинейная неустойчивость контролируется либо проектированием системы таким образом, чтобы нежелательные волны не порождались, либо устранением их из решения путем фильтрации или сглаживания.

Один из популярных методов фильтрации — включение вязкости с целью подавления мелкомасштабных волн (Smagorinsky, et al., 1965; Kasahara and Washington, 1967; Shuman and Hovemarle, 1968). Однако Мерилис (1975 г.) показал, что эти члены имеют тенденцию подавлять метеорологические волны.

В вычислительных схемах высокой точности значение временных шагов ограничено критерием Куранта-Фридрихса-Леви (1928 г.):

$$\frac{c\Delta t}{\Delta x} \leq 1,$$

где c — фазовая скорость наиболее быстро идущей волны, допускаемой системой уравнений. Для преодоления этого ограничения были разработаны раздельные явные схемы (Mesinger and Aracawa, 1976). В этом случае быстро распространяющиеся гравитационные волны рассматриваются отдельно с большим значением шага по времени для вычисления метеорологических волн.

По причинам экономии были предложены и другие схемы дифференцирования с целью увеличить шаг по времени. Один класс схем, называемых неявными, имеет хорошие параметры устойчивости. Например, уравнение:

$$\frac{F_i^{n+1} - F_i^n}{\Delta t} = \frac{\Delta F^{n+1}}{\Delta x_i}$$

устойчиво для всех временных шагов и называется неявным потому, что в правой части уравнения стоит выражение $\Delta F^{n+1}/\Delta x_i$. Полунеявный способ, предложенный Марчуком (1964 г.) и примененный Кизваком и Робертом (1971 г.), Бурке (1974 г.) и Хоскином и Симмонсом (1975 г.), в котором только члены линеаризованной гравитационной волны усреднены по времени, позволяет увеличить временной шаг в три раза без серьезного ущерба с точки зрения метеорологических решений.

Процесс адвекции является весьма важным в моделях ЧПП, поскольку он учитывает не только большую часть локальных тенденций многих атмосферных полей, но и связан со стабильностью, точностью и вычислительной эффективностью

численных методов, используемых в этих моделях. В целях сохранения устойчивости обычная Эйлера адвекция должна удовлетворять вышеупомянутому условию Куранта-Фридрихса-Леви (КФЛ), ограничивающему размер временного шага, который можно использовать совместно с заданным пространственным разрешением и адвективным ветром.

В целях устранения этого ограничения введена полулагранжева схема интегрирования, используемая в различных исследованиях с конца 1950-х годов. Идея, заложенная в этот метод, может быть показана рассмотрением уравнения, описывающего простую адвекцию в направлении x полем ветра u :

$$\frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} = 0.$$

В полулагранжевой формулировке это уравнение записывается в форме полной производной вдоль движения:

$$\frac{d}{dt} F[x(t), t] = 0.$$

В центральной схеме оно аппроксимируется в виде:

$$\frac{F[x(t + \Delta t), t + \Delta t] - F[x(t - \Delta t), t - \Delta t]}{2\Delta t} = 0.$$

Выбрав местоположение в прогностический срок соответственно точкам x_j на сетке и предположив, что d_j представляет смещение за один временной шаг, получаем:

$$F(x_j, t + \Delta t) = F(x_j - 2d_j, t - \Delta t),$$

где:

$$d_j = \Delta t u(x_j - d_j, t).$$

Нелинейное уравнение для смещений d_j обычно решается итерационно и включает интерполяцию поля u , поскольку $x_j - d_j$ обычно находится между точками сетки. Вычислив d_j , можно получить требуемое значение $F(x_j, t + \Delta t)$.

Введение полулагранжевой формулировки адвективных членов дает возможность увеличить временной шаг (приблизительно от трех до шести раз, что допускается критерием КФЛ для соответствующих Эйлеровых моделей), не снижая точности прогнозов. В этой связи полулагранжевы схемы широко используются как в конечно-разностных, так и спектральных моделях ЧПП. Подробная информация об осуществлении полулагранжевых схем для решения полных уравнений приведена в работе Роберта (1981 г.), Роберта и др. (1985 г.) и Ритчи (1987 г.).

Со времени появления метода преобразования (Orszag, 1970), позволившего перейти от волновой формы представления к сеточной, стало возможным представлять горизонтальное изменение величин на сфере с усеченными рядами сферических гармонических функций в численных моделях. Метод преобразования включает однозначную зависимость между спектральными коэффициентами и величинами в узлах регулярной сетки и обеспечивает экономичное прямое и обратное преобразование пространственных волн и значений в узлах сетки.

Спектральная форма имеет ряд преимуществ по сравнению с конечно-разностными сеточными моделями. Решение уравнения Кельвина-Гельмгольца может быть сведено к простому умножению коэффициентов, поскольку сферические гармонические функции являются собственными функциями уравнения Лапласа и ортогональны на сфере (Merilees, 1976). Влияние нелинейных членов на тенденцию отдельных гармонических функций может быть определено посредством преобразования сетки. Наконец, и это особенно важно для оперативных целей, спектральный метод экономичен в отношении времени вычислений.

Построение моделей для ограниченного района с применением спектральных методов является трудным, поскольку спектральный метод зависит от представления периодическими функциями. Орсаг (1972 г.) разработал квадроспектральный метод, позволяющий включать граничные условия. С того времени разработаны несколько оперативных спектральных моделей для ограниченного района (Segami and Tatsumi, 1989; Tanguay, et al., 1990). В настоящее время спектральная формулировка доминирует в глобальных моделях ЧПП. В отношении моделей для ограниченного района используются как конечно-разностные, так и спектральные формулировки.

С введением прогностических уравнений для атмосферной воды в основные системы уравнений, используемых в ЧПП, возрастает необходимость в численных схемах, чтобы гарантировать неотрицательные значения таких переменных, как вода и осадки в процессе численного интегрирования. Недавно разработан и включен в модели ЧПП ряд таких монотонных схем.

3.6 Методы вычисления и представления выходной продукции

3.6.1 Автоматический вывод численных данных

В крупном центре каждые 24 часа автоматически составляется несколько тысяч бюллетеней или продукции в цифровой форме. В некоторых случаях эти сообщения передаются из главной компьютерной системы обработки, в которой хранятся анализы и прогностические поля в точках сетки. Однако возрастающее число сообщений кодируется в центральном процессоре и затем передается на хранение и передачу в компьютер связи. Эти сообщения содержат многие виды метеорологических данных, декодирование и обмен которыми производится посредством компьютерных систем связи каждого центра.

Данные в узлах сетки в большинстве случаев подлежат дополнительной обработке на компьютере или вручную, чтобы восстановить поля данных, предназначенных для разнообразных целей, таких, как планирование полетов международной авиации дальнего действия, графическое отображение, проверка статистики и т.д. При обмене данными между компьютерами используются коды GRID, GRAF, GRIB и BUFR. Однако некоторые центры не имеют оборудования для приема обработанных данных в цифровой форме. По этой причине все еще требуется представлять и передавать поля данных в виде координат изолиний полей в качестве альтернативы цифровому коду или в графическом формате, когда такой код не применяется на практике.

3.6.2 *Требования и технические аспекты преобразования информации в буквенно-цифровом коде (GRID/GRAF) и двоичном коде (GRIB, BUFR)*

В настоящее время некоторые линии Главной сети телесвязи ГСТ уже сильно загружены из-за преимущественного распространения метеорологической продукции в аналоговой форме. Постоянное и значительное увеличение объема передач в буквенно-цифровой форме, вызванное новыми программами, и увеличивающийся обмен численными анализами и прогнозами в кодовой форме GRID/GRAF приведут к необходимости уменьшения передач данных в аналоговой форме. Большинство продукции, распространяемой теперь в графической форме, может передаваться без труда в цифровой форме. Более того, следует помнить о том, что около 50–100 сообщений в коде GRID/GRAF может быть передано за время, необходимое для передачи одной карты в графической форме.

Введение протокола X.25 открыло новые возможности для распространения метеорологической продукции в двоичной форме. Использование двоичных кодов BUFR и GRIB дает возможность значительно увеличить объем информации, передаваемой по ГСТ. В настоящее время линии связи с использованием протокола X.25 задействованы между основными центрами ГСМД, и можно предполагать, что в будущем введение этой технологии продолжится.

Переход от аналогового к буквенно-цифровому или двоичному распространению продукции ЧПП подразумевает, что преобразование должно осуществляться или на уровне РСМП, когда продукция направляется в национальные центры, которые не имеют оборудования для преобразования, или на уровне НМЦ, если имеется необходимое оборудование. Поскольку процесс преобразования в значительной степени зависит от конкретных потребностей пользователей и связан с проекцией и масштабом карт, районом, изображением наносимых на карту параметров, представляется логичным выполнять преобразование в НМЦ, когда это возможно.

В настоящее время еще во многих национальных центрах нет возможности получать данные в буквенно-цифровой или двоичной форме и нет оборудования для преобразования полей в точках сетки в графические формы. Учитывая, что многие страны-члены ВМО в течение нескольких следующих лет, по-видимому, приобретут оборудование для приема и преобразования данных из двоичной/буквенно-цифровой в графическую форму, ниже приводятся некоторые руководящие принципы в отношении необходимых систем.

3.6.2.1 **КОНФИГУРАЦИЯ СИСТЕМЫ**

Следует отметить, что обмен данными в коде GRIB (двоичные на сетке) должен осуществляться по средне- или высокоскоростным цепям с контролем ошибок. Также считается, что если будет необходимо большое количество данных в буквенно-цифровом коде GRID/GRAF, то могут потребоваться как среднескоростные линии, так и цепи с контролем ошибок ввиду сравнительно большого количества передаваемых данных и проблем программного обеспечения, обусловленных ошибочными сообщениями. Поэтому центр, планирующий начать крупномасштабное преобразование буквенно-цифровых данных в графическую форму, должен быть уже оборудован компьютерной системой связи, взаимодействующей со среднескоростной цепью с устройством для контроля ошибок. Тем не менее центр, получающий ограниченное количество данных GRID по низкоскоростной линии, может пожелать преобразовывать эту информацию в графическую форму.

Рекомендуется осуществлять функции преобразования отдельно от функций телесвязи (прием или передача данных). Система, выполняющая такие функции, должна иметь, по крайней мере, две конфигурации мини/микрокомпьютеров. Телесвязь будет осуществляться посредством мини- или микрокомпьютера. Функция преобразования считается частью графических применений. Графика будет обрабатываться другой специальной мини/микрокомпьютерной системой, соединенной неавтономно (например, локальная сеть) или автономно посредством магнитного устройства к системе связи, в зависимости от объема данных и временных ограничений. Следует отметить, что кроме этих конфигураций, возможны многие другие решения.

В отношении графического оборудования, необходимого для составления метеорологических карт, можно выделить два типа графопостроителей:

- перьевые графопостроители, которые вычерчивают непрерывные линии одним или несколькими перьями различных цветов на предварительно отпечатанных картах;
- электростатические графопостроители, которые управляются программным обеспечением и воспроизводят карты путем нанесения мелких черных точек с разрешающей способностью 100 точек на дюйм на специально подготовленной бумаге.

В обоих случаях возможны режимы неавтономной связи (прямая связь с компьютером) или автономной (передача данных посредством магнитного устройства). Однако в случае мини/микрокомпьютера более предпочтительной является неавтономная связь. Автономная связь вполне приемлема в случае наличия главного компьютера, в частности для графопостроителя, который в любом случае требует значительного участия оператора.

При принятии решения о приобретении перьевого или электростатического графопостроителя необходимо учитывать следующие аспекты:

- цена электростатического графопостроителя обычно ниже, чем цена аналогичного перьевого графопостроителя;
- электростатические системы воспроизводят карты значительно быстрее, чем перьевые графопостроители; с другой стороны, расчет данных для управления графопостроителями требует больше времени, в особенности для электростатического графопостроителя, если его разрешающая способность очень высока (более 100 точек на дюйм);
- надежность лучших электростатических графопостроителей выше (в среднем наработка на отказ свыше 3 000 часов) надежности перьевых графопостроителей. Поэтому нет необходимости в дублировании электростатического оборудования, в то время как для перьевых графопостроителей обычно требуется запасной вариант;
- применение предварительно отпечатанной картографической основы и шариковых или чернильных перьев обычно делает перьевого графопостроителя более привлекательным, если карты в дальнейшем будут обрабатываться метеорологами. Это особенно справедливо в том случае, когда эта система должна

воспроизводить не только карты изолиний (приземные и аэрологические графики, графики вертикальной температуры по сводкам TEMP и т.д.).

Если целью является система преобразования с минимальным вмешательством оператора, то рекомендуемым решением является электростатический графопостроитель с управляющим мини/микрокомпьютером и компьютером неавтономно подключенным к телекоммуникационной системе (и графопостроителем, неавтономно соединенным с микрокомпьютером). Следует также отметить, что такая система может быть легко расширена для распространения карт автоматически по факсимильным линиям из-за логического сходства двух систем.

Во многих случаях управляемая компьютером система для преобразования данных из кода GRIB, BUFR, GRID/GRAF в графическую форму и автоматического распространения этой информации по факсимильным линиям может быть предпочтительным решением, которое требует незначительного увеличения оборудования по сравнению с системой локального производства метеорологических карт с использованием электростатического графопостроителя. Благодаря логическому сходству двух типов выпускаемых карт, очевидно, не требуется никаких модификаций математического обеспечения.

В настоящее время в большинстве центров введена техника визуального отображения, основанная на персональных компьютерах (ПК). Персональные компьютеры с лазерным принтером формата А-3 могут служить приемлемым оборудованием для визуального отображения данных и подготовки распечаток метеорологических карт, бюллетеней и другой продукции. Подробная информация по обработке и визуальному отображению продукции с использованием рабочих станций на базе ПК приведена в главе 4.

3.6.2.2 Программное обеспечение

Программное обеспечение, необходимое для преобразования данных из буквенно-цифровой формы в графическую, естественно, находится в зависимости от типа оборудования рассматриваемого центра (и, в частности, от имеющегося оборудования для визуального отображения) и от типов запросов потребителей продукции. Однако основные компоненты математического обеспечения более или менее одинаковы для всех типов устройств:

- а) пакет графических программ общего назначения с такими возможностями, как линии различной толщины, нанесение масштабной сетки, линий данных и осей, символов и цифр и т.д. (этот пакет программы используется многими другими подпрограммами и является полезным для общих целей, не связанных непосредственно с метеорологическими картами);
- б) опознавание (возможно, выполняемое на уровне телесвязи) и декодирование выпускаемых различными центрами сообщений в кодах BUFR, GRIB, GRID/GRAF (это будут либо только общие программы декодирования любого вида сообщений в коде BUFR, либо, что более вероятно, если используется сравнительно небольшой компьютер, специальный вариант пакета декодирования, поставляемый для каждого выпускающего продукцию центра);
- в) интерполяция, включая переход от одной графической проекции к другой (это обычно требует перехода от широтно-долготной сетки к полярно-стереографической системе координат, в зависимости от используемых проекций в центрах, направляющих и получающих данные);
- г) вычисления изолиний по данным в узлах сетки (в случае первого графопостроителя это выполняется путем построения векторов по данным в узлах регулярной сетки. В случае электростатического графопостроителя это достигается определением черных и белых точек либо путем прямой интерполяции из значений в узлах регулярной сетки, либо из векторной формы, принятой в качестве промежуточного этапа);
- д) создание фонового изображения (это обычно представляет интерес только в случае использования электростатического графопостроителя, где, безусловно, требуется математическое обеспечение для создания общего фона, но оно может оказаться полезным и в некоторых случаях использования в системе с первым графопостроителем).

Для других метеорологических применений также могут представлять интерес графические пакеты для составления карт по соответствующим сводкам SYNOP, аэрологических карт и вертикальных профилей по данным TEMP и PILOT и т.д.

Более высокий уровень визуального отображения продукции может быть достигнут посредством использования графического дисплея в персональных компьютерах. Использование цвета и графики (в том числе трехмерной графики) вместе с возможностью мультипликации ряда статических изображений делает этот подход мощным средством анализа данных. Эта тема подробно изложена в главе 4.

3.7 Использование численной продукции

Несмотря на то, что в последние десятилетия в области численного прогнозирования погоды достигнут большой прогресс, успех в основном касается прогнозирования крупномасштабных характеристик атмосферы. Мелкомасштабные характеристики, протяженностью в несколько десятков километров, и приземные (или околонириземные) переменные — температура, высота и количество облаков, осадки, видимость и ветер — часто не прогнозируются прямым образом на крупномасштабных численных моделях, и если прогнозируются, то точность может быть исключительно низкой. Для уменьшения недостатков, свойственных крупномасштабным моделям ЧПН, применяются методы статистической или динамической интерпретации продукции ЧПН, позволяющие составлять информацию, которую нельзя получить прямым образом, или корректировать параметры, рассчитываемые на моделях ЧПН. Ниже приведено описание этих аспектов интерпретации продукции ЧПН.

3.7.1 Использование численной продукции для статистического прогнозирования метеорологических элементов

Статистические зависимости обычно важнее сильнее между прогнозом и измеряемыми в данный момент переменными, чем между прогнозами и переменными с отставанием во времени. Поэтому статистический метод должен полагаться

на численную продукцию в качестве входной продукции для многих применений. Когда система объективного прогнозирования является собственно статистической по характеру и в отношении входных в нее данных зависит от численных прогностических моделей, ее называют системой интерпретации, поскольку она интерпретирует численную модель.

Методы, используемые для разработки статистических систем прогнозирования, различаются от простых графиков рассеяния до сложных статистических моделей, которые требуют значительных компьютерных ресурсов. Примерами являются: метод регрессии, оценка по уравнению регрессии вероятности явления (Miller, 1964), дискриминантный анализ (Miller, 1962), логическая модель (Brelsford and Jones, 1967), адаптивная логика (Glahn, 1964) и каноническая корреляция (Glahn, 1968). Для каждого применения существует прогнозируемая величина (вероятно, более чем одна), которая является переменной, подлежащей прогнозированию или расчету. Кроме того, всегда имеется по крайней мере один предиктор, который используется для расчета прогнозируемой величины. Предикторы могут быть определены тремя методами:

- а) классическим методом, при котором все предикторы являются наблюдениями в данный момент;
- б) методом совершенного прогноза (СП), (Klein, 1969), в котором фактические наблюдения используются для получения уравнения прогноза, но предикторы рассчитываются численной моделью;
- в) методом модели со статистическим выходом (МОС), (Glahn and Lowry, 1972), в котором используются величины из численных моделей для получения уравнения прогноза, которое затем применяется к предикторам, полученным по той же модели. Более подробное описание метода МОС можно найти в Трудах ИЦШП (1978 г.).

Здесь мы обсудим только методы б) и в), так как метод а) не используется для продукции ЧПП.

Каждый метод имеет свои преимущества и недостатки. Метод МОС является популярным, потому что он исправляет систематические ошибки модели. Недостаток метода МОС заключается в том, что должен быть накоплен большой набор данных из модели для получения статистически оправданных уравнений прогноза, и в том, что эти соотношения должны быть вновь получены всякий раз, когда в модель вводятся крупные изменения. Новейшее обсуждение статистической интерпретации продукции ЧПП приведено в работе Пана и др. (1991 г.). Поскольку не доказано преимущество одного метода над другим, в практике метеорологических центров используются оба метода, СП и МОС. Иногда системы, основанные на МОС и СП, рассчитываются на модели параллельно и разрабатываются правила объединения прогнозов МОС и СП для подготовки окончательной продукции. В некоторых центрах используются методы последующей обработки, основанные на успешности предыдущего прогноза. Они применяются для улучшения окончательной продукции, для уменьшения систематических ошибок и повышения точности, надежности и успешности прогнозов, подготовленных методом совершенного прогноза, поскольку в этом случае он учитывает положительные свойства системы МОС. Для уменьшения неблагоприятных воздействий частых модификаций, вводимых в модели ЧПП, на систему МОС, один из подходов заключается в использовании данных за период нескольких месяцев совместных прогнозов как старой, так и новой динамической модели для получения ковариационных матриц, представляющих более полную выборку расчетов новой модели. Эти матрицы составляются по неполной выборке выходной продукции старой и новой модели, а также по полной выборке выходной продукции старой модели. Такие расширенные матрицы затем используются для развития прогностических зависимостей.

В настоящее время статистические прогнозы, основанные на продукции ЧПП, широко используются для составления как среднесрочных, так и краткосрочных прогнозов. Выходная продукция глобальных моделей ЧПП используются главным образом для подготовки ежедневных прогнозов температуры и осадков с заблаговременностью до 10 дней. На короткий срок составляются многие основанные на ЧПП статистические прогнозы, такие, как максимальная/минимальная температура на уровне наблюдений, количество осадков, приземный ветер, видимость, продолжение солнечного сияния, облачность и высота нижней границы облаков, туман, вероятность гроз и сильных штормов.

3.7.2 *Использование численной продукции в динамическом прогнозировании метеорологических элементов*

Продукция ЧПП также используется в ряде детерминированных моделей, которые служат двум основным целям: получение новых параметров, не рассчитываемых непосредственно на моделях ЧПП, и улучшение качества прогнозирования некоторых метеорологических параметров, которые прогнозируются неудовлетворительно ввиду ограниченной разрешающей способности и/или физики крупномасштабной модели ЧПП. Примерами первого типа являются модели переноса загрязняющих веществ в атмосфере с различным временным и пространственным масштабом, модели для прогнозирования волн и штормовых нагонов и другие модели прикладного характера.

Среди примеров второго типа доминирующей является одномерная модель планетарного пограничного слоя, предназначенная для расчета температуры и влажности на уровне измерений, приземного ветра и детального вертикального распределения метеорологических параметров в атмосферном пограничном слое, с локальной привязкой к измерительным станциям.

Продукция ЧПП также используется в моделях по ограниченному району в качестве зависящих от времени пограничных условий, которые вводятся в область вычислений модели, охватывающей большую территорию. В настоящее время имеется ряд таких моделей для ограниченного района в региональном масштабе. Мезомасштабные модели с сеткой очень высокого разрешения постепенно вводятся в оперативные циклы метеорологических центров, таким образом увеличивается спрос на продукцию ЧПП, производимую крупномасштабными моделями.

3.8 *Источники ошибок в численных прогнозах*

Источники ошибок обычно изучаются посредством численных экспериментов. Существуют два основных типа ошибок. Ошибки первого типа можно классифицировать как чисто вычислительные ошибки. Они возникают ввиду неизбежного отбрасывания при конечно-разностном представлении производных чисел основных уравнений. Этот тип ошибок изучается обычно сравнением численных и аналитических решений для идеализированных потоков, когда имеются аналитические решения.

Ошибки второго типа связаны с ошибками в начальных и пограничных условиях, и с недостатками физической части моделей ЧПП. Ошибки в определении начальных условий системы серьезно воздействуют на успешность моделей ЧПП. Не останавливаясь на деталях, связанных с общими проблемами гидродинамической неустойчивости и предсказуемости атмосферных

процессов, следует указать на общую тенденцию, которая подтверждается теоретическими положениями. Дело в том, что ошибки в начальных условиях не увеличиваются быстро, если атмосфера находится в квазистационарном состоянии. В случае переходного состояния, когда происходят быстрые изменения в пространственной структуре атмосферных полей, ошибки в начальном состоянии сильно влияют на численный прогноз погоды. Подробную информацию по общим аспектам предсказуемости и по предсказуемости в различных масштабах атмосферных движений можно найти в работах Лоренца (1969 г., 1986 г.), Карневале и Холлоуэя (1982 г.), Антеса (1984 г.), Антеса и др. (1985 г.) и Джеймса (1990 г.).

В моделях для ограниченного района появляется дополнительный источник ошибок на боковых границах, так как зависящие во времени пограничные условия, взятые из расчетов крупномасштабной модели, могут иметь ошибки. Со временем эти ошибки распространяются на область вычислений и сильно влияют на результирующее решение, поскольку прогнозирование в пределах ограниченного района сводится к проблеме пограничных условий по мере увеличения периода интегрирования.

Упрощенная формулировка многих физических процессов вводит ряд ошибок, которые обычно рассчитываются при проведении ряда численных экспериментов, чтобы изолировать вклад различных физических процессов в полученные решения (прогнозы). Существует много таких экспериментов, которые показывают, что неадекватная обработка практически всех физических процессов приводит к ошибкам в ЧПП (WMO, 1988; Bourke, et al., 1991).

В настоящее время все метеорологические центры, выпускающие ЧПП, осуществляют прогон верификационных модулей, которые включены в оперативный цикл. Результаты таких верификаций публикуются ежегодно в Техническом отчете ВСП о Глобальной системе обработки данных.

ССЫЛКИ

- Andersson, E., N. Gustafsson, L. Meuller and G. Omstedt, 1986: SMHI PROMIS-Rapporter. PROMIS-Report No. 1.
- Anthes, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Monthly Weather Review*, 105, pp. 270–286.
- Anthes, R. A., 1984: The general question of predictability. *Lecture for AMS intensive course on mesoscale meteorology and forecasting*, 9–20 July 1984, Boulder, Colorado.
- Anthes, R. A., H. L. Kuo, A. P. Baumhefner, R. Errico and T. W. Bettge, 1985: Predictability of mesoscale atmospheric motions. *Advances in Geophysics*, 28 B, pp. 159–202.
- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part 1. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, pp. 674–701.
- Asselin, R., 1972: Frequency filter for time integration. *Monthly Weather Review*, 100, pp. 487–490.
- Atkins, M. Y., 1974: The objective analysis of relative humidity. *Tellus*, 26, pp. 663–671.
- Baer, F., 1977: Adjustment of initial conditions required to suppress gravity oscillations in nonlinear flows. *Contributions to Atmospheric Physics*, 50, pp. 350–366.
- Bengtsson, L. O., 1975: Four-dimensional assimilation of meteorological observations. *WMO/ICSU GARP Publications Series*, No. 15.
- Benwell, G. R. and F. P. Bretherton, 1968: A pressure oscillation in a ten-level atmospheric model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 94, pp. 123–131.
- Bergman, K. H. and W. D. Bonner, 1976: Analysis error as a function of observational density of satellite temperature soundings with spatially correlated errors. *Monthly Weather Review*, 104, pp. 1308–1316.
- Bergthorsson, P. and B. R. Doos, 1955: Numerical weather map analysis. *Tellus*, 7, pp. 329–340.
- Blackadar, A. K., 1979: High-resolution models of planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, 1, pp. 50–85.
- Bleck, R., 1974: Short-range prediction in isentropic coordinates with filtered and unfiltered numerical models. *Monthly Weather Review*, 102, pp. 813–829.
- Bourke, W. P., 1974: A multi-level spectral model: Formulation of hemispheric integrations. *Monthly Weather Review*, 102, pp. 687–701.
- Bourke, W. P. and J. C. McGregor, 1983: A non-linear vertical mode initialization scheme for a limited area prediction model. *Monthly Weather Review*, 111, pp. 2285–2297.
- Bourke, W. P., R. A. Mullenmeister, K. Arpe, D. Baumhefner, P. Caplan, J. L. Kinter, S. F. Milton, W. E. Stern and M. Sugi, 1991: Systematic errors in extended range predictions. CAS/JSC Working Group on Numerical Experimentation, Report No. 16, WMO/TD-No 444.
- Brelsford, W. M. and R. H. Jones, 1967: Estimating probabilities. *Monthly Weather Review*, 95, pp. 570–576.
- Brown, J. A., 1974: On vertical differencing in the sigma system. *Office Note 92*, NMC, Washington, D.C.
- Carnevale, G. E. and G. Holloway, 1982: Information decay and the predictability of turbulent flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 116, pp. 115–121.
- Charnock, H., 1955: Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81, pp. 639–640.
- Chen, J., 1984: Uncoupled multi-layer model for the transfer of sensible and latent heat flux densities from vegetation. *Boundary Layer Meteorology*, 28, pp. 213–226.
- Chen, J. B., J. Liren and W. L. Wu, 1987: Design and test of an improved scheme for global spectral model with reduction of truncation error. *Advances in Atmospheric Sciences*, 4, pp. 156–168.
- Cotton, W. R. and R. A. Anthes, 1989: *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, New York.
- Courant, R., K. O. Friedrichs and H. Lewy, 1928: Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematischen Physik. *Mathematische Annalen*, 100, pp. 32–74.
- Courtier, P. and O. Talagrand, 1987: Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation, Part II: Numerical results. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113, pp. 1329–1347.

- Courtier, P. and O. Talagrand, 1990: Variational assimilation of meteorological observations with the direct and adjoint shallow water equations. *Tellus*, 42A, pp. 531-549.
- Cram, J. M. and M. L. Kaplan, 1985: Variational assimilation of VAS data into a mesoscale model: Assimilation method and sensitivity experiments. *Monthly Weather Review*, 10, pp. 367-374.
- Cressman, G. P., 1960: Improved terrain effects in barotropic forecasts. *Monthly Weather Review*, 88, pp. 327-342.
- Daley, R., 1978: Variational non-linear normal mode initialization. *Tellus*, 30, pp. 201-218.
- Daley, R., 1981: Normal mode initialization. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 19, pp. 450-468.
- Daley, R., 1991: *Atmospheric Data Analysis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Danard, M., 1985: On the use of satellite estimates of precipitation in initial analyses for numerical weather prediction. *Atmosphere-Ocean*, 23, pp. 23-42.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83, pp. 1889-1903.
- Deaven, D. G., 1976: A solution for boundary problems in isentropic coordinate models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, pp. 1702-1713.
- Dickinson, R. E. and D. L. Williamson, 1972: Free oscillations of a discrete stratified fluid with application to numerical weather prediction. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, pp. 623-640.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy and M. F. Wilson, 1986: Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. *NCAR Technical Note*, NCAR/TN-275.
- Dixon, R., 1969: Orthogonal polynomials as a basis for objective analysis. Meteorological Office, *Scientific Paper No. 30*. H.M.S.O., London.
- Eliassen, A., 1954: Provisional report on calculation of spatial covariance and auto-correlation of the pressure field. *Report No. 5*, Videnskaps-Akademiets Institut for Vaer-Og Klimaforskning.
- Eliassen, A. and E. Raustein, 1968: A numerical integration experiment with model atmosphere based on isentropic coordinates. *Meteorologiske Annaler*, 5, pp. 45-63.
- Errico, R. M., 1989: Theory and application of nonlinear normal mode initialization. *NCAR Technical Note*, NCAR/TN-344+1A.
- European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 1978: *Seminars 1978: The interpretation and use of large-scale numerical forecast products*.
- European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 1985: *Proceedings of the workshop on cloud cover parameterization in numerical models*, 26-28 November 1984.
- European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 1988: *Proceedings of the workshop on parameterization of fluxes over land surface*, 24-28 October 1988.
- Eyre, J. R. and A. C. Lorenc, 1989: Direct use of satellite sounding radiances in numerical weather prediction. *Meteorological Magazine*, 118, pp. 13-16.
- Fillion, L. and C. Temperton, 1989: Variational implicit normal mode initialization. *Monthly Weather Review*, 117, pp. 2219-2229.
- Fillion, L., 1991: Variational implicit normal mode initialization on the sphere. *Monthly Weather Review*, 119, pp. 562-631.
- Flattery, T. W., 1971: Spectral models for global analysis and forecasting. *Technical Report No. 242*, Air Weather Service, U.S. Air Force, pp. 42-54.
- Fouquart, Y., 1988: Radiative transfer in climate models: In: *Physically-based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change*, Part 1 (M. E. Schlesinger, ed.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Fritsch, J. M. and C. E. Chappell, 1980: Numerical prediction of convectively driven pressure systems, Part 1: Convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, pp. 1722-1733.
- Gandin, L. S., 1963: *Objective Analysis of Meteorological Fields*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Gandin, L. S., 1969: Objective analysis. *Lectures on numerical short-range weather prediction*. WMO Regional Training Seminar, Moscow, 1965. Gidrometeoizdat, Leningrad, pp. 633-677.
- Garand, L., 1983: Some improvements and complements to the IR emissivity algorithm including a parameterization of the absorption in the continuum region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, pp. 230-244.
- Garrat, J. R., 1992: *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge University Press, Cambridge (In press).
- Geleyn, J. F. and A. Hollingsworth, 1979: An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Contributions to Atmospheric Physics*, 50, pp. 1-16.
- Glahn, H. R., 1964: An application of adaptive logic to meteorological prediction. *Journal of Applied Meteorology*, 3, pp. 718-725.
- Glahn, H. R., 1968: Canonical correlation and its relationship to discriminant analysis and multiple regression. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25, pp. 23-31.
- Glahn, H. R. and D. A. Lowry, 1972: The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, 11, pp. 1203-1211.
- Glahn, H. R., A. H. Murphy, L. J. Wilson and J. S. Jensenius, Jr., 1991: *Lectures on the interpretation of NWP products in terms of local weather phenomena and their verification*. WMO Training Workshop, WMO/TD No. 421.
- Golding, B. W., 1984: The Meteorological Office mesoscale model: its current status. *Meteorological Magazine*, 113, pp. 289-302.
- Golding, B. W., 1987: The U.K. Meteorological Office mesoscale model. *Boundary Layer Meteorology*, 41, pp. 97-108.
- Golding, B. W., 1990: The Meteorological Office mesoscale model. *Meteorological Magazine*, 119, pp. 81-86.
- Harshvardhan, 1991: Atmospheric radiation. *Review of Geophysics*, Supplement of Volume, 29, pp. 56-58.
- Hicks, B. B., G. D. Hess and M. L. Wesley, 1979: Analysis of flux-profile relationships above tall vegetation: An alternative view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105, pp. 1074-1077.

- Hollet, S. R., 1975: *Three-dimensional spatial correlations of PE forecast errors*. M.S. Thesis, Department of Meteorology, McGill University, Montreal.
- Holt, T. and S. Raman, 1988: A review and comparative evaluation of multilevel boundary layer parameterizations for the first-order and turbulent kinetic energy closure schemes. *Review of Geophysics*, 26, pp. 761-780.
- Hoskins, B. J. and A. J. Simmons, 1975: A multi-layer spectral model and semi-implicit method. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101, pp. 637-655.
- Houghton, D. and W. M. Washington, 1969: On global initialization of the primitive equations, Part I. *Journal of Applied Meteorology*, 8, pp. 726-737.
- Houghton, D., D. G. Baumhefner and W. M. Washington, 1971: On global initialization of primitive equations, Part II: The divergent component of the horizontal wind. *Journal of Applied Meteorology*, 10, pp. 626-634.
- Hovermale, J. B., D. G. Marks and S. H. Scolnik, 1977: Operational analysis and prediction with the movable fine mesh system at the National Meteorological Centre. *Proceedings of the seventh technical exchange conference*, El Paso, Atmospheric Science Laboratory, White Sands, New Mexico.
- James, I. N., 1990: Order and chaos up in the air. *Nature*, Vol. 348, No. 6299, pp. 283-284.
- Kasahara, A. and W. M. Washington, 1967: NCAR global general circulation model of the atmosphere. *Monthly Weather Review* 95, pp. 384-402.
- Kasahara, A., 1974: Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction. *Monthly Weather Review*, 102, pp. 509-522.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteorological Monographs*, 10, No. 32, American Meteorological Society, Boston.
- Kiselnikova, V. Z., E. M. Pekelis, D. Ya. Pressman, N. F. Veltishchev and A. A. Zheleznin, 1987: Development of mesoscale models for weather elements prediction. WMO, PSMP Report Series No. 23.
- Klein, W. H., 1969: The computer's role in weather forecasting. *Weatherwise*, 22, pp. 195-218.
- Kreitzberg, C. W. and D. J. Perkey, 1976: Release of potential instability, Part 1: A sequential plume model within a hydrostatic primitive equation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, pp. 456-475.
- Krishnamurti, T. N., J. Xue, H. S. Bedi, K. Ingles and D. Ocsterhof, 1991: Physical initialization for numerical weather prediction over the tropics. *Tellus*, 43 A-B, pp. 53-81.
- Kuo, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 22, pp. 40-63.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, pp. 1232-1240.
- Kurihara, V., 1965: On the use of implicit and iterative methods for the time integration of the wave equation. *Monthly Weather Review*, 93, pp. 33-46.
- Kwizak, M. and A. J. Robert, 1971: A semi-implicit scheme for grid point atmospheric models of the primitive equations. *Monthly Weather Review*, 99, 32-36.
- Lilly, D. K., 1965: On the computational stability of numerical solutions of time-dependent nonlinear geophysical fluid dynamics problems. *Monthly Weather Review*, 93, pp. 11-26.
- Lin, V. L., R. D. Farley and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22, pp. 1065-1092.
- Lorenc, A. C., 1981: A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. *Monthly Weather Review*, 109, pp. 701-721.
- Lorenz, E. N., 1969: The predictability of a flow which possesses many scales of motion. *Tellus*, 21, pp. 289-307.
- Lorenz, E. N., 1986: Atmospheric predictability: do we have a mathematical theory? *Extended abstracts of papers of the international symposium on short- and medium-range numerical weather prediction*, WMO/IVGG, 4-8 August 1986, Tokyo, WMO/TD-No. 114, pp. 539-541.
- Machenhauer, B., 1977: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model with application to normal mode initialization. *Contributions to Atmospheric Physics*, 50, pp. 253-271.
- Machenhauer, B., 1983: Fundamentals of nonlinear normal mode initialization. The interaction between objective analysis and initialization (R. Daley, J. Derome and D. Williamson, eds.), NCAR Technical Note NCAR/TN-204+PROC.
- Marchuk, G. I., 1964: A new approach to the numerical solution of differential equations of atmospheric processes. *Technical Note No. 66*, WMO-No. 162, TP. 79, pp. 212-226.
- Marks, D. G. and R. V. Jones, 1977: An operational analysis scheme on isentropic surfaces. *Proceedings of the third AMS conference on numerical weather prediction*, Omaha, Nebraska, pp. 192-202.
- McBean, G. A., K. Bernhardt, S. Bodin, Z. Litynska, A. P. van Ulden and J. C. Wyngaard, with contribution from B. R. Kerman, J. D. Reid, Z. Serbjan, J. L. Woinsley and G. A. McBean (ed.) 1979: The planetary boundary layer. WMO, Technical Note No. 165, WMO-No. 530.
- McFarlane, N. A., 1987: The effects of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, pp. 1775-1800.
- Merilees, P. E., 1975: The effect of grid resolution on the instability of a simple baroclinic model. *Monthly Weather Review*, 103, pp. 101-104.
- Merilees, P. E., 1976: The equations of motion in spectral form. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25, pp. 736-743.
- Mesinger, F. and A. Arakawa, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. WMO/GARP Publications Series, Vol. I.
- Mesinger, F., 1984: A blocking technique for mountains in atmosphere models. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 44, pp. 195-202.

- Mesinger, F., Z. I. Janjic, S. Nickovic, D. Gavrillov and D. G. Deaven, 1988: The step-mountain co-ordinate model: Description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. *Monthly Weather Review*, 116, pp. 1493-1518.
- Miller, R. G., 1962: Statistical prediction by discriminant analysis. *Meteorological Monographs*, 4, 25.
- Miller, R. G., 1964: Regression estimation of event probabilities. *Technical Report No. 1*, Contract CWG-10704, The Travellers Research Centre, Inc., Hartford, Connecticut.
- Miller, R. G. and T. N. Palmer, 1987: Orographic gravity-wave drag: Its parameterization and influence in general circulation and numerical weather prediction models. *Seminar on observation, theory and modelling of orographic effects*, ECMWF, 15-19 September 1986, Vol.1, pp. 283-333.
- Miyakoda, K. and R. W. Mayer, 1968: Method of initialization for dynamic weather forecasting. *Tellus*, 20, pp. 115-128.
- Mokhov, I. I. and Y. K. Petukhov, 1988: *Cloudiness radiation interaction in the general circulation models, weather prediction and climate*. Soviet Cloudiness and Radiation Climatology Programme. Moscow.
- Monin, A. S. and A. M. Obukhov, 1953: Dimensionless characteristics of turbulence in the atmospheric surface layer. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 93, pp. 223-226.
- Monin, A. S. and A. M. Obukhov, 1954: Fundamental laws of turbulent exchange in the atmospheric surface layer. *Trudy Geofizicheskii Institut, Akademii Nauk SSSR*, No. 24 (151), pp. 163-187.
- Morcrette, J. J. and X. Fouquart, 1986: The overlapping of cloud layer in short-wave radiation parameterizations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, pp. 321-328.
- Morcrette, J. J., 1990: Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ECMWF model. *Monthly Weather Review*, 118, pp. 847-873.
- Ninomiya, K. and K. Kurihara, 1987: Forecast experiment in a long-lived mesoscale convective system in Baiu frontal zone. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 65, pp. 885-889.
- Nitta, T. and J. B. Hovember, 1969: A technique of objective analysis and initialization for the primitive forecast equations. *Monthly Weather Review*, 97, pp. 652-658.
- Oke T. R., 1978: *Boundary Layer Climates*. Methuen and Co. Ltd., London.
- Orianski, L., 1975: A rationale subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, pp. 520-527.
- Orszag, S. A., 1970: Transform method for the calculation of vector-coupled sums: Application to the spectral form of the vorticity equation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27, pp. 890-895.
- Orszag, S. A., 1972: Comparison of pseudospectral and spectral approximations. *Studies in Applied Mathematics*, 51, pp. 253-259.
- Pailieux, J., 1989: Design of a variational analysis: Organization and scientific points. *ECMWF Technical Memorandum No. 50*.
- Palmer, T. N., G. J. Shutts and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112, pp. 101-1039.
- Panofsky, H. A., 1949: Objective weather map analysis. *Journal of Meteorology*, 6, pp. 386-392.
- Parrish, D. F. and J. C. Derber, 1991: The National Meteorological Centre's spectral statistical interpolation analysis system. *NMC Office Note No. 379*, Washington, D.C.
- Perkey, D. J., 1976: A description and preliminary results from a fine-mesh model for forecasting quantitative precipitation. *Monthly Weather Review*, 104, pp. 1513-1526.
- Phillips, N. A., 1957: A coordinate system having some special advantage for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 14, pp. 184-185.
- Phillips, N. A., 1959: An example of nonlinear computational instability. In: *The Atmosphere and the Sea in Motion* (B. Bolin, ed.), Rockefeller Press, New York.
- Phillips, N. A., 1960: On the problem of initial data for the primitive equations. *Tellus*, 12, pp. 121-126.
- Phillips, N. A., 1977: Variational analysis in pressure coordinates. *Office Note 134*, National Meteorological Centre, Washington D.C.
- Puri, K. and J. J. Miller, 1990: The use of satellite data in the specification of convective heating for diabatic initialization and moisture adjustment in numerical prediction models. *Monthly Weather Review*, 118, pp. 67-93.
- Ritchie, H., 1987: Semi-Lagrangian advection on a Gaussian grid. *Monthly Weather Review*, 115, pp. 608-619.
- Ritter, B. and J. E. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Monthly Weather Review*, 120, pp. 303-325.
- Robert, A., 1981: A stable numerical integration scheme for the primitive meteorological equations. *Atmosphere-Ocean*, 19, pp. 35-46.
- Robert, A., T. L. Yee and H. Ritchie, 1985: A semi-Lagrangian and semi-implicit numerical integration scheme for multilevel atmospheric models. *Monthly Weather Review*, 113, pp. 388-394.
- Rutledge, S. A. and P. V. Hobbs, 1983: Mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in mid-latitude cyclones. VIII: A model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, pp. 1185-1206.
- Salmon, E. M. and T. T. Warner, 1986: Short-term numerical precipitation forecasts initialized using a diagnosed divergent-wind component. *Monthly Weather Review*, 114, pp. 2122-2132.
- Sasaki, Y., 1970: Some basic formalism in numerical variational analysis. *Monthly Weather Review*, 98, pp. 875-883.
- Schlatter, T. W. and G. W. Branstator, 1979: Estimation of errors in Nimbus-6 temperature profiles and their spatial correlation. *Monthly Weather Review*, 107, pp. 1402-1413.

- Segami, A. and V. Tsumi, 1989: Operational mesoscale weather prediction with Japan spectral model. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 67, pp. 907-924.
- Sergeev, B. N., 1983: Numerical modelling of atmospheric front and associated clouds and precipitation. *Meteorologiya i Gidrologiya*, No. 4, pp. 21-29.
- Shuman, F. G and J. B. Hovember, 1968: An operational six-layer primitive equations model. *Journal of Applied Meteorology*, 7, pp. 525-547.
- Smagorinsky, J., 1956: On the inclusion of moist adiabatic processes in numerical prediction models. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 5, pp. 82-90.
- Smagorinsky, J., S. Manabe and J. L. Holloway, 1965: Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere. *Monthly Weather Review*, 93, pp. 727-768.
- Soderman, D. and L. Winberg, 1980: Conversion of grid-point data into meteorological maps with a mini-computer system. WMO, *WWW Planning Report No. 37*.
- Sorbjan, Z., 1989: *Structure of Atmospheric Boundary Layer*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Stephens, G. L., 1984: The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. *Monthly Weather Review*, 112, pp. 826-867.
- Stephens, J. J., 1970: Variational initialization with the balance equation. *Journal of Applied Meteorology*, 9, pp. 732-739.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Sugi, M., 1986: Dynamic normal mode initialization. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Ser. II, Vol. 64, pp. 623-636.
- Sundqvist, H., 1978: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104, pp. 677-690.
- Talagrand, O. and R. Courtier, 1987: Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation, Part I: Theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113, pp. 1313-1328.
- Tanguay, M., A. Robert and R. Laprise, 1990: A semi-implicit semi-Lagrangian fully compressible regional forecast model. *Monthly Weather Review*, 118, pp. 1970-1980.
- Tarbell, T. C., T. T. Warner and R. A. Anthes, 1981: An example of the initialization of the divergent wind component in a mesoscale model. *Monthly Weather Review*, 109, pp. 77-95.
- Temperton, C., 1976: Dynamic initialization for barotropic and multilevel models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, pp. 297-311.
- Temperton, C., 1988: Implicit normal mode initialization. *Monthly Weather Review*, 116, pp. 1013-1031.
- Thiebaux, J. and M. Pedder, 1987: *Spatial Objective Analysis*. Academic Press, New York.
- Tiedtke, M., W. A. Heckley and J. Slingo, 1988: Tropical forecasting at ECMWF: The influence of physical parameterization of the mean structure of forecasts and analyses. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114, pp. 639-664.
- Tripoli, G. J. and W. R. Cotton, 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model-1982, Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *Journal des Recherches Atmosphériques*, 16, pp. 185-219.
- Turpeinen, O. M., L. Garand, R. Benoit and M. Roch, 1990: Diabatic initialization of the Canadian regional finite-element (RFE) model using satellite data, Part I: Methodology and application to a winter storm. *Monthly Weather Review*, 118, pp. 1381-1395.
- Uccellini, L. W., D. R. Johnson and R. E. Schlesinger, 1977: An isentropic and sigma coordinate hybrid numerical model. Isentropic numerical models — Results on model development for zonally averaged and secondary circulation. *Report to the National Science Foundation*, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, pp. 177-254.
- Veltishchev, N. F., A. A. Zhelnin, V. Z. Kiselnikova, Y. M. Pekelis and D. Ja. Pressman, 1982: Mesoscale weather forecasting. *Meteorologiya i Gidrologiya*, No. 4, pp. 5-15.
- Veltishcheva, N. S. and V. O. Iljin, 1989: Numerical temperature and precipitation prediction over the fine-mesh with incorporation of urban effect. *Meteorologiya i Gidrologiya*, No. 2, pp. 21-30.
- Wang, W. and T. T. Warner, 1988: Use of four-dimensional data assimilation by Newtonian relaxation and latent-heat forcing to improve a mesoscale-model precipitation forecast. *Monthly Weather Review*, 116, pp. 2593-2613.
- Washington, W. and D. L. Williamson, 1977: A description of the NCAR global circulation models. *Methods in Comparative Physics No. 17: General circulation models of the atmosphere*, Academic Press, New York.
- Werden, W., 1988: The diabatic ECMWF normal mode initialization scheme. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 61, pp. 274-302.
- Wetzel, R. J. and J.-T. Chang, 1987: Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, pp. 18-27.
- World Meteorological Organization/International Council of Scientific Unions, 1972: *Parameterization of sub-grid-scale processes*. Global Atmospheric Research Programme, Series No. 8.
- World Meteorological Organization/International Council of Scientific Unions, 1984: The intercomparison of radiation codes in climate models (ICRCCM). *Report of the Meeting*, 15-18 August 1984, Frascati, WCRP-93, WMO/TD No. 28.
- World Meteorological Organization, 1986: *Manual on the Global Telecommunication System*, WMO-No. 386.
- World Meteorological Organization, 1988: *Workshop on systematic errors in models of the atmosphere*, 19-23 September 1988, Toronto, CAS/SCC Report No. 12, WMO/TD No. 273.
- World Meteorological Organization, 1990: *Preprints of the international symposium on assimilation of observations in meteorology and oceanography*, 9-13 July 1990, Clermont-Ferrand.

- World Meteorological Organization, 1990: Radiation and climate: Intercomparison of radiation codes in climate models (ICRCCM). *Report of the Workshop*, 15–17 August 1988, Paris, WCRP-39, WMO/TD No. 371.
- World Meteorological Organization, 1991: Numerical weather prediction progress report for 1990. *Technical document*, Research and Development Programme, NWPP Report Series, No. 17, WMO/TD No. 403.
- World Meteorological Organization, 1992: *Manual on the Global Data-processing System*, WMO-No. 485.
- World Meteorological Organization, 1992: 1991 *WWW Technical Progress Report on the Global Data-Processing System*. GDPS TP Report Series, No. 1, WMO/TD No. 491.
- Wright, B. J. and B. W. Golding, 1990: The interactive mesoscale initialization. *Meteorological Magazine*, 119, pp. 234–244.
- Wyngaard, J. C., 1985: Structure of the planetary boundary layer and implications for its modelling. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24, pp. 1113–1142.
- Yamada, T. and G. L. Mellor, 1975: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32, pp. 2309–2329.
- Yamada, T., 1983: Simulations of nocturnal drainage flows by a q-1 turbulence closure model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, pp. 91–106.
-

ДОПОЛНЕНИЕ 3.А

**РУКОВОДЯЩИЕ УКАЗАНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО НЕОБХОДИМЫХ МЕР ПО СВЕДЕНИЮ К МИНИМУМУ
ВЛИЯНИЯ ПОТЕРЬ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА РАБОТУ ГСОД**

1. Настоящие руководящие указания базируются на опыте, приобретенном во время закрытия системы Омега, и мероприятиях, принятых по приведению в соответствие оборудования в связи с проблемой 2000 года. Предлагаемые меры включают различные этапы, на которые можно разделить такие проблемы.

2. В то время как в этих указаниях основное внимание уделяется потере данных наблюдений, их можно с таким же успехом применять к максимизированию влияния позитивных изменений в ГСН. Такие ситуации могут появляться как часть планируемой программы изменений, таких, как специальные наблюдения, данные специального периода наблюдений или осуществление новых платформ наблюдений. В таких ситуациях также требуется информация на скоординированной основе, с тем чтобы система обработки данных могла не только справляться с такими данными наблюдений, но и оптимально использовать их.

Предупреждение

3. Изменения в системах наблюдений могут быть известны заранее или могут быть незапланированными.

В случае известных изменений:

- a) операторам следует предоставить уведомление в ВМО в соответствии с текущими процедурами в случае, если они определены;
- b) в противном случае следует предоставлять информацию с адекватным сроком уведомления с использованием таких средств, как:
 - i) официальное уведомление от Генерального секретаря в адрес НМГС;
 - ii) уведомление с использованием технических комиссий, особенно КОС и КПМН;
 - iii) использование групп специалистов, учрежденных для конкретного типа наблюдений (например, спутниковые зондирования);
 - iv) группа новостей в электронной почте пользователя данными.

Незапланированные изменения:

- a) ведущим центрам следует поддерживать надежные процедуры мониторинга, направленные на обнаружение каких-либо проблем;
- b) РУТ следует выявлять любые проблемы связи, ограничивающие поток данных;
- c) ведущим центрам следует предупреждать поставщиков данных (в случае надобности) с помощью назначенных лиц для связи (таких, как технический координатор группы экспертов АМДАР). Секретариат ВМО может оказать помощь в деле определения соответствующих лиц для связи.

4. Проблемы должны быть обнаруживаемыми с помощью систем мониторинга количества и качества, учрежденных в рамках КОС. Хотя многие центры проводят мониторинг данных, ведущие центры, ответственные за конкретные типы наблюдений, должны предупреждать операторов и сообщество пользователей о потенциальной проблеме, особенно если потери объясняются изменением в качестве, а не потерей самих данных наблюдений (такие изменения могут объясняться изменениями в калибровке спутниковых приборов, которые могут быть ясными не для всех пользователей). Для НМГС такое предупреждение может производиться с помощью назначенных лиц для связи. Установленная сеть координаторов для мониторинга качества данных была учреждена не для этой цели, но может быть пригодной. Эту сеть необходимо регулярно обновлять.

Оценка проблемы

5. В порядке оценки проблем:

- a) определять характер проблемы:
 - i) собирать авторитетную информацию от оперативных учреждений;
 - ii) получать указания от соответствующих технических экспертов в рамках КОС или других комиссий;
- b) получать информацию о существе проблемы и сроках планируемых изменений:
 - i) классифицировать пользователей и программы, которые могут затрагиваться изменениями;
 - ii) географический охват;
 - iii) продолжительность существования проблемы (если временная);
- c) производить оценку вероятного влияния на ряд пользователей:
 - i) ЧПП;
 - ii) общее использование наблюдений в работе НМГС, такой, как прогнозирование, обслуживание климатическими или морскими данными;
 - iii) другие программы ВМО, особенно ГСНК, гидрология, ГСА;
 - iv) другие обязательства ВМО, например БКГВ-ООН, ГСНК, МГЭЙК, Монреальский протокол.

6. Система ВМО должна действовать в качестве пропагандиста для широкого круга своих членов и пользователей и быть знакомой со степенью чувствительности НМГС и программ к потерям данных.

7. Для ЧПП влияние может базироваться на обследованиях ранее имевших место исследований последствий наблюдений и на работе организаций, таких, как ОССА, КОСНА и ЕВКОС, ОГПО КОС по комплексным системам наблюдений и группа экспертов ОГПО по СОДП. Эти исследования можно использовать в качестве основы для экстраполяции на текущую проблему наблюдений.

8. Для оценки проблемы требуются коллективные усилия. Однако для инициирования и координирования действий могут использоваться отдельные лица, такие, как председатели ОГПО по комплексной системе наблюдений или по системе обработки данных и прогнозирования, или, в случае охвата проблемой одного или двух регионов, председателями соответствующих региональных рабочих групп по планированию и осуществлению Всемирной службы погоды.

Возможное предотвращение проблемы

9. Это включает в себя, например, подготовку представлений поставщикам данных в целях влияния на решения.

10. Экспертные и репрезентативные оценки последствий обеспечивают авторитетную основу для таких представлений. Эта стратегия использовалась в случае с системой Омега, но не была успешной, однако она еще используется для сохранения микроволновых частот, выделяемых для метеорологических целей и для целей дистанционного зондирования. Она может также использоваться для подготовки представлений в НМГС о планируемых закрытиях особенно ценных станций наблюдений посредством:

- a) распространения информации для подчеркивания важности влияния потерь данных наблюдений;
- b) организации союзов с другими пользователями, затронутыми этой проблемой (например, радиоастрономия в случае с микроволновыми частотами).

Ответственность за такие задачи лучше всего возложить на Секретариат.

Изучать стратегии борьбы

11. Это включает в себя:

- a) сохранение максимальных компонентов возможных наблюдений, например в случае с системой Омега, ВМО пропагандировала продолжение зондирования для получения данных о температуре и влажности, даже если были невозможны наблюдения за ветром;
- b) оказание помощи в осуществлении замены систем, например, в случае с зондированиями со спутника НУОА-11 неофициальная группа работала с использованием электронной почты с НУОА/НЕСДИС для способствования осуществлению нового типа сообщения для зондирования со спутника НУОА-15 с использованием декодирования и испытания сообщения, обратной связи по ошибкам и совместного использования информации между пользователями. Этому процессу способствовало благоприятное отношение и помощь со стороны НЕСДИС;
- c) использование альтернативных источников данных: это может оказаться более длительной стратегией, как в случае с будущей комплексной ГСН, но могут быть более краткосрочные возможности, такие, как использование профилей подъема и спуска АМДАР для полетов радиозондов. КОС может оказывать помощь посредством предоставления информации и организации обучения в случае с такими возможностями и средствами;
- d) организацию запасных систем (например, спутников);
- e) предусмотрение излишков в ГСН: это может быть также более долгосрочной стратегией для будущей комплексной ГСН.

Ответственность за такую задачу лучше всего возложить на КОС.

Поиски и распределение ресурсов для улучшения решения проблемы

12. Это может касаться широкого круга от финансирования для конкретного типа наблюдений до перераспределения запасных спутников. Для разработки приоритетности по распределению финансирования можно использовать упомянутые выше формулировки о влиянии. К другим критериям могут относиться следующие:

- a) эффективность в деле улучшения решения проблемы;
- b) надежность;
- c) удовлетворение функциональных потребностей (например, достижение уровня 5 гПа для радиозондов ГУАН);
- d) качество (например, по оценке с использованием мониторинга ведущего центра);
- e) долгосрочная непрерывность (особенно для ГСНК);
- f) поддержка для многочисленных программ;
- g) уникальные характеристики.

Ответственность за такую задачу лучше всего возложить на страны-члены.

Мониторинг проблемы

13. Это включает в себя:

- a) проведение оценки серьезности проблемы и сравнение с планами;
- b) доработку и адаптацию мер реагирования, где это возможно.

Последующий обзор

14. После завершения действия провести обзор, с тем чтобы зафиксировать полученные выводы и задокументировать какие-либо процедуры для будущих событий.

Ответственность за такую задачу лучше всего возложить на КОС.

Административные аспекты

15. Этот второй пункт успешно срабатывал в случае с окончанием работы системы Омега. Группа экспертов подготовила рекомендации по решению проблемы и по назначению приоритетов для использования имеющегося финансирования для установок альтернативных радиозондов (ГСОМ), например:

- a) использовать существующие официальные и неофициальные группы в рамках КОС и ВМО в целом (КПМН, КАН, ККЛ);
- b) если проблема представляет собой проблему значительного масштаба, учредить специальную группу для анализа проблемы, совместного использования существующей информации и выработки рекомендаций экспертов.

МЕТОДЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ РУЧНОЙ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ В ЦЕЛЯХ АНАЛИЗА И ПРОГНОЗА

4.1 Использование кодированных анализов и прогнозов

4.1.1 Коды ВМО для анализов

Существуют четыре кода ВМО, подробно описанные в томе I *Наставления по кодам* (ВМО-№ 306), которые можно использовать для кодирования метеорологических данных, анализов и прогнозов различных типов, а именно:

- a) FM 45-IV IAC — Анализ в полной форме; код, который обеспечивает ручное кодирование приземных и аэрологических анализов и прогнозов путем размещения отдельных элементов, таких, как барические центры, фронты, изобары, высотные контуры, ветер, волны тропиков и т.д. Эта кодовая форма в настоящее время широко не используется в метеорологической практике;
- b) FM 46-IV IAC FLEET — Анализ в сокращенной форме; кодовая форма, которая была предназначена для использования в морской практике для передачи анализов и прогнозов систем давления на уровне моря, фронтов и т.д., а также волнения и температуры поверхности моря. Этот код все еще используется некоторыми заинтересованными в нем морскими потребителями;
- c) FM 47-IX Ext. GRID — Обработанные данные в виде значений в точках сетки; код был разработан для использования как при ручном, так и компьютерном кодировании метеорологических данных в точках сетки. Однако опыт показал, что сложность этой кодовой формы практически сделала невозможным ее использование при ручной обработке и ограничила ее использование во всех центрах, за исключением крупнейших автоматизированных центров ВСП;
- d) FM 49-IX Ext. GRAF — Обработанные данные в виде значений в точках сетки (сокращенная кодовая форма); код был разработан для поощрения использования кодовой формы GRID при ручной обработке, а также в небольших вычислительных центрах (например, НМП). Кодовая форма GRAF является упрощенным вариантом кода GRID, где каждый бюллетень содержит данные для одного параметра на одном уровне или барической поверхности. В целях еще большего упрощения использования кода GRAF, в сокращенном варианте опущены раздел 2 (геометрия сеток) и раздел 4 (контрольные суммы) кода GRID.

4.1.2 Использование кодов ВМО, предназначенных для анализов, при обработке данных

4.1.2.1 Ручные операции

В тех регионах ВМО, где имеется много центров с ручной обработкой данных, для обмена метеорологическими анализами и прогнозами рекомендуется использовать, насколько это возможно, кодовую форму FM 49-IX Ext. GRAF. Обмен определенными картами, такими, как приземные анализы с нанесенными данными, а также карты, подготовленные для использования в системе зональных прогнозов ИКАО, должен осуществляться с помощью аналогового факсимиле. Для приема анализов и прогнозов по территории, лежащей за пределами Региона (например, от ММП или РМП), может возникнуть необходимость заключения двусторонних или многосторонних соглашений с автоматизированным центром, находящимся внутри или за пределами Региона, с целью преобразования этой продукции, представленной в точках сетки, в графическую форму, описанную в разделе 3.6.2.

4.1.2.2 Автоматизированные операции

В тех регионах ВМО, где преобладают автоматизированные центры, рекомендуется осуществлять обмен большей части метеорологических анализов и прогнозов с использованием кодов GRID/GRAF. Центры должны быть оснащены системами аппаратных и программных средств для преобразования представленной на сетке продукции в графическую форму (см. раздел 3.6.2). Определенные карты, например авиационные прогнозы, которые непригодны для кодирования и обмена при представлении на сетке, можно и далее обменивать в графической форме. Потребности в обмене продукцией, представленной на сетке, в рамках каждого региона ВМО следует координировать на региональной или, по крайней мере, многосторонней основе во избежание ненужного дублирования продукции и чрезмерной загрузки цепей теле связи.

4.2 Ручной анализ вертикальной структуры атмосферы

4.2.1 Общие замечания

В данном разделе резюмируются ручные методы нанесения и анализа термодинамических параметров и гомографов сдвига ветра, нанесения и анализа вертикальных разрезов, а также нанесения атмосфериков и изменений давления как для тропических, так и внетропических районов.

4.2.2 Нанесение термодинамических диаграмм

Данные, используемые для нанесения термодинамических диаграмм, извлекаются из сводок вертикальных зондирований температуры, осуществляемых с помощью радиозондов, сбрасываемых с воздушных судов парашютных зондов и спутников.

На каждую диаграмму наносится название и цифровой индекс станции или географические координаты точки, для которой была составлена сводка, а также время ее составления.

Следует всегда строить график «давление-температура», точки которого соединяются прямыми линиями.

Желательно, чтобы влажность представлялась посредством температуры точки росы, хотя может быть использована и температура смоченного термометра. В легенде карты должен четко обозначаться наносимый элемент. Точки, в которых указана температура точки росы (или температура смоченного термометра), могут быть соединены ломаными прямыми линиями.

При нанесении на одну диаграмму результатов нескольких зондирований, кривые необходимо обозначать различными символами для температуры и температуры точки росы (или температуры смоченного термометра) или, в случае использования многоцветной системы, линиями разного цвета.

Дополнительную информацию, например высоту определенных уровней, толщину слоев атмосферы, параметры ветра, подробности, касающиеся облачности, и т.д., можно указать на диаграмме, предпочтительно в виде внутренней таблицы.

В метеорологических службах используется несколько видов термодинамических карт. Среди них:

- а) диаграмма T-log p;
- б) диаграмма Стоуэ или псевдоадиабатическая диаграмма;
- в) тефиграмма; и
- г) асимметричная диаграмма T-log p Перюфсона.

Более подробную информацию по теории, структуре и использованию этих диаграмм можно получить из работ Стоуэ (1927 г.), Берри, Боллеа и Бирса (1945 г.), Перюфсона (1947 г.), Дефриса (1948 г.), Сосье (1955 г.) и Петерсона (1956 г.).

4.2.3 *Использование термодинамических диаграмм при прогнозировании*

Термодинамические диаграммы используются в оперативном прогнозировании для анализа устойчивости атмосферы при прогнозе гроз и других опасных явлений погоды, для анализа (и прогноза) высоты нижних облаков, для прогноза появления и исчезновения тумана, для прогноза максимальной дневной температуры и многих других условий, связанных с общей вертикальной структурой температуры и влажности атмосферы. Более подробную информацию об использовании термодинамических диаграмм при анализе и прогнозировании можно найти в работе Берри, Боллеа и Бирса (1945 г.).

4.2.4 *Годографы сдвига ветра*

Данные о ветре, получаемые на основе шаролиютных, радиозондных и прочих наблюдений, можно наносить на круговую диаграмму с целью получения сведений о сдвиге ветра и другой информации.

Диаграмма состоит из серии равноудаленных concentрических окружностей, размеченных в соответствующих градусах скорости ветра. Из центра этих окружностей проводятся радиусы, обычно с интервалом в десять градусов начиная от 10° и до 360°.

На такой диаграмме ветер на любой высоте может быть представлен точкой пересечения соответствующего радиуса (направление) и соответствующей окружности (скорость). Высоту наблюдения следует наносить рядом с точкой в дециметрах или десятках миллибар, при этом индекс S обозначает приземные наблюдения. Эта операция проводится последовательно по высоте, и нанесенные точки соединяются прямыми линиями. Полученная таким образом кривая называется годографом.

Если же на одной и той же диаграмме представляются результаты нескольких зондирований, то данные о ветре следует наносить с использованием различных линий или дополнительно, при использовании многоцветных систем, соединяя нанесенные точки линиями разного цвета.

На каждом годографе следует указывать время наблюдения, а также название и цифровой индекс или географические координаты станции, на которой проводилось наблюдение.

Использование годографа для анализа и прогноза по одной станции описывается в работе Оливера и Оливера (1945 г.).

4.2.5 *Вертикальные разрезы*

4.2.5.1 *Общие замечания*

Вертикальные разрезы атмосферы готовятся в двух основных формах:

- а) *Временные разрезы*, на которых указываются данные зондирований на одной станции за интервал времени. В этом случае абсцисса диаграммы обозначает время в удобном линейном масштабе, а ордината обозначает высоту, предпочтительно в линейном масштабе;
- б) *Пространственные разрезы*, на которых отражаются условия в вертикальной плоскости в конкретный момент времени. Основание или абсцисса диаграммы обозначает расстояние по горизонтали в масштабе основной используемой синоптической карты, либо в масштабе более крупном или более мелком, но кратном масштабу карты. Ордината обозначает высоту, предпочтительно в линейном масштабе.

4.2.5.2 *Временные разрезы*

Для каждого срока наблюдений на диаграмму наносится под прямым углом к основанию линия, пересекающая линии высоты или давления. На эту линию, называемую для простоты вертикалью, наносятся данные по каждому уровню, по которому имеются наблюдения. Для проведения подробного анализа на диаграмме разрезов может потребоваться нанести многие другие производные параметры, такие, как потенциальная температура, виртуальная температура и удельный объем.

4.2.5.3 *Пространственные разрезы*

Для каждой расположенной на линии разреза станции, по которой имеется зондирование, на диаграмме проводится вертикаль в соответствующем месте оси абсцисс. Наблюдения наносятся на диаграмму так же, как и при построении временных разрезов.

Анализ диаграммы разрезов может проводиться различными способами. Он может включать определение фронтальных поверхностей, тропопавзы или районов облачности, а также нанесение одной или нескольких изолиний, таких, как изотермы, изобары или изотакхи. На каждой диаграмме разреза в легенде должно быть дано полное объяснение элементов, включенных в анализ. Более подробно анализ разрезов изложен у Сосье (1955 г.).

4.2.6 *Представление данных о воздушных массах*

В данном Руководстве не описываются символы, обозначающие воздушные массы, и не обсуждаются методы их нанесения на синоптические карты. Информация о классификации и о построении синоптических карт приводится в работах Сосье (1955 г.) и Петерсона (1956 г.).

4.2.7 *Наноска атмосфериков*

4.2.7.1 **МОДЕЛЬ НАНОСКИ**

Модель наноски атмосфериков на приземные карты выглядит следующим образом:



4.2.7.2 **ПРАВИЛА НАНОСКИ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ**

GG Срок наблюдения

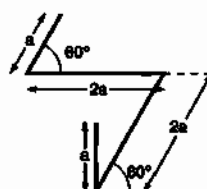
Он наносится в том виде, в котором дан в сводке.

A₁ Интенсивность повторения атмосфериков

Этот элемент наносится посредством наклонных линий, добавляемых к основному символу. В ниже следующей таблице показан полный набор символов, который следует наносить для каждого значения A₁.

	0	1	3	5	7	9
A ₁						

Размеры символов для A₁ показаны на нижеследующем рисунке:



Рекомендованная длина для 2a – 1 см.

a₁ Распределение атмосфериков

На модели это не показано, но используется следующий порядок:

Если a₁ сообщается равным нулю, то существует изолированная точка возникновения атмосфериков, и символ A₁ наносится таким образом, чтобы его нижняя часть находилась именно в этой точке.

Если a₁ сообщается равным 4, то атмосферика происходят внутри района, ограниченного линиями, последовательно соединяющими точки, приводимые в сводке, и символ A₁ наносится внутри этого района.

Если a₁ сообщается равным 6, то атмосферика происходят вдоль линии, последовательно соединяющей местоположения их концентраций в группы, и символ A₁ наносится в середине, на одном или на обоих концах данной линии.

4.2.8 *Наноска и анализ волнения*

4.2.8.1 **МОДЕЛЬ НАНОСКИ**

Процедуры наноски отдельных элементов волнения приводятся в добавлении II.4 тома I *Наставления по ГСД*.

4.2.8.2 **ИЗОПЛЕТЫ ВЫСОТЫ ВОЛН**

Изоплеты высоты волн следует наносить с интервалом в один метр, либо с большим или меньшим, но кратным метру интервалом. Сплошная линия используется для ветровых волн, а пунктирная — для волн зыби. Районы неопределенного направления указываются линией в виде точек

4.2.8.3 **ДВИЖЕНИЕ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ ВОЛНОВЫХ СИСТЕМ**

Для обозначения направлений движения преобладающих систем ветровых волн на карты наносятся большие стрелки со сплошными основаниями. Большие стрелки с прерывистыми основаниями наносятся для обозначения направлений движения преобладающих систем волн зыби.

4.2.9 *Карты изменения давления*

Изобары, изображаемые на картах изменения давления за три часа, должны наноситься через интервалы в один гектопаскаль, а для карт изменения за 12 часов и 24 часа интервалы могут быть в 5 гПа.

Если используется один цвет, то нулевая линия должна быть толще других линий, а линии с отрицательными значениями могут быть пунктирными.

Если используется многоцветная система, то для нулевой линии рекомендуется черный или пурпурный цвет, для линий с положительным изменением — синий, а для линий с отрицательным изменением — красный цвет.

В обеих системах значения изалобар должны быть четко обозначены, с соответствующим положительным или отрицательным знаком, стоящим перед значением.

Центры областей роста давления должны быть отмечены положительным знаком, а центры областей падения давления — отрицательным. Более ранние положения центров, над которыми отмечаются соответствующие сроки наблюдения, округленные до ближайшего часа МСВ, можно соединить стрелкой, заканчивающейся в точке, характеризующей местоположение центра в последний имеющийся срок наблюдений.

4.2.10 *Карты тропопазы*

Предлагаемые интервалы для изолиний, показывающих контуры тропопазы, следующие:

- а) для значений высот тропопазы: 1 000 м с использованием дополнительных изолиний с интервалами в 500 м при широких или нерегулярных интервалах;
- б) для значений давления на уровне тропопазы: 50 гПа с использованием дополнительных изолиний с интервалом в 25 гПа при широких или нерегулярных интервалах.

Иногда для одного и того же района на карте могут существовать два или три уровня тропопазы. Тогда для полного представления поля тропопазы может понадобиться нанеска двух или более комплектов пересекающихся линий.

4.3 *Методы ручного анализа и прогноза для антропогенных широт*

Роль компьютера и человека уже рассматривалась выше. В настоящем разделе в обобщенном виде представлены различные методики, которые специалисты сегодня используют в своей работе по подготовке анализов и прогнозов. Анализы и прогнозы, подготовленные с использованием численных методов, сейчас легкодоступны; их можно получить либо непосредственно из компьютерной системы центра, либо из внешних источников по факсимиле или используя продукцию, поступившую в коде GRID/GRAF из других центров. По мере все большего усложнения анализов и прогнозов и повышении их точности, наступает переходный период, при котором многие традиционные и оправданные для своего времени методы уступают место новым методикам, в которых всевозрастающую важную роль играет численная продукция. В связи с этим в нижеследующих пунктах основное внимание уделяется новым ручным методикам, постепенно разрабатываемым для получения наилучших результатов от применения имеющихся в настоящее время данных и компьютерной продукции. Безусловно, будут упомянуты и традиционные методы, однако для более подробного ознакомления с такими методами необходимо обращаться к многочисленным стандартным пособиям по данному вопросу. Настоящий раздел состоит из двух основных частей:

- а) ручные методики, используемые при анализе;
- б) роль человека в современных методиках прогнозирования.

4.3.1 *Ручные методики, используемые при анализе*

Цель анализа состоит в определении и описании пространственной и временной изменчивости важных метеорологических параметров для облегчения прогнозирования этих параметров, т.е. определения их значений в будущем. Важной характеристикой ручного анализа является распознавание структуры и использование структурных концепций или структурных моделей, например депрессий, антициклонов, ложбин, гребней, фронтов, линий неустойчивости и т.д. Анализ должен проводиться в четырех измерениях (три измерения в пространстве и четвертое измерение — время). Однако по практическим соображениям данный процесс ограничивается использованием отображений, представленных в двух измерениях, например приземных и аэрологических карт барической топографии, дополненных одномерными представлениями, такими, как аэрологические диаграммы. Последовательное представление этих данных во времени является признанным методом обеспечения исторической непрерывности, а гидростатическая и динамическая согласованность — необходимыми граничными условиями достижения значимых результатов. Анализ метеорологических переменных определяет начальное состояние, т.е. состояние атмосферы на некоторый фиксированный момент времени, но диагноз этого начального состояния требует использования анализов за более ранние моменты времени, а также признания принципов непрерывности и теоретических концепций, основанных на известном поведении структурных моделей. Ниже будут рассмотрены следующие аспекты проблем, связанных с анализами:

- а) потребности в ручном анализе;
- б) методики анализа.

4.3.1.1 *Потребности в ручном анализе*

Численные методы позволяют в настоящее время проанализировать анализы метеорологических переменных с помощью компьютеров, а поля, характеризующие пространственное распределение таких переменных, можно представлять почти в любом требуемом формате. Таким образом, анализы всех обычно требуемых полей проводятся теперь с помощью компьютерных методов в крупных метеорологических центрах, и многие из таких анализов доступны для использования в других центрах (передаются либо по факсимиле, либо в коде GRID/GRAF). Потребности в проведении ручного анализа в конкретном центре будут зависеть от наличия в данном центре вычислительных средств. Однако потребности в проведении ручного анализа могут возникнуть из-за необходимости:

- а) мониторинга объективно подготовленных анализов;
- б) обеспечения наличия наилучших возможных анализов для использования методик численного прогнозирования погоды;
- в) предоставления анализов раньше, чем их можно получить другим путем;
- г) выполнения контроля качества данных;
- д) проведения анализа небольших метеорологических образований;
- е) обеспечения прогнозистов и аналитиков ежедневными средствами для понимания эволюции атмосферы.

4.3.1.1.1 **МОНИТОРИНГ ОБЪЕКТИВНО ПОДГОТОВЛЕННЫХ АНАЛИЗОВ**

Когда численные методы используются для составления анализов, то в целях оценки качества численной продукции необходим ручной анализ определенных полей и образований. По мере улучшения техники подготовки анализов с помощью численных методов потребность в таком мониторинге будет постепенно уменьшаться, если не упадет совсем. Масштабы этого мониторинга будут зависеть от наличия персонала и качества проводимого с помощью численных методов анализа. В крупном центре, в котором применяются численные методы прогноза погоды, во внимание могут приниматься и другие соображения, которые рассматриваются ниже.

4.3.1.1.2 **ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РУЧНЫХ АНАЛИЗОВ В СВЯЗИ С ЧИСЛЕННЫМИ МЕТОДАМИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОГОДЫ**

В крупном центре, выпускающем прогностическую продукцию с использованием численных методов, очень важно обеспечить наличие наилучших фоновых полей к моменту подготовки нового анализа. Обычно эти фоновые поля представляются в форме 12-часовых прогнозов, основанных на анализе за предыдущие 12 часов. Поскольку нельзя ожидать точности от прогнозов, основанных на плохих анализах, то требуются значительные усилия для обеспечения того, чтобы 12-часовые прогнозы были настолько точными, насколько это возможно. Как правило, это влечет за собой проведение анализа вручную, но с использованием в процессе анализа компьютерной продукции. Хранимые в компьютере анализы затем по мере необходимости уточняются перед окончательным расчетом 12-часового прогноза, который проводится до поступления новых данных. Обоснование такого подхода и используемые методы рассматриваются ниже.

4.3.1.1.3 **ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ ПРЕДОСТАВЛЕНИЕ АНАЛИЗОВ**

В крупном центре с автоматизированными средствами нельзя получить проанализированную с помощью средств объективного анализа карту раньше, чем пройдет определенный период времени после срока наблюдения. Причина такого положения заключается в том, что считается непродуктивным исполнять программу анализа до получения большей части данных. Однако существует возможность получить карты с данными, нанесенными за промежуточный период (иногда называемые «предварительными» картами). Хотя на эти карты и не будут нанесены все данные, можно провести упрощенные анализы, которые могут оказаться очень ценными для подготовки прогнозов, необходимых ранее, чем будут получены проанализированные на машинах карты.

В небольших центрах потребность в ручных анализах еще более настоятельна, поскольку анализы, передаваемые по факсимиле или подготовленные с использованием продукции в коде GRID/GRAF, поступают довольно поздно. Это связано с тем, что вначале анализы должны быть подготовлены в основном центре (где они просчитываются и представляются в подходящей для передачи форме), а затем еще требуется время для передачи анализов по соответствующей сети телесвязи. Таким образом, в небольшом бюро, как правило, существует большая потребность в использовании ручных методов при анализе данных, представленных в буквенно-цифровой форме, особенно там, где это касается данных по непосредственно прилегающей к центру территории или по стране, в которой он расположен.

4.3.1.1.4 **КОНТРОЛЬ КАЧЕСТВА В ПРОЦЕССЕ РУЧНОЙ ПОДГОТОВКИ АНАЛИЗОВ**

В автоматизированных центрах обработки глобальных данных осуществляются процедуры контроля качества (см. главу 6). Такие компьютеризированные методики могут, однако, дополняться ручными методами контроля качества, осуществляемыми по результатам ручного анализа данных. Такой контроль качества зависит от умения специалиста-аналитика обнаруживать малейшие ошибки в данных, которые не обнаруживаются при проверках в ходе обычного автоматизированного контроля качества. Методики ручного анализа часто могут помочь обнаружить данные, являющиеся ошибочными, но тем не менее не замеченными при проверках в ходе автоматизированного контроля качества. Такие данные, оставленные в компьютере без исправления, могут привести к значительным ошибкам в подготовленных с помощью численных методов прогнозах.

4.3.1.1.5 **НЕБОЛЬШИЕ СИНОПТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Подготавливаемые с помощью объективных методов анализы обычно охватывают крупные районы. В численных методиках, применяемых в программах численного анализа, используются точки сетки (см. пункт 3.4.2). Синоптические образования, которые имеют размеры порядка шага сетки или меньше, не могут быть проанализированы с удовлетворительной степенью качества с помощью численных методов. Такие анализы лучше всего проводить с использованием ручных методов.

4.3.1.1.6 **ПОНИМАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ АТМОСФЕРЫ**

Построение хорошо продуманных ручных анализов требует как профессиональных навыков, так и искусства. Специалист-аналитик должен также чувствовать состояние атмосферы. При составлении анализа специалист должен принимать во внимание фактор непрерывности в пространстве и во времени. При построении карт постоянного уровня или карт барической топографии специалисту-аналитику необходимо иметь в виду основное физическое и термодинамическое поведение атмосферы. В тех случаях, когда анализы вручную не готовятся, а принимается продукция, подготовленная при помощи численных методов, для аналитика нет необходимости обращать внимание на эти аспекты, поскольку вертикальная и горизонтальная стабильность обеспечиваются, когда автоматически включается фактор непрерывности во времени и пространстве. В связи с этим возникают условия, при которых прогнозистам не нужно больше подробно изучать данные наблюдений и не нужно чувствовать поведение атмосферы, как это делалось раньше. Может возникнуть тенденция к полному «принятию» машинной продукции, поскольку теперь она является такой хорошей. Но ведь постоянная работа с данными наблюдений повышает квалификацию прогнозиста в плане знания атмосферы. Эти знания в свою очередь помогают прогнозисту в интерпретации прогнозов, даже если они подготовлены при помощи численных прогнозов. Таким образом, можно считать, что сохранение в бюро операций по ручному анализу (в некоторой степени) является полезным с точки зрения обеспечения способности прогнозиста работать с данными основных наблюдений. Такая способность является важной в бюро, где работают прогнозисты, в обязанности которых входит выпуск прогнозов погоды (в отличие от подготовки прогностических полей, например, прогностического поля давления на среднем

уровне моря). В бюро, занятом лишь выпуском полей анализов и прогностических полей, вероятно, нет большой необходимости, если таковая вообще существует, в сохранении методов ручного анализа, возможно, за исключением случая необходимости мониторинга полей, подготовленных компьютерами.

4.3.1.2 МЕТОДИКИ АНАЛИЗА

Современные методики анализа включают многие проверенные временем традиционные методики, но также и многие имеющиеся в настоящее время вспомогательные средства, такие, как подготовка полей, проанализированных при помощи численных методов. Различные методики будут рассмотрены под следующими заголовками:

- a) виды анализа;
- b) анализ приземных образований;
- c) методы аэрологического анализа;
- d) анализ спутниковой информации;
- e) другие методики анализа данных.

4.3.1.2.1 ВИДЫ АНАЛИЗА

В метеорологическом центре необходимы следующие виды анализа:

- a) изобарический анализ;
- b) анализ разрывов непрерывности;
- c) анализ вертикальной неустойчивости;
- d) анализ разрезов;
- e) специализированные анализы отдельных элементов;
- f) анализ спутниковых данных.

4.3.1.2.1.1 ИЗОБАРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Основу анализа составляет графическое отображение описывающих атмосферу переменных для различных уровней давления. К этим уровням относятся приземный (или 1 000 гПа), а также уровни 850, 700, 500, 300, 200 и 100 гПа; при этом данные наносятся за сроки 0000 и 1200 МСВ. Кроме того, может возникнуть особая необходимость в картах для других уровней, например 400 и 250 гПа, а также для более высоких уровней 50, 30 и 10 гПа и выше. Основную роль в описании средней температуры нижней тропосферы и в обеспечении гидростатической совместимости между приземным уровнем и уровнем 500 гПа играют карты относительной топографии для 1000/500 гПа.

Целесообразно помещать на карту любой конкретной изобарической поверхности более одного набора изоплет, например контуры 500 гПа и приземные изобары и/или приземный фронтальный анализ. Таким образом, проясняются детали вертикальной структуры и появляется возможность оценки поля термической адвекции. Это следует из очевидной зависимости между приземной и высотной структурами. Данный аспект анализа, при котором основное внимание уделяется крупномасштабному распределению метеорологических параметров, должен дополняться анализом синоптических образований более мелкого масштаба.

4.3.1.2.1.2 АНАЛИЗ РАЗРЫВОВ НЕПРЕРЫВНОСТИ

Анализ мелкомасштабных синоптических образований или разрывов непрерывности включает:

- a) анализ атмосферных фронтов, трехмерный по характеру, но отражаемый на приземной карте;
- b) анализ инверсий, определяемых по аэрологическим диаграммам;
- c) анализ разрывов непрерывности адвекции, в частности в субтропических районах;
- d) анализ характеристик тропопаузы, определяемых по аэрологическим диаграммам;
- e) анализ определяемых по результатам аэрологических зондирований струйных течений, осуществляемый совместно с анализом тропопаузы;
- f) анализ теплых барических ложбин (канадская практика), определяемых как ложбины теплого воздуха на высотах;
- g) анализ линий пиквалов, линий неустойчивости и резких изменений давления;
- h) анализ линий сдвига (в верхней атмосфере).

Важное значение анализа разрывов непрерывности определяется их тесной связью с характеристиками погоды, т.е. с трехмерными динамическими и физическими процессами.

4.3.1.2.1.3 АНАЛИЗ ВЕРТИКАЛЬНОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ

Вертикальная неустойчивость, т.е. гидростатическая неустойчивость, играет очевидную роль во многих метеорологических процессах. В связи с этим ее анализ имеет очень важное значение, особенно в субтропических районах, где она может играть доминирующую роль, например, в холодных депрессиях и ложбинах на высотах. При оценке тенденции к неустойчивости важное значение имеет непосредственное использование аэрологических диаграмм; при этом необходимо принимать во внимание распределение влажности и его возможные изменения. В РМЦ представление о вертикальной устойчивости над обширными районами можно получить благодаря использованию карты устойчивости, на которой в виде изоплет наносятся значения параметра устойчивости, например индекс Шовальтера или индекс Бойдена. Для районов с редкими данными особенно полезны сообщения об атмосферных (SFLOC), и целесообразно построение карт их распределения в пространстве и времени.

4.3.1.2.1.4 АНАЛИЗ ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ

Использование методик анализа вертикальных разрезов, применяемых для построения распределения одного или нескольких параметров по вертикали, является вспомогательным средством. Горизонтальная ось таких разрезов может отражать

изменения в пространстве (вдоль конкретной линии или оси) или изменения во времени. Более подробно этот вопрос рассматривается в пунктах 4.2.5 и 4.3.1.2.6.

4.3.1.2.1.5 СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ АНАЛИЗЫ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Индивидуальные метеорологические элементы можно анализировать отдельно, например, может быть проведен анализ годографов ветра или анализ изотх.

Для отдельных элементов, как, например, видимость, облачность и осадки, могут быть построены изохроны, что позволит более четко отразить изменчивость этих элементов в пространстве и времени, в частности изменчивость их вдуидных кромок.

4.3.1.2.1.6 АНАЛИЗ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

В настоящее время спутниковые данные доступны в большинстве центров. Использование таких данных рассматривается подробно в пункте 4.3.1.2.4.

4.3.1.2.2 АНАЛИЗ ПРИЗЕМНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В метеорологии хорошо проанализированная приземная карта погоды или синоптическая карта является основным средством, при помощи которого прогнозист может начать вырабатывать свое представление о состоянии атмосферы на заданный момент времени. Понятие «синоптическая» означает «рассматриваемая в совокупности». Приземная синоптическая карта представляет собой моментальную фотографию метеорологических условий, наблюдавшихся с земной поверхности или с судов, находящихся в море. Именно квалифицированный анализ данных этих наблюдений обеспечивает твердую основу, от которой в конечном итоге зависят все прогнозы.

Отдельные приземные наблюдения нельзя считать полностью привязанными к какой-то точке на поверхности Земли. Наблюдения за состоянием неба дают большое количество информации о верхних слоях атмосферы, в то время как наблюдения за состоянием погоды и, в частности, наблюдения видимости, могут давать информацию об условиях в районе, простирающемся на значительное расстояние от пункта, из которого проводилось это наблюдение.

Фактические наблюдения, которые проводятся и данные которых имеются в наличии, включают осуществляемые при помощи приборов или прямых измерений наблюдения барометрического давления, температуры, скорости и направления ветра, видимости (иногда измеряемой, иногда оцениваемой) и высоты нижней границы облачности, а также визуальные наблюдения, куда входит определение типов облаков, общей площади неба, покрытой облаками, и состояния текущей и прошедшей погоды.

Анализ приземной (на среднем уровне моря) синоптической карты может быть подразделен на два основных этапа, а именно:

- a) фронтальный анализ или анализ воздушных масс;
- b) построение поля давления на среднем уровне моря.

После успешного завершения этих двух этапов можно выполнить ряд вспомогательных операций, которые могут быть осуществлены с целью извлечения максимального количества информации из имеющихся данных. Например, на выбранные участки карты может быть нанесена изобарическая система. Можно также, используя различные цвета, нанести на карту районы осадков, замерзающих осадков, грозной активности и тумана.

Для основных этапов анализа упомянутой выше синоптической карты для среднего уровня моря не обязательно должны осуществляться в указанном порядке. Хотя не существует никакого установленного правила, для многих аналитиков представляется удобным самим принимать решение о том, где находятся основные границы воздушных масс, и наносить фронты в тех районах карты, которые представляют интерес на данный момент, еще до попыток построить изобары. Такими районами, представляющими интерес, являются, как правило, внетронические районы и районы вблизи центра, в котором готовится анализ. Точные очертания изобор определяются в значительной степени положением фронтов. Структура давления может дать ценную информацию, касающуюся положения фронта, однако сведения, полученные при рассмотрении очертаний изобор, лучше всего использовать в качестве вспомогательного аргумента, а не как основной фактор, когда нельзя установить достоверно другим образом положение фронта.

4.3.1.2.2.1 АНАЛИЗ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ

Чрезвычайно важное значение при анализе фронтов имеет непрерывность. В связи с этим для аналитика очень важно иметь перед собой в момент проведения анализа фронтов и воздушных масс по меньшей мере одну или, что предпочтительнее, две или несколько последовательных синоптических карт, относящихся к предыдущим синоптическим срокам. При принятии решений о прохождении фронтов через конкретные синоптические станции иногда оказывается более полезным сопоставлять наблюдения с интервалом в 24 часа, устраняя тем самым действие фактора, связанного с суточным ходом элементов.

Фронты следует связывать с крупномасштабным термическим полем, и представляется хорошей практикой обеспечение такого положения, когда фронты, изображаемые в ходе анализа, относятся к широкомасштабному термическому полю, характеризующему нижнюю тропосферу. В этом контексте полезным является анализ относительной топографии слоя 1 000/500 гПа, поскольку он выявляет среднюю температуру атмосферы ниже 500 гПа.

Фронты могут рассматриваться как разрывы непрерывности в поле термической адвекции. Прохождение фронта над любой конкретной станцией может быть установлено по наличию скачков в показаниях самопишущего прибора. На мелко-масштабных картах такие наблюдения, как правило, не отмечаются, и желательно иметь возможность определить или выявлять положения фронтов из соотношения потока с термическим полем. Фронты определяют резкие изменения в процессе адвекции. За холодным фронтом, как правило, следует сильная адвекция холодного воздуха, известная как адвекция холода, в то время как тепловому фронту обязательно предшествует зона сильной адвекции тепла. Окружности характеризуют наличие перехода между зонами адвекции тепла и адвекции холода.

У поверхности фронты ассоциируются с максимальной конвергенцией скорости на низком уровне и отмечаются прерывающимися циклоническим сдвигом геострофического ветра.

Фронты следует связывать со свойствами воздушных масс. Анализ свойств воздушных масс, ранее рассматривавшийся как имеющий исключительное значение, все еще применяется в каждодневной практике, поскольку фронты ассоциируются с заметной нелинейностью, происходящей в таких зонах. Среди отдельных элементов, имеющих наиболее важное значение, следующие:

- a) температура, в частности потенциальная температура;
- b) точка росы;
- c) облачность;
- d) видимость.

Продукция, полученная на основе применения численных методов, может помочь в определении положения фронтов, и это та область, в которой полученная на основе численных методов продукция может найти широкое применение и послужить руководящим материалом.

Анализ поля относительной топографии слоя 1 000/500 гПа, потенциальной температуры по смоченному термометру для 850 гПа и других полей потенциальной температуры может послужить полезным руководящим материалом для определения положения фронтов, особенно крупномасштабных термодинамических образований в атмосфере. В этой связи настоятельно рекомендуется включать в анализ фронты на мелкомасштабных картах (1:15 млн, 1:20 млн, 1:30 млн) лишь в случае, если они действительно являются крупномасштабными явлениями, согласующимися с общей термической структурой атмосферы. Использование спутниковых изображений при анализе фронтов рассматривается более подробно в пункте 4.3.1.2.4.

4.3.1.2.2.2 БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

После того, как определены основные системы фронтов, необходимо схематически нанести изобары. Предварительная работа заключается в нанесении некоторых основных изобар (например, с интервалом 8 или 10 гПа), а затем, если эти основные изобары достаточно хорошо соответствуют имеющимся данным, завершается подробная наноска. Необходимо сохранять непрерывность по отношению к предыдущим анализам. Существует два пути достижения такой непрерывности. Проверенный временем традиционный метод заключается в помещении анализа за предыдущий синоптический срок под карту, которая анализируется в настоящий момент на просвечиваемом столе. Однако при наличии компьютерной прогностической продукции непрерывность может быть обеспечена путем использования шестичасовых или 12-часовых прогностических карт в качестве основы для анализа, с корректировкой изобар по мере необходимости. Но даже при использовании этого последнего метода рекомендуется сравнивать текущий анализ с предыдущим перед окончательной доработкой мелких деталей.

Основные синоптические образования барического поля включают:

- a) антициклон;
- b) гребень высокого давления;
- c) фронтально-волновые депрессии на разных стадиях развития;
- d) вихри окклюзированной депрессии, в которых окклюзия часто не распространяется больше в центр низкого давления;
- e) полярная депрессия;
- f) тропическая депрессия;
- g) термическая или тепловая депрессия;
- h) оротографическая или подветренная депрессия;
- i) барическая ложбина.

В дополнение к областям высокого и низкого давления барическая система может принять форму седловины, соединяющей прилегающие системы высокого и низкого давления. В летнее время над анализируемыми районами может существовать небольшой барический градиент. В этих районах барическое поле называется ровным или неактивным.

Значения атмосферного давления, измеряемого на возвышенностях, как правило, приводят к среднему уровню моря. Однако, если станция расположена на большой высоте, процесс приведения данных обязательно связан с возникновением значительных ошибок, в результате чего значение давления на уровне станции не может быть сопоставлено со значениями на соседних станциях, расположенных на малой высоте. Таким образом, при построении изобар над большими плато или над высокогорными районами будет наблюдаться разрыв непрерывности между значениями давления на уровне моря и значениями, приведенными к более высокому уровню. В таких случаях необходимо принять меры к обеспечению равномерного характера всей структуры. Может оказаться полезным вычерчивать такие структуры для высокого уровня пунктирными линиями, т.е. иным образом, чем основную структуру на уровне моря. В тех случаях, когда имеется высокий горный хребет (например, Альпы), изобары, соответствующие уровню моря, по обеим сторонам этой гряды, вероятно, не будут непрерывными. Утрата непрерывности особенно отмечается в тех случаях, когда существует значительная разница в температуре воздуха, находящегося по разным сторонам горного хребта. Вероятно, что в таких случаях более предпочтительным является полное исключение изобар над высокогорьями или построение их с разрывом, чем наноска вымышленных изгибов изобар над прилегающими низкорасположенными территориями.

4.3.1.2.2.3 ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЧИСЛЕННОЙ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ ПРОДУКЦИИ ПРИ ПОДГОТОВКЕ АНАЛИЗОВ

Численная прогностическая продукция может оказаться полезной при подготовке анализов. Для получения пригодного для дальнейшего использования поля первого приближения может использоваться 12-часовой прогноз, полученный с помощью численной модели прогнозирования погоды, что предпочтительнее, чем предыдущая синоптическая карта. Аналитика в таком случае нет необходимости мысленно экстраполировать метеорологические характеристики на шесть или 12 часов, поскольку компьютер уже выполнил эту задачу при расчете прогноза. Задача аналитика в таком случае заключается в уточнении 12-часового прогноза в свете вновь поступивших данных. Учитывая, что это фоновое поле первого приближения является прогнозом, аналитик должен завершить свою работу обеспечением непрерывности по отношению к предыдущим анализам, имеющимся в наличии. Такая методика является особенно ценной при проведении анализов барических полей по районам с редкими данными. В связи с движением фронтов полезным может также оказаться изучение различных полей, которые могут быть ассоциированы с

фронтами, таких, как поля влажности, поля потенциальной температуры по смоченному термометру и т.д. Тщательная оценка отражаемого компьютером перемещения таких полей по отношению к проведенному за 12 часов до этого анализу может оказаться полезным средством для принятия решений относительно положений фронтов при отсутствии других данных на момент проведения нового анализа.

4.3.1.2.2.4 АНАЛИЗ ДРУГИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Анализ излобар, полей влажности, облачности, скорости ветра, температурных полей, районов особых метеорологических явлений и т.д. должен соотноситься с общим анализом давлений и фронтов. Методы для анализа таких полей описаны надлежащим образом в других пособиях; следует отметить, что необходимость в таких анализах будет зависеть от местных потребностей.

4.3.1.2.3 МЕТОДИКИ АЭРОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

4.3.1.2.3.1 ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Поскольку метеорологические явления происходят в трехмерном пространстве, никакое исследование этих явлений не может быть полным без рассмотрения вертикальной структуры атмосферы. Наблюдения за температурой, влажностью, давлением и ветром в свободной атмосфере проводятся регулярно на целом ряде станций, расположенных на суше и в океанах. Однако количество этих станций мало по сравнению с количеством станций, осуществляющих приземные наблюдения. Это связано главным образом с высокой стоимостью содержания аэрологических станций, особенно в океанах. К счастью, неравномерность пространственного распределения значений температуры, влажности и ветра не является столь ярко выраженной в верхней атмосфере, как на поверхности. В связи с этим чрезвычайно важно при анализе аэрологических карт обеспечить такое положение, при котором ни одно из наблюдений не упускается из виду, за исключением случаев, когда имеются веские основания считать его крайне неточным. Это вовсе не означает, что все данные наблюдений должны рассматриваться как абсолютно точные; для получения качественного анализа важно критически взвешивать различные части информации. При проведении аэрологического анализа невозможно переоценить значение фактора непрерывности при переходе одного уровня к другому и от одного срока к другому. Вполне вероятно, что над океанами имеющееся на карте какое-либо важное синоптическое образование 12 часов спустя может исчезнуть в районе, который находится между точками одновременных зондирований, расположенных друг от друга на многие сотни километров. Чрезвычайно важно обеспечить, чтобы любые метеорологические образования, четко отраженные на одной из карт, не игнорировались для более высоких или более низких уровней и не опускались из последующих карт без очень веских причин.

Наблюдения, результаты которых традиционно вносятся на аэрологические карты, являются в основном инструментальными, а прямые измерения элементов, за исключением ветра, осуществляются прибором (радиозондом), который может находиться на различных расстояниях от станции. Существуют различные типы радиозондов, и, к сожалению, точность измерений для разных типов или даже моделей одного типа не является одинаковой. Ошибки можно в общих чертах разбить на две группы: систематические ошибки, характерные для конструкции данного радиозонда и применяемых методик, и несистематические ошибки, которые происходят в ходе какого-то конкретного запуска. Ошибки первой группы часто отмечаются на национальных границах для более высоких уровней (в основном 200 гПа и выше) и возникают, главным образом, из-за воздействия излучения на радиозонды. Это влияние особенно заметно на высоких уровнях в дневное время, и необходимо отметить, что такие ошибки измерительных приборов являются, как правило, функцией высоты; следовательно, если какая-либо ошибка обнаружена или подозревается на одном уровне, то ее существование должно приниматься во внимание и для других уровней в том же самом запуске. Несистематическая ошибка при каком-либо запуске может повлиять, а может и не повлиять на точность информации для уровня, отличного от того, на котором она произошла, в зависимости от характера ошибки и от методики, использованной для расчета результатов зондирования. Ошибки радиозондовых наблюдений можно оценивать на оперативной ежедневной основе путем тщательного анализа данных уровня 100 гПа.

В настоящее время кроме традиционных наблюдений, описанных выше, существуют другие источники данных. Эти источники включают изображения (в видимом и инфракрасном диапазонах) и измерения излучения, получаемые со спутников, а также надежные наблюдения ветра с воздушных судов. Снимки с полярно-орбитальных спутников могут быть использованы для определения местонахождения систем в верхней атмосфере или на поверхности, в то время как снимки с геостационарных спутников позволяют измерить перемещения облаков и соответственно вычислить ветер на высоте облаков (SATOB). Спутниковые измерения инфракрасного излучения атмосферы в различных диапазонах длин волн позволяют оценить значения температур на ряде уровней в атмосфере и могут быть использованы для подсчета величин относительной топографии (SATEM), которые в свою очередь могут быть использованы для получения оценок геопотенциальной высоты различных геопотенциальных поверхностей. Такие данные охватывают большие промежутки между станциями, имеющимися в сети наблюдений, однако они могут быть различными по качеству и соответственно должны тщательно проверяться перед использованием. Ветры, данные о которых передаются с воздушных судов, почти всегда измеряются при помощи доплеровских радаров или инерционных навигационных систем, которые являются очень ценным и надежным источником данных для более высоких уровней, в частности для уровня 300 гПа. Такие наблюдения компенсировали в некоторой мере сокращение сетей океанских станций погоды, и несмотря на то, что эти наблюдения ограничены в общем основными воздушными маршрутами, их проведение гарантирует отличную и не обеспечиваемую другими путями возможность для подробного анализа поля ветра на уровнях, близких к уровню струйного течения. В связи с этим представляется чрезвычайно важным, чтобы в региональном и глобальном масштабах был организован оперативный обмен данными, поступающими с воздушных судов. Как правило, данные наблюдений ветра передаются, когда воздушное судно находится в полете над редконаселенными территориями, и затем эти данные вводятся в Глобальную систему телевидения. Однако отмечается тенденция роста потребностей в передаче таких данных в ходе полета самолета над районами с редкими данными, что не всегда то же самое, что редконаселенные территории. Пролетая над районами, передача метеорологических данных из которых во время полета не является обязательной, экипаж воздушного судна обычно вносит данные о ветре в специальную используемую в полете форму. Затем она сдается в пункт централизованного сбора сводок, откуда поступает

персоналу метеорологической службы. Необходимо приложить все возможные усилия для того, чтобы данная информация вводилась как можно скорее в Глобальную систему телесвязи. В ходе Первого глобального эксперимента ПИПАП для предоставления данных о ветре и температуре использовалась система ретрансляции данных с самолета через спутник (АСДАР). Эта схема оказалась очень успешной, и в настоящее время разрабатываются новые методики для обеспечения работы усовершенствованной оперативной системы, предназначенной для использования в будущем. Характеристики вновь разработанной системы позволят получать с воздушного судна два профиля данных о температуре и ветре каждые 7,5 минут в ходе полета и более часто во время набора высоты и снижения, что обеспечит возможность получения во многих крупных аэропортах данных, аналогичных данным радиозондирования.

Данные аэрологических наблюдений, перечисленные выше, могут наноситься различными способами. Один из них заключается в нанесении данных наблюдений на карты, дающие представление о конкретной поверхности, при этом на каждую карту наносятся данные наблюдений для конкретной высоты или уровня. Такие карты могут быть разбиты на две группы: карты, отражающие изменения давления над поверхностями постоянной высоты над средним уровнем моря, и карты, отражающие изменения высоты над уровнями постоянного давления. В качестве примеров для первой группы можно назвать анализы и прогнозы давления на среднем уровне моря, однако при подготовке аэрологических анализов на практике более удобно использовать поверхности постоянного давления (анализ карт барической топографии). Такая система аэрологических полей обладает тем преимуществом, что для всех уровней может быть использован один и тот же масштаб геострофического ветра и этот же масштаб может быть также применен к изоплетам относительной топографии, дающим простое определение термического ветра. Кроме того, изоплеты на изобарических поверхностях представляют собой линии постоянной потенциальной температуры.

Другой путь использования аэрологических данных заключается в нанесении этих данных на вертикальные разрезы атмосферы. Два метода анализа, а именно изэнтропический анализ и фронтальный контурный анализ, являются ценными методиками.

Аэрологические карты, которые обычно требуются в оперативном метеорологическом центре, включают карты постоянного давления для уровней 1 000, 850, 700, 600, 300, 250, 200 и 100 гПа; в некоторых центрах подготавливаются карты для более высоких уровней вплоть до 10 гПа, однако они предназначены главным образом для исследовательских целей.

Еще одним видом карт, которые в значительной степени полезны для аналитиков аэрологических условий и прогнозистов, являются карты относительной топографии. На этих картах наносится толщина столба воздуха между двумя выбранными уровнями давления и, в дополнение к этому, векторная разница ветров на этих двух уровнях давления. Изоплеты одинаковой толщины проводятся со стандартными интервалами, как и в случае аэрологических анализов. Эти интервалы различны в разных центрах, но обычно они составляют порядка 40, 50 или 60 гПа. Наиболее часто карты относительной топографии строятся для слоев 1 000/500 гПа, 1 000/850 гПа и 1 000/700 гПа. Для некоторых целей, связанных с обслуживанием авиации, эти карты подготавливаются для уровня максимального ветра; как правило, они объединяются с анализами тропопавзы.

Анализ барической топографии на уровнях от 1 000 гПа вплоть до 100 гПа и различных типов относительной топографии в настоящее время осуществляется на оперативной основе компьютерами, и крупные центры передают результаты этих анализов для использования другими центрами. Однако в центрах, оборудованных автоматическими средствами, все еще может возникать необходимость в проведении ручного анализа как в качестве проверки компьютерной продукции, так и в качестве основы для внесения поправок в результаты компьютерных расчетов, если они недействительны в каком-либо отношении. Компьютерные анализы основаны на:

- а) фоновом поле, которым является 12-часовой прогноз, основанный на предыдущем анализе;
- б) наблюдениях.

К данным наблюдений применяется контроль качества (см. главу 6), и эта процедура, какой бы сложной она ни была, должна быть строгой, но не слишком жесткой. Поэтому могут быть сочтены верными данные наблюдений, заключающиеся в себе ошибки, или могут быть отброшены некоторые правильные данные. Прогнозист на основе собственного изучения и анализа данных может вмешаться, с тем чтобы исключить какие-то данные наблюдений, которые он считает ошибочными, или наоборот, вновь ввести те данные, которые отмечены в ходе автоматизированного контроля качества как, возможно, ошибочные, но которые с точки зрения специалиста-аналитика являются правильными. Специалист может также вмешаться, с тем чтобы исправить детали абсолютной или относительной топографии для тех районов, в отношении которых ощущается возможность улучшения компьютерных анализов. Это касается, например, тех районов, где охват данными недостаточен и анализ основан главным образом на фоновом поле, или где достаточно интенсивная синоптическая система, возможно, не была представлена надлежащим образом. Участие специалистов заключается во введении псевдофактивных наблюдений, которые предположительно обеспечивают более качественный компьютерный анализ. Существует также возможность непосредственного вмешательства специалиста в рассматриваемое поле при помощи схем прямого взаимодействия с компьютером с использованием визуального дисплея и светового пера.

4.3.1.2.3.2 Принципы анализа

Основной принцип анализа аэрологических данных заключается в вычерчивании изогипс, соответствующих содержащимся в сводках высотам, для того чтобы используя данные наблюдений ветра, оценить направление и величину наклона изобарической поверхности, т.е. ориентацию и пространственное размещение изогипс. На практике данный анализ осложняется наличием ошибок как в данных о высотах, так и в данных о ветрах, и тем фактом, что хотя приближение геострофического ветра является нормальным на большей части карты, существуют районы, в которых может быть значительной агеострофическая составляющая ветра.

Традиционный метод аэрологического анализа заключался в принятии анализа для среднего уровня моря в качестве исходного. Анализы барической топографии верхних уровней составлялись с использованием анализов относительных топографий различных слоев, начиная от поверхности (уровень 1 000 гПа), и с применением методик нанесения данных на сетку. Таким образом, обеспечивалась вертикальная согласованность и использовался анализ с наибольшим количеством данных — анализ для среднего уровня моря.

В последние несколько лет растущие объемы данных с воздушных судов об условиях вблизи изобарических поверхностей 300 и 250 гПа, интерпретация полученных со спутников изображений при диагностике синоптических образований на высотах и использование спутниковых данных об излучении обеспечили возможность подготовки анализа уровня 300 гПа без необходимости обращения к процессу построения сетки для представления данных, начиная от поверхности. Так, в настоящее время более практичным является анализ уровня 100 гПа для оценки ошибок в данных радиозондов, внесение поправок в данные, полученные с радиозонда, на уровне 300 гПа, и затем непосредственно анализ уровня 300 гПа. После этого уровни 250 гПа и 200 гПа могут быть проанализированы по отношению к уровням 300 гПа и 100 гПа. Те же самые принципы непрерывности метеорологических характеристик должны соблюдаться и при построении аэрологических карт, а также при построении приземных анализов. Данные уровней вплоть до 500 гПа могут анализироваться с учетом приземных образований; при этом методики с использованием сетки должны использоваться лишь для районов над океаном и других районов с редкими данными. Возможно, что анализ уровня 500 гПа потребует корректировки при сопоставлении с анализом уровня 300 гПа.

Наличие ошибок в сообщаемых радиозондами величинах ведет к появлению ошибок в расчетных величинах геопотенциальной высоты, количество которых, как правило, возрастает с высотой. Большая часть ошибок в данных о верхней тропосфере и стратосфере является результатом воздействия солнечного излучения на приборы. Суммарная ошибка состоит из систематических и случайных ошибок. Случайные ошибки не могут быть обнаружены, если не существует довольно плотной сети станций; систематические ошибки не оказывают бы значительного влияния на анализ, если бы для всех зондов были характерны одинаковые систематические ошибки. Однако на самом деле это не так, и для специалиста, анализирующего карты для уровня 100 гПа, слишком очевидно, что для различных видов используемых радиозондов должны быть введены поправки. Полезно также знать, была ли сделана корректировка на солнечное излучение перед передачей данных. Информация о видах используемых радиозондов приведена в *Каталоге радиозондов, используемых странами-членами ВМО*, который публикуется в качестве отчета № 11 Комиссии по приборам и методам наблюдений. Этот отчет регулярно переиздается. Существует возможность грубо определить те поправки, которые должны применяться к различным группам зондов, с тем чтобы добиться лучшей согласованности значений геопотенциальных высот, получаемых с их помощью. Для выполнения этой задачи необходимо выбрать одну группу зондов в качестве стандарта и отбирать те карты, для которых, согласно сообщенным данным о ветре, поток воздуха сравнительно прост и имеет незначительные градиенты. Затем на основании сообщенных данных о ветре можно рассчитать градиенты и построить на карте высоты контуров по высотам, полученным по данным стандартного зонда. Затем могут быть определены систематические ошибки зондов, соответствующие высоте Солнца над горизонтом, в различных географических группах (главным образом национальных). В целях устранения случайных ошибок необходимо рассматривать значительное число случаев. Обнаруженные таким образом систематические ошибки могут учитываться в качестве поправок к последующим сообщениям, поступающим в ходе анализа (или с помощью дополнительного внесения на карту). Данная схема предоставляет ценную информацию при проведении ручного анализа и может быть также адаптирована при использовании компьютерных методов.

Эти поправки лучше всего определяются на уровне 100 гПа, однако они также в некоторой степени применимы и к уровням 200 и 300 гПа. В работе Хаусона и Катона (1961) предлагается после установления ошибки на уровне 100 гПа применить следующие поправки к данным наблюдений на более низких уровнях:

Уровень	Величина поправки по отношению к ошибке на уровне 100 гПа
200 гПа	60 %
300 гПа	35 %
500 гПа	10 %

Те же самые процентные соотношения могут применяться также в качестве приблизительных поправок к данным отдельных аномальных зондирований, если считается, что замеченная аномальность прогрессивно возрастает с высотой. Будут приветствоваться любые производные без предупреждения изменения в типе радиозонда или в методе получения результатов, которые будут приводить к исключительно систематическим ошибкам. Сведения о таких ошибках должны все время обновляться — задача, которая практически разрешима в автоматизированном центре.

Для тех районов, в которых имеется плотная сеть передающих сводки станций, таких, как районы Европы и Северной Америки, нетрудно осуществить согласование большей части данных о ветрах и о высотах; при этом ошибочные данные могут, как правило, быть довольно легко выявлены. Однако, что касается морских районов и других районов, в которых пункты наблюдений отстоят далеко друг от друга, сводка с каждой станции должна изучаться достаточно критично; если в анализ будут введены ошибочные данные наблюдений, это повлечет за собой ошибки, относящиеся к крупным районам, а затем и последующие ошибки в прогнозах для еще более крупных районов. Чрезвычайно важно провести все возможные проверки, такие, как проверки на непрерывность во времени и по вертикали, а также на приемлемость данного анализа в сопоставлении с климатологическими предельными величинами и известными структурами. Нельзя недооценивать и роль систем отображения информации, представляющих данные последовательных наблюдений, поступающих с изолированных станций, и тщательное изучение такой отображенной информации по отношению к общему анализу.

Необходимо учитывать и наличие ошибок в передаваемых данных о ветре. Есть два источника этих ошибок. Один из них — случайная ошибка в радиолокационных данных по расстоянию, азимуту и углу возвышения; при этом ошибка возрастает весьма медленно с увеличением высоты. Другой источник ошибок, который необходимо иметь в виду, — когда в результате ошибки в данных о геопотенциальной высоте данные о ветре не соответствуют высоте требуемого уровня давления. Эта ошибка может быть особенно значительной в районах с сильным вертикальным сдвигом ветра.

Сводки данных о ветре, определенных с воздушного судна, являются ценной помощью при анализе абсолютных изогипс уровней 300 и 250 гПа. Несмотря на то, что соответствующих данных о высотах изогипс не имеется, градиенты изогипс могут быть получены по картам барической топографии из данных наблюдений о ветрах. Обычно это делается путем

демонстрации того, что геострофическое соотношение сохраняется, и путем соотношения полученной структуры с любыми имеющимися данными радиозондирования. По мере необходимости могут вводиться корректировки, например, форм кривых или в целях улучшения их соответствия данным. Структура должна быть откорректирована, с тем чтобы соответствовать анализу данных над теми районами, для которых имеются данные о высотах.

В крупном центре, где имеются анализы, полученные численными методами, может возникнуть необходимость в предварительных анализах, подготовленных при помощи ручных процедур. Такие предварительные анализы могут быть подготовлены с использованием либо 12-часовых прогнозов, принятых как поле первого приближения, либо с помощью традиционных методов учета непрерывности с применением предыдущего анализа в качестве исходного для подготовки нового анализа. Однако любая дальнейшая работа по подготовке анализа вручную должна включать в максимально возможной степени анализы, подготовленные при помощи численных методов. В связи с этим в центрах должны использоваться наилучшим возможным способом компьютеры с их способностью быстро обрабатывать большое количество данных, а также и специалисты с их способностью выносить решения на основе своего опыта и сложных логических процессов. Для компьютера в качестве фонового поля служит 12-часовой прогноз, основанный на анализе за последний основной синоптический срок, как правило, на 12 часов ранее; затем фоновое поле обновляется с учетом вновь поступивших данных. Анализ для тех районов, для которых имеется много данных, основывается главным образом на этих данных, однако для тех районов, в которых данных недостаточно, фоновое поле будет изменяться очень незначительно. Перед анализом данные проходят контроль качества в компьютере, и те из них, которые являются ошибочными согласно определенным установленным критериям, отбрасываются. Специалист-аналитик также изучает имеющиеся данные, чтобы установить следующее:

- нельзя ли откорректировать какие-либо данные наблюдений, содержащие ошибки, либо путем подробного изучения информации о запуске радиозонда, либо путем сопоставления их с данными наблюдений, проводившихся рядом;
- не были ли отброшены какие-либо правильные данные наблюдений;
- не были ли приняты какие-либо данные наблюдений плохого качества.

Ошибки, выявленные в ходе осуществляемой компьютером процедуры контроля качества, могут быть исправлены благодаря вмешательству специалиста, хотя и специалист может в некоторой степени ошибиться в своих суждениях о том, каким образом следует поступить далее с данными наблюдений. Вмешательство специалиста заключается в повторном вводе правильных или откорректированных данных наблюдений.

В отношении некоторых районов, для которых на момент проведения анализа имеется мало данных наблюдений, специалист, проводящий анализ, может иметь свои собственные соображения относительно дальнейшего развития событий на основе либо непосредственных данных, либо данных из других источников (данных, полученных с воздушных судов, спутников и т.д.); в таком случае фоновое поле может быть несколько изменено путем введения псевдонаблюдений в попытке повлиять на ход анализа, проводимого компьютером.

Анализ для различных уровней должны проводиться в несколько этапов. Специалист-аналитик должен:

- откорректировать данные о высотах для уровня 100 гПа с учетом известных систематических ошибок;
- провести анализ уровня 100 гПа, уделяя основное внимание скоростям ветра и руководствуясь изолиниями высот, откорректированными согласно подпункту а). Окончательный анализ должен соответствовать полю ветра;
- отметить различия между полученной в результате анализа высотой и высотой изогиалы, содержащейся в сводках;
- применить 60 % от величины этой поправки к данным о высотах для уровня 200 гПа, 35 % — к данным о высотах для уровня 300 гПа и 10 % — к данным о высотах для уровня 500 гПа;
- проанализировать карту для уровня 300 гПа с использованием полученных с воздушных судов данных о ветре и любых имеющихся данных SATEM;
- проанализировать данные для уровней 250 и 200 гПа, используя анализ для уровня 300 гПа в качестве исходного;
- преобразовать анализ данных о давлении на среднем уровне моря в карту барической топографии для уровня 1 000 гПа с использованием стандартного эмпирического соотношения, учитывающего величины приземной температуры;
- поднять более низкие уровни до уровня 500 гПа, имея в виду синоптические образования на уровне 1 000 гПа, с построением, если это необходимо, сетки для районов с редкими данными;
- сравнить анализ для уровня 500 гПа с анализом для уровня 300 гПа и провести необходимую корректировку.

Такая схема включает использование следующих моментов: значение анализа для уровня 100 гПа для определения ошибок зондирования, содержащихся в геопотенциальной высоте; сравнительно хороший охват данными на уровне 300 гПа и основной анализ для среднего уровня моря с его хорошим охватом данными.

При наличии подготовленных компьютером анализов дальнейший анализ аэрологических карт осуществляется с использованием несколько иного процесса. Подготовленные компьютером анализы могут быть использованы в качестве полей первого приближения, а специалист-аналитик преобразует затем это поле так, как это необходимо. В отношении районов, для которых требуются значительные корректировки, необходимо выяснить причину столь большого расхождения между двумя анализами. Такое положение может быть вызвано несколькими причинами:

- отсутствием данных;
- плохим качеством данных;
- неправильными данными, не обнаруженными в ходе обычных процедур контроля качества.

По мере надобности должны быть приняты меры к устранению любых вызывающих нарушения данных, используемых при компьютерном анализе, или к обеспечению улучшения качества анализов, проводимых компьютером. Анализы струйных течений и тропопавзы рассматриваются ниже.

4.3.1.2.3.3 Другие виды аэрологического анализа

Ниже будут описаны два вида аэрологического анализа, а именно анализ струйных течений и анализ тропопаузы. Существуют также и другие, менее известные методы, такие, как изэнтропический анализ и анализ траекторий, которые будут рассмотрены позже.

Анализ струйного течения имеет очень важное значение, и ни один комплект аэрологических карт для средних широт, охватывающий пространство до тропопаузы, не может считаться полным до тех пор, пока не уделено определенное внимание этому слою атмосферы. Струйное течение определяется как сильный узкий поток воздуха, сконцентрированный вдоль квазигоризонтальной оси в верхней атмосфере, характеризующийся сильными вертикальными и боковыми сдвигами ветра и имеющий один или несколько максимумов скорости. Вертикальный сдвиг ветра имеет порядок 10–20 узлов на 1 000 метров; боковой сдвиг — 18 узлов на 100 морских миль, а для скорости ветра в центральной части установлен нижний предел в 60 узлов.

На карте барической топографии присутствие струйного течения обозначается поясом более или менее близко расположенных друг к другу изогипс, размещенных вдоль пояса сильного ветра. Протяженность этого пояса может составлять сотни или тысячи километров; он обычно изогнут и может иметь несколько простых ответвлений. В средних широтах струйные течения часто находятся на уровне примерно 300/250 гПа, так что стандартный уровень, на котором эти течения отмечены в наибольшем количестве, обычно составляет 300 гПа. В случае с субтропическими струйными течениями наиболее полезной является карта для уровня 200 гПа, поскольку центральные части в основном обнаруживаются примерно на этом уровне; однако эти струйные течения, как правило, хорошо заметны и на уровне 300 гПа. В связи с этим целесообразно отмечать струйные течения первоначально на карте для уровня 300 гПа, а затем продолжать процесс в направлении вверх и вниз. Струйные течения, как это определено выше, обычно не обнаруживаются ниже уровня 500 гПа. Центральная часть струйного течения редко совпадает со стандартным уровнем, так что, как правило, никакая карта не отражает максимального ветра. В связи с этим иногда удобно иметь карту максимального ветра, не зависящую от уровня. Еще одним моментом, который необходимо принимать во внимание, является то, что оси различных изобарических разрезов струйного течения не располагаются одна над другой, а часто постепенно смещаются в направлении теплого тропосферного воздуха, находящегося выше и ниже оси струйного течения.

Значительные сдвиги ветра в струйных течениях, вероятно, лучше всего заметны на вертикальных разрезах, перпендикулярных к оси центральной части. На картах абсолютной топографии тесное расположение изогипс вдоль квазигоризонтального разреза струйного течения не указывает непосредственно ни на расположение оси струйного течения, ни на силу и сдвиги ветра. Эти последние характеристики становятся гораздо более заметными на карте, если на ней вычертить изотакхи. Для этой цели изотакхи могут быть построены с интервалами, скажем, в 20 узлов, и там, где это возможно, в соответствии с сообщенными данными о фактическом ветре. На таких картах ось струи, как правило, обозначается двойной или жирной линией с указанием в надлежащих местах на ней действительной величины максимума скорости. Что касается таких континентов, как Европа и Северная Америка, то сеть аэрологических наблюдений над ними достаточна для обеспечения возможности почти точного указания осей струйных течений и изотакх на каждой карте на основе почти лишь одних сообщений о ветре. Что касается океанов, то малое количество данных делает такое распознавание невозможным и соответственно приходится обращаться к более косвенным методам анализа карты. И снова чрезвычайно важное значение приобретает непрерывность во времени и пространстве, и данные каждого наблюдения должны полностью учитываться, если только очень веское свидетельство не побуждает к обратному.

При размещении струйных течений на картах для районов над океанами необходимо учитывать связь струйных течений с приземной фронтальной системой. В средних широтах струйные течения, как правило, существуют в тесной связи с сильным температурным градиентом ясно прослеживающихся фронтов, и хотя центральная часть струи располагается в массе теплого воздуха немного ниже тропопаузы, наклон фронтальной поверхности таков, что эта центральная часть фактически находится с холодной стороны приземного фронта. В действительности существует примерное правило, заключающееся в том, что центральная часть струи располагается непосредственно выше местонахождения фронтальной поверхности на уровне 500 гПа. Однако следует отметить, что субтропические струйные течения не имеют такой же связи с характеристиками фронтов и что в тех случаях, когда их изгибы достаточно велики, чтобы увести их или их ответвления на север, не следует предпринимать никаких попыток прилаживать их к приземным фронтам. Аналогичным образом в средних широтах иногда наблюдаются ответвления, которые пересекают приземные холодные фронты до тыла депрессии.

Анализ тропопаузы облегчается тем фактом, что потенциальная температура в тропопаузе не претерпевает значительных изменений в течение 24 часов. Строгое применение определения тропопаузы, выработанного ВМО, может в отдельных случаях приводить к неправильным сообщениям, в которых, в частности, могут быть опущены данные о нижней тропопаузе. Соблюдение принципа непрерывности в отношении предыдущих карт должно помочь определить, когда происходят такие случаи, и в целях получения истинных значений для анализа может потребоваться обращение к информации об отдельных запусках зондов. Воронки или депрессии в тропопаузе могут привести к некоторым трудностям при анализе, поскольку они часто сравнительно невелики и могут быть не указаны непосредственно на основе наблюдений на конкретной карте. Если они простираются ниже уровня 300 гПа, то они, как правило, располагаются по одной вертикальной линии с теплыми центрами в структурах относительной топографии 300/200 гПа. С другой стороны, куполы или области высокого давления тропопаузы, как правило, расположены по одной линии с теплыми областями в структурах относительной топографии 500/300 гПа. Градиенты топографии тропопаузы часто имеют незначительный наклон над большими районами, и градиент сконцентрирован в узкие полосы разрывов тропопаузы, которые, как правило, связаны как с субтропическим струйным течением, так и со струйным течением полярного фронта.

4.3.1.2.4 Анализ спутниковой информации

Со спутников поступает значительное количество информации, и ее анализ является неотъемлемой частью любых методов анализа. Большая часть этой информации может быть легко проанализирована при помощи численных методов, однако интерпретация информации, поступившей в виде изображений, и некоторых расчетных данных, например данных о ветрах, составляет важную часть ручных методов анализа. Раздел, посвященный подробному рассмотрению аспектов различных видов анализа, включает использование спутниковых данных; целью же настоящего раздела является рассмотрение имеющейся информации и того, как она может быть в целом использована.

4.3.1.2.4.1 Типы спутников и поступающих с них изображений

Существует два основных типа спутников:

- a) геостационарные; и
- b) полярно-орбитальные.

Геостационарный спутник размещается над экватором и может обеспечивать передачу изображений атмосферы с короткими интервалами. Таким образом, можно получать изображения в видимом и инфракрасном диапазонах. Из этих изображений можно извлечь очень ценную информацию, например, может быть установлено наличие ветра в нижней атмосфере (с использованием элементов облачности нижнего яруса, таких, как кучевообразные облака) и для верхней атмосферы (с использованием элементов облачности верхнего яруса). Могут быть получены и другие виды информации, например, данные наблюдений водяного пара в средней атмосфере.

Со спутников, находящихся на полярной орбите, получаются снимки сверху вниз через атмосферу как в видимом, так и в инфракрасном диапазоне. С этих спутников проводится также измерение излучений, на основании которых делаются выводы о вертикальных профилях температуры. Используя эти данные, можно подсчитать геопотенциальные высоты барических поверхностей во множестве пунктов на поверхности земного шара. Такие данные об излучении, хотя и являются более удобными для использования в методах численного анализа, могут использоваться также в ручных методах.

С другой стороны, информация в виде изображений имеет значительную ценность для ручных методов анализа и с большим трудом используется при численных методах. При интерпретации изображений используются методы усиления цвета; более подробные сведения об этом приводятся в разделе, посвященном подготовке краткосрочных прогнозов погоды.

4.3.1.2.4.2 Использование спутниковых данных

Как уже упоминалось выше, существуют два вида изображений — в видимом и в инфракрасном диапазонах. При использовании изображений специалист, проводящий анализ, должен быть хорошо осведомлен о той информации, которую предоставляют эти два вида изображений. Снимки, сделанные в видимом диапазоне, дают такое представление об облаках, как если бы наблюдатель смотрел на них сверху вниз. Поскольку облака верхнего яруса, как правило, неплотные, они в определенной степени прозрачны, в то время как несущие дождевые осадки облака нижнего яруса — плотные. Эти особенности ясно видны на получаемых в видимом диапазоне изображениях. Изображения же в инфракрасном диапазоне — это измерения температуры излучающей поверхности, которая наблюдается. Чем ниже температура, тем темнее изображение на монохроматических снимках. Усиленное изображение в цвете позволило бы увидеть значительно больше подробностей. Однако облака верхнего яруса, которые довольно прозрачны на изображениях в видимом диапазоне и поэтому позволяют увидеть находящиеся ниже них облака нижнего яруса, не являются прозрачными для волн инфракрасного диапазона. Верхняя часть высоких облаков образует холодную излучающую поверхность, и на изображениях она выглядит совершенно белой. В результате этого нельзя увидеть какие-либо облака (излучающие поверхности), расположенные ниже самого высокого яруса облаков (самой высокой излучающей поверхности).

Когда можно одновременно рассматривать изображения в видимом и инфракрасном диапазонах, то полученные таким образом сведения дополняют друг друга. Например, наличие большого белого пятна на изображении в инфракрасном диапазоне, когда на изображении в видимом диапазоне нет никакого белого района, предполагает присутствие тонкой пленки перистых облаков. Однако в случае кучево-дождевых облаков, перистые облака с накопившейся влагой проявятся на изображении, полученном в инфракрасном диапазоне, в то время как нижние части облачности проявятся в виде белой массы на изображении в видимом диапазоне. Эти два вида изображений, рассматриваемые вместе, подтверждают присутствие кучево-дождевых облаков.

Поскольку на изображениях в инфракрасном диапазоне представлена температура, можно сделать вывод о присутствии облаков в атмосфере. Например, если на темно-сером фоне моря наблюдается пятно более темного цвета, то это может быть пятно более теплой воды, или, при некоторых обстоятельствах, это может быть вершина массы слоистых облаков, поскольку вершина слоистых облаков является более теплой, чем поверхность моря, в результате инверсии нижней части атмосферы. Этот пример свидетельствует о наличии потенциальной информации на изображениях, полученных в инфракрасном диапазоне, и о необходимости правильной ее интерпретации.

В случае, когда имеются лишь инфракрасные изображения, определение местоположения приземных метеорологических образований должно проводиться при тщательном обдумывании и с большой осторожностью. Неопытный специалист, проводящий анализ, склонен продвигать фронты вперед слишком быстро, имея перед собой лишь полученное в ночное время изображение, поскольку иногда забывается о том, что видимая масса облаков представляет собой перистые облака, которые в сильном верхнем потоке воздуха смещаются с большим опережением по отношению к приземным метеорологическим образованиям.

Поскольку проводимый анализ должен соответствовать всем данным традиционных наблюдений (если только они не оцены ошибочными), он должен соответствовать также и изображениям, полученным со спутников. Метеорологические образования на спутниковых снимках должны быть обоснованы метеорологическими образованиями на анализе. Так, зона облачности на снимках может быть связана со слабо выраженной ложбиной в приземных метеорологических системах или зона средней облачности может ассоциироваться с коротковолновым возмущением, представленным на аэрологической карте. Неправильной является попытка отобразить метеорологическое образование на приземной карте, как соответствующее каждому образованию на спутниковом изображении. Атмосфера должна рассматриваться тщательно и подробно. Необходимо отказаться от склонности наносить фронтальные метеорологические образования на приземные карты для каждой полосы облачности. Определение местоположений фронтов дождя должно проводиться очень тщательно с учетом того, что фронт является термическим метеорологическим образованием; и тот факт, что это образование действительно существует, должен подтверждаться еще и иными, чем спутниковые изображения, свидетельствами. Например, фронтальная система должна соотноситься со структурой относительной топографии для 1 000/500 гПа и должна также соотноситься с такими структурами, как вычисленная поверхность и структура потенциальной температуры по смоченному термометру на уровне 850 гПа (хорошее средство для обнаружения присутствия приземных фронтов).

Некоторые облачные образования могут считаться не имеющими важного значения, поскольку они не связаны с какими-либо конкретными динамическими характеристиками в текущий момент времени, однако они могут оставаться на карте в течение всего того периода, когда они были связаны со значительными метеорологическими образованиями. Другие облачные

образования могут представлять всю воздушную массу, например в средних широтах в неустойчивых линейных воздушных течениях. Полосы облачности можно часто обнаружить в пределах общей неустойчивой облачности. Такие полосы не всегда представляют метеорологические образования, легко различимые в синоптическом масштабе, но могут являться частью мезомасштабных образований. Успешная интерпретация изображений этих образований на снимках, полученных со спутников, может действовать улучшению качества прогнозирования на короткие периоды времени.

В настоящее время имеются сложные и ориентированные на использование компьютеров методы усиления цвета на полученных со спутников снимках. Компьютеризация такого рода должна рассматриваться в качестве ценного подспорья, поскольку получаемая продукция хорошо подходит как вспомогательное средство для решения тех задач анализа и прогнозирования, которые требуется выполнять вручную.

4.3.1.2.4.3 АНАЛИЗЫ СПУТНИКОВЫХ И АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Фотоснимки поверхности Земли и облаков передаются с геостационарных спутников с равными промежутками времени, например через каждые 15 минут. Для определения скорости ветра на высоте, соответствующей определенному элементу облачности, можно использовать перемещение этого элемента за период между любыми двумя снимками. Обычно существует некоторая неопределенность в отношении высоты облаков, однако примерное представление об этом часто можно получить благодаря спутниковым снимкам в инфракрасном диапазоне. Иногда могут возникать ошибки и неопределенности, вызываемые развитием облачности. Каждый спутник охватывает район, ограниченный как по широте, так и по долготе; для районов, расположенных выше широт $40-45^\circ$, данных не имеется, но все долготы охватываются одновременно. Тем не менее получаемые данные помогают заполнить большие разрывы между обычными радиозондовыми и радиоветровыми наблюдениями. В некоторых центрах таким образом рассчитываются данные о ветре и вводятся в Глобальную систему телесвязи для обмена в виде сводок SATOB.

Данные наблюдений, полученные со спутников, также косвенным образом содержат значительное количество информации о геопотенциальной высоте. Проводимые со спутников наблюдения за инфракрасным излучением атмосферы позволяют оценивать значения температуры для ряда уровней в атмосфере, а на основе этих температур и соответствующих значений давления можно получить и значения относительной топографии для ряда слоев. Затем путем алгебраического сложения этих значений относительной топографии с геопотенциальной высотой уровня 1000 гПа можно получить геопотенциальные высоты для поверхности равного давления, относящейся к использованным величинам относительной топографии. При этом значительное внимание уделяется тому, чтобы поверхность 1 000 гПа была как можно более близкой к истинному значению. Данный метод аналогичен старому традиционному методу построения сетки для всех уровней, начиная с поверхности, с использованием частичных значений относительной топографии (1 000/850, 850/700, 700/500 гПа и т.д.). Легче всего интерпретировать спутниковые данные над свободными от облачности районами океана, и в таких случаях они являются ценным дополнением к имеющимся у прогнозиста данным из других источников. Однако следует отметить, что существуют некоторые неопределенности, и некоторая часть данных не может быть использована. Необходимо проведение регулярных проверок, и эти проверки, как правило, осуществляются с использованием данных радиозондирования для уровней 100 гПа.

Спутниковые изображения можно также использовать для обнаружения метеорологических образований на уровнях верхней атмосферы или для подтверждения присутствия таких образований. Основной принцип, который имеется в виду при использовании спутниковых изображений, заключается в том, что восходящее движение ведет к образованию облачности, а нисходящее движение связано с относительно свободной от облаков атмосферой. Так, между ложбиной и гребнем при западном переносе на высотах, как правило, присутствует восходящий вертикальный компонент, ведущий к образованию множества облаков. И, наоборот, в потоке от оси гребня к ложбине наблюдается нисходящее движение с очень незначительным образованием облаков, главным образом кучевообразных. Связь границ облачной воздушной массы с линией гребня и ложбины зависит от характеристик метеорологического образования. В широком ровном гребне нисходящее движение к востоку от линии гребня носит довольно постепенный характер, и облачность может простираться на некоторое расстояние за ней, в то время как при сильной изгибленности гребня будет отмечаться резкий край облачности поблизости от линии гребня.

Ось ложбины часто может располагаться таким образом, что она пересекает полосу фронтальной облачности. Воздух, опускающийся к западу от ложбины, заставляет облака среднего и верхнего ярусов рассеиваться, в результате чего остается лишь узкая полоса облаков, в то время как к востоку полоса облаков является более широкой, более плотной и имеет большую вертикальную протяженность.

Поскольку наиболее обширные полосы облаков простираются приблизительно от оси ложбины до линии гребня, то на основании данных о широтной протяженности полос облаков можно получить приблизительное представление об амплитуде потока. Если полоса облаков имеет квазилинейный характер, то изогнуты направлены приблизительно вдоль этой полосы. С направленной к полюсу стороны этого потока могут наблюдаться вихри, представляющие собой коротковолновые, быстро перемещающиеся возмущения. Могут наблюдаться также и облачные вихри или спирали, особенно в потоке с большой амплитудой, которые указывают на наличие закрытых циркуляций, таких, как старые окклюзированные депрессии или отсеченные циклоны, при этом центр облачной спирали в целом совпадает с центром циркуляции.

4.3.1.2.4.4 СПУТНИКОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ В РАЙОНАХ С РЕДКИМИ ДАННЫМИ

В районах с редкими данными, таких, как ледяные океаны, спутниковая информация является единственной информацией, имеющейся в распоряжении аналитика. Использование полученных со спутников данных об излучении уже описывалось. Приземные метеорологические образования часто можно определить на основании изображений, что в результате дает более реалистичную приземную структуру. Могут быть проведены исследования с применением ручных и компьютерных методов для установления связи между получаемыми ежедневно спутниковыми изображениями и различными образованиями на высотах. Если провести такие исследования в отношении районов, для которых имеются данные, то затем при помощи обратного процесса можно будет с определенной степенью уверенности получить представление о метеорологических образованиях в структуре воздушных потоков на высотах над районами с редкими данными.

Еще одной методикой использования полученных со спутников данных является создание псевдонаблюдений. Этот метод используется для кожного полушария.

4.3.1.2.5 АНАЛИЗ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ

4.3.1.2.5.1 ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Информация, поступающая с метеорологических радиолокаторов, представляет собой важное и значительное дополнение к наблюдениям, осуществляемым на приземной и аэрологической сетях, а также со спутников, представляя метеорологу возможность взглянуть с помощью электронных средств далеко за видимый горизонт и оценить полученные данные с точки зрения синоптического и локального использования.

За последние 40 лет метеорологические радиолокаторы стали самым важным инструментом, доступным метеорологическому сообществу для предоставления краткосрочных прогнозов мезомасштабных метеорологических явлений. В основном это связано с двумя факторами. Первый заключается в том, что радиолокаторы способны производить полуквантитативные, осуществляемые из одной точки измерения осадков и штормовых образований над большими районами. Второй фактор заключается в том, что в настоящее время не имеется никакого средства наблюдения, которое обеспечивает объемный охват района в несколько сотен километров в диаметре с разрешением порядка километр или два. Результаты полного объемного сканирования появляются в пределах нескольких минут. Составление составных изображений, полученных с нескольких радиолокаторов (образование радиолокационных сетей), дает возможность использовать радиолокационные данные не только в локальном масштабе, но также и в синоптическом.

Существующие метеорологические радиолокаторы можно подразделить на два общих класса: некогерентные (традиционные) и когерентные (доплеровские) радиолокаторы. Традиционные радиолокаторы измеряют только отражательную способность гидрометеоров, в то время как доплеровские предоставляют дополнительную информацию о радиальной скорости гидрометеоров и о характеристиках турбулентности. Пояснения, касающиеся физических основ наблюдений, производимых с помощью традиционных или доплеровских радиолокаторов, будут даны в нижеследующих пунктах.

За последние два десятилетия новые технологические достижения дали толчок эффективному развитию доплеровских радиолокаторов, как инструмента наблюдений. В настоящее время некоторые национальные гидрометеорологические службы внедряют сети доплеровских радиолокаторов.

Наличие высокоскоростных и недорогих систем обработки и отображения данных для осуществляемого в режиме реального времени анализа дает возможность простого и быстрого доступа к большому объему данных, производимых современными радиолокаторами.

Одно из основных технологических изменений в следующем поколении метеорологических радиолокаторов будет заключаться в том, что многие радиолокаторы, возможно, большая их часть, будут обладать доплеровскими возможностями. Некоторые из них будут обладать разнообразными видами поляризации. Однако следующее поколение радиолокаторов будет в основном отличаться от своих предшественников тем, что в них будет использоваться современная цифровая обработка сигнала и современные количественные способы отображения информации в реальном времени.

С учетом этих основных тенденций в развитии радиолокационной метеорологии, а также того факта, что некогерентные радиолокаторы все еще применяются в национальных гидрометеорологических службах, в следующих пунктах описывается использование в метеорологическом анализе данных, поступающих как с некогерентных, так и с когерентных (доплеровских) радиолокаторов.

4.3.1.2.5.2 НЕКОГЕРЕНТНЫЕ РАДИОЛОКАТОРЫ

Общая информация

Радиолокационные измерения облачности и осадков основаны на рассеянии электромагнитных волн частицами, находящимися в воздухе. Мощность обратного рассеяния зависит от размера частицы и от вещества, из которого она состоит. Отражательные свойства частиц, из которых состоят облака или осадки, часто и прежде всего характеризуются отражательной способностью (или коэффициентом отражения), обозначаемой как Z . В случае некогерентных радиолокаторов, это — единственный измеряемый параметр.

Большинство метеорологических радиолокаторов работает в диапазоне длины волны 3–10 см. Преимуществом использования длины волны, равной 3 см, заключается, главным образом, в компактности оборудования, поскольку размеры антенны для заданной ширины луча уменьшаются с длиной волны. Большим недостатком этой длины волны является ослабление сигнала частицами воды и льда. Преимуществом использования длины волны, равной 10 см, заключается в практическом отсутствии ослабления. Однако в этом случае оборудование является громоздким и очень дорогим и используется, если необходимо достижение высокого пространственного разрешения. Длина волны 5–6 см обеспечивает полезный компромисс между ослаблением и трудностями, связанными с шириной луча. Поскольку особых преимуществ для какой-то конкретной длины волны не имеется, то диапазон 5–10 см используется для большинства радиолокаторов.

При интерпретации радиолокационных наблюдений следует помнить, что имеется несколько ограничений, которые касаются данных, поступающих с радиолокаторов. Поскольку луч радиолокатора расходится или расширяется, то с ростом расстояния от передатчика энергия распределяется на все большую и большую зону. Таким образом, только очень небольшая часть излученной энергии перехватывается целью малого размера. Эти потери энергии, связанные с расхождением луча, определяются как ослабление сигнала, связанное с расстоянием.

Сигнал, получаемый после отражения от цели, затухает с интенсивностью прямо пропорциональной четвертой степени расстояния от цели. Однако, если зона осадков обладает однородными отражательными свойствами по всему ее поперечному разрезу и если она полностью перекрывает луч, то общая энергия, полученная радиолокатором, уменьшается с интенсивностью прямо пропорциональной квадрату расстояния. Например, наблюдаемая на расстоянии 150 км зона осадков, которая перекрывает луч, возвращает сигнал, который в несколько тысяч раз сильнее сигнала, получаемого от цели, частично

перекрывающей луч. Связанное с расстоянием ослабление сигнала зависит от соотношения между объемом осадков, попадающих под луч, и расстоянием от цели.

Когда энергия радиоволны проходит через скопление капель, некоторая ее часть рассеивается, а некоторая поглощается гидрометеорами. Короткие волны и большие водные капли дают в результате самое большое ослабление сигнала.

Сигнал, отраженный от дальней по отношению к локатору внешней границы зоны осадков, подвержен большему ослаблению, поскольку он проходит через осадки, а обратный импульс также ослабляется в осадках на пути своего движения назад. Если линия гроз настолько интенсивна, что практически вся энергия луча теряется в процессе ослабления, то энергии, которая должна отразиться от цели, находящейся за зоной осадков, остается очень немного или не остается совсем. Цели, находящиеся за зоной сильных и интенсивных осадков, появляются на индикаторах локатора менее яркими, чем они обычно отображаются, а в некоторых случаях могут не появиться совсем.

Поэтому осадки обычно оцениваются не по всему диапазону действия радиолокатора, а в пределах радиуса 150–200 км. Более того, отражательная способность зависит от диэлектрической постоянной. Поэтому ледяные цели имеют величину отражательной способности примерно в пять раз ниже, чем капли воды сферической формы того же самого размера. В связи с этим расстояние, на котором осуществляется локация облаков или осадков зимой, снижается. В осадках из слоистообразных облаков частично растаявшие хлопья снега вызывают повышение уровня эхо-сигнала, так называемые яркие локосы, что может привести в результате к завышенной оценке интенсивности дождей. При малых углах возвышения луча обратное рассеяние от поверхности Земли, или так называемые мешающие отражения от земной поверхности, может оказать влияние на наблюдения.

В современных радиолокаторах, оборудованных компьютерами, корректировки сигнала выполняются автоматически, а обработанные данные представляются в цифровой форме. Более подробную информацию о метеорологических радиолокаторах и об использовании получаемых с них данных в метеорологических анализах можно найти в публикациях Баттана (1959 г.), ВМО (1966 г.), Степаненко (1973 г.), Дожика и Зринка (1984 г.), Брылина и др. (1986 г.).

Вычисление осадков

Традиционный радиолокатор, который имеет возможность измерять только один параметр — отражательную способность — является весьма ограниченным средством предоставления точных количественных оценок осадков. Данное ограничение возникает в результате сложной природы даже самых простых облаков. Например, для теплых облаков требуется использование двухпараметрического и, возможно, трехпараметрического распределения, чтобы описать локальное распределение размеров капель. Облака, в которых вода присутствует в смешанной фазе, являются гораздо более сложными. Поэтому измерение только отражательной способности может обеспечить всего лишь грубую оценку осадков.

Если частицы, на которых происходит рассеяние, являются сферическими и если их диаметры в сравнении с длиной волны малы (т.е. имеет место релеевское рассеяние), то:

$$Z = \frac{1}{\Delta V} \sum_i D_i^6,$$

где: Z — коэффициент отражения, D_i — диаметр капель и ΔV — единичный объем. Поскольку характеризующие Z величины в атмосфере отличаются на несколько порядков, в радиолокационной метеорологии обычно используется логарифмическая шкала dBZ = $10 \log Z$ (где Z имеет размерность $\text{мм}^6/\text{м}^3$). В осадках величина dBZ изменяется от 0 до более 60 dBZ.

Чтобы получить интенсивность выпадения дождя R , должно быть сделано некоторое допущение о распределении размеров капель. Если допущение делается в соответствии с распределением размера дождевых капель Маршалла-Пальмера:

$$N(D) = N_0 (\exp(-3,67 D/D_0)),$$

где $N_0 = 8000 \text{ м}^{-3} \cdot \text{мм}^{-1}$ и является константой, а D_0 зависит от интенсивности выпадения дождя и эквивалентно величине медианного размера капель. Объединяя два приведенных выше уравнения, мы можем получить:

$$Z = AR^b,$$

где $A = 200$ и $b = 1,6$.

Если N_0 существенно отличается от этой величины, то интенсивность выпадения дождя, оцененная по соотношению Z - R , вероятно, является ошибочной. Сравнения R и значений отражательной способности Z , вычисленных по функции $N(D)$, измеренной с помощью оборудования для измерения и регистрации распределения дождевых капель (Richards and Crozier, 1983) показали, что для различных распределений, дающих то же самое значение Z , интенсивность выпадения дождя может максимально различаться в четыре раза. Тем не менее тип соотношения, имеющийся в уравнении для Z , используется в большинстве случаев для квазиколичественных оценок осадков. Величины параметров A и b широко изменяются. На практике радиолокационные данные калибруются по относительно плотной иллювиографической сети, а для конкретного радиолокатора, работающего в конкретном районе, используются эмпирические соотношения Z - R . Некоторые авторы указывают на то, что точность оценок осадков может быть повышена с использованием простой классификации осадков (морось, обложные осадки и ливни). Точность измерений осадков также повышается с ростом интервала интеграции по времени.

Анализируя радиолокационные данные об осадках, следует помнить, что эти данные отражают осадки в некотором слое, обычно между 500 и 1 000 м выше поверхности Земли. В большей части случаев испарение в слое ниже 500 м не вызывает серьезного уменьшения количества осадков. В экстремальных случаях присутствия очень прогретого и сухого пограничного слоя, конечно, может отмечаться некоторое уменьшение количества осадков.

Режимы вышеприведенные, можно прийти к заключению о том, что традиционные радиолокаторы предоставляют весьма квазиколичественную информацию об осадках. Преимущество радиолокационных данных заключается в том, что они имеют высокое пространственное разрешение и являются по своей природе региональными. Это уникальное качество следует использовать при подготовке анализов осадков над ограниченными районами, объединяя радиолокационные наблюдения с традиционными наблюдениями за осадками.

С тем чтобы сделать оценки осадков более точными, недавно были опробованы методики измерений для горизонтальной и вертикальной поляризации, которые дали обнадеживающие результаты. Измерения с двойной поляризацией применяются еще не очень широко, но, ввиду их потенциала, мы должны кратко описать данный подход к измерению осадков.

Линейный радиолокатор с двойной поляризацией измеряет разницу между отражательной способностью (Z_{DR}) осадков при горизонтально (Z_H) и вертикально (Z_V) поляризованном излучении. Z_{DR} определяется как:

$$Z_{DR} = 10 \log (Z_H/Z_V).$$

При измерении размеров капель осадков допускается, что форма капель — это сплюснутый сфероид с примерно вертикальной осью, причем капли большего размера имеют большую сплюснутость. Горизонтальные оси этих сфероидов больше, чем вертикальные. Поскольку разрез обратного рассеяния больше для падающего излучения, поляризованного вдоль основных осей сфероида, чем для ортогонального направления, соотношение двух ортогональных сигналов является мерой сплюснутости и, следовательно, размера капель. Если в дополнение к Z_H измерена дифференциальная отражательная способность, то затем возможно вычислить как N_0 , так и D_0 , либо в принципе описать наблюдение любым общим двухпараметрическим распределением размера дождевых капель. Когда N_0 и D_0 для экспоненциального распределения получены, можно вычислить интенсивность выпадения дождя, поскольку конечная скорость капель известна. Имеющиеся к настоящему времени результаты показывают, что интенсивность выпадения дождя может быть измерена с помощью этого метода при среднеквадратичной ошибке порядка 15 процентов над большими районами (Ulbrich and Atlas, 1984).

Измерения Z_{DR} также дают информацию о фазовом состоянии гидрометеоров. Положительное значение Z_{DR} дает возможность предположить, что гидрометеоры ориентированы в горизонтальном плане; значение, примерно равное нулю, — сделать предположение о том, что либо не имеется преобладающего направления ориентации, либо капли не деформированы; а отрицательные значения показывают, что частицы ориентированы по вертикали. Типичные значения Z_{DR} для дождя попадают в диапазон +5 до +3 dBZ. Значения, разбрасывающиеся вокруг нуля, можно интерпретировать как град, идущий внутри зоны выпадения дождя. Отрицательные значения Z_{DR} , как допускается, могут быть получены при существовании ледяных образований различных форм, при этом их большая ось ориентирована вертикально. Дополнительные подробности, касающиеся использования измерений с помощью поляризации излучения радиолокатора для оценки осадков, можно найти в докладах, опубликованных в части трудов совещания «Прогноз текущей погоды-II» (European Space Agency, 1984).

Интерпретация радиолокационных эхо-сигналов

Полученные с помощью радиолокатора величины отражательной способности также непосредственно используются для определения различных мезомасштабных систем, связанных с образованием гидрометеоров. Тот факт, что радиолокационный эхо-сигнал является пропорциональным диаметру гидрометеора, используется для определения типа облачности. Прозовые облака, которые содержат умеренное количество больших водяных капель, дают более яркое эхо, чем слоистые облака, содержащие большое количество относительно небольших капель. Обычно дождь дает более яркий эхо-сигнал, чем снег, поскольку частицы воды рассеивают примерно в пять раз больше энергии импульса радиолокатора, чем кристаллы снега тех же размеров и очертаний. Яркость сигнала, отраженного от сухого града, также составляет около одной пятой яркости отражения от дождя. Градины и хлопья снега, покрытые водой, отражают сигнал так, как если бы они полностью состояли из воды. Эти характеристики радиолокационного эхо-сигнала вместе с информацией о его геометрии используются при интерпретации измерений с помощью радиолокатора отражательной способности и идентификации метеорологических систем по данным радиолокатора.

Дополнительные подробности по поводу интерпретации отраженного радиолокационного эхо-сигнала можно найти в работах Довьяка и Зринка (1984 г.), Брылева и др. (1986 г.) и Коле (1989 г.). Краткая выдержка из использованной литературы по вопросам использования радиолокационных данных в метеорологических анализах представлена ниже.

Если радиолокатор не оборудован компьютером, то радиолокационные данные отображаются чаще всего с использованием индикатора кругового обзора (ИКО), указателя дальности (УД) и индикатора «дальность-высота» (ИДВ). Первые два индикатора дают возможность изучать горизонтальную структуру отраженного радиолокационного сигнала, в то время как ИДВ дает информацию о представляющей особый интерес вертикальной структуре вдоль выборочных радиусов.

В случае, если радиолокатор оборудован компьютером, первичный сигнал может интерполироваться в некоторую регулярную трехмерную сетку (например, в прямоугольную сетку), и данные радиолокатора отображаются на выбранных горизонтальных и вертикальных планах. Наблюдения с нескольких оборудованных компьютерами радиолокаторов автоматически совмещаются в радиолокационную карту, например в радиолокационную карту осадков.

Отраженные от осадков радиолокационные сигналы разделяются на конвективные и слоистые. Радиолокационные эхо-сигналы конвективного и слоистого типа наблюдаются одновременно на ИКО, УД и ИДВ как различные уровни яркости, которые также различаются по своим формам. Основные характеристики радиолокационных эхо-сигналов конвективного и слоистого типа будут описаны ниже.

Отраженные радиолокационные сигналы конвективного типа

Эти эхо-сигналы чаще всего ассоциируются с изолированными очагами грозовой деятельности, линиями шквалов холодных фронтов и нередко с теплыми и окклюдируемыми фронтами. Кромки таких радиолокационных изображений обычно хорошо выражены. Обычно это самые яркие наблюдаемые изображения, получаемые на основе сильных эхо-сигналов, которые возвращаются в приемник. Эхо-сигналы такого типа часто можно обнаруживать на расстояниях более 300 км, поскольку они отражаются от метеорологических образований, простирающихся на большие высоты. Такие образования могут существовать отдельно, в группах, либо в виде непрерывных или разорванных линий.

Радиолокационные эхо-сигналы, ассоциирующиеся с внутримассовыми грозами и ливнями, обычно изолированы или разбросаны на обширных пространствах, при этом между ними имеются большие промежутки. Временами эхо-сигналы конвективного типа могут появляться как группы отдельных сигналов, отраженных от образований, находящихся на различных стадиях развития. Такие эхо-сигналы имеют тенденцию быстро формироваться, расти и исчезать.

Возможно, что самыми заметными на дисплее ИКО являются эхо-сигналы, которые ассоциируются с холодными фронтами и линиями шквалов. Радиолокатор не определяет фактический фронт давления как таковой, а связанные с ним осадки. Размытые эхо-сигналы обычно наблюдаются прежде всего на больших расстояниях благодаря гидрометеорам, содержащимся в верхних частях самых высоких грозовых облаков. По мере приближения фронта наблюдается больше и больше осадков на все более низких и низких уровнях, а также могут появиться перемычки ячеек, увеличивающиеся в размерах и по интенсивности. На радиолокаторах с широким горизонтальным лучом этот эффект также может быть обязан увеличению по азимуту.

Что касается конвективных радиолокационных эхо-сигналов, то необходимо помнить самое важное — они обычно ассоциируются с сильной турбулентностью.

Отраженные радиолокационные сигналы слоистого типа

Радиолокационные сигналы, отраженные от осадков, связанных со слоистой облачностью, когда они наблюдаются на ИКО, имеют размытые контуры с плохо определяемыми краями и обычно довольно однородной интенсивностью. Эти отраженные сигналы нельзя обычно определить на больших расстояниях (например, более 150 км), поскольку с такими осадками обычно ассоциируются относительно низкие интенсивности выпадения дождя и по причине относительно небольшой вертикальной протяженности отражающего метеорологического образования, дающего максимум мощности принимаемого сигнала. Последний эффект очень хорошо проявляется при изучении эхо-сигналов вертикальных разрезов на ИДВ.

Сочетание эхо-сигналов конвективного и слоистого типа

Чаще всего наблюдается комбинация двух типов эхо-сигналов. Однако конвективные эхо-сигналы обычно просто изолировать. Сочетание этих двух типов эхо-сигналов случается во время существования почти всех погодных условий, таких, которые связаны с холодными и теплыми фронтами, окклюзиями, воздушными массами изолированного типа, грозами и орographicкими осадками.

Грозы

Этот тип эхо-сигнала является особым типом конвективного. Следует подчеркнуть, что пока не наблюдается засветок молний, очевидного способа различить эхо-сигналы от грозы и от сильного ливня не имеется. В общем, если эхо-сигнал имеет исключительную интенсивность или если верхняя часть этого изображения соответствует большим высотам (например, высоты, на которых температура, возможно, ниже -4°C), то имеется высокая вероятность того, что отраженный сигнал получен от грозы.

Ураганы или тайфуны

Радиолокационные сигналы, отраженные от этих штормовых образований, обычно различимы по своей форме, но необходимо помнить, что ослабление за счет сильных осадков, связанных с этими штормами, может значительно изменить изображение осадкообразующих систем в некоторых секторах. Первое указание на возмущение может наблюдаться в виде сигналов, отраженных от шквалов, которые движутся в направлении, противоположном тому, которое обычно преобладает в данном районе. По мере развития шторма, круговое движение образований, от которых отражается сигнал, вокруг центра возмущения становится полным. Характер отраженных сигналов, связанных с тропическими циклонами, изменяется в соответствии с их местоположением относительно центра. По периферии шторма отраженные сигналы являются конвективными и ячеистыми по своему характеру, с резко выраженными краями и имеют высокую интенсивность. Любые грозы и торнадо, которые происходят при тропических штормах, обычно случаются в этих ячейках, и в целом с ними ассоциируется погода, характерная шквалами. Эти отраженные сигналы, которые движутся вместе со штормовой циркуляцией, указывают на большое вертикальное развитие образований и наблюдаются на расстоянии до 600 км от центра шторма. Иногда при переходе по направлению от этих внешних конвективных ячеек к центру шторма наблюдается относительно свободное от отраженного сигнала пространство размером примерно 80 км, за которым следует большая зона интенсивного отражения с более стабильными характеристиками. Дождь в этих экранированных жидкими осадками зонах обычно очень сильный, а грозы отсутствуют. Если усиление радиолокатора снижается, то наблюдается спирально-ленточная структура линий отраженного сигнала. Ближе по направлению к центру за экранирующей зоной дождя часто наблюдается ячеистая структура отраженного сигнала. Эти отраженные сигналы выражаются в определенных спиральных лентах и окружают глаз шторма. Отдельные ячейки и сами спиральные ленты вращаются вокруг центра в направлении, противоположном движению часовой стрелки (северное полушарие).

Торнадо и водяные смерчи

Большая часть торнадо возникает во время исключительно разрушительных гроз большого вертикального развития, но в редких случаях они наблюдаются и при слоистых облаках и без связанных с ними осадков или эхо-сигнала. Как указание на сильный местный шторм, который может стать торнадо, следует принимать следующие характеристики отраженного сигнала:

- а) необычно большое вертикальное протяжение (высота вершины эхо-сигнала превышает переданную высоту тропопавзы);
- б) эхо-сигнал, который передвигается вправо (при взгляде с подветренной стороны) от направления движения других расположенных рядом отраженных сигналов;
- в) когда два отраженных сигнала сливаются в один;
- г) когда отраженный сигнал имеет изогнутое очертание, характерное для мезоциклона на высотах.

Эхо-сигналы от водяных смерчей наблюдались на ИКО на небольших расстояниях (6–10 км). Отраженные сигналы являются интенсивными и круговыми по своим очертаниям и не показывают никаких других структур. Они являются в значительной степени низкочастотными явлениями, которые трудно различить с помощью традиционного радиолокатора.

Град

Наносящий ущерб град является широко распространенным явлением в континентальных районах умеренных широт и ассоциируется с очень сильной конвекцией. Радиолокационные эхо-сигналы, которые однозначно определяются как связанные с градом, дают высококонтрастные изображения с ярко выраженными кромками, что является характеристикой осадков, возникающих в результате конвекции.

Исследования показали сильную зависимость между отражательной способностью, измеряемой радиолокатором, и градом. Те же самые исследования также показали большую корреляцию между высотой отраженного сигнала и случаями града. Сигнал, отраженный от вершины облака, которая выше тропопаузы, указывает на высокую вероятность содержания града в этом облаке.

Снег

Радиолокационные сигналы, отраженные от снега, являются нечеткими и размытыми. Поскольку сухие ледяные кристаллы гораздо хуже отражают энергию радиоволн, чем водяные капли, и поскольку эквивалентная интенсивность выпадения достигающего земли снега часто мала, то сухой снег нельзя увидеть на таком же большом расстоянии, как дождь. Радиолокационные сигналы, отраженные от снежных линий, обычно имеют более высокую интенсивность, чем от снега, выпадающего на больших пространствах, но кромки изображения все же являются размытыми.

Пыльные и песчаные бури

Такие характеристики грозы, как шквал, подъем давления и падение температуры после ее прохождения, можно применить и к пыльной буре. Кучево-дождевые облака, ассоциирующиеся с пыльной бурей, могут содержать большие водяные частицы или даже град в верхней своей части. Поэтому на основе радиолокационных наблюдений случаи пыльной бури могут предполагаться, когда такие эхо-сигналы наблюдаются над аридными районами.

Эхо-сигналы, относимые за счет явлений, не связанных с осадками

Кроме отражения от осадков, эхо-сигнал, принимаемый радиолокационной станцией, может появиться и по другим причинам, таким, как отражение от дыма, насекомых и птиц. Метеорологам, занимающимся интерпретацией радиолокационных данных следует также учитывать ложные отражения, которые могут возникнуть в связи с разрывом величины коэффициента отражения и с аномальным прохождением радиоволн, которые связаны с градиентами коэффициента отражения радиозлучения.

4.3.1.2.5.3 КОГЕРЕНТНЫЕ (ДОПЛЕРОВСКИЕ) РАДИОЛОКАТОРЫ

Общая информация

Изобретение в 1950-е годы мощного клистронного усилителя дало возможность сконструировать передатчики, обеспечивающие высокую фазовую когерентность передаваемых импульсов, которая абсолютно необходима для измерения скорости движущейся цели. Фазовая когерентность радиолокационного сигнала предполагает, что временной интервал между гребнями волн последовательно передаваемых импульсов является либо постоянным, либо известным. Передаваемый импульс, взаимодействуя с целью, индуцирует вынужденные молекулярные колебания одновременно с временными изменениями в электрическом и магнитном полях. Если цель либо находится в покое, либо движется в ровной плоскости на постоянном удалении от передатчика, то ее молекулы колеблются с передаваемой частотой. Если капля движется в направлении к передатчику со скоростью v , то частота колебаний молекул возрастает на величину v/λ , где λ — длина волны излучения. Колеблющиеся молекулы сами создают электромагнитное поле, которое излучается в направлении от них. Когда передатчик и приемник размещены совместно, значение доплеровского сдвига фаз задается формулой:

$$f_d = -2 v_r / \lambda,$$

где: v_r — радиальная компонента скорости, которая является положительной, если цель движется от радиолокатора. Коэффициент 2 появляется в уравнении, поскольку частота возрастает за два этапа. Во-первых, частота электрических колебаний возрастает в v_r/λ раз внутри цели, затем частота колебаний в направлении приемника возрастает в то же самое число раз. Зная доплеровский сдвиг f_d и длину волны излученного сигнала, из вышеупомянутого уравнения можно получить радиальную скорость. В случае радиолокаторов С-диапазона основными целями являются гидрометеоры. Строго говоря, эти радары измеряют радиальную скорость гидрометеоров и некоторых других малых частиц, находящихся в атмосфере (например, насекомых на расстояниях, близких к радиолокатору), а не скорость перемещения воздуха. Поэтому для преобразования движения гидрометеоров в скорость воздуха используются некоторые дополнительные гипотезы.

Параметрами, имеющими метеорологическое значение, которые измеряются доплеровскими радиолокаторами, являются коэффициент отражения — Z ; средняя взвешенная по отражательной способности радиальная скорость — v_r (м/с) и стандартное отклонение доплеровского спектра δ_v (м/с). Отражательная способность характеризует нулевой момент доплеровского спектра. Она получается, когда радиолокатор работает в амплитудном (не доплеровском) режиме. Данный параметр уже описывался выше в разделе, посвященном некогерентным радиолокаторам. Два последних параметра (v_r и δ_v) получаются тогда, когда радиолокатор работает в доплеровском режиме.

Получение характеристик воздушных потоков

Как упомянуто выше, доплеровские радиолокаторы С- или S-диапазона измеряют радиальную скорость гидрометеоров. Теоретически эта радиальная скорость включает все три компонента движения частицы в прямоугольных координатах. В ограниченном случае вертикального просмотра, радиальный компонент будет отражать вертикальную скорость гидрометеоров. При другом ограничении (горизонтальный просмотр) радиальная скорость будет представлять горизонтальные компоненты движения.

В целях вычисления результатов сканирования ветра с помощью низкорасположенной антенны используется угол возвышения. В этом случае вертикальные скорости частиц, на которых происходит обратное рассеяние, не несут значительного

клада в радиальную скорость, и допускается, что радиальная скорость представляет собой компоненты ветра. Другими словами допускается, что гидрометеорологи дискутируют с горизонтальной скоростью ветра.

На основе измерений с помощью одночастотного доплеровского радиолокатора скорость и направление ветра могут быть вычислены только в случае горизонтально однородного потока. Этот подход был введен Лерангтом и Атласом (1961 г.) и затем дополнительно разработан несколькими авторами. Сравнения вычисленных параметров ветра с данными, полученными на основе традиционных наблюдений, выполненные различными авторами, показали, что данные разумно хорошего качества, характеризующие воздушный поток, могут быть получены даже с одночастотного доплеровского радиолокатора.

Более точно скорость ветра можно рассчитать на основе данных двухчастотных доплеровских радиолокаторов. В этом случае нет нужды использовать дополнительные гипотезы о горизонтальной однородности потока, но этот метод является более дорогим и в настоящее время используется главным образом в научных исследованиях.

Вторая измеряемая характеристика, стандартное отклонение доплеровского спектра — это сдвиг ветра и мелко-масштабные флуктуации потока в пределах измеряемого объема. Поэтому она используется для оценки турбулентности.

Интерпретация данных доплеровских радиолокаторов

Откорректированные и обработанные радиолокационные наблюдения, проведенные в доплеровском режиме, для их визуальной интерпретации могут быть отображены на индикаторе скорость-азимут (ИСА). Радиальные скорости, отображаемые на этих индикаторах, лежат обычно в пределах от -50 до +50 м/с и представлены в виде псевдоцветов. Из этого визуального представления радиальных скоростей можно сделать оценку существования зон сильной конвергенции (или дивергенции) потока. Вместе с данными об отражающей способности информация о воздушном потоке может быть использована для идентификации интенсивных погодных систем, таких, как фронты лавин ветра и сильные нисходящие потоки воздуха.

Оперативная интерпретация радиолокационных данных и в особенности данных доплеровских радиолокаторов требует достаточно большой практики, при этом методики отображения данных могут играть важную роль. В разделе 4.3.3 обсуждается вопрос об использовании рабочих станций.

Подробности, касающиеся использования данных доплеровских радиолокаторов в метеорологическом анализе, можно найти в работах Довьяка и Эрвика (1984 г.), а также в докладах, представленных на симпозиумы по прогнозам текущей погоды (European Space Agency, 1984, 1987).

4.3.1.2.5.4 АНАЛИЗЫ МОЛНИЙ

Методика измерения излучаемых электромагнитных полей для пеленгации молнии была известна с начала настоящего столетия. Однако она не использовалась до середины 1970-х гг., когда только стало возможным применить эти знания для обнаружения гроз в крупных масштабах. Возросшее понимание природы молний и разработка скоростных компьютеров стали важными факторами, которые привели к изобретению работающей в реальном времени системы обнаружения местоположения молний.

В настоящее время обширные сети систем определения местоположения молний эксплуатируются во многих частях мира, и их данные используются в метеорологическом анализе и прогнозировании. Только вертикальные молнии производят радиационные поля, которые могут быть правильно обнаружены системами определения местоположения молний. Поэтому не все вспышки молний регистрируются этими системами.

Исторически первой сетью была так называемая система магнитного обнаружения — определения направления (MDF). Ошибки при фиксации вспышек молний зависят от геометрии сети, но для большой сети правильно размещенных станций определения направления (DN) достижимая точность измерения составляла 1–2 км вблизи центра сети и 6–8 км вблизи внешних ее границ. Станции должны были быть связаны в относительно плотную сеть с промежутками 100–200 км или около этого, в зависимости от установленных требований.

Ближе к нашему времени была разработана система измерения времени поступления (ВП), предназначенная для определения местоположения разрядов молний из облака на землю. Момент времени, когда молния касается земли, определяется с превышающей микросекунду точностью несколькими приемными пунктами одновременно. Зная, что молния проходит за это время только немногие сотни метров, возможно провести расчет для определения точного местоположения разряда.

Система определения местоположения и отслеживания молний (LPATS) состоит из четырех основных компонентов: антенны, приемника, центрального анализатора и интерактивный дисплейный картографический терминал. Типичная сеть LPATS с расстояниями между приемниками 200–300 км нуждается только в пяти приемниках для достижения, при высокой эффективности определения, полного охвата площади около 720 000 км². Состоящая из шести приемников сеть будет адекватно охватывать 1,5 млн км². Каждый приемник в данной сети синхронизирован с общим эталонным источником времени, таким, как земная теле-/радиостанция, телевизионная передающая станция или навигационный сигнал LORAN-C.

Каждая из наземных станций обнаружения разряда связана через линию связи с оборудованием центрального анализатора (ЦА). Когда происходит разряд на землю, излученный электромагнитный импульс определяется каждой прослушивающей станцией. Затем каждая станция берет отсчет по внутренним синхронизированным часам и регистрирует точное время обнаружения разряда молнии на конкретной станции. Эта информация передается в ЦА, где производится расчет местоположения разряда. Для системы, состоящей из трех станций, ЦА решает комплексную замкнутую систему сферических, гиперболических нелинейных уравнений, необходимую для обнаружения разряда, и выдает данные как по широте, так и по долготе. Точность определения местоположения разряда молнии лучше 1 км во всей территории.

Данные о разряде молнии преобразуются из аналоговой формы в цифровой формат. В ходе этого процесса преобразования в цифровой формат изучаются свойства разряда молнии для определения таких параметров, как положительная или отрицательная полярность, время пика молнии и величина пиковой амплитуды разряда. Цифровая информация передается в интерактивную систему визуализации, работающую на базе персонального компьютера. Эти данные могут включать количество разрядов по заданной территории в течение заданного интервала времени, а также географическое местоположение разрядов в разное время. Данные о разрядах молнии отображаются в закодированных цветом интервалах и обеспечивают информацию об

интенсивности грозовой активности (количество разрядов в течение фиксированного временного интервала), а также о перемещении грозовых центров.

Поместив эту информацию на карту с географической сеткой и основными характеристиками земной поверхности, такими, как береговые линии, озера и реки, прогнозаист может анализировать эволюцию грозовой деятельности как в пространстве, так и во времени. В комбинации с радиолокационными и спутниковыми данными мониторинг разрядов молний обеспечивает дополнительную информацию об интенсивности грозовой деятельности, об ожидаемом движении зон молний и о их развитии или исчезновении.

Дополнительную информацию о системах определения местоположения молний и об их использовании в метеорологическом анализе и в краткосрочном прогнозировании погоды можно найти в работах Бента и Лайона (1984 г.), Браунинга (1989 г.), Кристенсона и Нильсона (1984 г.), Ли (1986 г. а, b) и Маера и др. (1983 г.).

4.3.1.2.6 ДРУГИЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА ДАННЫХ

Другие методы анализа применяются для выявления различных образований в атмосфере, которые не видны на обычных картах изобар или картах для уровня постоянного давления. Анализ мезомасштабных образований требует ручных методов, поскольку обычно такие образования имеют масштабы порядка (или даже меньше) шага сетки, используемой для целей численного анализа (см. пункт 3.4.2).

Наиболее общее представление об атмосфере в данном месте дает построение аэрологической диаграммы. Эту диаграмму можно проанализировать и получить данные. Такие расчетные данные затем используются для подготовки анализа для какого-либо района. Среди полезных анализов имеются: распределение депрессии влажности или точки росы, индексы стабильности, значения потенциальной температуры и потенциальной температуры по смоченному термометру на различных уровнях, уровни замерзания, вероятность выпадения снега и т.д. Все эти анализы наилучшим образом осуществляются при использовании компьютерных методов, поскольку они являются трудоемкими и требующими значительного времени. Небольшие центры, желающие получать такую информацию, должны обращаться с просьбой о ее предоставлении по Глобальной системе телесвязи к более крупным центрам, которые способны включить программы соответствующих анализов в программное обеспечение своего компьютера.

Среди нескольких специфических видов анализа, которые время от времени могут иметь важное значение и могут быть проведены вручную, имеются:

- a) анализ вертикальных разрезов;
- b) анализ траекторий воздуха;
- c) анализ карт топографии фронта;
- d) анализ топографов;
- e) изотропический анализ.

Вертикальные разрезы могут оказаться ценным вспомогательным средством для получения трехмерной картины синоптической ситуации. Регулярная подготовка вертикальных разрезов практикуется редко, однако время от времени такие разрезы оказываются очень полезными для получения представления о вертикальной структуре фронтов и струйных течений. При исследованиях выборочных синоптических ситуаций часто обращаются к построению разрезов. Анализ разрезов может оказаться полезным также и при изучении синоптических ситуаций в оперативных условиях. Наиболее полезной формой графического представления разрезов является график, построенный с использованием логарифмической шкалы давления по вертикальной оси и подходящей шкалы расстояний по горизонтальной оси. Горизонтальная ось, вдоль которой должен быть вычерчен разрез, должна выбираться таким образом, чтобы она находилась как можно ближе к наибольшему возможному количеству запусков аэрологических зондов и была примерно перпендикулярной к фронту, если именно он является метеорологическим образованием, представляющим интерес. Может быть исследовано много различных видов метеорологических характеристик, например, может быть проведен анализ температуры, влажности и ветра. Вариантом вертикального разреза, который иногда оказывается полезным, является временной разрез. При этом на вертикальной оси представлена высота или давление по логарифмической шкале, а на горизонтальной оси вместо расстояния отмечено время. Метод анализа при помощи временного разреза является наиболее ценным для тропических районов или других районов с редкими данными, а также для районов средних широт с надлежащими сетями, но даже в средних широтах подготовка от случая к случаю временного разреза может носить instructивный характер, поскольку он графически отражает непрерывность изменений, которые происходят в атмосфере. Упрощенным видом вертикального временного разреза является нанесение по горизонтальной оси текущих данных наблюдений для конкретных станций. Последовательность данных наблюдений отмечается слева направо через лист, при этом по вертикали может быть нанесено от 10 до 15 наблюдений. Могут изучаться визуально три разреза, и при этом могут быть быстро замечены любые быстрые и неожиданные изменения различных величин и приняты решения относительно того, являются ли эти изменения действительными или отражают ошибочные данные. Такое графическое представление данных наблюдений может быть полезным, например, для Северной Атлантики, где данные наблюдений, поступающие с кораблей погоды, из Исландии и с Азорских островов, могут представлять собой ценное дополнение к проводимому вручную контролю качества подготовленных при помощи численных методов анализов барической топографии.

Подготовка информации о траекториях воздуха может быть полезной во многих случаях. Если требуется большое количество траекторий, то лучше всего использовать компьютеризированные методы. Однако в тех случаях, когда траектории требуются лишь время от времени, особенно в небольших центрах, для подготовки удовлетворительных приближенных вариантов траекторий могут быть использованы простые методы. Траектории могут быть получены следующим образом. Предположим, что карты поступают с 6-часовыми интервалами, например за сроки 0600, 1200 MCB и т.д., и что требуются траектории, начиная с 0600 MCB. Затем допускается, что карта на 0600 MCB является типичной для движения воздуха в период 0600–0900 MCB; карта на 1200 MCB относится к 0900–1500 MCB и т.д. Положение массы воздуха в 0900 MCB определяется путем измерения, осуществляемого вдоль линии тока или изогипсы расстояния, которое было пройдено в течение трех часов в соответствии со скоростью ветра в данном районе. Если скорость ветра изменяется или линии тока довольно изогнуты, может возникнуть

необходимость в переходе к расчетам с интервалом в один час. Поскольку специально подготовленные карты линий тока не всегда имеются в наличии, то изогипсы на картах барической топографии могут, как правило, использоваться в высоких широтах как линии тока. Если имеются свидетельства того, что ветры значительно не соответствуют барическим образованиям, то необходимо в определенной степени отразить это, возможно, изображая схематически некоторые линии тока в соответствующем районе. Величины скоростей ветра можно получить из данных о геострофическом ветре или, если кривизна представляется значительной, из данных о градиентном ветре. Траектории, как правило, рассчитываются с использованием текущих синоптических карт, однако часто необходимо знать, где конкретная масса воздуха будет находиться в будущем. Для подготовки таких траекторий используется аналогичная процедура с использованием текущей и прогностических карт, имеющихся для уровней, представляющих интерес.

Построение карт топографии фронтов является методом, позволяющим представить трехмерную структуру фронтальных поверхностей. Карта топографии фронта представляет собой основную карту, на которую нанесен ряд линий, показывающих место пересечения фронтальной поверхности с выборочными изобарическими поверхностями. Как правило, вычерчиваются изогипсы для стандартных уровней, а именно 1 000, 850, 700, 500 и 300 гПа; эти изогипсы часто могут быть с пользой для дела дополнены изогипсами для уровней 600 и 400 гПа. Верхняя граница фронтальной зоны, то есть нижний предел массы теплого воздуха, как правило, принимается в качестве определяющей фронтальную поверхность. Прежде всего необходимо изучить аэрологические диаграммы для всех соответствующих запусков зондов в верхнюю атмосферу и определить верхний предел фронтальной зоны на каждой такой диаграмме. В тех случаях, когда фронт ясно отмечен, это не будет представлять трудности — во фронтальной зоне будет наблюдаться гораздо более стабильная область, чем в теплом воздухе выше. Одной из лучших определяющих воздушную массу величин является потенциальная температура смоченного термометра и соответственно необходимо принять ее к сведению как характеристику массы теплого воздуха около фронта. Предположительно эта величина должна быть примерно одинаковой при каждом запуске зондов в одной и той же воздушной массе. Этот факт может быть использован для обеспечения гарантии того, что при каждом запуске был выбран один и тот же фронт, а также может помочь определить местонахождение фронтальной границы по запускам, при которых изменение в вертикальном градиенте отмечено нечетко. Однако нужно иметь в виду, что влияние широты, а также поверхностей суши и моря приводит к постепенным пространственным изменениям в значениях потенциальной температуры смоченного термометра, характерной для данной воздушной массы. Значения давления на фронтальной границе и потенциальной температуры смоченного термометра на этом уровне должны быть нанесены на основную карту для каждого запуска зондов, пересекающих фронтальную поверхность. Такая карта может оказаться весьма полезной, и для ее подготовки могут быть применены ручные методы. Если такие карты необходимы на регулярной основе, то в центре, оборудованном компьютерами, должна быть подготовлена соответствующая программа для выпуска таких карт в автоматическом режиме.

Большое значение для оперативного прогнозирования могут иметь анализы географов. Географ представляет собой просто диаграмму в полярных координатах, отражающую данные о ветрах, наблюдавшихся в ходе запуска зонда с какой-то конкретной станции. Эта диаграмма может быть построена очень легко и быстро на основе наблюдений за ветрами на высотах и может быть чрезвычайно полезной для обнаружения адвекции теплого и холодного воздуха. Эта диаграмма может быть также использована для указания на возможность образования волн на холодных фронтах, а ее использование в сочетании со спутниковыми изображениями может быть очень ценным при принятии решений о метеорологических системах в районах с редкими данными.

Изентропическая карта отражает состояние атмосферы на поверхности постоянной потенциальной температуры. Частицы воздуха, за исключением случаев неадиабатических процессов, таких, как конденсация или излучение, остаются на изентропической поверхности. По этой карте могут быть прослежены перемещения воздушных масс в том случае, когда их можно идентифицировать по какому-либо другому стабильному параметру. Для этой цели используется показатель абсолютной влажности, который является довольно стабильным параметром, и на карты наносится движение системы, характеризующейся определенной влажностью. Уровень, выбираемый для анализа, как правило, должен быть как можно более низким, с тем чтобы включать большой диапазон величин влажности, однако при этом он должен быть выше слоя трения. Хотя эти анализы могут представлять определенную ценность для оперативного прогнозирования, они используются главным образом для исследовательских целей. Некоторые прогнозисты считают, что в ходе оперативной работы такие карты могут быть подготовлены для ограниченного района довольно быстро и могут оказаться полезными при прогнозировании конвективной деятельности, которая в значительной степени может зависеть от распределения влажности. Однако конвекция с сопровождающими ее конденсацией и выпадением осадков не является адиабатическим процессом и вносит элемент нестабильности в проводимый анализ.

4.3.2 Роль человека в современных методиках прогнозирования

Роль человека в современных методиках прогнозирования зависит от типа центра, в котором осуществляется данная работа. В небольших центрах, в которых большая часть работы зависит от получения продукции из более крупных центров, роль человека сводится в основном к интерпретации данных. Прогнозист должен интерпретировать прогностическую продукцию в свете местных условий и местных знаний. Доступ к буквенно-цифровым данным за более поздние сроки также позволит прогнозисту в таком центре обновить имеющуюся прогностическую продукцию, которая была основана на более ранних данных. Доскональное знание того, какая продукция имеется в наличии, что она отражает и как она была подготовлена, в значительной степени увеличивает ее ценность в руках опытного местного прогнозиста. Возможно, что автоматизация средств обработки данных в конкретном центре обеспечивает прогнозистов средствами, позволяющими по желанию вызывать нужные карты или данные и при необходимости получать печатные копии. И снова следует отметить, что оптимальная ценность таких средств может быть реализована в том случае, если персонал обладает доскональными знаниями о них. Таким образом, в небольшом центре прогнозист, имея в своем распоряжении прогностическую продукцию, поступающую из более крупных центров, должен сосредоточивать свое внимание на существующей метеорологической ситуации, а не пытаться интерпретировать предоставляемые крупномасштабные прогнозы. Соответственно проводимое вручную прогнозирование синоптических образований должно касаться лишь мелких или мезомасштабных явлений внутри общей крупномасштабной прогнозируемой структуры. Сейчас общепризнано, что основанные на использовании компьютеров прогнозы общей полной низкой структуры на периоды в двое и более суток вперед

дают хорошее общее представление об изменениях, ожидаемых в атмосфере. Однако прогностические модели часто бывают неспособны обеспечить прогноз деталей крупномасштабного развития. Поэтому для местных прогнозистов существуют широкие возможности совершенствовать свое профессиональное умение, используя ценную выходную продукцию более крупных центров. Интерпретация метеорологических условий на основе прогностических карт ни в коем случае не является шаблонной деятельностью и требует высокого уровня понимания метеорологических процессов. Все еще требуется много усилий для достижения прогнозами, подготовляемыми в различных местностях прогнозы погоды как для специальных потребителей, так и для общего пользования, такой степени мастерства, которая обеспечивала бы оправданность прогнозов, сопоставимую с оправданностью прогностической продукции, производимой в более крупных компьютеризированных центрах с доступом к продукции численного прогнозирования погоды.

Роль человека в центре, в котором доступны крупные компьютерные средства, не ограничивается ролью интерпретатора, которая описана выше; в таком центре специалист может повлиять на выходную продукцию компьютера и может переделывать окончательную прогностическую компьютерную продукцию перед тем, как она будет выпущена для использования за пределами данного центра.

Остальная часть настоящего раздела будет посвящена некоторым лучшим методам, которые могут оказаться полезными в связи с подготовкой продукции численного прогнозирования погоды и возможным манипулированием выходной продукцией до ее выпуска центром. Будут описаны также лучшие методики для подготовки сверхкраткосрочных прогнозов (на несколько ближайших часов) и даны некоторые пояснения относительно процедур, которые необходимо выполнять при выходе компьютера из строя на какой-то период времени. Однако прежде всего было бы полезным рассмотреть процедуры подготовки компьютерных прогнозов и участие человека в данном процессе.

4.3.2.1 УЧАСТИЕ АНАЛИТИКА ИЛИ ПРОГНОЗИСТА В РАБОТЕ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОГОДЫ

Роль человека в получении продукции численного прогнозирования погоды различна в разных центрах и зависит в некоторой степени от того, какие численные модели используются. В настоящем разделе приводятся некоторые основные руководящие принципы, на которых основывается участие аналитика или прогнозиста в автоматизированной выработке прогнозов.

Основные функции автоматизированной системы анализа и прогноза погоды перечислены в разделе 3.1.6. Поскольку качество подготовленного с помощью компьютера прогноза зависит от качества анализа, то этап, на котором в процессе прогнозирования с пользой могут быть применены какие-либо основные ручные операции, является предшествующий анализу этап. Таким образом, участие человека наиболее эффективно проявляется в функции сбора данных и в деятельности, предшествующей анализу. Подготовка численных прогнозов состоит из нескольких этапов. Первый из них заключается в анализе данных, и это осуществляется путем использования вновь поступивших данных и фонового поля, основанного на 12-часовом прогнозе, разработанном на основе анализа данных, подготовленных на 12 часов раньше. После расчета полей анализа компьютер рассчитывает затем ожидаемые величины метеорологических переменных в установленные моменты времени в будущем. В такой последовательности действий существует два периода, в которые участие человека может оказаться полезным, а именно:

- а) при подготовке полей анализа, предшествующей подготовке новых данных наблюдений для фонового поля (поля 12-часового прогноза);
- б) при мониторинге поступающих данных в целях недопущения каких бы то ни было ошибок в ходе анализа, предшествующего выработке прогноза.

Если бы процедуры контроля качества, являющиеся составной частью деятельности автоматизированной системы, были совершенными и охватывали все возможные случаи, то участие человека перестало бы быть необходимым. Однако эти процедуры далеки от совершенства и не могут обеспечить полную оценку совокупности нанесенных на карту данных или сравниться с опытным аналитиком или прогнозистом. Необходимо осознавать, что процедуры контроля качества становятся все более сложными, и в крупных центрах со значительными компьютерными мощностями необходимо добиться сбалансированности между затратами на участие человека и теми улучшениями, которых удастся при этом достичь в выходной продукции. Как только удалось бы достичь такой сбалансированности, можно было бы отказаться от участия человека и примириться с последующей утратой специалистами таких навыков и методов, как, например, анализ карт.

Использование ручных методов оправдано лишь в том случае, когда признается, что качество выходной прогностической продукции становится более высоким при участии человека. Участие человека заключается, в основном, в мониторинге, направленном на недопущение каких-либо инородных данных, способных испортить анализ. Такой мониторинг имеет практическое значение лишь в том случае, если нанесенные данные действительно анализируются. Тогда ошибочные данные, которые не были еще отмечены в ходе обычных процедур контроля качества, могут быть устранены, а сомнительные данные, которые были отмечены компьютером, могут быть подвергнуты оценке. Для районов с редкими данными могут быть использованы псевдоданные, с тем чтобы качество анализов не ухудшалось из-за отсутствия данных. Предварительный анализ приземных данных и данных о нескольких осевых вершинах уровней облегчит эту деятельность по мониторингу. Как правило, на мониторинг отводится мало времени, поскольку желательно осуществлять расчеты по программам предварительного прогнозирования на раннем этапе в общей последовательности действий. Нормальной практикой считается осуществление расчета по программе прогнозирования в конце такого периода времени, когда можно считать, что в наличии имеется определенная процентная доля данных. В системе должны быть предусмотрены такие защитные меры, которые гарантировали бы невозможность использования данных для программы анализа до того, как они будут проконтролированы аналитиком или прогнозистом. Это относится к данным, которые поступают в те несколько минут, которые проходят между подачей аналитиком или прогнозистом сигнала к запуску расчета по программе анализа и действительным осуществлением расчета как такового. Методики участия человека могут быть осуществлены с помощью применения соответствующих компьютерных программ, позволяющих изучать, исправлять или отбрасывать данные, используя терминал, расположенный рядом с местом вычерчивания карт. Программы должны быть простыми в эксплуатации, инструкции должны быть четкими, и все возможные случаи должны быть охвачены.

Когда из компьютера поступает первый комплект анализов, они должны быть тщательно проверены на наличие несоответствий. После изучения этих анализов необходимо выявить причины обнаруженных несоответствий. Перед выработкой окончательного прогноза необходимо выявить и устранить ошибочные данные. Мониторинг может быть осуществлен с пользой лишь в случае, когда аналитик или прогнозист проводит этот мониторинг на практической основе путем ручного анализа нанесенных данных.

В период между выработкой основного прогноза и подготовкой фоновых полей для следующего комплекта данных необходимо принять меры для того, чтобы анализы, содержащиеся в компьютере, были хорошими и свободными от серьезных ошибок. Например, необходимо подвергать оценке поступившие позднее всего данные, поскольку такие данные, будучи неправильными, могут испортить бывший ранее хорошим анализ, что послужит причиной выработки плохих 12-часовых прогнозов и соответственно плохих фоновых полей.

Для прогнозистов представляется полезным время от времени самим участвовать в этом процессе, используя оперативную прогностическую продукцию, поскольку этим совершенствуется их понимание прогностической модели в целом. Прогнозист может оценить значение различных видов участия и получить представление о зависимости прогностической продукции от первоначального анализа.

4.3.2.2 Оперирование численными прогнозами

После получения выходной прогностической продукции из компьютера с ней можно поступить двояко:

- a) она может быть выпущена без замечаний об изменениях;
- b) она может быть изменена в свете опыта специалиста (взаимодействие человека и машины).

По мере того как численные модели становятся все более сложными, изменение продукции становится менее желательным, поскольку общий уровень выпускаемой прогностической продукции повышается. Прогнозы метеорологических образований на высотах, вырабатываемые в крупных центрах, в целом приемлемы для прямого выпуска по мере их подготовки. Однако компьютерные прогнозы приземной структуры все еще могут быть усовершенствованы за счет участия человека. Степень этого участия должна зависеть от компьютерной программы. Прогнозист может знать, например, что в некоторых ситуациях компьютерная модель не в состоянии обеспечить прогноз каких-то конкретных образований. Знание таких фактов может позволить специалисту оперировать с пользой для дела приземными прогностическими полями. Прогнозистам необходимо совершенствовать свои представления о видах выпускаемой продукции, относящейся к данной синоптической ситуации и к первоначальным имеющимся данным. Например, знание того, что имеющиеся для анализа данные некачественные, обязывает прогнозиста быть более внимательным к прогностической продукции, чем в случае наличия хороших и полных данных.

Прогнозисты должны интерпретировать прогностическую продукцию и вырабатывать метеорологические прогнозы; при этом, как правило, приземный прогноз является основным средством, при помощи которого проводится такая интерпретация. Несмотря на то, что рассчитываемые на крупных компьютерах модели численного прогнозирования погоды могут предсказывать выпадение дождевых осадков, необходимо проводить очень тщательную оценку таких результатов. Важное значение имеет также соотношение районов предсказываемой погоды с установлением в ходе анализов метеорологических образований, такими, как депрессии и фронты. Объективные прогнозы фронтальных систем полезны, однако прогнозисты должны обеспечить, чтобы интерпретация прогнозируемых параметров по отношению к фронтам была правильной, а также чтобы была сохранена непрерывность приземных анализов и анализов верхней атмосферы. Оценка прогностической продукции может оказаться трудной задачей, поскольку в данном случае чрезвычайно важно обладать основательными знаниями о физике атмосферы и о возможностях компьютерной модели.

Развитие мастерства, необходимого для успеха в ручном применении подготовленных на компьютерах прогнозов, требует постоянного использования компьютерной продукции квалифицированными синоптиками. Должна проводиться тщательная оценка выходной компьютерной продукции и проверка качества этой продукции; такая проверка будет способствовать тому, что у прогнозистов появится необходимая уверенность в отношении внесения изменений в выходную компьютерную продукцию.

4.3.2.3 Подготовка прогнозов в периоды выхода компьютеров из строя

Необходимо иметь планы на случай непредвиденных обстоятельств для подготовки прогнозов тогда, когда компьютер выходит из строя. Такие планы будут подразумевать определенное количество ручных операций по обработке данных. Если пропущен полный расчет прогноза, то может возникнуть необходимость применения ручных методов работы, с тем чтобы использовать прогностические карты, полученные из последнего имеющегося расчета прогноза, в качестве дублирующих карт для выпуска новых прогнозов. Например, в случае выхода компьютера из строя на период порядка 12 часов могут быть использованы 36-часовые прогнозы, полученные в результате последнего имеющегося расчета прогноза, в качестве основы для 24-часовых прогнозов; однако такие дублирующие карты потребуют некоторого уточнения в свете последних поступивших данных. Такое уточнение может быть проведено лишь в том случае, если в данном центре развиты соответствующие методики ручных операций. Ценность дублирующих карт для периодов неисправностей компьютера, превышающих 12 часов, быстро снижается. Если все же необходимо выпустить прогнозы, то при таких продолжительных выходах компьютеров из строя должно возрастать участие человека. Маловероятно, что в двух крупных центрах серьезные неисправности компьютеров произойдут в одно и то же время; поэтому для подготовки прогнозов в качестве подходящих дублирующих карт могут быть использованы прогностические карты из другого центра. В связи с этим маловероятно, что придется полностью полагаться на ручные методы при подготовке прогнозов.

Любые ручные операции в процессе выпуска прогнозов требуют знания физики атмосферы, и соответственно должны полностью основываться имеющиеся данные и анализы, поступающие из других центров. Ручная подготовка дополнительного анализа необработанных данных также может оказаться ценным вспомогательным средством в том случае, когда потребуются проводить много работы вручную для подготовки дублирующих прогностических данных для выпуска их как прогнозов.

В связи с этим прогнозистам необходимо постоянно готовить себя к таким чрезвычайным случаям, стараясь понять поведение атмосферы и ее изменений и полагаясь на некоторые традиционные теоретические методы для получения объяснений

причин, по которым происходит или не происходит то или иное изменение в атмосфере. Благодаря этому прогнозисты смогут лучше видоизменять компьютерные прогнозы, особенно в тех случаях, когда компьютер требует многочисленных ручных операций в процессе прогнозирования.

4.3.2.4 Ручные методы при подготовке сверхкраткосрочных прогнозов (на периоды в несколько часов)

Подготовка сверхкраткосрочных прогнозов на периоды в несколько часов связана с использованием очень специфических методов. Этот вид прогнозирования иногда называют прогнозированием текущей погоды. В нем в значительной мере используются спутниковые данные и информация с радиолокаторов в совокупности с данными дождемеров.

4.3.3 *Использование рабочих станций в деятельности, связанной с прогнозированием*

4.3.3.1 ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Универсальных правил проектирования совершенной рабочей станции, предназначенной для метеорологических целей, не существует. Данная глава посвящена методологиям, имеющимся на сегодняшний день, и предназначена для тех, кто желает использовать рабочую станцию в своей операционной среде. Важно всегда пытаться совместить соответствующую технологию с задачами, одновременно удерживая весь этот процесс в рамках осуществимых и обоснованных расходов. Количественные характеристики как вычислительной мощности процессора, так и конфигурации памяти, избегаются намеренно, поскольку в индустрии, занятой производством рабочих станций, происходит очень быстрые изменения.

С начала 1970-х годов развитие рабочих станций происходит на переднем крае электронной и микрокомпьютерной техники. Рабочие станции прошли долгий путь, начиная с первых векторно-графических электронных трубок и примитивных растровых устройств отображения. Сегодня имеющаяся на рынке продукция является более мощной и открывает новые горизонты и возможности.

В истинно оперативном режиме использование рабочих станций только начинается; при этом прикладное программное обеспечение появляется как в метеорологических центрах, так и у коммерческих разработчиков.

Сегодня доступно множество коммерческих пакетов программного обеспечения, которое может удовлетворить оперативные потребности метеорологического центра. Ниже следует несколько примеров:

- a) AMIGAS (Control Data Corporation): Полное решение проблем, связанных с аппаратным и программным обеспечением для приема и отображения метеорологических данных, а также управления ими;
- b) METPRO (General Sciences Corporation): Использует имеющиеся в готовом виде компоненты аппаратного и программного обеспечения, интегрированные с прикладным программным обеспечением для приема и отображения метеорологических данных и для генерации продукции на основе метеорологических данных различных типов.

Имеются другие коммерческие пакеты, и их следует изучить перед окончательным выбором. Многие основные национальные центры разработали свои собственные пакеты, предназначенные для рабочих станций. Нижеследующий комплект прикладного программного обеспечения для рабочей станции является типовым для удовлетворения большей части оперативных нужд:

- a) используемые с растровыми дисплеями программные средства «оживления» и представления изображений;
- b) построение контуров полей, наложение изображений (со спутниковыми изображениями);
- c) программа расчета по точкам сетки;
- d) построение метеограммы временного хода элементов погоды;
- e) прикладная программа верификации;
- f) средства для диагностики моделей;
- g) средства мониторинга и контроля продукции;
- h) средство графического редактирования;
- i) средство ввода погодных данных.

4.3.3.2 ТЕХНОЛОГИЯ

Те рабочие станции, которые имеются в настоящее время на рынке, предоставляют очень широкий спектр рабочих характеристик и дополнительных вспомогательных средств, усложняя таким образом процесс выбора. Крайне важно, чтобы рабочие станции соответствовали спецификациям той технической среды, которая будет их непосредственно окружать, включая файловые серверы, центральные компьютеры, а также специфические проблемы, связанные с сетями.

Стандарты программного обеспечения будут гарантировать уменьшение эксплуатационных расходов в будущем. В качестве операционной системы UNIX определенно соответствует своей марке как стандарт, приемлемый для рабочих станций. Система X WINDOWS, разработанная Массачусетским технологическим институтом, также является общепринятой основой для разработки прикладного программного обеспечения. Выбор, который остается сделать разработчику и который может повлиять на выбор комплекта аппаратного обеспечения, это графический интерфейс пользователя (GUI). GUI определяет восприятие пользователем процесса работы прикладного программного обеспечения, а также стандарты различных механизмов, используемых в эксплуатации интерфейсов пользователя.

4.3.3.3 ПРИМЕНЕНИЕ РАБОЧИХ СТАНЦИЙ

- a) *Научные исследования и разработки:* Разработка графических программных пакетов для рабочих станций часто определяется потребностями научно-исследовательского сообщества и сообщества разработчиков, чьи нужды, в свою очередь, определяются нововведениями, научным прогрессом и новой технологией. Постоянно разрабатываются более сложные средства, предназначенные для анализа и исследований новых типов данных, для оперирования растущими объемами метеорологической информации, а также для лучшего понимания явлений погоды в более детальных временных и пространственных масштабах.
- b) *Оперативная работа:* Оперативный персонал должен эффективно взаимодействовать с метеорологическими данными (наблюдения, продукция численных моделей, статистическая продукция и т.д.) в реальном времени. Особое внимание следует уделить надежности и производительности аппаратного обеспечения, отсутствию

трудностей в применении, доступу к сетям, а также процедурам резервирования для оборудования и средств связи. В некоторых случаях задача контроля продукции может выполняться оперативным метеорологом. Поэтому в целях облегчения выполнения этой задачи его следует снабдить соответствующими средствами, имеющимися у рабочей станции, и прикладными программами.

- c) *Управление сетями и системами:* В больших организациях данная функция поручается специализированной группе. В небольших — эта функция может быть также частью системы управления процессом функционирования этой организации и оставаться ею столь долго, сколько она сможет держаться на уровне, удовлетворяющем пользователя. Прикладное программное обеспечение для управления сетями и системами в настоящее время широко доступно на коммерческой основе, оно может осуществлять мониторинг и обнаружение проблем связи, а также оказывать помощь в процессе изменения конфигурации сетей и систем.

Типы данных

- a) *Наблюдения:* Большая часть прикладного программного обеспечения рабочих станций потребует доступа ко многим типам наблюдений, таким, которые поступают с приземных и аэрологических станций, приборов для получения профилей ветра, морских и воздушных судов, радиолокаторов, систем определения молний, с систем дистанционного зондирования и из климатологических архивов.
- b) *Численные анализы:* Доступ к численной продукции является существенным фактором, оказывающим метеорологу помощь в его работе. Поддерживаемый ВМО формат GRIB рекомендуется для обмена данными и широко используется в метеорологических приложениях. В случае объективного анализа может быть необходимым интерактивный интерфейс для ввода некоторых позаданных, предназначенных для дополнения или корректировки анализа.
- c) *Численные прогнозы:* В некоторых случаях в процессе создания прогноза используются различные модели. Необходимы средства, с помощью которых метеоролог мог бы преодолеть трудности с использованием этих полей. И снова GRIB является форматом, рекомендуемым для использования. Многие международные метеорологические центры в настоящее время могут передавать выходную продукцию моделей в формате GRIB.
- d) *Спутниковые изображения:* В настоящее время признается, что рабочие станции являются необходимыми для оперирования спутниковыми изображениями. Изображения следует хранить таким образом, чтобы было возможным извлечение из них информации при различных разрешениях, а также их «оживление». Изображения следует также хранить в формате, позволяющем их совместное использование с данными других типов.
- e) *Радиолокационные данные:* Радиолокационные данные являются одним из лучших средств для краткосрочного прогнозирования опасных метеорологических явлений (потенциально спасаем этим самым человеческие жизни). Те, кто имеет доступ к радиолокационной информации, могут с помощью работающего в реальном времени интерфейса рабочей станции получить большое количество подробных сведений.

Основные виды прикладного программного обеспечения

- a) *Графическое отображение:* Растровое или векторное отображение изображений является основной функцией метеорологической рабочей станции, что упрощает переход от работы с бумажными документами ко все большему и большему использованию документов в виде электронных изображений (рисунок 4.1).
- b) *«Оживление» изображений:* Обычно требуются прикладные программы для оживления изображений. Эти программы должны иметь следующие возможности: построение списка изображений, редактирование порядка их следования, а также отображение любого изображения, имеющегося в списке. Также желательно упростить скорость следования изображений. Более современные прикладные программы могут иметь многочисленные окна для одновременного показа динамических последовательностей изображений (рисунок 4.2).
- c) *Интерпретация изображений:* Следует предоставить пользователю возможность управлять усилением цветов изображения с тем, чтобы выделить и подчеркнуть его специфические черты. Также требуется возможность изменения масштаба или панорамирования любой части изображения.
- d) *Сравнение выходной продукции моделей:* Рабочая станция должна давать возможность метеорологу сравнить различные численные модели. Это, в свою очередь, вызывает необходимость иметь прикладное программное обеспечение, позволяющее отображать различную продукцию в нескольких окнах.
- e) *Временные ряды:* Данный тип прикладного программного обеспечения дает очень точное представление о выходных данных модели на период прогноза; при этом может быть отображен один или несколько метеорологических параметров, например, на вертикальном временном разрезе для заданного местоположения.
- f) *Метеограммы метеорологических элементов:* Представление различных элементов погоды за какой-либо период времени для заданного местоположения можно сделать с использованием метеограмм. Интерфейс этого прикладного программного обеспечения должен предоставлять возможность выбора местоположения и изменять используемую численную модель или источник входных данных.
- g) *Вертикальные профили:* Средства отображения данных радиозондирования могут быть весьма сложными, если они включают такие функции, как диагностика, предназначенная для указания потенциальной возможности возникновения опасных метеорологических ситуаций. Интерактивная обработка перичных данных и просмотр результатов их изменения может быть очень полезным средством для составления краткосрочных прогнозов.
- h) *Контроль/мониторинг продукции:* Прикладные программы этого типа могут быть либо простыми, заключающимися в уведомлении о завершении выполнения работ, либо такими сложными, как мониторинг загрузки и доступности национальной сети для больших территорий. В этих прикладных программах обычно используется схема сети в графическом виде, отображенном на экране, где цветами закодированы состояния сетей и процессов (рисунок 4.3.). В целях оповещения пользователя в случае отказа или ненормальной ситуации (например, если компьютерная программа успешно не завершается) также предусмотрены системы либо визуальной, либо акустической сигнализации.

- г) *Графическое редактирование:* Интерактивная система для графических построений может ускорить работу пользователя, если прикладная программа хорошо составлена. Добавление, изменение либо исключение графических объектов являются жизненно важными функциями полной системы. Среди типов объектов могут быть: поля, линии, облака, фронты, метеорологические символы, текст, стрелки, метки и т.д. Желательны дополнительные средства редактирования, включая возможность изменения очертаний объекта, или таких средств отображения объекта, как цвет или толщина линий; или возможность перемещения объекта на экране (рисунок 4.4).
- д) *Отображение и анализ радиолокационной информации:* Классическая система отображения для интерпретации радиолокационных данных дает возможность увидеть горизонтальные разрезы атмосферы с использованием таких средств представления информации, как индикатор кругового обзора фиксированных высот (КАППИ) или индикатор кругового обзора (ИКО). В систему входят средства для оживления, изменения масштаба панорамирования изображений, а также интерфейсы для усиления цвета и фильтрации данных. На более сложных системах можно получить вертикальные разрезы и анализ в виде классификации по категориям. С внедрением доплеровских радиолокаторов все больше и больше типов выходных обработанных данных поступает на рабочую станцию для быстрого визуального анализа (рисунок 4.5). Большая их часть используется для оперативного обнаружения опасных явлений погоды, случившихся летом (мезоциклоны, фронты порывов ветра, микрохвир, сдвиг ветра и т.д.). Также, когда достигаются предварительно определенные пороговые величины, системы акустической или визуальной сигнализации могут предупреждать метеоролога об этом.

Более совершенные виды прикладного программного обеспечения

- а) *Средства представления/публикации информации:* Для того чтобы обмениваться информацией в печатном формате, а также для объединения текста с графическим материалом для публикации или для учебных целей, требуется прикладная программа подготовки материалов к изданию. Для представления информации необходима либо простая в использовании система подготовки слайдов, либо проектор для демонстрации изображений, поступающих непосредственно из рабочей станции. Если на рабочей станции используется цвет, то будет трудно представить ту же самую информацию без цветных отпечатков или без цветных слайдов. Решения данных проблем в настоящее время на рынке доступны, а цены обычно изменяются в зависимости от разрешения предлагаемой аппаратуры.
- б) *Наложение полей и изображений:* На рабочих станциях нового поколения возможно использование прикладного программного обеспечения для интерактивного построения поля (рисунок 4.6) и наложения его на другие нанесенные поля или на спутниковое изображение (нанесенное на карту). Дополнительные вычислительные устройства для расчета алгебраических функций на полях, представленных в точках сетки, и отображения результатов такого расчета весьма полезны для удовлетворения конкретных нужд пользователей (рисунок 4.7). Возможность создавать макрокоманды и регистрировать действия пользователя для повторения их в будущем в оперативном контексте является существенно важной характеристикой.
- в) *Генератор прогнозов в текстовой форме:* В связи с улучшениями в численных моделях и с повышением разрешения становится осуществимой автоматическая генерация прогнозов в виде текста, осуществляемая на основе непосредственных результатов работ моделей и статистических данных. Для такой системы необходим интерфейс, который позволяет прогнозисту изменять входные данные, когда это требуется. Рабочая станция хорошо подходит для такого применения (рисунок 4.8).
- г) *Ввод и предварительный просмотр погодных данных:* Для того чтобы повысить гибкость системы численного анализа, желательно иметь возможность дополнять наблюдения субъективными входными данными. Используя такой процесс в случае проблем связи или районов с редкими данными, данные можно ввести в анализ. Хорошая система позволит вводить данные (если необходимо, на многих уровнях одновременно) в пространство, которое лежит выше нанесенных на карту станций. Прикладная программа в конце концов даст предварительное изображение эффекта воздействия псевдоданных, представленное в графической форме с помощью построения изолиний нового анализа и отображения его для пользователя.
- д) *Вертикальные пространственные разрезы:* Изображение атмосферы в виде вертикального разреза является очень полезным средством в метеорологии. Данный тип прикладной программы является в высшей степени полезным, если в нем имеется управление вертикальным разрешением и простое управление процессом размещения разреза в пространстве. Для выполнения данной прикладной программы требуется доступ ко всем данным наблюдений, численным анализам и прогнозным полям. Из-за сложности отображаемых данных средства, используемые для изменения фактических полей либо элементов погоды, должны быть настолько простыми, насколько это возможно.
- е) *Реагирование на чрезвычайные ситуации в окружающей среде:* Данный тип прикладного программного обеспечения предоставляет пользователю средства запуска расчета, например, по модели переноса загрязняющих веществ (рисунок 4.9). Когда появляются результаты, пользователь может с помощью соответствующих средств увидеть их в графическом формате по району, представляющему интерес. В случае чрезвычайных ситуаций в окружающей среде, пользователь должен обладать многими дополнительными средствами связи, чтобы гарантировать возможность направления ценной информации к месту ее назначения.
- ж) *Географические информационные системы:* На рабочей станции географические информационные системы будут предоставлять данные высокого разрешения, основанные на различных типах информации, таких, как топография, география, политические границы, население, а также растительность, наряду с другими переменными, описывающими географический фон. Более сложные пакеты программы будут позволять изменение масштаба выбранной территории, по которой имеются данные.

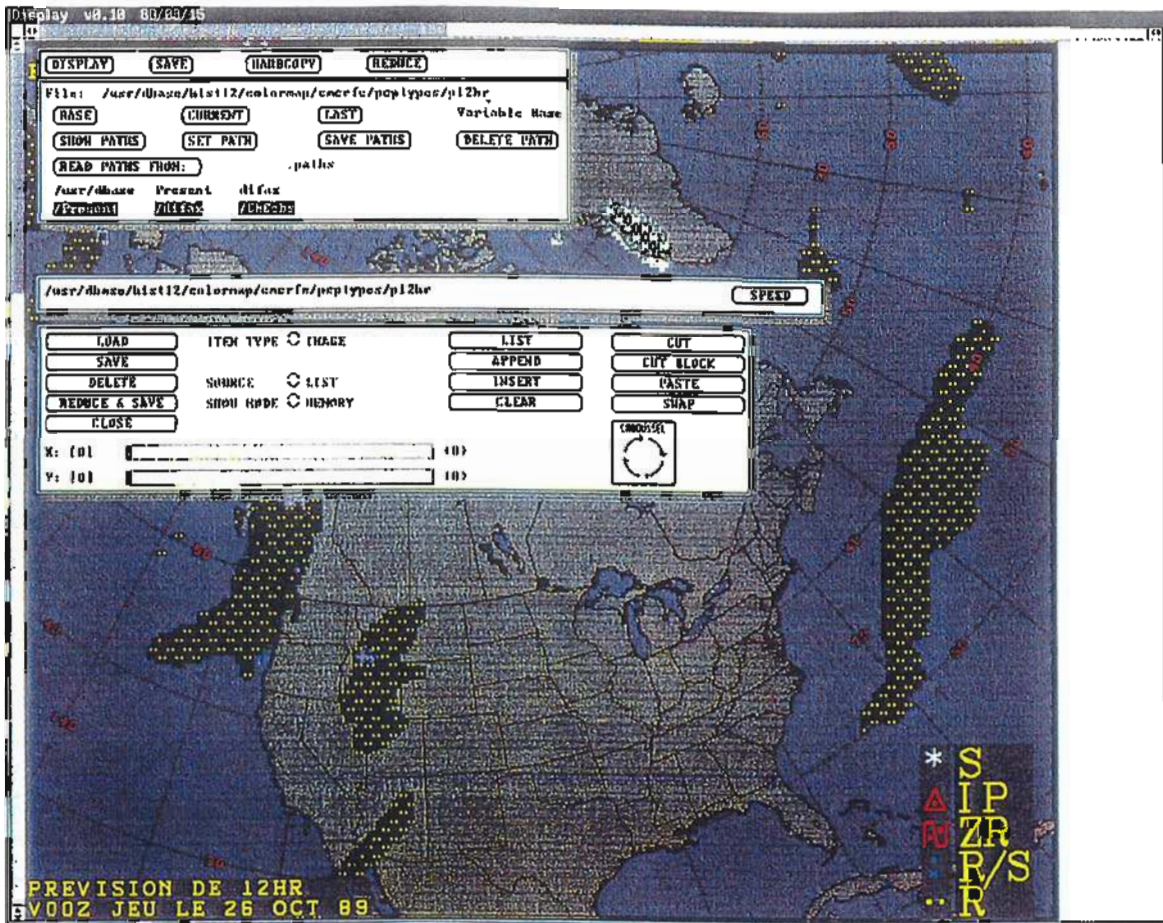
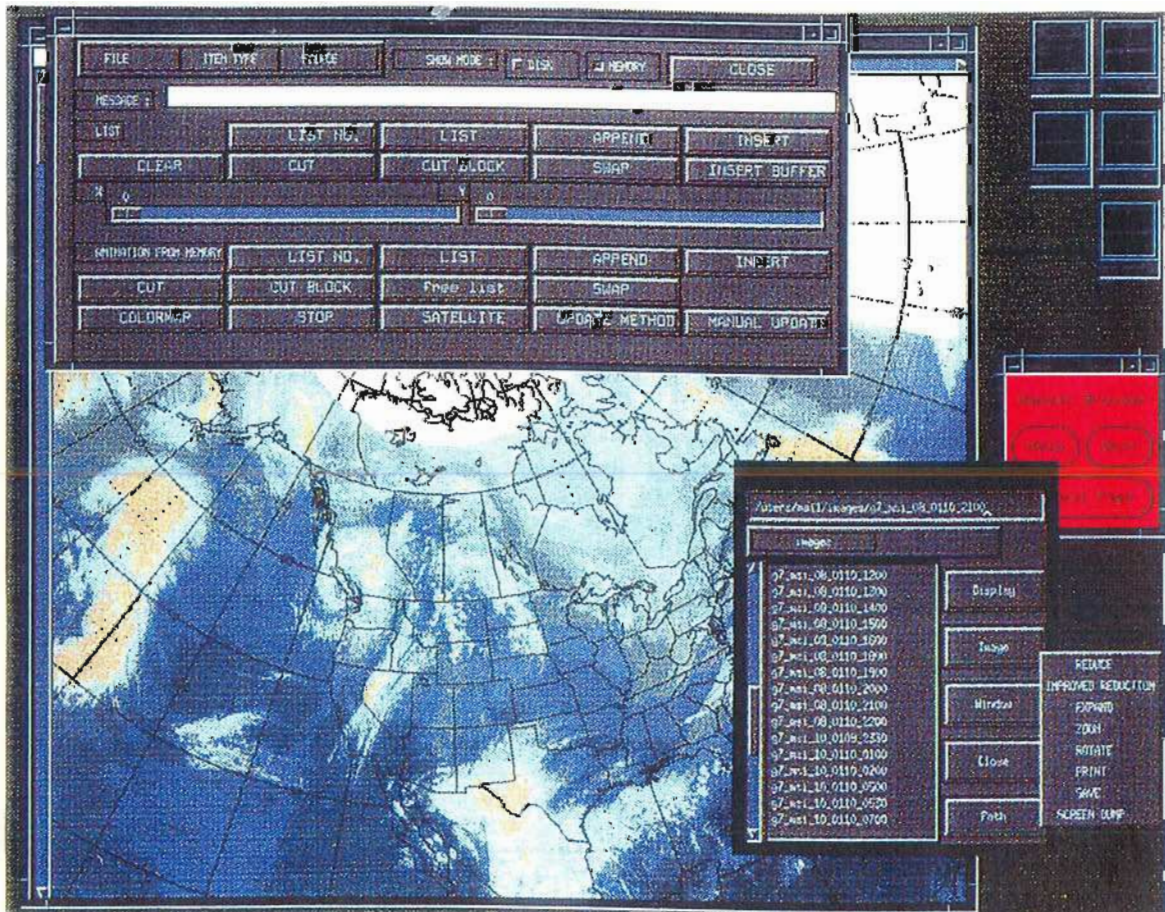


Рисунок 4.1

(см. легенды на с. 6)

Рисунок 4.2



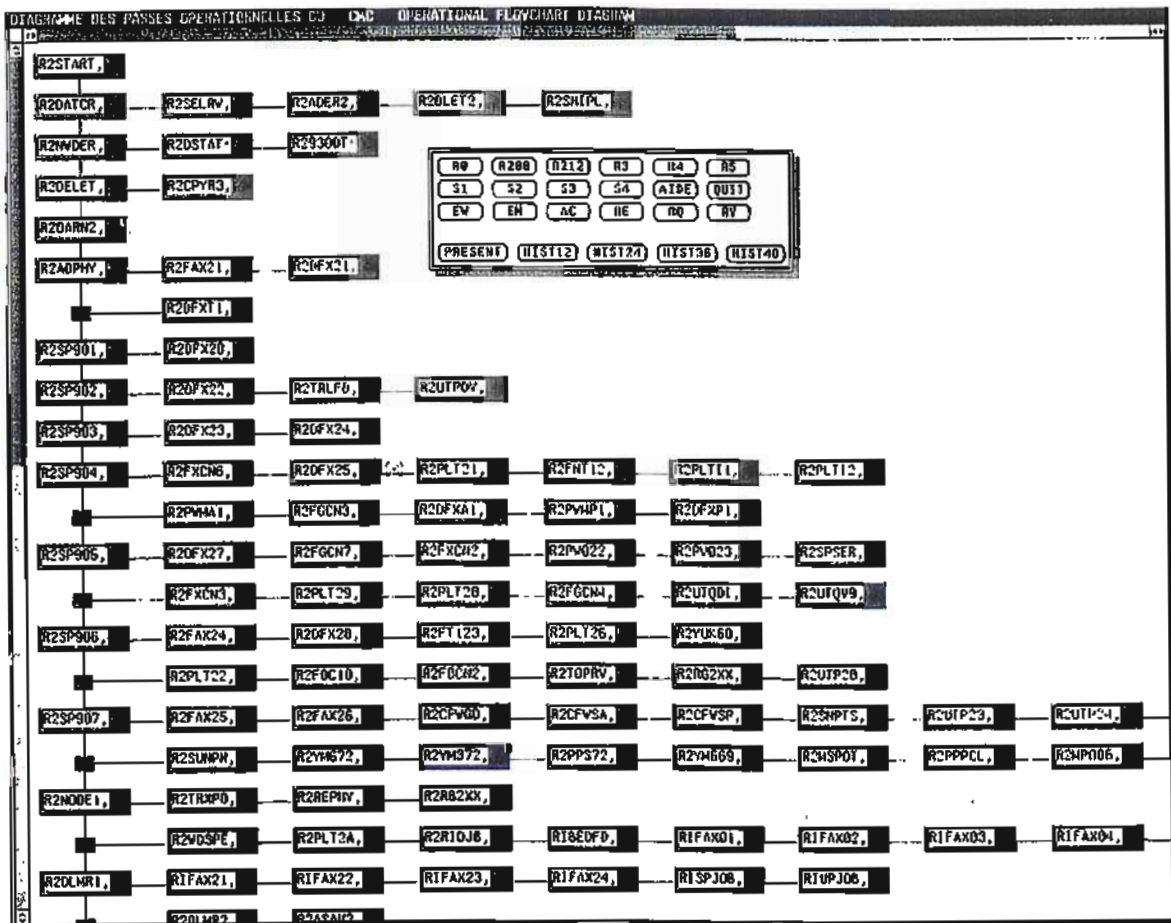
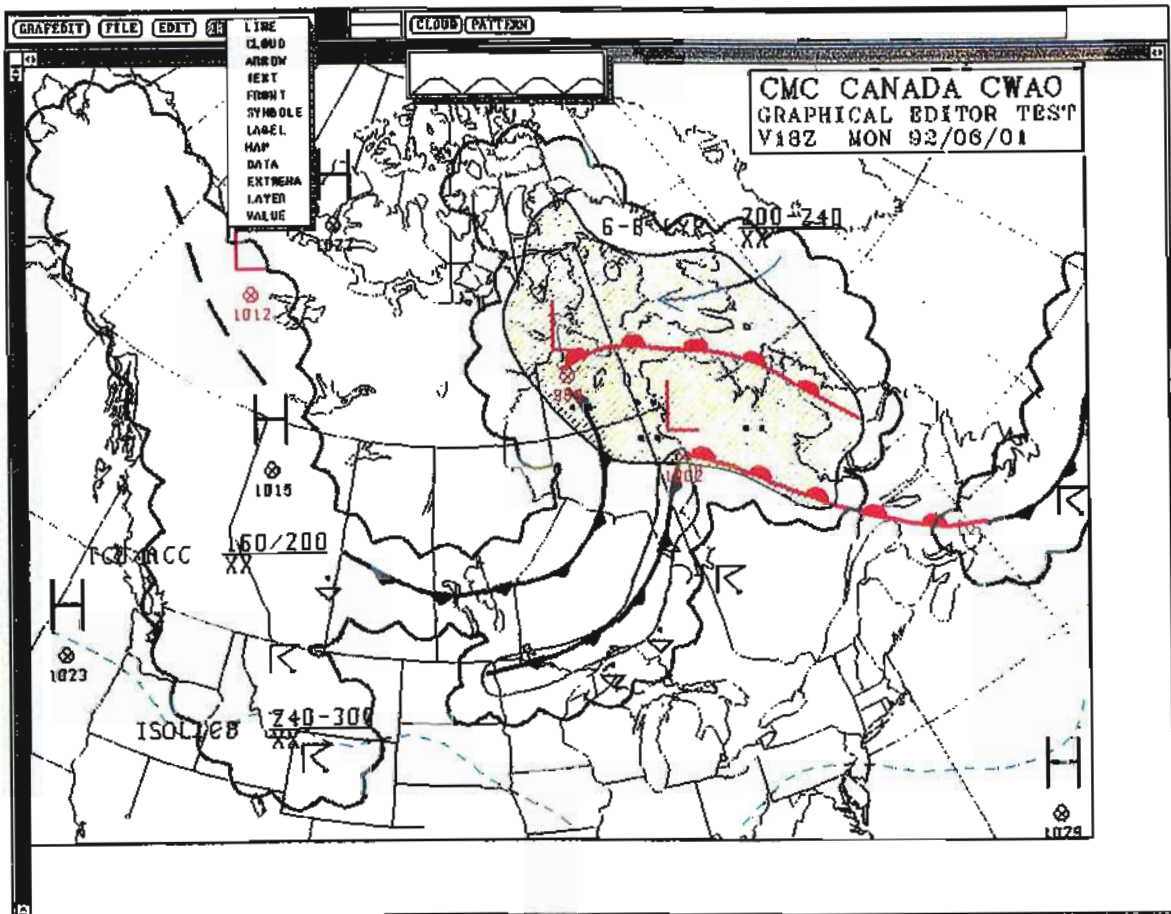


Рисунок 4.3

Рисунок 4.4



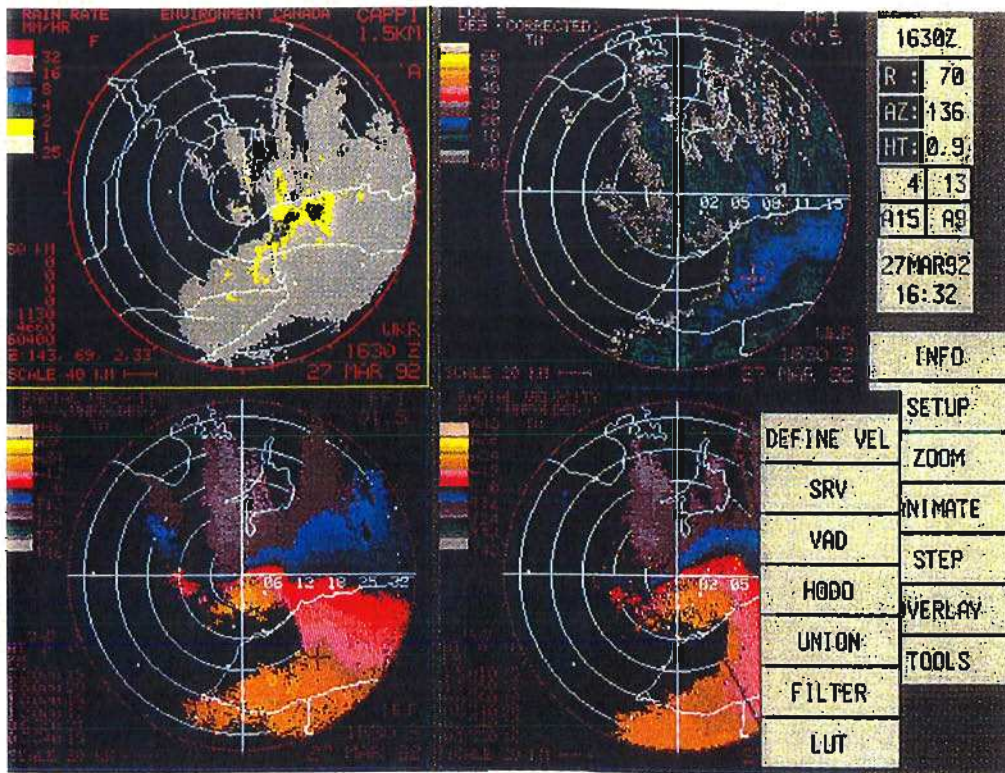
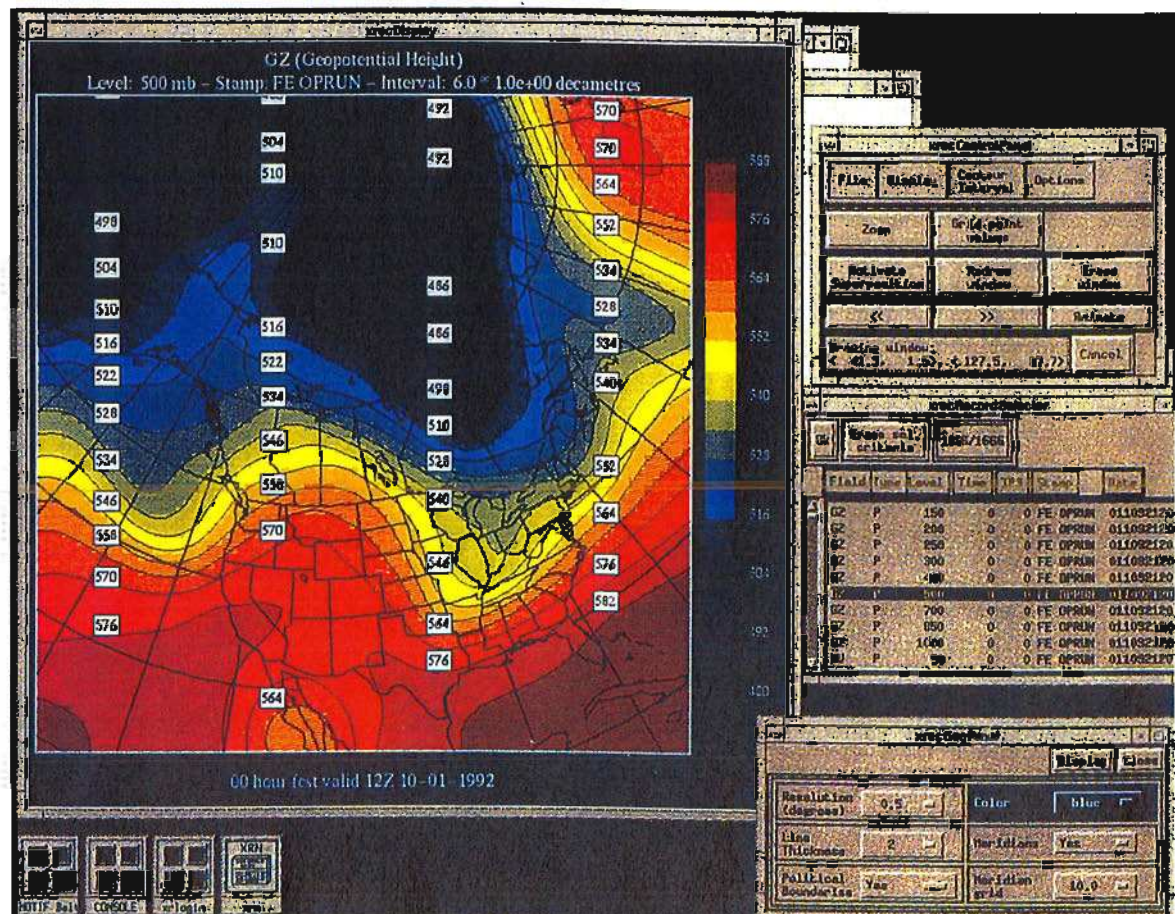


Рисунок 4.5

Рисунок 4.6



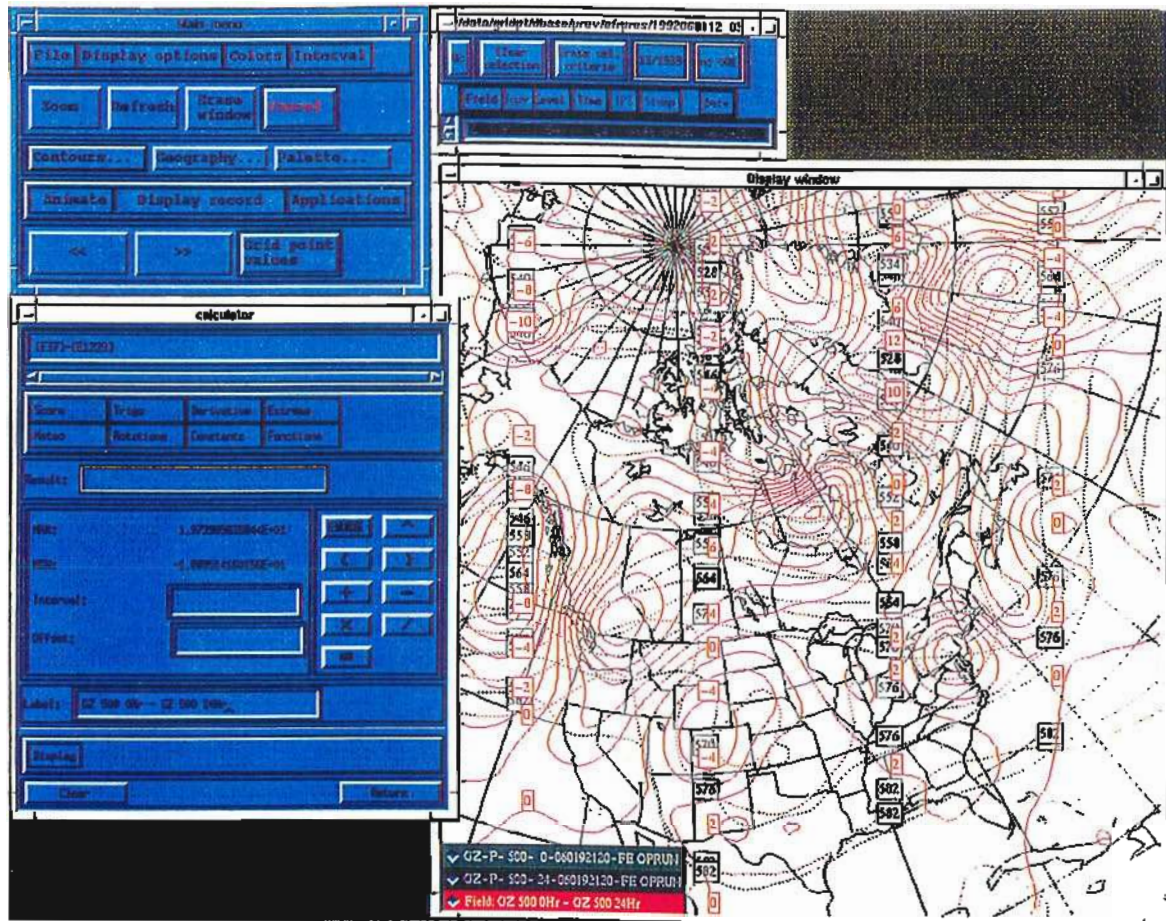
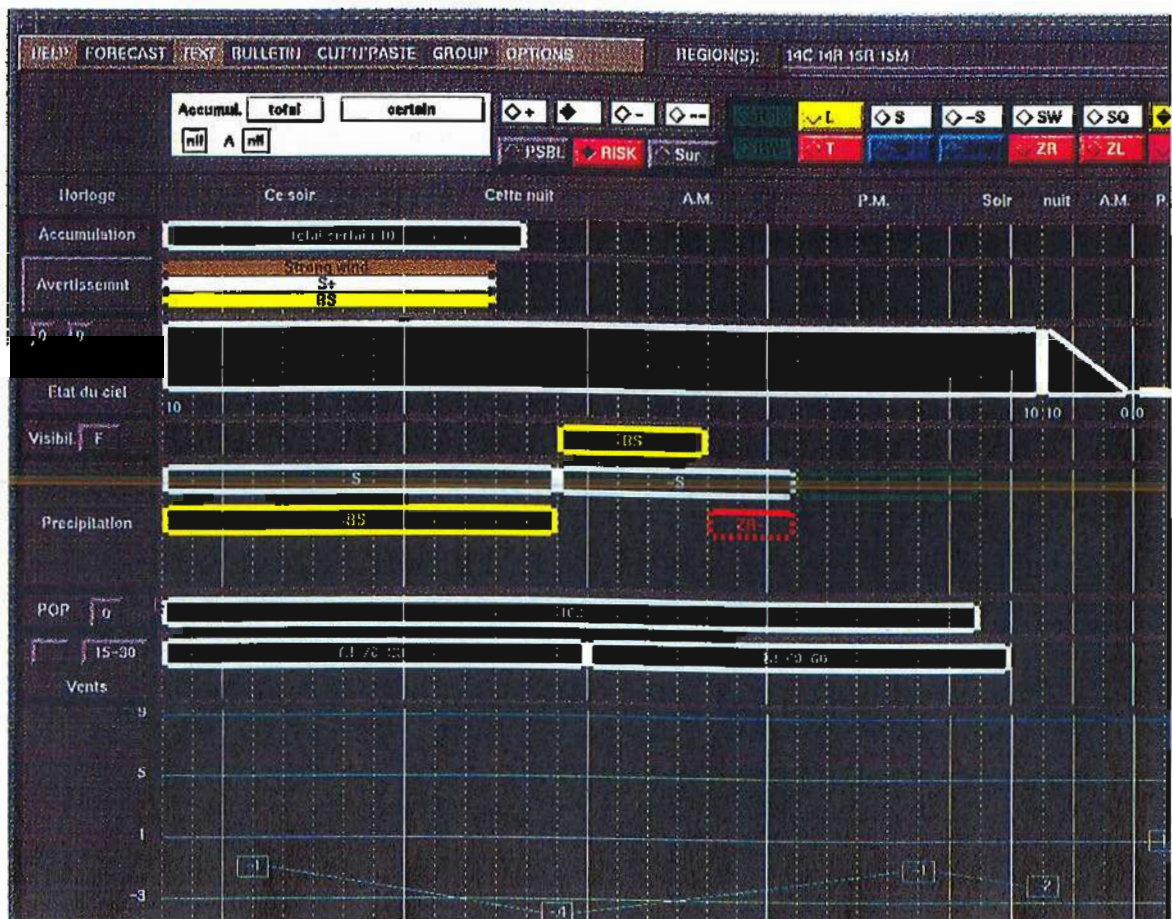


Рисунок 4.7

Рисунок 4.8



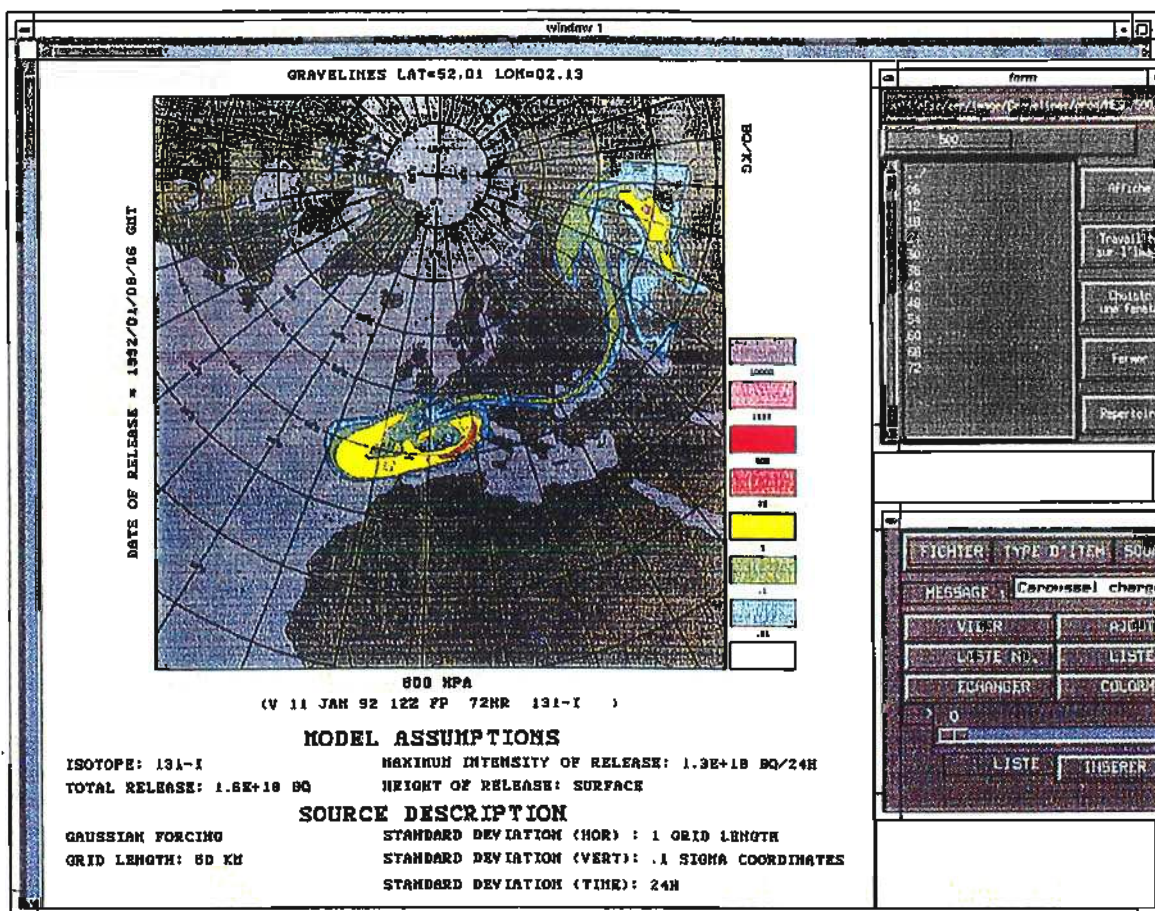


Рисунок 4.9

Рисунок 4.1 — Пример прикладной программы с растровым отображением изображений. Здесь пользователю предоставляется интерфейс для выбора файлов (вверху), а также интерфейс, позволяющий редактирование списка (ниже). На экране отображен 12-часовой прогноз типа осадков.

Рисунок 4.2 — Пример прикладного программного обеспечения для мультипликации изображений. Интерфейс для выбора файлов (показанный справа внизу) дает список имеющихся изображений ГОВС и перечень возможностей для манипулирования изображениями, таких, как изменение масштаба, уменьшение, вращение, выход на печать и др. Панель управления мультипликацией (вверху) предоставляет такие различные возможности, как редактирование списка; управление изображениями, имеющимися в памяти или в списке; выбор цветных карт, управление окнами, управление экраном, управление панорамированием и многие другие. В окне, предназначенном для изображения, мы видим полученное со спутников ГОВС изображение, нанесенное на карту в полной стереографической проекции.

Рисунок 4.3 — Пример прикладной программы управления продукцией. Интерфейс пользователя, показанный в центре, используется для выбора программы расчета продукции, представляющей интерес. Каждый прямоугольник на диаграмме представляет собой процесс. Цвет прямоугольника дает представление о состоянии процесса и изменяется с каждым шагом процесса. Когда в одном из процессов обнаруживается проблема, то прямоугольник, представляющий этот процесс, окрашивается в красный цвет и дается звуковой сигнал.

Рисунок 4.4 — Пример прикладной программы графического редактирования. Для упрощения использования этой прикладной программы содержащие меню окна предусмотрительно размещены в ограниченной верхней части экрана, а для укомплектования интерфейса применяются разворачивающиеся меню. Меню ИТЕМ показано в активном режиме; в нем дается полный перечень всех типов наноски, возможных в данной прикладной программе. Данный пример карты особых явлений погоды предназначен для демонстрации возможностей графического редактирования. Следует отметить, что имеется возможность приваивания этих карт в соответствии стандартам ИКАО.

Рисунок 4.5 — Пример прикладной программы анализа радиолокационных данных. В данном случае это пример оперативной системы отображения радиолокационных данных. Радиолокационные данные анализируются и посылаются в метеорологический центр в формате, приспособленном к нуждам пользователя. С использованием ряда разворачивающихся меню пользователь выбирает четыре типа изображения, которые он хочет видеть, из двенадцати различных видов продукции. Верхнее левое изображение соответствует индикатору КАППИ, на котором с разрешением 1,5 км показана интенсивность выпадения дождя, а на правом показана отражательная способность при малом угле возвышения луча локатора. Нижнее изображение соответствует скоростям ветра, полученным с помощью доплеровского радара при различных вертикальных углах луча (ИКО). Пользователь может быстро осуществить выбор из широкого ряда применений (мультипликация, изменение масштаба, наложение изображения и т.д.), а также выбрать специальную продукцию, на которой могут быть автоматически определены опасные в метеорологическом отношении районы (фронты порывов ветра, микровихри, мезоциклоны и т.д.).

Рисунок 4.6 — Пример прикладной программы для наведения изопиний полей. В правой части экрана показаны панели управления трех меню: панель управления (вверху), дающая общий доступ ко всем функциям и вспомогательным средствам программы; панель выбора записи (в центре), предоставляющая выбор выходных полей модели, которые должны быть представлены в виде контуров, а также панель управления географическими функциями (внизу), которая дает пользователю варианты гибкого отображения. В окне, предназначенном для изображения, находится поле высоты 500 гПа на поле часов.

Рисунок 4.7 — Пример программы расчета на сетке. Меню для расчета на сетке (в центре) содержит основные ключи расчета, а также тригонометрические функции, функции отклонений и специальные функции. Меню выбора файлов используется вместе с программой расчета для выбора полей. Нижняя панель представляет собой легенду цветов отображаемых полей. На данном примере мы видим результирующее отклонение геопотенциальной высоты (сплошные красные линии) между прогнозом для уровня 500 гПа на поле часов (красный пунктир) и 24-часовым прогнозом для уровня 500 гПа (фиолетовый пунктир).

Рисунок 4.8 — Пример интерфейса генератора прогноза в виде текста. Интерфейс позволяет вводить и редактировать прогноз элементов погоды. На оси X отображается время, а на оси Y — различные элементы погоды, такие, как ветер, осадки и температура. Верхняя часть интерфейса дает возможность доступа к квалификаторам, с помощью которых прогноз можно сделать более точным. Как только прогноз, представленный в графической форме, удовлетворяет пользователя, автоматически генерируется текст. Процесс можно осуществлять полностью вручную, а также как прикладную программу, работающую на основе сгенерированных компьютером элементов погоды.

Рисунок 4.9 — Пример интерфейса для реагирования на чрезвычайные ситуации в окружающей среде. В окне, предназначенном для изображения, представлен в графическом виде 72-часовой прогноз смоделированного радиоактивного шлейфа на высоте 500 гПа. Уровни концентрации закодированы цветом в беккерелях на килограмм воздуха.

4.3.3.4 СООБРАЖЕНИЯ ПО ПОВОДУ ПРОЕКТА УСТАНОВКИ СИСТЕМЫ, ОСНОВАННОЙ НА ИСПОЛЬЗОВАНИИ РАБОЧИХ СТАНЦИЙ

Основным ограничивающим фактором размера и мощности системы, основанной на использовании рабочих станций, является оперативный бюджет центра. В процессе принятия решения очень важным фактором является стоимость поддержания системы в рабочем состоянии после ее установки, включая усовершенствование программного обеспечения системы и обслуживание оборудования.

- a) С тем чтобы обосновать стоимость первоначальных закупок, должна быть проведена оценка улучшений в обслуживании. Экономия может быть получена из различных источников, например:
 - i) повышенная эффективность использования людских ресурсов;
 - ii) сокращение использования бумаги на рабочем месте;
 - iii) создание новых видов продукции без увеличения штата.
- b) В некоторых случаях улучшения могут способствовать спасению бесценных человеческих жизней.
- c) Воздействие на скорость поставки результатов работы метеорологических подразделений является фактором анализа экономической эффективности.
- d) В процессе оценки расходов количество и качество требующихся рабочих станций является важным фактором. Некоторые рабочие места могут потребовать двух или более рабочих станций, чтобы осуществить эту работу. Другие функции могут потребовать рабочих станций с полной конфигурацией, с максимальной памятью и дополнительными средствами ускорения графической обработки.
- e) Система должна быть проанализирована как единое целое, с тем чтобы оценить общие потребности в запоминающих устройствах, необходимых для осуществления снабжения всеми данными, которые могут потребоваться для прикладных программ рабочих станций, а также для хранения программного обеспечения для выполнения прикладных расчетов. При оценке дисковой памяти должна быть учтена любая потребность в доступе к ранее полученным данным. Скорость доступа может быть различной для различных применений, например, ранее собранные данные могут храниться на аппаратуре с медленным доступом (оптический диск или менее дорогие дисководы), а данные, идущие в реальном времени, могут быть помещены на твердых дисках с быстрым доступом.
- f) Прикладные программы имеют тенденцию к росту и интеграции, создавая все большую потребность во внутренней памяти. Недостаточная память вызывает ситуацию, связанную с перекачкой данных, что замедляет функционирование рабочей станции и работу пользователя. Пользователям также нравится открывать многие прикладные программы, таким образом одновременно еще больше увеличивая потребность в памяти.
- g) Комплекс оборудования должен определяться типом применения, которому он будет служить. К рабочей станции, предназначенной для генерации повторяющихся динамических изображений высокого разрешения, не предъявляются те же самые требования, что к рабочей станции, предназначенной для растягивания контуров и наложения различных метеорологических полей. Для оценки мощности отдельных комплексов оборудования следует разработать соответствующие контрольные задачи.
- h) Соблюдение производителями оборудования промышленных стандартов является очень важным в выборе рабочей станции. Степень соблюдения будет определять простоту перехода к будущему комплексу оборудования.
- i) Выбор технологии, связанной с сетями, должен отражать потребности в передаче данных из файлового сервера в рабочую станцию. Число рабочих станций в сети может также являться соответствующим фактором. Решением может стать смешанная конфигурация, например, если нужна очень высокоскоростная стекловолоконная оптическая линия между файловым сервером и центральным компьютером либо нужен специальный вход ETHERNET для приема спутниковых данных и для прикладной программы обслуживания баз данных.

4.3.3.5 ДРУГИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Воздействия на методологию работы

Поступление рабочих станций на рабочие места оказывает значительное воздействие на методологию работы. Сопротивление изменению обычно бывает очень высоким и становится еще больше, если люди должны пройти обучение до того момента, когда они смогут использовать новый инструмент. Общая рекомендация — дать пользователям возможность изучить и прокомментировать функциональность рабочей станции, представленной им в виде прототипа. Привлечение пользователей к участию на возможно более раннем этапе составления проекта повысит шансы на успех. Краткость цикла между просьбами об изменении и самими изменениями является ключевым моментом в данном процессе.

Пересмотр распределения персонала

Некоторое внимание необходимо уделить рассмотрению вопроса о воздействии, которое рабочие станции могут оказать на отдельных лиц. Некоторые рабочие места могут быть сокращены, для некоторых — полностью пересмотрены

производственные функции. Следует выполнить предварительные аналитические исследования воздействий для определения должностей, которые должны быть изменены, и найти альтернативные задачи или подготовить программу переподготовки для тех, кого эти изменения затронут непосредственно.

Эргономика

Условиями на рабочем месте не следует пренебрегать, поскольку качество работы отдельного человека может снизиться. Следует рассмотреть детали, которые кажутся незначительными, такие, как мебель, конструктивное оформление интерфейса, общее освещение, отвод тепла, доступ к клавиатуре и к «мышь», а также уровень шума (от вентиляторов охлаждения рабочей станции).

Поддержание станции в рабочем состоянии и меры на случай непредвиденных обстоятельств

Хотя технические средства, используемые в рабочей станции, обычно являются чрезвычайно надежными, для того чтобы обеспечить непрерывность предоставления обслуживания, необходимо создать планы поддержания станции в рабочем состоянии, а также планы на случай непредвиденных ситуаций. Чем больше прикладных задач переводится на рабочие станции, тем больше производственная система становится зависимой от этих рабочих станций. Поэтому настоятельно рекомендуется для критически важных компонентов иметь полную систему резервирования.

Проблемы ввода в эксплуатацию

Переходный период является критическим, и его не следует осуществлять в ограниченных временных рамках. Постепенное изменение является более эффективным. Основанный на применении прототипов подход, при котором для уточнения окончательных применений и вопросов установки используется обратная связь с пользователем, вероятно, работает лучше всего. Существенно, чтобы пользователи прошли подготовку перед поступлением рабочей станции на их рабочее место. Подготовка могла бы выполняться на очень широкой основе, в зависимости от обязанностей пользователей. Например, пользователь, осуществляющий управление сетями, будет нуждаться в получении весомых знаний в области применения UNIX, плюс большие познания в области связи. Знание простого текстового редактора, такого, как «vi», так же необходимо для большинства пользователей, как и понимание поведения системы в целом. Хорошее понимание сети также помогает пользователям разобраться в том, как в новой рабочей обстановке наилучшим образом выполнять возложенные на них задачи.

Предполагаемый срок службы

Срок службы прикладного программного обеспечения рабочих станций большей частью зависит от их популярности и от интенсивности, с которой идет прогресс технологии. Более мощные рабочие станции дадут возможность разработки прикладного программного обеспечения, которое ранее нецеля было бы вообразить. Эти улучшенные прикладные программы могут неблагоприятно повлиять на использование существовавших ранее. Иногда стандартизация и пересмотр графических библиотек могут повлечь за собой необходимость написания улучшенных вариантов прикладной программы, так что фактически она получит более длительную жизнь.

4.3.3.6 Тенденции в технологии аппаратных средств и программного обеспечения рабочих станций *Тенденции, связанные с аппаратными средствами*

На рынке сегодня существует концепция распределения процессов между включенными в сеть процессорами с различной скоростью и возможностями или даже поставляемыми различными продавцами. Коммерческое программное обеспечение баз данных развивается в направлении сетей распределенных, совместно используемых баз данных, где данные могут быть распределены по различным компьютерам различных типов, но пользователь может их воспринимать как единую базу данных. Примером использования данной технологии является система оперативного текущего прогноза для морской окружающей среды (NEONS), принадлежащая Лаборатории морских океанографических и атмосферных научных исследований США. Концепция управления данными, которая лежит в основе NEONS, способствует простому доступу к данным множества типов и осуществлению переноса данных с использованием коммерческого программного обеспечения, предназначенного для баз данных. Быстрый рост производства многопроцессорных параллельных компьютеров также, несомненно, вызывает изменения на рынке рабочих станций.

Связь

Пропускная способность систем связи часто ограничивает то, что пользователи хотели бы иметь возможность достичь в режиме реального времени. Достижения в технологии связи в настоящее время обещают резкое существенное увеличение пропускной способности, а также изменения в области носителей для передачи данных. В ближайшее время ожидается появление беспроводных сетей с пропускными способностями, имеющимися сегодня только в сетях, построенных на оптоволоконной технологии.

Стандарты программного обеспечения

В сфере графических применений возникают новые стандарты, при этом X WINDOWS определенно является хорошим примером. В рамках пакета программ X WINDOWS в настоящее время появляется новый стандарт для объемной графики, названный PEX (расширение PHIGS к X), который открывает более широкие горизонты для будущих применений. Использование X WINDOWS для разработки прикладного программного обеспечения в настоящее время является проверенным методом, гарантирующим максимальную переносимость прикладной программы. Этим самым предоставляется возможность простого перехода к более крупным и более быстрым системам по мере того, как они появляются, а также возможность более эффективного использования ресурсов, предназначенных для разработки, избегая при этом трудоемкой работы по преобразованию программ.

4.3.3.7 Тенденции в применении рабочих станций

Трех- и четырехмерная визуализация

До настоящего времени прикладное программное обеспечение рабочих станций, которое использовалось в прогнозировании, было большей частью двумерным, того типа, который описан в пункте 4.3.3.3. Поскольку стоимость рабочих станций падает, а их возможности растут, трех- и четырехмерная визуализация (три измерения плюс время) вызывает большой интерес и создает новые возможности. В оперативном контексте требования к аппаратному обеспечению для четырехмерной визуализации являются более высокими во всех их аспектах. Легко сгенерировать последовательности динамических изображений, которые будут перегружать сеть, превышать физическую память рабочей станции и будут требовать столько времени, что граничные сроки завершения оперативной работы не будут достигаться.

Для трех- и четырехмерной визуализации имеются разнообразные пакеты программ, как бесплатные, так и коммерческие. Большинство этих пакетов обеспечивает управление элементами, которые должны быть представлены: временными шагами, цветом элементов, а также углом и местоположением изображения по отношению к зрителю. Другие имеющиеся характеристики включают: объемную визуализацию, отображение текстуры, вращение и перемещение, квантование изображений, построение теней, использование многих источников света, зеркальное отражение и создание прозрачности изображения. В метеорологии интерес сконцентрирован на трехмерных скалярных полях, таких, как переменные, описывающие термодинамическую и водную составляющие; а также на нагрузках, векторных компонентах и т.д., а также на трехмерных векторных полях, таких, как скорость и завихренность. Одним из хороших примеров применения является сравнение полей гроз, синтезированных на основе доплеровских наблюдений, с численно смоделированными полями, что помогает осуществить верификацию результатов моделирования развития гроз.

Видеомультипликация

Видеомультипликация является одной из самых прогрессирующих областей разработки прикладного программного обеспечения рабочих станций. Она используется научным сообществом для демонстрации результатов научных исследований, таких, как воздействие глобального потепления, эволюция озоновой дыры или формирование облачности. Прежде всего она используется для просвещения населения или для научных сообщений и семинаров. В ближайшем будущем предвидится, что видеомультипликация будет создаваться на оперативной основе для графического описания ежесуточной погоды. Однако перед тем как эта система сможет стать оперативной, потребуется разработка высокопроизводительных, основанных на требованиях потребителей средств, а также будут необходимы значительные финансовые и людские ресурсы. Кроме того, видеоборудование профессионального качества является обязательным для обслуживания информационных агентств и общественного телевидения. Примеры будущих типов прикладного программного обеспечения в области оперативной метеорологии включают:

- Средства графического представления опасных метеоситуаций:* Это прикладное программное обеспечение должно дать возможность пользователю осуществить на основе результатов моделирования визуализацию развития конвективной облачности с гораздо большим разрешением, чем обычно, сделав это с помощью объемного представления в сочетании с мультипликацией отображения воздушного потока в рамках модели. Осадки могут быть отражены как прозрачный объект и также представлены в виде мультипликации или в виде периодически появляющегося изображения. Прикладное программное обеспечение визуализации будет помогать прогнозисту более точно оценить силу шторма и его траекторию. Пользователь будет интерактивно работать с различными переменными, такими, как географический район, вертикальный профиль исходного состояния локальной атмосферы и прогнозируемые метеорологические поля на период, за который проводится рассмотрение. Замена традиционных средств визуализации вертикального профиля данных позволит пользователю объединить все доступные данные. Спутниковые данные, такие, как данные специального микроволнового датчика/формирователя изображений (SSM/I), объединенные с высокими данными численных моделей, а также с данными, полученными из анализа более высокого разрешения, дадут возможность разработки гибких применений для диагностики опасной погоды;
- Средства обслуживания авиации:* Предусматривается, что будут разработаны новые средства оказания помощи в планировании полетов. Например, может быть разработано прикладное программное обеспечение для оказания помощи в точном определении местоположения облачности, турбулентности, обледенения и параметров ветра. Такая работающая в режиме реального времени система могла бы фактически показывать пилоту мультипликацию отображения данных прогноза погоды по маршруту текущего полета. С помощью искусственного интеллекта системы будут иметь возможность предложить пилоту или диспетчеру в процессе принятия решений более безопасные альтернативы. Пересмотр плана полета будет генерировать новый комплект мультиплицируемых данных для просмотра их потребителем. Системы такого рода будут возможны, если только авиакомпании инвестируют средства в технологии, требующиеся для передачи информации самолетам, находящимся в воздухе;
- Телевизионная продукция для распространения населению:* Развивающиеся средства, доступные оперативному метеорологу, будут неизбежно повышать его производительность. Информация, сгенерированная таким образом, будет более эффективно предоставляться с использованием самой современной технологии упаковки конечной продукции в виде последовательности кинокадров (либо мультипликации). Весьма вероятно, что узкоспециализированные коммерческие прикладные программы, такие, как комплекс прикладных программ для автоматизированного проектирования с помощью компьютера (CAD), вместе с современными коммерческими пакетами программного обеспечения для визуализации, предназначенными для включения в мощные системы, будут удовлетворять такие потребности. В системе будет необходимо иметь возможность создавать в довольно автоматизированном режиме полную последовательность изображений, необходимую для демонстрации по телевидению прогноза погоды для данного города. Прогнозист мог бы сыграть в данном случае роль контролера этой продукции и ее «настройщика».

Ссылки

- Брылев Г. Б. и др., 1986: *Радиолокационные характеристики облаков и осадков*, Ленинград, Гидрометеонавт.
- Степаненко В. Д., 1973: *Радиолокация в метеорологии*, Ленинград, Гидрометеонавт.
- Battan, L. J., 1959: *Radar Meteorology*, University of Chicago Press, Chicago.
- Bent, R. B. and W. A. Lyons, 1984: Theoretical evaluations and initial experiences of LPATS (lightning position and tracking system) to monitor lightning ground strikes using a time-of-arrival (TOA) technique. *Seventh international conference on atmospheric electricity*, Albany, American Meteorological Society, pp. 317-324.
- Berry, F. A., E. Bollay and N. R. Beers, 1945: Thermodynamic diagrams and calculations. In: *Handbook of Meteorology*, Section V, McGraw-Hill Book Co., New York, pp. 361-371.
- Browning, K. A., 1989: The database and physical basis of mesoscale forecasting: Mesoscale forecasting and its applications. *Lectures presented at the fortieth session of the WMO Executive Council*, 1-20 June 1989, Geneva, WMO-No. 712.
- Christensen, U. and L. G. Nilsson, 1984: A lightning detection system in Sweden. *Proceedings of the second international symposium on nowcasting (Nowcasting II)*, 3-7 September 1984, Norrköping, Sweden, pp. 213-218.
- Collier, C. J., 1989: *Applications of Weather Radar Systems. A Guide to Uses of Radar Data in Meteorology and Hydrology*. Ellis Horwood Ltd., Chichester.
- Defrise, P., 1948: *Contribution à une étude comparative des diagrammes aérologiques*, Institut Royal Météorologique de Belgique, Miscellanés, Fasc. XXXIII.
- Doviak, R. J. and D. S. Zrnic, 1984: *Doppler Radar and Weather Observation*, Academic Press, New York.
- European Space Agency, 1984: Mesoscale observations and very-short-range weather forecasting. *Proceedings of the second international symposium on nowcasting (Nowcasting II)*, 3-7 September 1984, Norrköping, Sweden, Esa-Sp 208.
- European Space Agency, 1987: Mesoscale analysis and forecasting incorporating 'nowcasting'. *Proceedings of an international symposium on mesoscale analysis and forecasting*, 17-19 August 1987, Vancouver, Esa-Sp 282.
- Hawson, C. L. and P. G. F. Caton, 1961: A synoptic method for the international comparison of geopotential observations. *Meteorological Magazine*, 90, pp. 336-344.
- Herlofson, N., 1947: The T-log p diagram with skew coordinate axes. *Meteorologiske Annaler* (Oslo), Norwegian Meteorological Institute, Band 2, No. 10, pp. 311-342.
- Lee, A. C. L., 1986a: An experimental study of the remote location of lightning flashes using a VLF arrival time difference technique. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 112, No. 471, pp. 203-229.
- Lee, A. C. L., 1986b: An operational system for the remote location of lightning flashes using a VLF arrival time difference technique. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 3, No. 4, pp. 630-642.
- Lhermitte, R. M. and D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. *Proceedings of the ninth weather radar conference*, 23-26 October 1961, Kansas City, Missouri, pp. 218-223.
- Maler, M. W., et al., 1983: Locating cloud-to-ground lightning with wideband magnetic direction finders. *Fifth symposium on meteorological observations and instrumentation*, 11-15 April 1983, Toronto, pp. 497-504.
- Oliver, V. J. and M. B. Oliver, 1945: Weather analysis from single-station data. In: *Handbook of Meteorology* (F. A. Berry, E. Bollay and N. R. Beers, eds.), McGraw-Hill Book Co., New York, pp. 858-879.
- Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*. Vol. II (second ed.), McGraw-Hill Book Co., New York, pp. 35-63.
- Richards, W. G. and C. L. Crozier, 1983: Precipitation measurement with a C-band weather radar in southern Ontario. *Atmosphere-Ocean*, Vol. 21, No. 2, pp. 125-137.
- Saucier, W. J., 1955: *Principles of Meteorological Analysis*. University of Chicago Press, Chicago.
- Stüve, G., 1927: Potentielle und pseudopotentielle Temperatur. *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*, XIII, pp. 218-233.
- Ulbrich, C. W. and D. Atlas, 1984: Assessment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurements. *Radio Science*, 19, pp. 49-57.
- World Meteorological Organization, 1966: *Use of ground-based radar in meteorology*. Technical Note No. 78, WMO-No. 193, TP. 99.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ В ТРОПИКАХ

5.1 Введение

С метеорологической точки зрения тропики представляют собой, как правило, район между осью субтропических областей повышенного давления в двух полушариях. Для установления границы между тропиками и внетропическими районами берется линия раздела между восточными и западными ветрами в средней тропосфере. Меридиональное протяжение тропиков и соответственно зоны максимального нагревания в направлениях на север и юг подвержены сезонным изменениям в связи с изменением высоты солнца. Для практических целей тропиками обычно считается район между 30° с.ш. и 30° ю.ш.

Тропики очень важны в глобальной циркуляции ввиду того, что они представляют собой почти половину земной поверхности, в которой атмосфера получает как угловой момент количества движения от земной поверхности, так и тепловую энергию, избыток которых требуется для возмещения потери тепла из-за уходящей длинноволновой радиации. Избыток энергии, получаемой в тропиках, переносится в направлениях к полюсам, покрывая чистую потерю радиационной энергии во внетропических широтах. В пределах тропиков избыток полученной энергии передается в направлениях к полюсам в основном с помощью средней циркуляции (Гадлея). Сильная циркуляция Гадлея является доминирующим фактором в зонально осредненной циркуляции тропиков. Чем дальше по направлению к полюсам, тем больше становятся вихри, которые приобретают большую важность и объясняют большую часть переноса энергии из тропиков во внетропические широты. На среднегодовой основе в тропиках имеется частое нагревание и перенос из экваториального пояса в более высокие широты обоих полушарий.

Между тропическими и внетропическими погодными системами происходит постоянное взаимодействие. Волновые возмущения в тропиках как в своем движении, так и в интенсификации подвержены воздействию среднеширотных барических ложбин. Риль (1950 г.) заметил, что ложбины в среднеширотных западных ветрах часто простираются от очень высоких до очень низких широт, и предположил, что направленный от тропиков к полюсам поток тепла должен иметь место в ограниченных областях этих ложбин. Это показывает, что тропический и внетропический виды циркуляции близко связаны между собой и не могут рассматриваться отдельно. В целях изучения взаимодействий между тропическими и внетропическими системами циркуляции становится необходимым расширить анализ тропической погоды до гораздо более высоких широт, вплоть до примерно 50° градусов в обоих полушариях. Более того, взаимодействия между полушариями и пересекающие экватор потоки также вызывают необходимость расширения карт погоды для тропиков, с тем чтобы они охватывали части обоих полушарий.

Данная глава касается нижеизложенных методов анализа и прогнозирования в тропиках. В разделе 5.2 описываются общие характеристики усредненной структуры и циркуляции тропического пояса. В разделе 5.3 дается краткая информация о базах данных наблюдений, имеющихся для анализа и прогнозирования в тропиках. Краткие характеристики различных тропических волновых возмущений кратко описываются в разделе 5.4. Раздел 5.5 касается различных видов тропических синоптических моделей, включая волны и вихри. О методиках синоптического анализа для тропиков говорится в разделе 5.6. В разделе 5.7 обсуждаются методы прогнозирования в тропиках, среди которых имеются численные методики прогнозирования погоды, применяемые в современной оперативной практике. Раздел 5.8 касается прогнозирования тропических циклонов, верификации методов прогнозирования траекторий циклонов, а также, среди прочего, прогнозирования штормовых нагонов. И наконец, в разделе 5.9 описываются различные мезомасштабные явления в тропиках. Мезомасштабные явления, обсуждаемые в данном разделе, являются, однако, общими как для тропиков, так и внетропических районов. Было сочтено полезным рассмотреть здесь эти явления более подробно.

5.2 Усредненная структура и циркуляция тропического пояса

С тем чтобы получить представление о тропических возмущениях в целях их анализа и прогнозирования, прежде всего необходимо обратиться к общей циркуляции тропического пояса, к энергетическим процессам, влияющим на формирование и рост тропических возмущений, а также к происхождению тропических синоптических возмущений. Основными чертами тропической циркуляции являются: субтропические области высокого давления, пояса пассатов по их сторонам, обращенным к экватору, и зоны, где пассаты входят в экваториальный пояс низкого давления; внутритропическая зона конвергенции (ВЗК), известная под другим названием — внутритропический фронт (ВФ); а также экваториальный фронт и пассатная конфлюэнция (ПК). ВЗК играет доминирующую роль в активности возмущений синоптического масштаба в тропиках, а также является местом формирования большей части тропических возмущений. Некоторые из этих возмущений позже перерастают в тропические депрессии и циклоны, если они располагаются достаточно далеко от экватора.

Очень большая зона тропического пояса охватывается муссонной циркуляцией, которая ограничивается по долготе Индийским океаном и западной частью Тихого океана. Она является районом, где преобладает скрытое нагревание атмосферы. В зоне муссонов генерируются разнообразные синоптические возмущения. Кроме западного района Тихого океана, в котором постоянно имеются тропические циклоны и депрессии, северная часть Индийского океана (Бенгальский залив и Аравийское море), известная как место существования муссонных депрессий и среднетропосферных циклонов. Наличием этих систем объясняется основная доля общего количества осадков в регионе.

Некоторые важные характеристики ВЗК и муссонной циркуляции описываются ниже.

5.2.1 Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК)

Терминология, используемая для описания зоны, разделяющей поток северного и южного полушарий, имела разнообразную историю. Исходно термин «внутритропический фронт» (ВФ) использовался для обозначения узкой зоны в нижней

тропосфере, в которой воздух из летнего и зимнего полушарий передвигался по направлению к экватору, и в связи с непрерывностью процесса, был вынужден подниматься и двигаться в направлении к полюсам, перенося, таким образом, тепло в направлении средних широт в верхней тропосфере. Однако во избежание путаницы с фронтальными системами средних широт, это название было изменено на «внутритропическая зона конвергенции» (ВЗК). ВЗК ассоциируется с протяженной зоной низкого давления и циклонического сдвига ветра вблизи экватора.

Совсем недавно полученные с метеорологических спутников данные показали, что пояс максимальной облачности не всегда совпадает с осью самого низкого давления. Было также отмечено, что во многих случаях имелось более одной зоны конвергенции (поясов облачности) и более одной ложбины низкого давления. Соответственно Рамаж (1971 г.) предложил в качестве альтернативы ВЗК термины «околоэкваториальные ложбины» и «околоэкваториальные линии конвергенции». Однако результаты численного исследования, выполненного Лайком (1971 г.), поддерживают мнение о наличии единой ВЗК. Согласно Губерту и др. (1969 г.), спутниковые данные показывают, что, несмотря на изменчивость по долготе, двойная ВЗК случается довольно нечасто и является важной характеристикой ВЗК.

Центр ВЗК располагается на расстоянии от экватора, и этот факт отражается наличием сухой зоны вдоль экватора, определяемой по осредненной яркости облачности, полученной по спутниковым изображениям (Holton, 1979). Анализируя данные, полученные в ходе Международной экспедиции по Индийскому океану (ИНОЕ), Садлер (1969 г.) также наблюдал максимум облачности по обеим сторонам от экватора между тремя и 10 градусами широты в обоих полушариях, но экватор был большей частью года относительно свободным от облачности.

Что касается ее географического положения, то ВЗК испытывает сезонные изменения. Она остается близкой к географическому экватору, прежде всего на долготах, соответствующих океанам, например Атлантическому и Тихому, демонстрируя только слабую сезонную изменчивость. С другой стороны, на тех долготах, где располагаются большие континенты, такие, как Азиатский, ВЗК подвержена довольно сильной сезонной миграции. В примерно половине экваториального пояса, включающей восточную часть Тихого океана, Атлантический океан и запад Африки, ВЗК в течение всего года лежит к северу от экватора. ВЗК является постоянной и хорошо определенной над Тихим и Атлантическим океанами между примерно 5° и 10° с.ш., а также время от времени появляется в Тихом океане между 5° и 10° ю.ш. Большая миграция ВЗК имеет место на долготах Восточной Африки, Азии и Австралии. В мае месяце в восточной части Индийского океана максимум облачности, связанный с ВЗК, движется к северу. Между июнем и августом максимум облачности покрывает регион летнего азиатского муссона, но начиная с сентября он снова перемещается к югу на свое место около экватора. Наступление летнего муссона над Азией, как предполагается, должно быть связано с движением ВЗК к северу. Однако взаимосвязь между периодическими сдвигами ВЗК и такими движениями планетарного масштаба, как летний муссон, не очень хорошо понята, поскольку недостаточно аэрологических данных. Невясно, например, является ли наступление летнего муссона результатом возмущения, возникающего над экваториальной ВЗК; также неясно, теряет ли ВЗК свою определенность, когда муссон полностью устанавливается над Азией. В этих районах пассаты, зарождающиеся в зимнем полушарии, поворачивают и, пересекая экватор, становятся западными ветрами в летнем полушарии.

Имеется прямая взаимосвязь между положением ВЗК, тропической конвекцией и температурой поверхности моря (ТПМ). Тропическая циркуляция и режим выпадения осадков тесно связаны с годовым циклом поверхностной температуры, которая для большей части тропиков и есть ТПМ. Хотя годовой ход ТПМ в тропиках является относительно небольшим, тропическая конвекция является весьма чувствительной к этим различиям.

Осредненные по времени конвективные осадки указывают на организованные когерентные осадкообразующие системы, связанные с ВЗК. Хорошее определение индекса изменчивости осредненных по времени осадков в глубоких тропиках, и, следовательно, местоположения ВЗК, обеспечивается спутниковыми измерениями уходящей длинноволновой радиации (УДР). Малые величины УДР указывают на глубокую конвекцию и сильные осадки, в то время как большие значения указывают на обратную ситуацию. Имеется значительное соответствие между максимумом ТПМ, минимумом УДР и зонально осредненным поясом низкоровневой конвергенции циркуляции Баддея (Rasmusson, 1990). Конкретно, тропические океанические районы с УДР менее 240 Вт/м^2 , лежат большей частью в пределах изотермы ТПМ 28°C . На рисунке 5.1 показаны средние поля УДР для двух сезонов солнцестояния. Опыт показывает, что те зоны в тропиках, где осредненная по времени УДР менее 240 Вт/м^2 , в общем соответствуют регионам среднего восходящего движения и сильных конвективных дождей. Один крупномасштабный минимум УДР (максимум осадков) располагается над Африкой и другой — над Южной/Центральной Америкой. Оба минимума мигрируют в направлении север-юг при наступлении сезона высокого солнцестояния. Третья и самая обширная зона имеет центр, располагающийся над районами суши и соседних теплых вод восточно-азиатского и австралийского муссонных регионов. При этом она простирается на восток вдоль ВЗК, лежащей к северу от экватора, вдоль тихоокеанской зоны конвергенции, располагающейся в юго-западной части Тихого океана. При регионах сильных осадков, вызываемых режимом УДР, отмечаются, прежде всего, в направлении основных восходящих ответвлений осредненной по времени прямой термической циркуляции тропиков.

Эстох (1975 г.) изучал структуру ВЗК над центральным регионом тропической зоны Северной Атлантики и северной части Тихого океана на основе данных наблюдений, собранных в ходе Атлантического пассатного эксперимента (АТЭКС) и Эксперимента на островах Лайн (LIE), данных ISMEX-73 по северной части Индийского океана, полученных Руболом и Юшем (1975 г.), и данных по району Атлантического тропического эксперимента ПИПАТ (АТЭП), полученных Эстоком и Дугласом (1978 г.). По результатам этих исследований получается, что ВЗК связана с теплым и сухим воздухом, находящимся на некотором расстоянии от нее по обеим ее сторонам. Эстох предложил модель структуры ВЗК синоптического масштаба над центральными частями Атлантики и Тихого океана. В соответствии с его моделью система ВЗК формирует ячейку вертикальной циркуляции с восходящим движением в центральной зоне конвергенции и компенсационным нисходящим движением — поблизости от обеих сторон ядра с восходящим движением, что вызывает нагревание и высушивание воздуха. Кумар и Сетхумадхаван (1980 г.) представили результаты своего исследования структуры ВЗК на основе данных, собранных в ходе МОНЭКС-79. Они заметили, что ВЗК имеет холодную центральную структуру на более низких уровнях. Важным выводом их исследований оказалось отсутствие какого-либо значительного потепления на более высоких уровнях над районом ВЗК. Аналогичные результаты, полученные в ходе АТЭП для ВЗК, были отмечены Эстоком и Дугласом (1978 г.) в отношении поля температуры. Это является довольно интригующим в связи с тем фактом, что в зоне облачности ВЗК происходит сильная конвекция, которая должна иметь результатом

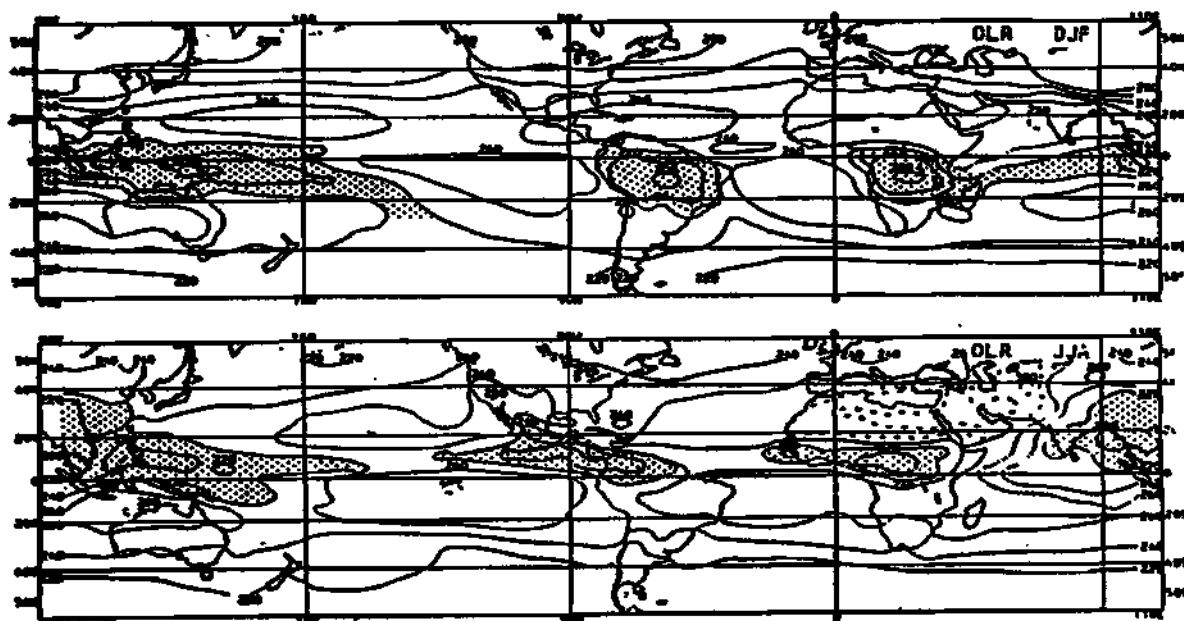


Рисунок 5.1 — Средний УДР для декабря-февраля (верх) и июня-августа (низ). В районы, где УДР меньше 240 Вт/м^2 , указаны точечной штриховкой. Интервал между изогипсами — 20 Вт/м^2 (по Раскусону, 1990 г.)

потепление средней и верхней тропосферы. Этим предполагается, что условная неустойчивость второго рода (CISK), являющаяся первичным механизмом поддержания существования ВЗК, исключается.

Важным наблюдением является присутствие в поле ветра низкоуровневого струйного течения, расположенного вблизи ВЗК. Снитковский (1973 г.) обнаружил такое течение со скоростями ветра 25 мс^{-1} вдоль 150° ад. Аналогичное течение было также обнаружено в исследовании, проведенном Кумаром и Сеттумадраваном (1980 г.) на основе анализа данных МОНЭКС-79 над районом Индийского океана, где максимальные ветры располагались между 400 и 800 км к югу от поверхностного местоположения ВЗК и в слое 950–750 гПа. Кац (1972 г.) проанализировала поле ветра над Индийским океаном. Его результаты предполагают конвергенцию в слое ниже шести километров над ВЗК с компенсирующим полем дивергенции, расположенным выше.

Очень немного наблюдений имеется в настоящее время для определения баланса влаги в экваториальной зоне. Имеется основание предположить, что в пределах ВЗК осадки намного превышают испарение с поверхности океана. Полагается, что большая часть переноса влаги снизу вверх осуществляется конвергенцией в пределах пассатов в обоих полушариях. В результате это приводит к сильной конвективной облачности. Недавние наблюдения, в особенности спутниковые изображения, показали, что ВЗК является узким зональным поясом сильной конвекции с образованием кучевых облаков. ВЗК обычно состоит из ряда различных облачных скоплений с масштабами порядка нескольких сотен километров, которые разделены районами ясного неба. Скрытое тепло, высвобождаемое осадками, является важным приводным механизмом данного процесса.

Облачные скопления, наблюдаемые вдоль ВЗК, являются указаниями на зоны осадков, связанные со слабыми волновыми возмущениями, которые проходят вдоль ВЗК в западном направлении. Распределение облачности по времени и долготе, составленное Чангом (1970 г.) в виде монтажа из ежесуточных спутниковых снимков и представленное на рисунке 5.2, очень четко демонстрирует эти волны. Хорошо выраженные облачные полосы видны в направлении от верхнего правого к нижнему левому углу рисунка. Ориентированные таким образом облачные полосы дают возможность предположить, что скорость их прохождения в западном направлении составляет около $8\text{--}10 \text{ мс}^{-1}$. Промежутки между полосами облачности по долготе составляют 3 000–4 000 км, что соответствует периоду порядка 4,5 суток для этого типа возмущений. Снитковский (1973 г.) также обнаружил волновые возмущения внутри ВЗК, в то время как Кружкова и Крыжановская (1971 г.) обнаружили различные районы ВЗК, которые способствуют циклогенезу. Над отдельными частями Западной Африки и восточной частью Тихого океана благоприятные для циклогенеза условия существуют в течение всех сезонов. С другой стороны, в январе эти благоприятствующие регионы располагались к югу Индии и в южной части Тихого океана, в то время как в июле северная часть Тихого океана была более благоприятной для циклогенеза.

Чарней (1970 г.) предположил, что ВЗК представляет собой баланс между вертикальным движением, генерируемым конвергенцией в пределах планетарного пограничного слоя, и наличием влаги. Он показал, что тропическая атмосфера является неустойчивой для возмущения, проходящего параллельно экватору. Интенсивность роста такого возмущения достигает максимума примерно на 10° широты от экватора, но исчезает непосредственно над ним. Таким образом, работа Чарнея объясняет почему максимумы облачности наблюдаются на некотором расстоянии от экватора, тогда как экватор остается свободным от облаков. Манабе и др. (1974 г.) и Пайк (1971 г.) нашли возможность продемонстрировать на экспериментах с моделями, что местоположение ВЗК определяется главным образом распределением температуры поверхности моря. В то время как продолжается теоретическая работа над механикой ВЗК, современные наблюдения продемонстрировали тенденцию к повышению важности температуры поверхности моря в тропических видах циркуляции.

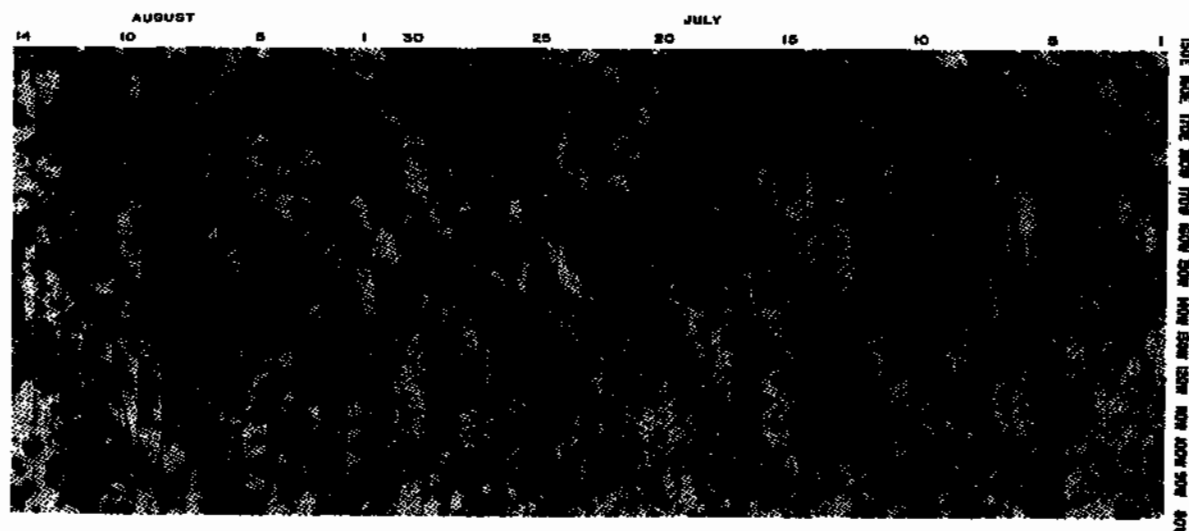


Рисунок 5.2 — Распределение облачности по времени и долготе — монтаж спутниковых снимков района Тихого океана между $5-10^\circ$ с.ш., полученных за период 1 июля — 14 августа 1967 г. Прохождение облачных скоплений на запад указывает полосы облачности, распространяющиеся в направлении от верхнего правого к нижнему левому углу рисунка (по Чалгу, 1970 г., как это представлено у Холтона, 1979 г.)

5.2.2 Муссонная циркуляция

Муссоны являются системой сезонных ветров, которые оказывают влияние на многие регионы Азии, Африки, Индонезии и северную часть Австралии. Это название происходит от арабского корня слова «маусам», которое означает просто время года, но в метеорологической терминологии оно стало означать сезонную смену направления ветров на обратное (Рао, 1976). Это название, прежде всего, использовалось для описания системы ветров над Аравийским морем, где ветры дуют шесть месяцев с северо-востока, а остальные шесть месяцев с юго-запада.

В обоих полушариях муссонные ветры наиболее ярко выражены в летний сезон, т.е. в июле-августе в северном полушарии и в январе-феврале — в южном. В июле пассаты из южного полушария передвигаются в северное в направлении Индии, Юго-Восточной Азии и отдельных частей Восточной Африки. Азиатский летний муссон может считаться расширением южных пассатов южного полушария, которые, пересекая экватор, отклоняются за счет вращения Земли, и соответственно подходят к суше с юго-западного направления. В январе северо-восточные пассаты сдвигаются к югу в направлении Восточной Африки и северо-восточной части Австралии. Это известно как зимний, или северо-восточный, муссон. В Индии период с октября по декабрь также известен как период северо-восточного муссона, поскольку ветры, преобладающие над регионом Индийского полуострова и соседними морями, являются северо-восточными.

В широком смысле основные регионы муссонов включают в себя те участки земной поверхности, которые попадают под влияние крупномасштабных движений воздуха из более холодного в более теплое полушарие.

С тем чтобы сделать это определение более объективным, Рамаж (1971 г.), расширяя более раннюю работу Хромова (1957 г.), добавил следующие критерии определения регионов муссона:

- преобладающее направление ветра должно сдвигаться по крайней мере на 120° градусов между январем и июлем;
- средняя частота случаев направления ветра, преобладающего в январе и июле, должна превосходить 40 процентов;
- средний результирующий ветер по крайней мере в одном из месяцев должен превышать $3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$;
- каждые два года, в любой из месяцев должно происходить менее одной смены циклон/антициклон, определяемой по пятиградусной широтно-долготной сетке.

Последний критерий был добавлен для обеспечения того, чтобы сезонные изменения направления ветра отражали замену преобладающей циркуляционной системы на обратную и эквивалентно устойчивую систему. Такое изменение не должно просто указывать на изменения в траекториях различных видов циркуляционных образований.

В то время как точное определение, если таковое вообще возможно, является спорным вопросом, следует отметить, что в соответствии с определением Рамаж, пустыня Сахара должна была бы быть муссонной, хотя дождевые осадки там будут весьма отличаться от, скажем, северо-восточной Индии в пределах того же самого муссонного региона. Сахара почти не получает осадков, в то время как в Индии идут самые сильные муссонные дожди в мире.

Различающееся в крупных масштабах нагревание суши и океана является исходной силой, вызывающей муссон. Эта схема различного нагревания в результате дает гораздо большую годовую изменчивость температуры над сушей в сравнении с морями, ее окружающими. Таким образом, возникает избыток давления над континентами зимой и его дефицит летом. Конечный результат — заметный сезонный сдвиг в системе ветров, который представляет собой муссон. Наиболее заметным примером этой сезонной системы ветров является район Индийского океана, который в северной части упирается в обширный Азиатский континент. Такое явление не наблюдается в Тихом и в Атлантическом океанах, которые открыты в северном направлении. Различное нагревание суши и океана вызывает пересечение поверхностей давления и потенциальной температуры. Таким образом, становится возможным преобразование имеющейся потенциальной энергии в кинетическую (Das, 1986). Преобразование доступной потенциальной энергии в кинетическую достигается переворачиванием атмосферы в плоскости x-p (циркуляция Уокера) и в плоскости y-p (циркуляция Падлея), которые преобладают над муссонной циркуляцией. Как только солнце начинает

передвигаться в летнее полушарие, отклонение изобарических поверхностей и поверхностей потенциальной температуры начинает увеличиваться до тех пор, пока не достигается состояние, когда доступная потенциальная энергия, возникающая в результате различного прогревания суши и океана, не будет сбалансирована преобразованием в кинетическую энергию муссонных ветров.

Миграция муссонной системы вдоль линии север-юг регулируется эволюцией различий в нагревании. Обычно чистое нагревание над Индонезией и над экваториальным районом западной части Тихого океана и чистое выхолаживание над северным Китаем и Сибирью и дают это различие в нагревании в течение годовых месяцев. С другой стороны, в течение северного лета ось результирующего нагревания простирается около 20° с.ш. от северной части Бенгальского залива до Индокитайского полуострова. Результирующее выхолаживание располагается вдоль 30° ю.ш., от Маскаренских островов до западной части Австралии (Johnson, et al., 1987). Главная ось годового цикла муссона может быть определена по району максимальных среднесуточных осадков. Согласно Кришнамурти (1985 г.), данный пояс дождя мигрирует от Индонезии до подножий Гималаев между январем и августом и совершает обратное перемещение между сентябрем и декабрем. Эта ось демонстрирует значительную межгодовую изменчивость своего местоположения и интенсивности. В годы, когда существует явление Эль-Ниньо, сдвиг региона результирующего нагревания на восток и в направлении к экватору является основной частью межгодовой изменчивости.

Основные элементы крупномасштабной циркуляции для зимнего и летнего муссонов показаны на рисунке 5.3. В своей основе зимние и летние муссонные системы являются аналогичными. Зимним муссоном управляет сильный приземный антициклон над Сибирью и северным Китаем. Движение массы холодного воздуха на юг от этого антициклона происходит в форме широкого антициклонического течения, которое проходит через Китай — Тихий океан — Юго-Восточную Азию как северо-восточный муссон. Поток воздуха конвертируется в экваториальную ложбину в южной части Индийского океана. Движение на юг более холодного воздуха балансируется движением на север более теплого воздуха, которое происходит в верхней тропосфере. Воздух верхней тропосферы, движущийся на север, отклоняется вправо силой Кориолиса (к востоку) и становится западным субтропическим струйным течением, проходящим над Азией и Японией. Такова крупномасштабная структура северо-восточного муссона в северном полушарии зимой. Аналогом сибирской области высокого давления системы зимнего муссона выступает маскаренская область высокого давления летнего муссона, которая располагается в южной части Индийского океана. Воздушная масса, образующаяся в маскаренской области высокого давления, движется первоначально как юго-восточный пассат южного полушария, который, пересекая экватор, поворачивает на юго-запад и конвертируется в муссонную ложбину над азиатско-тихоокеанским регионом. В этом случае воздушная масса верхней тропосферы движется на юг и отклоняется вправо (на запад), становясь тропическим восточным струйным течением. Таким образом, зимний компонент сибирского антициклона имеет в некоторой степени роль, аналогичную той, что и маскаренский антициклон летнего муссона. Пересекающий экватор поток и потоки низкогоуровневого течения северного лета являются аналогичными низкогоуровневному северо-восточному муссонному потоку и сильным зимним вторжениям, известным как холодные вторжения, вдоль восточного побережья Азии. В обеих системах муссонные ложбины являются районами сильных дождей. Вертикально над муссонной ложбиной в обеих системах располагается теплая тропосфера. В верхней тропосфере тибетская ячейка высокого давления летнего муссона имеет своим аналогом верхний антициклон зимнего муссона в западной части Тихого океана. Муссонная циркуляция верхней тропосферы включает два струйных потока: тропический восточный струйный поток на южном фланге тибетского антициклона около 10° с.ш. и на уровне 150 гПа летом и субтропический западный поток на северном фланге западно-тихоокеанского антициклона около 30° с.ш. и на уровне 200 гПа зимой.

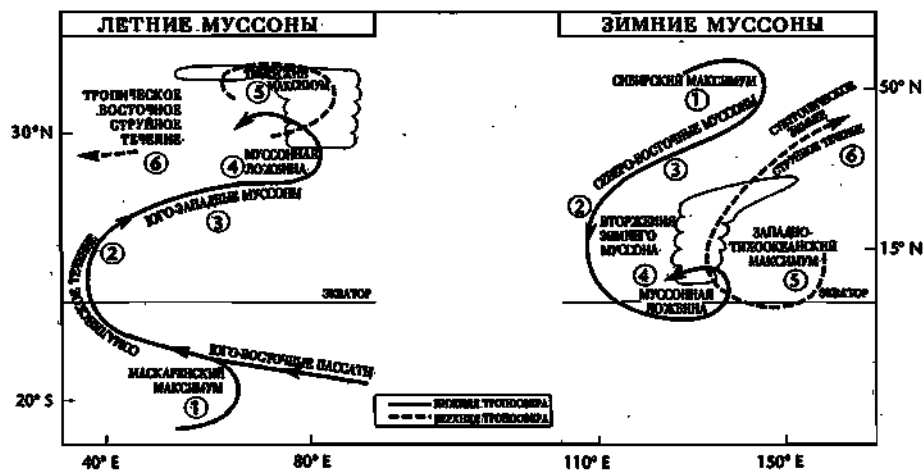


Рисунок 5.3 — Элементы летней и зимней муссонных систем (по Кришнамурти, 1990 г.)

Зимний муссон северного полушария простирается в южное полушарие, что наблюдается как австралийский летний муссон и часто упоминается, как австралийский северо-западный муссон (Das, 1986; McBride, 1984). Австралийский северо-западный муссон имеет много аналогичного с летним муссоном северного полушария. Он характеризуется муссонной экваториальной ложбиной в нижней тропосфере и сопровождается западными ветрами в низких широтах. Над этой ложбиной на уровне 200 гПа имеется антициклоническая система, аналогичная соответствующей системе летнего муссона северного полушария. Тропические части Северной Австралии получают значительную часть осадков в течение шестимесячного периода между ноябрем и апрелем.

Другим региональным компонентом глобальной муссонной циркуляции является западно-африканский муссон. В южной идущая против часовой стрелки циркуляция, связанная с антициклоном к югу от экватора, порождает морской юго-восточный ветер, который, пересекая экватор, приближается к западной части Африки как широкое юго-западное течение. Это — летний муссон.

С другой стороны, воздух из северного антициклона над Сахарой проходит вдоль южной Западной Африки в виде северо-восточных пассатов, которые обычно сухие и содержат много пыли. Это известно как харматан. Характерной чертой харматана является высокая повторяемость пылевой мглы при малом количестве осадков.

5.2.3 Энергетика подвижных тропических систем

Хорошо известно, что вне тропиков основным энергетическим источником для синоптических возмущений является доступная зональная потенциальная энергия, связанная с большими широтными градиентами температуры. Развитие синоптических возмущений происходит через преобразование потенциальной энергии в кинетическую. В тропиках наоборот, поскольку температурные градиенты весьма малы, накопление доступной потенциальной энергии является очень малым. Поэтому в тропиках, в особенности в экваториальных широтах, как представляется, высвобождение скрытого тепла оказывается первичным энергетическим источником для генерации и роста тропических синоптических возмущений. Наблюдения показывают, что большая часть этого высвобождения скрытого тепла в тропиках происходит в конвективных облачных системах, а не в ходе крупномасштабного вынужденного подъема. Затем эта энергия передается образованием синоптического масштаба посредством сильного взаимодействия между конвекцией с образованием кучевых облаков и крупномасштабными видами циркуляции, в которые входит циркуляция масштаба кучевой облачности. Крупномасштабное движение обеспечивает влагу для конвекции, а ячейки кучевой облачности выступают в роли крупномасштабного источника тепла. Из-за особого характера этой движущей силы, а также малой величины параметра Кориолиса, крупномасштабные подвижные экваториальные системы имеют определенные различные характерные черты, которые весьма отличны от характеристик среднеширотных систем (Holton, 1979). В то время как в средних широтах преобладает западный поток, увеличивающийся с высотой (бароклинная среда), тропики большей частью обладают баротропной средой. Холтон (1979 г.) на основе связанных с масштабом соображений показал, что в отсутствие конденсационного прогревания тропические движения, в которых вертикальный масштаб сравним с масштабом высоты атмосферы, должны быть баротропными. Такие возмущения не могут преобразовывать потенциальную энергию в кинетическую.

Механизм развития тропических возмущений можно изучать с помощью термодинамических уравнений. Согласно Холтону, приближенное уравнение термодинамической энергии для псевдоадиабатического процесса является следующим:

$$w \, d \ln \theta / dz = - (L_c / C_p T) \cdot (dq_s / dt),$$

где: w — вертикальная скорость, θ — потенциальная температура, L_c — скрытое тепло конденсации, C_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении, T — абсолютная температура и q_s — величина насыщения удельной влажности. Вышеуказанное уравнение требует, чтобы вертикальное движение было пропорциональным адиабатическому нагреванию. Поэтому максимум крупномасштабных вертикальных скоростей случается в зонах конвекции. В связи с непрерывностью, в зонах конвекции это влечет за собой конвергенцию на низких уровнях и дивергенцию на более высоких. При условии, что абсолютный вихрь скорости является положительным (отрицательным) в возмущениях северного (южного) полушария, циклоническая завихренность создается на низких уровнях, а антициклоническая — на высоких, согласно определенному дивергенцию члену упрощенного уравнения завихренности:

$$\partial \zeta / \partial t = - \nabla \cdot \nabla \zeta - \beta v - (\zeta + f) \nabla \cdot \mathbf{V}.$$

Затем процесс выравнивания массы-скорости будет приводить к конвекции ложбины низкого давления на более низких уровнях, и гребня высокого давления — на высоких.

5.2.4 Происхождение тропических возмущений

Некоторые тропические возмущения могут возникать как среднеширотные бароклинные волны, которые движутся в направлении к экватору и постепенно приобретают тропические характеристики. Однако большая часть тропических возмущений возникает в тропиках. Бароклинная неустойчивость, которая является основным механизмом развития во внетропических районах, не может объяснить формирование тропических возмущений в целом, поскольку источник доступной потенциальной энергии является очень слабым, за исключением некоторых отдельных районов, таких, как Северная Африка и Индийский субконтинент.

Имеется два возможных механизма возникновения тропических возмущений, которые были найдены приемлемыми:

- а) баротропная неустойчивость среднего потока, возникающая в связи с боковым сдвигом;
- б) условная неустойчивость второго рода (CISK), ассоциированная с упорядоченной конвекцией, которая существует благодаря конвергенции влаги в пограничном слое.

Комбинированная баротропно-бароклинная неустойчивость, как обнаружено, также действует в некоторых особых районах, где поток характеризуется как боковым, так и вертикальным сдвигами.

5.2.4.1 БАРОТРОПНАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ

В соответствии с анализом масштаба тропических подвижных систем, в отсутствие конденсации, вертикальные движения должны быть в тропиках небольшими. В первом приближении поток описывается уравнением баротропной завихренности:

$$d(\zeta + f)/dt = 0.$$

С помощью линеаризованного анализа возмущения, описанного вышеуказанным уравнением, где сделано допущение о том, что поток состоит из небольшого баротропного возмущения, наложенного на зональное течение, которое зависит только от широты, Холтон показал, что необходимое условие для баротропной неустойчивости заключается в том, что градиент абсолютной завихренности среднего течения должен исчезать где-то в регионе, т.е.:

$$\beta - d^2 \bar{U} / dy^2 = 0,$$

где $\bar{U}$ — средний поток, зависящий только от широты.

Таким образом, механизм баротропной неустойчивости работает в регионах, характеризующихся сильными боковыми сдвигами в потоке. Примерами двух таких характерных районов являются африканское среднетропосферное струйное течение

(650–700 гПа) и низкоуровневое струйное течение (850 гПа) над Аравийским морем в сезон юго-западного муссона. Развитие африканских волн рассматривается как связанное прежде всего с баротропной неустойчивостью, ассоциируемой со среднеуровневым струйным течением. Хотя баротропная неустойчивость обеспечивает удовлетворительно объяснимый механизм генерации африканских волн, а также может играть роль в других частях тропиков, необходимо отметить, что баротропно неустойчивые возмущения могут сохраняться только в том случае, если сдвиг среднезонального потока остается незначительным, с тем чтобы волны могли извлекать энергию из этого потока. Баротропная неустойчивость свойственна процессам развития только в тропиках. Механизм работает также и в среднеширотных струйных потоках, хотя в средних широтах бароклинная неустойчивость играет более важную роль.

5.2.4.2 Условная неустойчивость второго рода (CISK)

Как уже упоминалось ранее, высвобождение скрытого тепла конденсации при конвекции с образованием кучевых облаков является исходным источником энергии для поддержания конечно-амплитудных экваториальных волновых возмущений. Оно может быть высвобождено в условно неустойчивой насыщенной атмосфере при сверхвлажноадиабатическом вертикальном градиенте температуры ($\partial\theta_e/\partial z < 0$, где θ_e — эквивалентная потенциальная температура насыщенной атмосферы). Однако многочисленные теоретические исследования показали, что условная неустойчивость приводит к возникновению максимальных интенсификаций усиления движения в масштабах отдельных кучевых облаков. Поэтому обычная условная неустойчивость не может объяснить развития явлений синоптического масштаба. Более того, средняя тропическая атмосфера не является насыщенной даже в планетарном пограничном слое. Для получения положительной плывучести объем воздуха должен подвергнуться значительному вынужденному подъему. Чтобы вынужденный подъем произошел упорядоченно, должна обязательно существовать низкоуровневая конвергенция. Поэтому конвекция с образованием кучевых облаков и крупномасштабное движение должны взаимодействовать и поддерживать друг друга. Кучевая облачность дает тепло, необходимое для существования крупномасштабного возмущения, а крупномасштабное возмущение производит конвергенцию влаги, необходимой для развития конвекции с образованием кучевых облаков. Данный процесс взаимодействия между конвекцией с образованием кучевых облаков и крупномасштабным возмущением, если он приводит к неустойчивому росту крупномасштабного образования, известен как условная неустойчивость второго рода (CISK).

5.3 База данных наблюдений для анализа и прогнозирования в тропиках

Потребности в данных наблюдений для метеорологических анализов, прогнозов и предупреждений, осуществляемых с помощью ручных и автоматизированных процедур, удовлетворяются с помощью Глобальной системы наблюдений (ГСН) ВСП. ГСН является сложной системой, состоящей из наземной подсистемы, которая включает региональные основные синоптические сети приземных и аэрологических станций, другие сети наблюдений на суше и в море, а также метеорологические наблюдения с воздушных судов; и спутниковую подсистему, которая состоит из полярно-орбитальных и геостационарных метеорологических спутников. В настоящее время имеется около 10 000 станций, расположенных на суше, 7 000 судов и буев в море и 3 000 воздушных судов. В космической подсистеме имеется по крайней мере четыре полярно-орбитальных и пять геостационарных спутников. Общий объем данных, производимых всеми вышеперечисленными системами, составляет примерно восемь миллионов буквенно-цифровых символов ежедневно. Объемы этих данных наблюдений, как ожидается, к концу столетия достигнут 20 млн символов в сутки (WMO, 1987a). ГСН в тропиках, однако, страдает серьезными недостатками. В то время как здесь имеются естественные трудности из-за того, что большие части тропиков покрыты океанами, есть некоторые зоны, где уровень осуществления сети наблюдений является довольно плохим. Общий уровень осуществления программы приземных и аэрологических наблюдений составляет около 89 % для приземных наблюдений и 82 % для аэрологических, в то время как для Африки уровень осуществления составляет 77 % для приземных наблюдений, и только 48 % — для аэрологических. Кроме того, имеются существенные разрывы в регулярной передаче традиционных аэрологических наблюдений во многих частях мира, в особенности в Африке и в Латинской Америке. В этих случаях наблюдения не поступают в Глобальную систему телесвязи из-за местных проблем.

Имеющаяся на сегодняшний день база данных состоит из широкого разнообразия данных, поступающих из традиционных и нетрадиционных источников. Радиозонды/радиоветровые зонды являются единственными источниками традиционных данных, которые дают нам подробную и надежную трехмерную структуру атмосферы. Континенты в северном полушарии полностью охвачены, и поступление данных в общем является хорошим. Однако в тропиках охват является плохим, за исключением Центральной Америки, Карибского бассейна, Индии и Австралии. В большей части Африки и Южной Америки, а также практически полностью в океанических районах данные являются очень редкими. Хотя данные спутникового зондирования температуры (SATEM) нам доступны в большом количестве и обеспечивают хороший охват тропических океанов массовыми наблюдениями, их полезность в тропиках, как выяснилось, ограничена, поскольку качество данных SATEM является слишком низким (Heckley, 1990).

Данные наблюдений, которые обычно поступают для ручного и автоматизированного анализа, являются следующими:

- приземные наблюдения на наземных (SYNOP) и морских станциях (SHIP);
- дрейфующие буи (BUOY);
- радиозонды/радиоветровые зонды (TEMP/TEMP SHIP);
- зондирования ветра с помощью шаров-пилотов PILOT/PILOT SHIP;
- векторы движения облачности, полученные по спутниковым снимкам (SATOB);
- сводки с воздушных судов (AIREP, CODAR, ASDAR). Сеть станций, выпускающих сводки SYNOP и TEMP является менее плотной в тропиках, чем во внетропических районах северного полушария. Ситуация еще хуже в южном полушарии. Сводок AIREP очень мало для большей части тропического пояса. Имеется относительно хороший охват данными SATOB, но, к сожалению, они страдают неискоренимым недостатком, который заключается в том, что они имеются только для, самое большое, двух уровней. Однако сводки SATOB продолжают оставаться важным источником данных для анализа в тропических районах.

Помимо этих количественных наблюдений, наблюдениями качественного характера являются спутниковые изображения, которые особенно полезны при анализе для тропического пояса. Облачные образования, наблюдаемые на спутниковом снимке, исключительно полезны при определении характера тропических возмущений, формирующихся в океанических районах с редкими данными. Поскольку в большинстве случаев традиционные и даже нетрадиционные данные по таким районам полностью отсутствуют, то спутниковые изображения представляют первое свидетельство о развитии таких тропических возмущений, как тропические циклоны. Аналитики, занимающиеся тропическим поясом, должны также использовать искусственные данные или псевдонаблюдения, которые производятся в некоторых конкретных ситуациях для обнаружения возмущений в первичном анализе в автоматизированных системах ассимиляции данных для прогнозов ЧПП. При современных достижениях науки и техники появляются новые методики дистанционного зондирования, которые в большой степени повысят уровень ГСН в ходе следующего десятилетия, в особенности в контексте, связанном с тропиками. Спутники, как ожидается, будут предоставлять данные с разрешением 50 км. Оценка параметров ветра с помощью скаттерометров обеспечит данные по приземному ветру над океанами с горизонтальным разрешением 100 км (Anderson, *et al.*, 1987). Это будет хорошим источником данных над океанами. В целях увеличения пространственного и временного разрешения комплексной системы наблюдений, в новые системы наблюдений входит: сеть автоматических метеорологических станций, профилометры ветра, доплеровские радиолокаторы, автоматизированные системы передачи данных с борта воздушных судов, программа автоматизированных аэрологических наблюдений с борта судна (АСАП) и т.д. Автоматические станции будут снабжены микропроцессорами для контроля качества данных и их форматирования. На ГСН будут внедряться наземные методики дистанционного зондирования. Сюда войдут более совершенные системы радиолокаторов и связанные с ними методики, включая доплеровские радиолокаторы и радиолокаторы с горизонтальной поляризацией, радиолокаторы для получения вертикальных профилей и осадки. Ряд судов будет оборудован высокоавтоматизированными средствами аэрологического зондирования (АСАП). Простые дрейфующие буи, размещаемые вне основных судоходных маршрутов, будут поставлять важные измерения на уровне моря параметры из не охваченных данными районов океанов. Аэрологические данные о температуре и ветре на уровнях крейсерского полета будут представляться системой АСДАР. На спутниках будет установлено новое оборудование, такое, как радиолокационные альтиметры, микроволновые скаттерометры, радиолокаторы с синтезированной апертурой и т.д.

5.3.1 *Некоторые особые проблемы анализа для тропиков, связанные с данными наблюдений*

Приступая тропикам трудность возникает из-за характера изменчивости тропических потоков, плохих взаимосвязей в балансе масса-ветер и малых возмущений температуры. Климатологическая дисперсия потока гораздо меньше в тропиках, чем в средних широтах. Тропический поток характеризуется очень большими масштабами движения с периодами 30–40 суток. Также существуют мелкомасштабные кратковременные возмущения с периодами три–семь дней, которые происходят внутри крупномасштабных систем. Малая климатологическая дисперсия тропического потока влечет за собой такую ситуацию, когда ошибки наблюдений, которые могут быть сочтены небольшими во внетропических районах в тропиках, являются большими по отношению к климатологической дисперсии (Heckley, 1990). Это приводит к проблемам в процедурах контроля качества в системах ассимиляции данных для ЧПП. Кроме того, проблему осложняют краткосрочные прогнозы для тропиков, которые используются как первое приближение при объективном анализе и применяются для контроля наблюдений. Основная причина плохих краткосрочных прогнозов для тропиков и поэтому плохого поля первого приближения заключается в том факте, что диабатическое вынуждающее воздействие является преобладающим фактором в моделировании для тропиков. Эти процессы еще хорошо не поняты.

Систематические смещения в некоторых типах наблюдений, например в полях, полученных на основе спутниковых данных, также ставят конкретные проблемы в анализе для тропического пояса. Было продемонстрировано, что данные SATOB характеризуются смещением в направлении малых скоростей ветра (Heckley, 1990). Это было отнесено за счет того, что облака не просто адвектируются окружающим их потоком, существующим на уровне облачности, как это указывается Калбергом (1985 г.). Данные SATOB, будучи в наличии в больших количествах для тропиков, имеют преобладающее влияние на анализ, который имеет тенденцию к смещению, определяемому этими данными. Это в конечном счете влияет на прогнозы по моделям, которые могут сохранять это смещение в направлении малых скоростей ветра. Кроме того, модель может иметь свой собственное смещение (по отношению к начальному состоянию без смещения) в направлении малых скоростей ветра (климатический дрейф модели). Данное явление создает проблемы при контроле качества используемых для анализа отклонений, получаемых как наблюдение минус значение поля первого приближения. Данные SATOB могут показаться более точными для поля первого приближения, чем данные TEMP и AIREP, которые реально являются более точными.

Другая серьезная проблема — наблюдения влажности в тропиках, которые являются слишком неадекватными и не соответствуют пространственным изменениям в поле влажности. Анализ влажности является крайне важным в тропиках, поскольку диабатические процессы в тропических моделях являются очень чувствительными к исходному полю влажности. Важность диабатических процессов в тропическом моделировании подчеркивалась ранее. Наблюдения влажности играют жизненно важную роль для точного прогнозирования тропических возмущений. И напротив, наблюдения влажности являются менее важными во внетропических районах, где преобладает динамическое вынуждающее воздействие. В этом контексте приводится интересный пример (Bengtsson, 1985), когда в 1980 г. модель ЕЦСПП оперативно эксплуатировалась в течение нескольких месяцев с ошибкой программирования, в результате чего наблюдения влажности не использовались. Это не было замечено, так как модель была способна генерировать свое собственное поле влажности и производить реалистичные прогнозы осадков.

Нерепрезентативность наблюдений является другим источником ошибок. Это возникает из-за того, что системы анализа и прогноза не имеют возможности представить определенные реальные атмосферные явления. Это может быть либо из-за недостатков при составлении моделей, либо из-за разрешения модели. Например, радиозондовые измерения могут быть довольно точными. Однако наблюдение может содержать те масштабы атмосферного движения, которые прогностическая модель или человек-аналитик не в состоянии определить. Таким образом, наблюдения, хотя и в высшей степени точные, могут быть нерепрезентативными. Ошибка, отнесенная за счет каждого наблюдения (ошибка наблюдения), должна также приниматься во внимание. Данный аспект является важным для определения коэффициентов ошибок для оптимального интерполяционного анализа. Такие оценки ошибок большей частью основаны на опыте и исследованиях, связанных с ассимиляцией, и в некоторой степени — на догадке.

5.4 Тропические волновые возмущения

Время от времени делались открытия нескольких новых типов возмущений в тропиках. В контексте кратко-, средне- и долгосрочного прогнозирования требуется общее понимание характера этих возмущений. Волновые возмущения впервые были признаны в 1940-е годы, вскоре после того, как аэрологические наблюдения стали поступать из тропических океанов. Систематические исследования тропических возмущений начались в 1960-е годы с осуществления сети аэрологических зондирований в западной и центральной части Тихого океана. Запущенные в 1960-е годы полярно-орбитальные и геостационарные спутники внесли небольшой вклад в понимание систем тропической циркуляции. Наше понимание структур и эволюции образований синоптического масштаба было в немалой степени расширено после запуска 6 декабря 1966 г. первого геосинхронного спутника. Данные с геосинхронного спутника вместе с данными об уходящей длинноволновой радиации (УДР) обеспечили всеохватывающую картину синоптических облачных скоплений. Карсон (1969а, б) провел первое подробное исследование африканских волн, распространяющихся в западном направлении через Западную Африку и тропическую часть Тихого океана. Атлантический тропический эксперимент ПИГАП (АТЭП), проведенный в 1974 г., обеспечил изобилие наблюдений, полезное для исследования этих возмущений.

В своем обзоре равнин синоптических исследований тропических возмущений Риль (1954 г.) описал два типа волн, распространяющихся в западном направлении. Одна волна — в нижней тропосфере с длиной 1 500–2 000 км и другая в верхней тропосфере с длиной волны 3 000–5 000 км. Обе имеют фазовую скорость около 6° по долготе в сутки, что дает частоту троечутьеро суток для низкоуровневых волн и около семи суток для волн верхнего уровня. Риль уделил особое внимание низкоуровневым волнам, которые, как он полагал, в большей степени определяют ежедневные изменения погоды над обширными районами тропических океанов. Поскольку они принимают форму волнообразных движений в преобладающем потоке восточного направления, Риль упоминал их как волны в восточных ветрах или восточные волны. Он заметил, что в типичной восточной волне интервал резких нарушений погоды, определяемый увеличением ливневой активности, понижениями температурами у поверхности и в нижней тропосфере, соответствует прохождению ложбины волны и продолжается около суток, совпадая с периодом южных ветров (северное полушарие) и подъемом атмосферного давления. Указывая на гидростатическое влияние холодных температур к востоку от волновой ложбины, Риль утверждал, что в нижней тропосфере, согласно наблюдениям, ось волны должна отклоняться на восток с высотой.

Восточные волны впервые наблюдались в Карибском районе между 15° и 20° с.ш. (Riehl, 1945). В анализах Рили волны отмечаются с максимумом интенсивности в зоне экваториальной ложбины между 5° и 10° с.ш. Они обычно не выходят за экватор или в субтропики. Как предполагается, волны должны усиливаться по мере продвижения на запад. В независимом исследовании тихоокеанских возмущений Палмер (1952 г.) постулировал волновую модель, основанную на наблюдениях, проведенных в конце 1940-х годов в зоне Маршалловых островов в центральной части Тихого океана при испытаниях атомного оружия в этом регионе. Его модель была в основном аналогичной модели восточных волн, за исключением того, что она дает максимум амплитуды волны на экваторе. Поэтому она стала известна как экваториальная волновая модель. Экваториальная волновая модель Палмера имеет типичную длину волны 15° по долготе и среднюю скорость распространения на запад 10–15 узлов. Эти волны считались характерными для центральной части Тихого океана между 160° в.д. и 150° з.д.

Ранние исследования волновых моделей очевидно страдают от многих ограничений, связанных со следующими факторами:

- а) разреженность данных — пространство между станциями слишком большое, чтобы дать представление о волнах;
- б) расположение станций ограничено по долготе, чтобы обнаружить какие-либо длинноволновые возмущения, которые могли бы присутствовать;
- в) неадекватность теоретической структуры для объяснения наблюдаемого поведения возмущений;
- г) основанный на изучении отдельных случаев подход к синоптическому анализу, являющийся слишком длительным по времени, чтобы позволить обширные обследования волновой деятельности, необходимые для получения значащей статистики вклада волн в общую циркуляцию.

Данные трудности были большей частью преодолены с появлением спутниковых изображений, проведением теоретических исследований и специальных программ наблюдений, например эксперименты на островах Лайн и т.д. В качестве альтернативы подходу в виде исследований конкретных случаев при обработке редких данных по тропическому поясу, был принят анализ спектра мощности, который зарекомендовал себя как очень сильный инструмент и помог в определении нескольких типов волн в тропосфере и стратосфере. На основе спектрального и взаимного спектрального анализа временных рядов данных по станциям в тропической части Тихого океана были проведены различные исследования. Обзор выводов, полученных в результате этих исследований, содержится в работе Уоллеса (1971 г.). Характерными чертами, выделенными в результате этих исследований, являются следующие:

- а) меридиональный компонент ветра в нижней тропосфере показывает повторяющуюся тенденцию возникновения спектральных пиков в диапазоне четырех-пяти суток. Это находится в тесном согласии с синоптическим подтверждением существования таких волн, полученным в исследовании Рили;
- б) имеется некоторая поддержка выводов Рили по поводу того, что волны верхней тропосферы имеют преобладающий период порядка недели;
- в) имеется большое количество кинетической энергии, связанной с возмущениями, имеющими период $\gg 10$ дней. Это в особенности справедливо в отношении зонального компонента.

Основные характеристики тропических волновых возмущений, выведенные с помощью анализа спектра мощности в регионе Тихого океана, описываются в следующих подразделах, и основаны на работах Уоллеса (1969, 1971 гг.) и Холтона (1979 г.).

5.4.1 Основные характеристики тропических волновых возмущений

5.4.1.1 Крупномасштабные (синоптические) волны с периодом четыре-пять суток в нижней и средней тропосфере

Эти волны имеют следующие отличительные черты:

- а) меридиональный компонент ветра в нижней тропосфере имеет тенденцию к наличию спектральных пиков в диапазоне четыре-пять суток и является наиболее известным на экваториальных станциях;
- б) максимальная амплитуда меридионального компонента u и вертикальной скорости w встречается на широте $5-10^\circ$, что соответствует положению ВЗК;
- в) эти волны распространяются в западном направлении со скоростью, слегка превышающей скорость среднего восточного потока;
- г) волны имеют длину по долготе порядка 3 000 км, указывающую фазовое распространение со скоростью 8 мс^{-1} ;
- е) эти волны ограничиваются нижней и средней тропосферой.

В то время, когда эти волны являются активными, они производят флюктуации в поле относительной влажности при пиковых значениях, случающихся к востоку или вблизи линии ложбины в поле линий тока. Таким образом, во многих отношениях эти возмущения похожи на классическую модель восточной волны.

Существование волновых возмущений с длиной волны 3 000–4 000 км, со скоростью распространения $8-10 \text{ мс}^{-1}$ и с периодом 4–5 суток в ВЗК были также позже открыты Чангом (1970 г.) посредством анализа разрезов по времени-долготе, полученных с помощью ежедневных спутниковых снимков (см. раздел 5.2.1).

Некоторые доказательства существования четырех- пятисуточных волн внутри более длинных волн — 8 000–10 000 км, — предложены Яни и Мураками (1970 г.). Они показали, что когда те станции, которые лежат в пределах нескольких градусов от экватора, рассматриваются отдельно, то расчетная длина волны четырех-пятисуточных возмущений в нижней тропосфере имеет порядок 8 000–10 000 км. Это привело их к предположению, что это может быть низкочастотным отражением смешанных гравитационных волн Россби верхней тропосферы, что описывается ниже.

5.4.1.2 Волны планетарного масштаба в приземном давлении с периодом четыре-пять суток

Также имеется подтверждение существования на экваторе колебаний приземного давления планетарного масштаба с амплитудой порядка 1 гПа в частотном диапазоне четыре-пять суток (Wallace and Chang, 1969; Brier and Simpson, 1969). Это колебание приземного давления, очевидно, связано с распространением западным направлением волн, главный компонент которых имеет горизонтальный масштаб зонального волнового числа 1. Откуда следует, что фазовая скорость составляет 100 мс^{-1} . Амплитуда, как предполагается, будет медленно увеличиваться с широтой. Уоллес и Чанг предположили, что это может быть проявлением обратных планетарных волн средних широт, наблюдаемых в тропическом поясе. Их возможная связь с флюктуациями ветра и осадков еще не исследована (Wallace, 1971).

5.4.1.3 Экваториальные волны планетарного масштаба в верхней тропосфере и нижней стратосфере

5.4.1.3.1 Смешанные волны — волны Россби и гравитационные волны (РГ-волны)

Флюктуации меридионального компонента ветра с периодами четыре-пять суток и с зональными длинами волн порядка 10 000 км на стратосферных уровнях были впервые отмечены Яни и Марумой (1966 г.). Впоследствии они также открыли флюктуации зонального компонента ветра и температуры. Подробный анализ этих волн привел Маруму (1967 г.) к предположению, что они могут быть РГ-волнами, называемыми так, поскольку волны этих типов ведут себя как гравитационная волна при малых зональных волновых числах и как квазигеострофическая волна Россби при больших зональных волновых числах. Эти волны также упоминаются как волны Яни или волны Яни и Марумы. Основные характеристики этих волн резюмируются ниже:

- а) в нижней стратосфере горизонтальные длины волн имеют порядок 10 000 км (зональное волновое число 4), а вертикальные длины волн имеют порядок шестидесяти километров. Волны имеют периоды четыре-пять суток;
- б) горизонтальное распределение описывается РГ-режимом, как это показано на рисунке 5.4. Колебание компонента u имеет максимальную амплитуду на экваторе, в то время как колебания параметров w , T и Φ имеют максимальные амплитуды вблизи $5-10^\circ$ широты и затухают на экваторе;

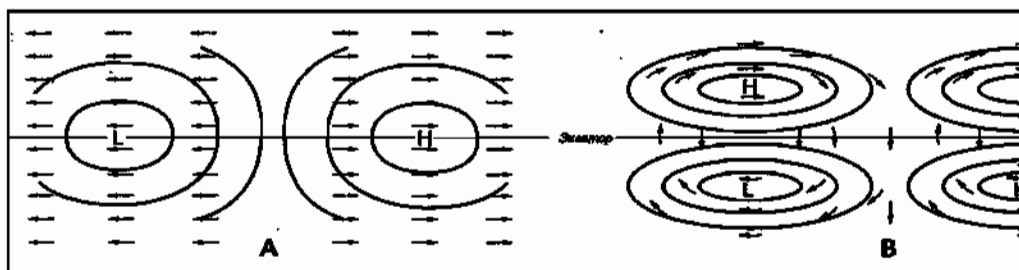


Рисунок 5.4 — Распределение скорости и давления в горизонтальной плоскости для А) волн Кельвина; и Б) РГ-волн (из работы Холтона, 1979 г.)

- в) амплитуда флюктуаций зонального меридионального компонента ветра имеет порядок $2-3 \text{ мс}^{-1}$. Распространение в западном направлении, с горизонтальной скоростью около 20 мс^{-1} (Holton, 1979)
- г) имеется сильное вертикальное фазовое распространение вверх в нижней тропосфере и вниз, на уровне тропопавзы и выше. Направленное вниз фазовое распространение влечет за собой то, что эти волны несут

волновую энергию вверх и что они являются вынужденными за счет воздействия снизу. Поэтому эти волны должны зарождаться в тропосфере. В отличие от других типов возмущений, эта волна простирается до стратосферных уровней, где она вызывает сильный, направленный вверх поток восточного момента движения и волновой энергии. (Yanai and Hayashi, 1969);

- e) наблюдаемые фазовые взаимосвязи между различными параметрами являются такими, что по мере распространения волны вектор ветра в любой заданной точке в северном полушарии вращается по часовой стрелке, а максимальная температура случается во время максимума южного ветра. Обратная картина справедлива для любой точки в южном полушарии;
- ф) волны имеют распределение давления и зональной скорости, которое является асимметричным относительно экватора, и распределение меридиональной скорости, которое является симметричным. Волны, как представляется, имеют значительную амплитуду только в пределах 20° от экватора. Этот режим наиболее легко определить в меридиональном компоненте ветра, поскольку колебания u имеют максимальную амплитуду на экваторе.

Исследования волн*, задерживаемых на экваторе на уровне 200 гПа, и их связь с меридиональным волновым энергетическим потоком и облачной активностью, которые проводились на данных 1967 и 1972 гг. (Zangvil and Yanai, 1981; Lu and Yanai, 1984), установили связь между РГ-волнами верхней тропосферы и облачной активностью в ВЭП. Зангвил и Янай обнаружили, что основная облачная активность вдоль максимума температуры поверхности моря в тропиках, как представляется, модулируется в пространственном и временном масштабе РГ-волнами. На основе анализа для летних периодов 1967 и 1972 гг. взаимной спектральной плотности между спутниковыми данными по яркости облачности и дивергенцией на уровне 200 гПа для движущихся на запад волн на 5° с.ш., Лю и Янай обнаружили в 1967 г. значительную взаимную спектральную плотность между яркостью и дивергенцией за период около 5 суток и с волновым числом 4 (соответствующим РГ-волнам), в то время как в 1972 г. такого пика в этих масштабах не было. 1967 и 1972 гг. были двумя годами с сильно контрастирующими хорошими и плохими муссонами соответственно. Они пришли к предположению, что данное явление может быть объяснено тем фактом, что конвекция с образованием кучевых облаков отвечает на дивергенцию в верхней стратосфере, связанную с РГ-волнами, и участвует в энергетическом цикле волн через тепло конденсации.

Лю и Янай (1984 г.) также пришли к выводу о том, что задерживаемые в районе экватора волны нижней стратосферы возникают из образований, имеющих в верхней тропосфере, и что эти образования, движущиеся на запад, связаны с меридиональной конвергенцией потока волновой энергии. Последнее также даёт твердые основания предполагать, что эти волны, движущиеся в западном направлении, возбуждаются работой давления, связанной со среднеширотными возмущениями, т.е. с боковым вынуждающим воздействием. Ранее в аналогичном выводе Зангвил и Янай (1980 г.) также предположили, что имеется ярко выраженный поток волновой энергии, направленный к экватору и сопровождающий идущие на запад волны с зональным волновым числом 4, с периодом, лежащим в диапазоне пяти суток.

5.4.1.3.2 Волны Кельвина

Вскоре после открытия колебаний в диапазоне четыре-пять суток, Уоллес и Куски (1968 г.) отметили в зональном ветре большие колебания с периодом 10–15 суток. Не было никаких подтверждений каких-то соответствующих флюктуаций в меридиональном компоненте ветра. Это атмосферная волна Кельвина, называемая так из-за ее сходства с гравитационной волной на мелководье, которая проходит вдоль береговой границы и не имеет компонента скорости, перпендикулярного к границе. В случае атмосферы экватор играет ту же самую роль, что и береговая линия (Lindzen and Holton, 1968). Холтон (1979 г.) предположил, что волны Кельвина имеют период порядка 12–20 суток и появляются прежде всего с зональным волновым числом 1 (это означает, что одна длина волны перекрывает 360° по долготе). Ниже следуют некоторые из основных характеристик волн Кельвина:

- a) горизонтальная длина волны 20 000 км (зональное волновое число 1); вертикальная длина волны: шесть км; период: 12–20 суток; фазовое распространение: на восток и вниз. Соответствующие фазовые скорости этих волн по отношению к подстилающей поверхности имеют порядок 30 мс^{-1} ;
- b) амплитуда флюктуаций в зональном компоненте ветра составляет $8\text{--}12 \text{ мс}^{-1}$; флюктуаций в меридиональном компоненте ветра нет;
- c) волны вызывают различные флюктуации температуры. Самые высокие температуры опережают максимум западных ветров на $1/4$ цикла;
- d) волна Кельвина имеет распределение давления и зональной скорости, которое является симметричным относительно экватора;
- e) амплитуда волны больше на экваторе и ослабляется примерно до половины максимального значения на 10° широты. Волны имеют значащую амплитуду только в пределах 20° по обе стороны экватора.

В некоторых из более поздних исследований, проведенных с помощью наблюдений и моделирования, также указывалось существование экваториальных волн (Кельвина и РГ-волн) с большими периодами. На основе спектрального анализа данных ИП В ПГЭП Марума (1982 г.) обнаружил преобладающий пик в периоде 36 суток для движущейся на восток волны в зональном компоненте ветра и геопотенциала на уровне 200 гПа с волновым числом 1. Колебания двух параметров почти совпадают по фазе, что является указанием на существование волны Кельвина. С помощью анализа аэрологических данных некоторых тропических станций Паркер (1973 г.) обнаружил волны Кельвина в слое, лежащем вблизи тропопавзы. Период волны лежит в диапазоне 25–45 суток.

* Волны планетарного масштаба, как правило, задерживаются (т.е. они не могут передать энергию в вертикальном направлении), если частота волны не больше частоты Корнелиса. В средних широтах волны с периодом порядка нескольких дней, как правило, не способны значительно вторгаться в стратосферу. Однако, по мере приближения к экватору, частота Корнелиса позволяет этим волнам не подвергаться задержке и распространяться в вертикальном направлении (Holton, 1979).

В настоящее время представляется, что как волны Кельвина, так и РГ-волны возбуждаются колебаниями в крупномасштабной системе конвективного нагрева в экваториальной тропосфере. Данный аспект также был изучен с помощью исследований на моделях. В своем первом проведенном исследовании Лау и Пен (1987 г.) предложили возбуждение задерживаемых на экваторе волн над теплыми океанами, где конвекция с образованием кучевых облаков, реализуемая через хорошо известный механизм CISK, обеспечивает положительную обратную связь. Экваториальный источник тепла возбуждает распространение волны Кельвина к востоку от него, а РГ-волны — к западу. Движущаяся волна Кельвина, порожденная воздействием CISK, максимально нагревается вдоль экватора, в то время как РГ-волна максимально нагревается около приблизительно 12° с.ш. Над экваториальными частями Индийского и Тихого океанов теплая поверхность моря вносит свой вклад в поддержание волн Кельвина.

Хотя эти волны не содержат значительного количества энергии в сравнении с типичными тропическими возмущениями, они являются возмущениями, преобладающими в экваториальной стратосфере, и посредством вертикального переноса энергии и момента движения играют критическую роль в общей циркуляции атмосферы (Holton, 1979).

5.4.1.4 Низкочастотные колебания тропической атмосферы с периодом 30–50 суток

О квазипериодических изменениях тропических ветров и приземного давления с периодом 40–50 суток впервые сообщили Мадден и Джулиан (1971, 1972 гг.), при этом они использовали непрерывный десятилетний ряд ежесуточных данных радиозондирования на острове Кантон. Авторы обнаружили амплитуды порядка 5 мс^{-1} в зональном ветре и $0,7 \text{ гПа}$ в приземном давлении. Зональный ветер проявлял фазовые флуктуации на уровнях 850 и 200 гПа с узлом в слое 700–400 гПа. Положительные аномалии приземного давления сопровождались положительными аномалиями зонального ветра на низких уровнях и отрицательными аномалиями температуры по всей толще тропосферы. Они обнаружили, что колебание является явлением глобального масштаба, которое оказывает большое влияние на тропическую тропосферу. Мадден и Джулиан (1972 г.) описали колебание как возмущение, движущееся к полюсу и на восток с зональным волновым числом 1, которое, как представляется, модулирует конвекцию в тропической части Тихого океана. Это возмущение также упоминается как колебание Маддена-Джулиана.

Колебание с периодом 30–50 суток широко исследовалось в связи с азиатским летним муссоном. Важность данного колебания в этом контексте была впервые особо подчеркнута Ясуури (1981 г.), который отметил зонально ориентированные линии облаков, которые проходят в меридиональном направлении от экваториальных широт к Гималаям. Кришнамурти и Субрахманьян (1982 г.) определили различные системы движения в этих временных масштабах. Как было показано, на поверхности 850 гПа появляется последовательность зонально ориентированных ложбин и гребней, с почти установившимся меридиональным распространением. Меридиональный масштаб этой системы составляет порядка 3 000 км, а меридиональная фазовая скорость — приблизительно 1° широты в сутки. Ложбины ассоциировались с восходящими движениями и облачностью, в то время как гребни в значительной степени были свободны от облачности. Установление, выхождение в активной фазе и разрушение муссона, как представляется, должно быть связано с прохождением этих низкочастотных систем. Движущиеся в меридиональном направлении ложбины и гребни имеют тенденцию формироваться около экватора, усиливаться по мере достижения приблизительно 10° с.ш. и, наконец, разрушаться по мере приближения к Гималаям (Krishnamurti, 1990).

В глобальной перспективе Кришнамурти и Баджил (1985 г.), Кришнамурти и др. (1985 г.) и Лоренц (1984 г.) изучили различные аспекты 30–50-суточных колебаний земной атмосферы за период, охваченный Первым глобальным экспериментом (ПГЭП). Кришнамурти и Баджил обнаружили, что вблизи уровня 200 гПа амплитуда колебаний 30–50-суточного временного масштаба не только преобладала над регионом летнего муссона, но также в более высоких широтах около 50° северной и южной широты. Колебания ветра во временном масштабе 30–50 суток заметны над районами муссона так же, как над средними широтами. Процентная дисперсия по данному временному масштабу (по отношению ко всем другим временным масштабам) над средними широтами является довольно небольшой в сравнении с тропиками. Тропические колебания в этом временном масштабе, как представляется, более сильно связаны с тропической конвекцией.

Основной вывод по поводу временного масштаба 30–50 суток, относящегося к муссону, — дивергентные движения планетарного масштаба. С использованием эмпирических ортогональных функций для представления временного поведения дивергентного ветра, Лоренц (1984 г.) определил волну планетарного масштаба (преимущественно с зональным волновым числом 1), которая проходит с запада на восток приблизительно за 30–50 суток. Он также отметил, что эта волна может быть определена почти на протяжении всего года. Кришнамурти и др. (1985 г.) дополнительно исследовали данное явление с помощью потенциального поля скорости на уровне 200 гПа и обнаружили, что почти в течение всего года волны с периодом 30–50 суток (при максимальной амплитуде вокруг зонального волнового числа 1) с регулярностью распространяются на восток. Гипотеза по поводу этого колебания была выдвинута Андерсоном (1984 г.) и заключается в том, что это последствие модуляции конвекции в пределах ячейки циркуляции Баддея. 40–50-суточный период приблизительно соответствует времени, необходимому для того, чтобы частица воздуха завершила полный цикл в пределах ячейки Баддея.

5.4.1.5 Волны межсезонного временного масштаба: квазидвухлетняя осцилляция

Абсолютно новая характеристика тропической изменчивости — стратосферная квазидвухлетняя осцилляция (КО) — была открыта в начале 1960-х годов Ридом (1960). Объяснение этому явлению было предоставлено несколькими годами позже Линдzenом и Холтоном (Lindzen, 1968). КО, также известное как 26-месячное колебание, относится к колебаниям в режиме зонального ветра экваториальной стратосферы, где восточный и западный режимы ветра чередуются с квазидвухлетней периодичностью.

Отмечены следующие характеристики КО:

- а) зонально-симметричные режимы восточного и западного ветров регулярно сменяются с периодом, варьирующимся от примерно 24 до 30 месяцев;
- б) приходящие на смену режимы прежде всего появляются на высотах более 30 км и распространяются вниз со скоростью один километр в месяц;

- с) распространение вниз происходит без потери амплитуды между 30 и 23 км, но амплитуда быстро ослабляется ниже 23 км;
- д) колебание является симметричным относительно экватора с максимумом амплитуды около 20 мс^{-1} , которая уменьшается наполовину около 12° широты;
- е) амплитуда снижается с увеличением широты и становится очень маленькой около 30° широты (Holton, 1979).

5.4.2 Холодные вторжения азиатского зимнего муссона

В течение зимы северного полушария сильное охлаждение поверхности и формирование интенсивного антициклона (сибирский антициклон) над азиатским континентом, наряду с теплой океанической поверхностью и активной конвекцией над экваториальным морским континентом (Ramage, 1971), создают интенсивную циркуляционную систему — северный зимний муссон. В нижней тропосфере северо-восточный поток от сибирского антициклона проникает на юг в околоэкваториальные ложбины, что ведет к усиленной конвекции. В верхней тропосфере сильный дивергентный отток возникает над Южно-Китайским морем (Krishnamurti, et al., 1973). Часть дивергентного потока затухает на обширном пространстве над Азией с центром максимальной конвергенции над северным Китаем и частично простирается вдоль экватора в обоих направлениях, формируя восточно-западную циркуляцию (Chang and Lau, 1980). Большая часть сильных дождей над океанами обязана тропической депрессии, развивающейся в приэкваториальной ложбине нижней тропосферы. Приземный северо-восточный поток имеет очень ярко выраженную флюктуацию, называемую холодным вторжением, которое, как правило, ассоциируется со среднеширотными синоптическими системами. После прохождения холодного фронта над Китаем, сибирская система высокого давления усиливается, а дивергентный отток воздуха создает сильный приземный северо-восточный поток в каждом направлении, и выходящее течение может распространиться вплоть до экватора (Chang and Lau, 1980; Ramage, 1971).

Несмотря на тот факт, что сильные тропические штормы являются исключительно редкими над Малайзией, Индонезией и Южно-Китайским морем, здесь случаются значительные колебания погоды. Сухие периоды могут часто продолжаться 10–20 дней, в то время как сумма осадков 20–50 см за 24 часа, связанных с тропической депрессией, не является редкой. В течение сухого периода тропические депрессии из центральной части Тихого океана не перемещаются в западном направлении. Холодные вторжения, как правило, ослабевают и не распространяются на Южно-Китайское море. Часто случается, что в течение активного муссонного периода, когда также имеется сильное холодное вторжение с севера, конвективная деятельность, связанная с тропической депрессией, весьма усиливается (Cheang and Krishnamurti, 1980 г.).

Тогда как холодные вторжения являются наиболее заметными явлениями в течение зимнего муссона, которым уделяется значительное внимание, ослабление холодных вторжений и тропической конвекции между сухими периодами и периодом активного муссона также играет важную роль в муссонной циркуляции. Наблюдавшиеся холодные вторжения демонстрируют флюктуации в синоптических масштабах времени в диапазоне трех–пяти суток, так же как и в диапазоне 10–20 суток. Пен (1984 г.) с помощью анализа спектра мощности по данным уровня III В ПГЭП сделал вывод о том, что 10–20-суточная цикличность является доминирующей при фильтрации нижних частот поля тошноты 500–1 000 гПа. Пен заметил, что медленно изменяющаяся цикличность холодных вторжений прямо связана с нижнетропосферным термическим градиентом по линии север-юг между азиатским континентом и Южно-Китайским морем. Когда этот термический градиент над Сибирью и северным Китаем усиливается и увеличивается барического градиента достигают Южно-Китайского моря, то имеющийся на низких уровнях холодный воздух вторгается на юг в центральный и южный Китай, и субтропическое струйное течение усиливается, а экваториальный отток воздуха в верхней тропосфере становится более интенсивным, возможно, в связи с увеличением в тропиках конвективной деятельности. В то время как большая часть изменений происходит почти одновременно, обратный поток локальной циркуляции Бадлера, идущий из тропиков, задерживает охлаждение на несколько дней (Pan, 1984). Когда термический градиент север-юг в нижней тропосфере становится меньше, сибирская система высокого давления ослабевает, а интенсивность тропического струйного течения уменьшается. Цзай и Ванг (1981 г.) показали, что непосредственно перед сильным вторжением в направлении экватора и после него кинетическая энергия зональных волновых чисел 3 и 6 имеет большие вариации между $30\text{--}70^\circ$ с.ш. В течение около двух-трех суток перед вторжением кинетическая энергия волнового числа 3 сильно возрастает в поясе широты $50\text{--}70^\circ$ с.ш. Кинетическая энергия с волновым числом 6 очень сильно возрастает между $30\text{--}50^\circ$ с.ш. за один-два суток перед вторжением. Юнг и Хичман (1982 г.) исследовали вопрос о наличии распространения более длинных среднеширотных волн перед сильными вторжениями в направлении на восток (передвигающимися над Кореей). Они определили быстро движущуюся последовательность волн над Атлантическим океаном за примерно восемь суток перед вторжением, передвигающуюся в направлении района вторжения. Шаффер и др. (1984 г.) исследовали роль среднеширотного длинноволнового вынуждающего воздействия на проникающие экваториальные вторжения. Они наблюдали, что за три-пять суток до вторжения одна или более среднеширотных длинных волн усиливаются с такой фазой, что северный компонент потока проходит над Гималайскими горами и Тибетскими возвышенностями. Эта интенсификация длинных волн, благодаря сохранению потенциальной завихренности, вызывает вынужденное усиление ранее существующей волны или генезис более короткой ответной волны (нагонная волна) на подветренном склоне Гималаев. Эта ответная волна оказывает идеальную динамическую поддержку интенсификации/иницированию холодного вторжения. Углубляющаяся ложбина на подветренном склоне усиливает горизонтальную конвергенцию на высоких уровнях и динамически интенсифицирует квазистационарный приземный антициклон в северной части центрального Китая. В то же самое время, усиливающаяся нагонная волна обеспечивает поддержку циклогенеза на верхнем уровне над западной частью Тихого океана. Таким образом, идеальная динамическая реакция на усиливающуюся нагонную волну может сильно интенсифицировать градиент приземного давления вдоль Китайского побережья и дать в результате вторжение холодного воздуха.

5.5 Тропические синоптические модели

Структура синоптических возмущений в большой степени зависит от структуры основного течения в различных районах тропиков. Структуры основного течения являются очень непохожими в различных частях тропиков (Palmen and Newton, 1969). Риль (1950 г.) наблюдал, что этот факт отражается более разнообразно на характере синоптических

возмущений в тропиках, чем в более высоких широтах. Согласно Рилью, любой из четырех типов вертикальных профилей ветра (рисунок 5.5) обнаруживается в различных регионах тропиков в различные моменты времени. Зимой над большей частью региона пассатов циркуляция характеризуется низкоуровневыми восточными ветрами, над которыми имеются западные ветры на более высоких уровнях (кривая *c*). Летом средняя бароклинность в регионе пассатов слабее, при этом профиль *a* или *b* наблюдается в пассатах в зависимости от того, направлен меридиональный градиент температуры к экватору или к полюсу в различных местах и в различные моменты времени. Профиль *d* характеризует регион, подверженный муссонам.

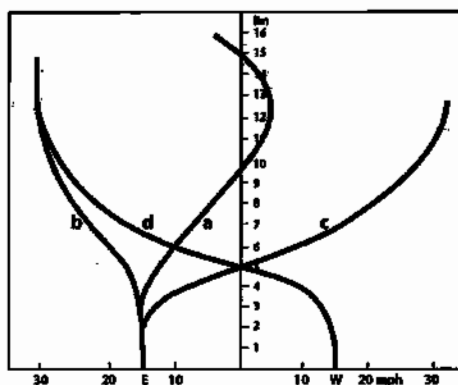


Рисунок 5.5 — Схематическое представление типов вертикальных профилей зonalного ветра в низких широтах (по Рилью, 1950 г., как это представлено в работе Палмена и Ньютона, 1969 г.)

Из-за заметных вариаций в структуре основных течений в тропиках в различных регионах имеется большое разнообразие тропических возмущений. В нескольких районах тропиков обычно имеются основные логотропообразующие системы, которые связаны с волновыми возмущениями синоптического масштаба. Тропическая часть Атлантического океана, Центральная Африка, восточная и западная части Тихого океана известны в связи с максимальной частотой развития этих волн. Эти волны случаются в восточных пассатах тропиков и известны как восточные волны. Виды возмущений изменяются в зависимости от географического положения и сезона, большей частью в соответствии с региональной структурой основного течения. Например, восточные волны согласно Рилью, развиваются только тогда, когда толщина восточного лотка составляет по крайней мере шесть-восемь километров. По тем или иным причинам они являются широко распространенными в субтропических широтах только летом, а в особых случаях, на широтах, как правило, западнее от субтропических зон высокого давления, в западной Атлантике и в средней части Тихого океана, а также, главным образом, в северном полушарии (Palmen and Newton, 1969). Первое исследование восточных волн провел Риль в Карибском бассейне и представил классическую модель этих волн. Эти низкоуровневые тропические волновые возмущения, включенные в восточные пассаты, развиваются во многих частях тропических регионов. Такие возмущения первоначально формируются как пертурбации со слабыми амплитудами, а по мере прохождения в западном направлении постепенно интенсифицируются в упорядоченные виды циркуляции волнового типа. Некоторые из этих волн становятся прародителями тропических депрессий и циклонов в Атлантике и в Тихом океане. Однако не все волны имеют идеальную, по Рилью, структуру типа восточной волны. Их структурные характеристики: длина волны, амплитуда, скорость движения и частота, различаются от региона к региону. На структуру оказывает влияние основная окружающая среда. Например, в структуре волн в Тихом океане происходит систематическое изменение по мере того как они передвигаются на запад. Ось волны, которая в восточном секторе отклоняется на восток с высотой, становится вертикальной в центральном регионе и приобретает обратный наклон в западном. Это изменение структуры волны, как предполагается, вызвано изменением вертикального сдвига основного течения с высотой (Cadet, 1990).

Многие волны в низкоуровневых восточных ветрах являются отражениями циклонов на верхних уровнях. Волна может достичь максимальной амплитуды в нижней или средней тропосфере либо может стать отражением верхнетропосферных образований (холодная область низкого давления либо экваториальное продолжение среднеширотной ложбины).

Важность восточных волн, в особенности в связи с прогнозированием тропических циклонов, была впервые выявлена Даном (1940 г.), который наблюдал серию падений и роста давления (изаллобарические центры), движущуюся с востока на запад над островами Карибского моря (Dunn and Miller, 1964). Однако при более поздних исследованиях среди метеорологов, занимающихся тропиками, возникла значительная полемика по поводу восточных волн в связи с их важностью в развитии тропических штормов (циклонов). Арнольд (1966 г.), Фег (1966 г.) и другие полагали, что такое развитие происходит на основе восточных волн. Однако Садлер (1967а) придерживался той точки зрения, что все тропические циклоны формируются прежде всего в зоне сдвига между двумя течениями, идущими в противоположных направлениях. Риль (1945 г.) обнаружил, что изаллобарические центры сопровождаются движущимися на запад волнообразными колебаниями в основном восточном потоке нижней тропосферы. Недавно в целях определения характера восточных волн в различных регионах тропиков было проведено несколько исследований.

Результаты анализа разрезов по долготы-времени и энергетического спектра меридионального компонента v горизонтального ветра, предоставленные Кадетом (1990 г.), выявляют некоторые интересные черты тропических волновых возмущений синоптического масштаба, такие, как:

- а) распространение возмущений в направлении на запад с периодом около трех-четырех суток существует в регионе от Западной Африки до Центральной Атлантики ($0-60^\circ$ з.д.). Этот тип возмущения соответствует африканским волнам. Возмущение, как предполагается, зарождается в Центральной Африке около 30° в.д., имеет максимальную амплитуду около западного побережья Африки (15° з.д.), ослабляется по мере прохождения на запад в Атлантическом океане и исчезает над Южной Америкой ($60^\circ-80^\circ$ з.д.);

- b) в восточной части Тихоокеанского региона имеется другое возмущение, движущееся на запад с периодом 4–6 суток. Некоторые из этих возмущений проходят дальше на запад через международную линию смены дат;
- c) возмущения с большими амплитудами движутся на запад с периодом 5,7 суток в западно-тихоокеанском регионе между 120° – 170° в.д. Фазовая скорость возмущений в направлении на запад в западной части Тихого океана меньше, чем в центральной и восточной его частях. Не обнаружено никаких систематических фазовых расстройств в регионе Индийского океана (50° – 100° в.д.), и в этом регионе преобладают периодические изменения длительностью более 10 дней;
- d) в экваториальном регионе между 15° с.ш. и 15° ю.ш. возмущения имеют большие амплитуды в северных широтах, чем в южных.

Большинство возмущений имеет много общих черт. Эти характеристики могут быть обобщены и представлены в форме модели, хотя такие возмущения могут отличаться как между собой, так и от одной ситуации к другой. Модели синоптических возмущений являются важными с прогностической точки зрения. Их разработка достигла своего пика непосредственно перед Второй мировой войной. Возобновившийся интерес к данным моделям был вызван доступностью традиционных данных (в особенности по более высоким уровням, а также спутниковых данных дистанционного зондирования).

Ввиду различий в характеристиках волновых возмущений в различных регионах тропиков, модели этих возмущений будут описаны в нижеследующих разделах по регионам.

В тропиках также существует большое разнообразие внутренних возмущений, которые берут свое начало в волновых возмущениях либо развиваются независимо. В дополнение к вышеуказанным основным возмущениям имеются линейные возмущения, линии сдвига и асимптомы, которые также вызывают значительную погодную активность в различных частях тропиков. Каждое из этих возмущений будет рассмотрено отдельно.

5.5.1 Волны*

5.5.1.1 Волновые возмущения синоптического масштаба в Карибском бассейне

Восточные волны Карибского региона являются наиболее широко изученными волновыми возмущениями. Их основные характеристики являются следующими:

- a) волна простирается по всей толщине тропосферы, достигая своей максимальной интенсивности в слое между 700 и 500 гПа. Ось ложбины отклоняется с высотой в восточном направлении. Из этого следует, что поскольку волна движется в западном направлении, ее верхняя часть прибывает в точку, где расположена станция, позже, чем нижняя. На рисунке 5.6 показана восточная волна в разрезе с запада на восток. Комплексный анализ данных АТЭП в Карибском регионе выявил существование умеренного отклонения оси ложбины в восточном направлении до высоты 700 гПа при сильном отклонении ее части, расположенной выше, на запад. Шалиро (1986 г.) проанализировал трехмерную структуру ряда восточных волн в этом районе за июль 1975 г. В противоположность классической модели, представленной Рилем, он обнаружил западное отклонение оси ложбины с высотой. В частности, как завихренность, так и меридиональная скорость на уровне 200 гПа четко проявили близкий к 90° сдвиг фазы по отношению к нижней тропосфере. Влияние основной среды, окружающей волну, на ее структуру было изучено Холтоном (1971 г.) и Шалиро и др. (1988 г.). Холтон разработал простую модель для анализа структуры линейных вынужденных волновых возмущений в присутствии вертикального сдвига основного зонального ветра. В случае среднего ветра с западным сдвигом от поверхности до высоты примерно 12 км полученные по модели решения показывали приземную ложбину к западу от максимума нагрева и восточное отклонение оси с высотой, что находится в согласии с классической волновой моделью. При восточном сдвиге в основном профиле ветра ось ложбины отклоняется в западном направлении с высотой. Шалиро пришел к выводу, что восточное отклонение оси ложбины в классической картине Карибской восточной

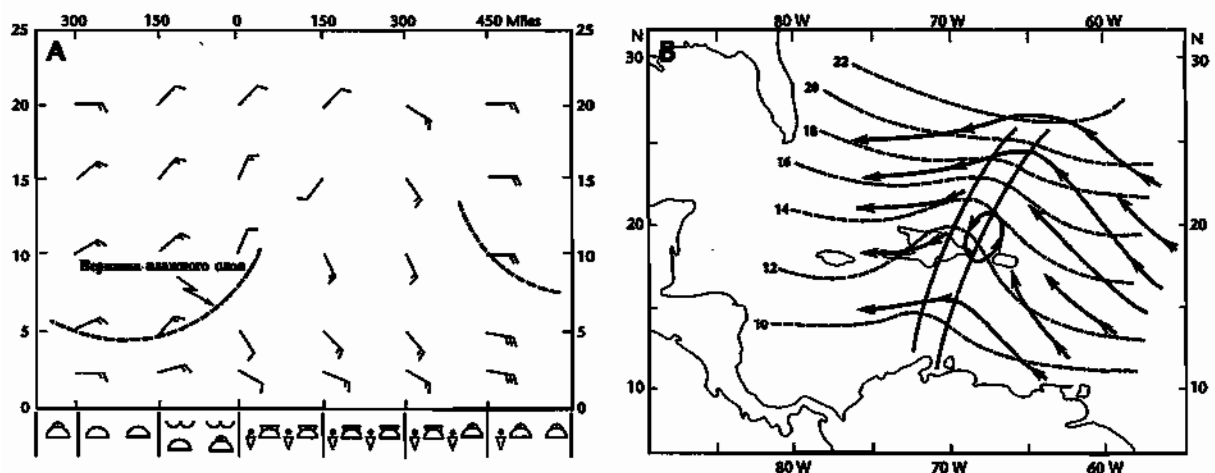


Рисунок 5.6 — Модель восточной волны: А) разрез волны по направлению восток-запад; Б) линии тока на высоте 10 000–15 000 футов (сплошные линии) и приземные изобары (пунктирные линии). Положение оси ложбины на поверхности и на высоте 10 000–15 000 футов обозначено сплошными линиями (по Рилу, 1945 г., как представлено у Аткинсона, 1971 г.)

* Данный раздел взят из работы Кадета (1990 г.) и Аткинсона (1971 г.).

волны не является простым последствием вертикального профиля среднего зонального ветра. Широта возмущения может быть важным фактором. Например, при западном сдвиге в нижней и средней тропосфере западное отклонение выше уровня 700 гПа обнаружено на широте максимального нагревания, когда его центр располагается на 19° с.ш. Отклонению на восток благоприятствуют условия ниже 400 гПа, когда центр нагревания располагается южнее 9° с.ш. В этом случае происходит сдвиг фазы в направлении на запад над узким слоем вблизи уровня максимального нагревания;

- б) волны движутся в западном направлении со средними скоростями 10–15 узлов. Когда волны движутся медленнее, чем основной поток на низких уровнях, и быстрее, чем основное течение на высоких уровнях, зона к западу от ложбин волны характеризуется опусканием воздуха и хорошей погодой, в то время как зоны конвергенции и неустойчивой погоды встречаются к востоку от ложбины. Риль (1967 г.) представил результаты конкретного исследования, в котором волна фактически двигалась быстрее чем основное течение, частью которого она являлась. В этом случае конвергенция происходила к западу от оси волны, увеличиваясь по мере приближения к оси. Облачные образования по всей волне, как наблюдалось, значительно варьировались;
- в) движение в западном направлении неразвивающейся восточной волны является весьма сложной проблемой. Оценки различных членов уравнения завихренности используются, как правило, для определения члена уравнения, вносящего вклад в положительную тенденцию завихренности к западу от приземной ложбины, которая будет заставлять возмущение двигаться на запад. Положительная адвекция вихря вносит самый значительный вклад в это локальное увеличение завихренности в зоне перед приземной ложбиной. Этот эффект в некоторой степени нейтрализуется описывающим дивергенцию членом уравнения завихренности;
- г) распределение температуры и влаги в восточной волне показано на рисунке 5.7. Изомеры на этом временном разрезе представляют собой отклонения наблюдаемой температуры от стандартной тропической атмосферы. К востоку от волновой ложбины располагается холодное ядро, а к западу на низких уровнях — теплое. На более высоких уровнях, между 500 и 250 гПа в структуре термических аномалий можно отметить обратную ситуацию. Более холодные температуры на низких уровнях в тылу волновой ложбины поддерживаются с помощью сочетания нескольких факторов, таких, как экранирование радиации из-за сильной облачности, испарение выпадающего дождя и адиабатическое выхолаживание, связанное с восходящими движениями в секторе конвергенции. Кришнамурти и Канамату (1973 г.) наблюдали сохранение холодного ядра с аномалией 1 или 2°C , которое существует в пределах восточной волны, в особенности в Карибском регионе, где термическая структура поддерживается в почти устойчивом состоянии. Некоторые численные эксперименты, проведенные ими с использованием конвекции и без нее, а также градиентов радиационной температуры, показали, что холодное ядро прежде всего сохраняется восходящими движениями в зоне пограничного слоя, активно влияющей на погоду части волны. Восходящие движения, возникающие в связи с фрикционной конвергенцией и нагреванием наверху, объясняют адиабатическое выхолаживание. Таким образом, холодное ядро не является просто адвективным явлением, которое передается с востока на запад, а поддерживается динамическими и термодинамическими процессами. Теплая аномалия, расположенная выше, объясняется за счет влияния конвекции с образованием кучевых облаков. Мощность влажного слоя увеличивается по мере приближения к ложбине с запада на восток, и достигает максимума к востоку от волновой ложбины;

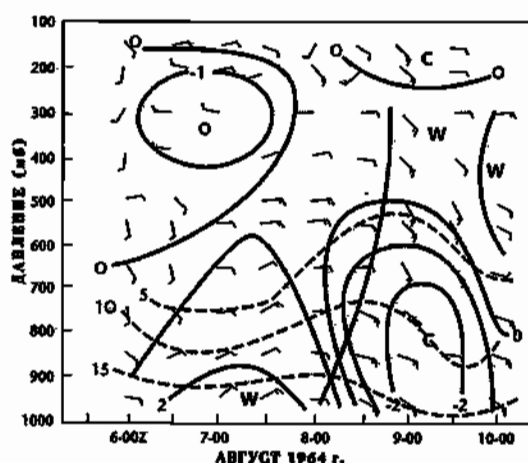


Рисунок 5.7 — Вертикальный временной разрез, на котором указываются ветры (узлы), температура в градусах Цельсия (сплошные линии) и влажность (пунктирные линии) в граммах на килограмм (по Риль, 1967 г., как представлено у Кадета, 1990 г.)

- д) Франк (1969 г.) предложил структуру облачных образований, связанных с восточными волнами. Он назвал ее перевернутое V-образование из-за внешнего облика этой структуры. На рисунке 5.8 показано идеализированное (модель) перевернутое V-образование, напоминающее сгруппированную серию следующих сверху вниз облачных систем в форме перевернутой буквы V. Этот тип образований, как представляется, лучше всего определен в восточной и центральной части северной Атлантики. По мере приближения волны к Антильским островам, облака, связанные с ней, часто исчезают или становятся менее различимыми. Эта модель типа перевернутого V была зарегистрирована с использованием спутниковых изображений и источников традиционных данных. Меррит (1964 г.) также обнаруживает, что распределение облачности,

чаще всего связываемое с возмущениями в низкоуровневых восточных ветрах, имеет вихреобразный вид, который, как представляется, должен ассоциироваться с циклоническими вихрями в средней тропосфере;

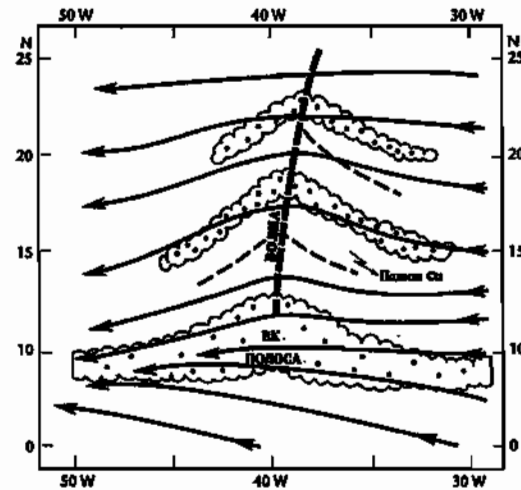


Рисунок 5.8 — Модель обычного образования типа «перевернутое V» (область, обозначенные точками) и связанного с ним потока в нижней тропосфере (по Франку, 1969 г., как представлено у Атkinson, 1971 г.)

- г) как правило, данные подтверждают, что баротропный механизм может быть наиболее важным механизмом на начальной стадии формирования атлантических волн. Однако после того, как произошло начальное развитие, возмущения теряют энергию, передавая ее локальным зональным потокам и показывая тем самым, что баротропный механизм не является важным в поддержании этих волн, а роль конвекции, возможно, становится более важной. В исследовании восточных волн, распространяющихся в западном направлении, которое было осуществлено в 1961 г., Кришнамурти и Канамицу (1973 г.) обнаружили, что трансформация вихревой доступной потенциальной энергии в вихревую кинетическую энергию является важным механизмом для поддержания существования восточных волн. Как представляется, этот механизм работает следующим образом: восходящее движение происходит на оси волны в направлении ее тыловой части. Над этим районом приблизительно на поверхности 500 гПа присутствует теплое ядро. Опускание происходит вокруг и впереди оси волны. Итоговый результат этого подъема относительно теплого и влажного воздуха и опускания относительно холодного и сухого воздуха состоит в том, что происходит генерация вихревой кинетической энергии из доступной вихревой потенциальной энергии. Однако вышеуказанные результаты, полученные Кришнамурти и Канамицу, основаны не на наблюдениях, а на численных экспериментах, которые могут иметь свои собственные ограничения.

5.5.1.2 Волновые возмущения синоптического масштаба в Тихом океане

Как восточный, так и западный сектор Тихого океана являются местами существования волновых возмущений в восточных ветрах. Восточные волны над восточной частью Тихого океана изучены Тейм и Огурой (1987 г.). Свойства этих волн резюмируются ниже:

- средняя длина волны восточных волн над западной частью Тихого океана составляет около 3 500–4 000 км. Волны передвигаются в западном направлении со средней скоростью 7° широты в сутки, что составляет около 9 мс^{-1} . Меридиональные флюктуации ветра являются самыми сильными вблизи уровня 800 гПа ($3\text{--}4 \text{ мс}^{-1}$) и 175 гПа ($2\text{--}3 \text{ мс}^{-1}$). Флюктуации в верхних и нижних уровнях являются почти противоположными по фазе. Флюктуации температуры составляют 1°C или менее при холодных аномалиях на нижних уровнях района, располагающегося непосредственно над ложбины и в верхней тропосфере — над ложбиной. Между ними имеется район теплой аномалии. Вертикальное движение проявляется повсеместно, за исключением района в непосредственной близости к низкоуровневому гребню. Конвергенция волн преобладает на нижних уровнях. Бездивергентный уровень варьируется между 500–300 гПа. Область сильной дивергенции сконцентрирована вокруг уровня 175 гПа выше зоны низкоуровневой ложбины;
- средняя длина восточных волн над восточной частью Тихого океана имеет порядок 3 000–3 500 км с периодом 4–6 суток и скоростью распространения $5\text{--}7 \text{ мс}^{-1}$. Максимальная амплитуда волны составляет около 4 мс^{-1} . Вторичный максимум на верхних уровнях, как в случае тихоокеанских волн, не обнаружен. В волнах существует холодное ядро на нижнем уровне с теплыми аномалиями выше него;
- в структуре волн в Тихом океане происходит систематическое изменение по мере их распространения в западном направлении. Ось волны с высотой отклоняется в восточном направлении в восточном секторе, становится вертикальной в центральном районе и приобретает обратное отклонение в западном секторе. Такое поведение волн относится за счет вариаций по долготе ветриального сдвига основного течения.

5.5.1.3 Африканские волны

Летом в северном полушарии волны возникают над Северной Африкой и распространяются в западном направлении. Эти волны, перемещаясь на запад, иногда развиваются до тропических циклонов над Атлантическим океаном или Карибским бассейном. Они берут свое начало в среднетропосферном струйном течении, которое развивается в этом районе на уровне

700–650 гПа с центром около 16° с.ш. (рисунок 5.9). Струйное течение вызывается термическим ветром, возникающим из-за больших градиентов температуры в нижней тропосфере между экватором и 25° с.ш., являющихся последствием интенсивного солнечного нагревания над пустыней Сахара и наличием более холодного и влажного воздуха южнее. Возмущения синоптического масштаба, как отмечается, формируются в зоне циклонического сдвига к югу от ядра этого струйного течения. Баротропная и бароклинная неустойчивость, связываемая с этим течением, служит источником энергии для развития таких волн.

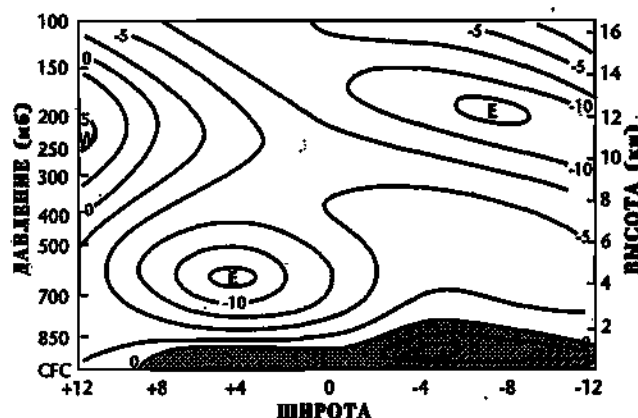


Рисунок 5.9 — Распределение среднего зонального ветра в Северной Африке (30° з.д. — 10° в.д.) за период 23 августа — 19 сентября 1974 г. Широта показана относительно широты максимума амплитуды возмущения на уровне 700 гПа (около 12° с.ш.). Интервал между изолиниями — $2,5 \text{ мс}^{-1}$ (по Риду и др., 1977 г., как представлено у Холтона, 1979 г.)

Существование африканских волн предполагалось еще в начале 1930-х годов. Спутниковые данные предоставили дополнительную возможность заглянуть в структуру этих волн. Берли (1972 г.) осуществил первое исследование африканских волн. За ним последовали различные исследования, например проведенные такими авторами, как Рид и др. (1977 г.), Томпсон и др. (1979 г.), Норквист и др. (1977 г.), Альбини и Рид (1980 г.) и Эсток (1982 г.). На основе этих исследований можно дать краткую характеристику следующим основным чертам африканских волн:

- волны имеют среднюю длину 2 500 км, а скорость их распространения в западном направлении составляет около 8 мс^{-1} , откуда следует период около 3–5 суток. Возмущения имеют случайные изменения горизонтальной скорости, которые достигают максимума амплитуды на уровне 650 гПа;
- ось волны имеет четко выраженный наклон на северо-восток/юго-запад вблизи уровня 700 гПа. Это влечет за собой сильный перенос в северном направлении западного момента количества движения и преобразование зональной кинетической энергии в кинетическую энергию вихря. Вблизи траектории возмущения (около 10° с.ш.) ось волны почти вертикальна ниже уровня 700 гПа, а выше отклоняется на запад. В зоне самой сильной бароклинности, к северу от траектории, она наклоняется с высотой в направлении на восток в зоне сдвига восточного ветра ниже уровня 700 гПа, давая таким образом основания предположить, что бароклиный рост волны происходит в этом регионе;
- возмущения имеют холодное ядро ниже уровня 650 гПа, теплое — между 650 и 250 гПа, а также холодные ядра на более высоких уровнях. Завихренность является самой большой ($3 \times 10^{-5} \text{ сек}^{-1}$) на уровне 650 гПа. Самая большая антициклоническая завихренность наблюдается в верхней тропосфере с центром, расположенным достаточно далеко к северу от центра низкоровневого циклонического вихря;
- самые большие флуктуации температуры происходят на уровне 850 гПа в районе сильных контрастов температуры к северу от траектории возмущения. Существует отрицательная корреляция между температурой и меридиональным компонентом ветра, указывающая на преобразование доступной зональной потенциальной энергии в турбулентную;
- самые сильные восходящие движения происходят на уровне 700 гПа перед ложбиной. Восходящее движение коррелируется с теплыми аномалиями температуры в бароклиной зоне вокруг уровня 850 гПа и вблизи уровня 300 гПа, давая тем самым основания предположить, что волны поддерживаются, по крайней мере частично, за счет бароклиного преобразования энергии;
- волны зарождаются над Центральной Африкой вследствие объединенной баротропно-бароклиной неустойчивости. На ранней стадии развития волн конвекция является неупорядоченной, и высвобождение скрытого тепла играет небольшую роль в развитии волн. По мере распространения волн в западном направлении конвекция становится более упорядоченной, так что над Западной Африкой конденсационное нагревание становится доминирующим фактором в развитии волн и поддержании их существования.

5.5.2 Вихри

В тропических широтах существует по крайней мере три различных вида циклонических вихрей, которые имеют значительный размер и силу. Наиболее часто встречающимися и наиболее важными являются тропические циклоны с теплым ядром. Тропические циклоны появляются вблизи к баротропному основному течению воздуха и приобретают свое теплое ядро благодаря высвобождению скрытого тепла конденсации. Зона их максимальной интенсивности находится в нижней тропосфере, и интенсивность уменьшается с высотой из-за теплового ядра. Второй тип циклонических вихрей, наблюдаемых над Индией в сезон летнего муссона, — возмущения с холодным ядром в бароклином течении с основными западными ветрами на нижних уровнях и восточными — на верхних. Это муссонные депрессии, которые также имеют максимальную интенсивность в нижней тропосфере

и которые обычно отклоняются в юго-западном направлении по мере увеличения высоты. Третий тип — среднетропосферные циклоны с холодным ядром, которые случаются в субтропических широтах и напоминают в некоторых аспектах среднеширотные циклоны. Эти циклоны имеют максимальную интенсивность на уровнях средней тропосферы. Примерами среднетропосферных циклонов являются субтропические циклоны, случающиеся в Тихом океане, и циклоны сезона муссонов в Аравийском море.

Другие типы вихрей, которые существуют в тропиках, являются верхнетропосферными циклонами над тропическими океанами, возникающими в течение теплого сезона и нижнетропосферными антициклонами.

Основные характеристики моделей каждого из этих вихрей описываются ниже.

5.5.2.1 Тропические циклоны

Тропические циклоны являются самым впечатляющим явлением тропических регионов в связи с их деструктивным потенциалом и большим влиянием на деятельность человека.

Тропические циклоны являются интенсивными вихреобразными штормами, которые развиваются над тропическими океанами в районах очень высокой температуры поверхности моря. Эти штормы в различных океанских бассейнах имеют различные названия, например ураганы в Атлантике и в восточной части Тихого океана, тайфуны в западной части Тихого океана и в Китайском море, а также циклоны в северной части Индийского океана. Классификация тропических циклонов является также различной в различных регионах мира. Метеорологическая служба Соединенных Штатов использует систему классификации, которая приводится ниже:

- а) тропическая депрессия: слабый тропический циклон с определенной замкнутой приземной циркуляцией (одна или более замкнутых приземных изобар и с максимальными устойчивыми скоростями ветра менее 34 узлов (17 мс^{-1});
- б) тропический шторм: тропический циклон с замкнутыми изобарами и максимальными устойчивыми скоростями ветра 34–63 узла ($17\text{--}32 \text{ мс}^{-1}$) включительно;
- в) тайфун/ураган: тропический циклон с максимальными устойчивыми скоростями ветра 64 узла (33 мс^{-1}) или более.

В Японии любой тропический циклон с ветрами 34 узла или более называется тайфуном. Термины: депрессия, глубокая депрессия, циклонический шторм, жесткий циклонический шторм и жесткий циклонический шторм с ядром ураганных ветров, используются в Индии при пороговых значениях скоростей ветра 17–27, 28–33, 34–47, 48–63 и 64 узла и выше, соответственно. Шторм, интенсивность которого достигает 130 узлов (67 мс^{-1}), классифицируется как «супертайфун» (Askue and Cheng Shang Lee, 1984).

Статистика показывает, что ежегодно около 80 тропических циклонов на земном шаре (Gray, 1981 г.) наблюдаются там, где максимум устойчивых (одноминутное среднее) приземных ветров превышает $20\text{--}25 \text{ мс}^{-1}$. Около половины — двух третей этих циклонов при некоторых обстоятельствах достигают ураганной силы. На западе северного сектора Тихого океана и в Южно-Китайском море наблюдается максимальная частота развития тропических циклонов, и это единственная зона, где тропические штормы могут сформироваться в любой месяц года (но обычно с июля по октябрь). Частота возникновения циклонов представляется самой большой тогда, когда муссонная ложбина находится севернее ее нормального положения, либо простирается в восточном направлении дальше, чем в нормальной ситуации. В течение периода с сентября по декабрь муссонная ложбина время от времени распространяется на восток до 180° долготы или далее, увеличивая потенциал формирования циклонов над районом Маршалловых островов. Формирование тропических циклонов в Южно-Китайском море достигает максимума в осенний переходный сезон, когда муссонная ложбина ориентирована с востока на запад по всей этой зоне.

Восточная часть северного сектора Тихого океана занимает только второе место после западной его части по среднему количеству тропических штормов в год. Почти все штормы в этом районе случаются между июнем и октябрем, при этом более 50 процентов происходит в течение августа и сентября. Сформировавшись, большая часть этих штормов движется на запад или северо-запад над более холодными водами и в районы с сильным вертикальным сдвигом ветра — два важных фактора, которые, как предполагается, сдерживают их дальнейшее развитие и фактически рассеивают эти системы.

Циклоны также формируются над восточной частью Северной Атлантики. Они имеют много черт, аналогичных характеристикам циклонов восточной части северного сектора тихоокеанского региона. Однако важное различие состоит в том, что циклоны восточной части Северной Атлантики зарождаются над сушей в зоне сдвига над Африкой, а не на приземном уровне. Зона сдвига отклоняется к экватору от среднего местоположения $20^\circ\text{--}25^\circ \text{ с.ш.}$ у поверхности до $10^\circ\text{--}15^\circ \text{ с.ш.}$ на уровне 700 гПа. Исключительно сухой воздух в месте расположения зоны приземного сдвига не поддерживает формирование вихреобразных движений, и вихри имеют тенденцию формироваться южнее, где в более мощном слое атмосферы имеется влага. Поэтому циклоны над Африкой являются самыми интенсивными между уровнями 850 и 700 гПа и, как правило, не имеют связанной с ними замкнутости приземного ветра до тех пор пока не достигают побережья Западной Африки.

В южном полушарии низкоуровневые циклонические вихри формируются в муссонной ложбине, которая простирается на восток от Африки до примерно 180° долготы. В этих районах формирование вихрей обычно происходит в период с ноября по конец мая и чаще всего с января по конец марта. Тропические циклоны, как правило, не случаются ни в восточной части южного сектора Тихого океана, ни в Южной Атлантике.

5.5.2.1.1 Модель тропического циклона

Модель развитого тропического циклона может быть описана в терминах его хорошо определенных характеристик поля ветра, распределения приземного давления, поля температуры, систем облачности, а также динамики его внутреннего ядра и внешней зоны.

5.5.2.1.1.1 Поле ветра

Структура поля ветра в тропическом циклоне может быть исследована с помощью уравнения количества движения, выраженного в системе цилиндрических координат. Если допустить, что радиальное ускорение равно нулю (радиальный

компонент ветра является постоянным), то в отсутствие трения уравнение количества движения (Holland, 1985) принимает форму:

$$V^2/r + fV - 1/r \cdot \partial p / \partial r = 0.$$

Вышеприведенная формула является уравнением градиентного ветра, в котором центробежная сила V^2/r , сила Кориолиса fV и сила барического градиента $-1/r \cdot \partial p / \partial r$ сбалансированы. Характер потока может быть далее исследован путем определения безразмерного параметра масштабирования:

$$R_0 = (V^2/r) / fV = V/fr,$$

который является отношением центробежного ускорения к ускорению Кориолиса. Это отношение известно как число Россби. Для малых значений числа Россби (центробежное ускорение настолько меньше ускорения Кориолиса, что им можно пренебречь) поток является близким к геострофическому.

В тропических циклонах горизонтальный масштаб того района, где конвекция сильная, обычно имеет радиус около 100 км. Максимальная тангенциальная скорость ветра в тропических штормах обычно имеет порядок 50–100 мс⁻¹. Для таких высоких скоростей и относительно небольших масштабов центробежной силой нельзя пренебречь в сравнении с силой Кориолиса. Таким образом, в первом приближении, баланс радиальных сил в урагане, находящемся в устойчивом состоянии, удовлетворяет соотношению градиентного ветра, а не геострофического баланса. Однако в центральном районе высокие скорости ветра в сочетании с малым радиусом кривизны дают в результате центробежное ускорение V^2/r , которое гораздо больше, чем ускорение Кориолиса fV . Поэтому ускорением Кориолиса можно пренебречь, и можно сказать, что поток имеет циклострофический баланс. Для очень больших значений R_0 (больше 50) устанавливается циклострофический баланс. Движение в масштабе урагана остается в гидростатическом балансе, хотя движение в отдельных базах кучевых облаков не находится в гидростатическом равновесии.

Поле горизонтальной циркуляции на нижних уровнях в зрелых тропических циклонах может быть разделено на три различные зоны:

- а) внешняя часть, которая простирается от периферии шторма внутрь до зоны максимальных ветров. В этой части циклона скорости ветра возрастают в направлении к центру;
- б) зона максимальных ветров, которая окружает глаз циклона, является самой выдающейся характеристикой зрелых тропических циклонов. Эта зона, которая в ширину составляет 10–20 км, соседствует со стеной облачности, окружающей глаз циклона, и известна как стена глаза. Это самое внутреннее конвективное кольцо тропического циклона. Наиболее разрушительная конвекция и самые сильные дожди в шторме обычно связаны с этой стеной облачности, поскольку низкоуровневая конвергенция и восходящее вертикальное движение здесь самые сильные. Пространство, занимаемое стеной глаза циклона, характеризуется максимальными градиентами давления и самыми сильными ветрами. Имеется циклонический сдвиг ветра в направлении к центру циклона и антициклонический сдвиг в направлении из циклона. Температура быстро повышается одновременно с уменьшением температуры точки росы в направлении к центру циклона из-за оседания воздуха в глазе циклона. Самые высокие значения точки росы наблюдаются на расстоянии, равном радиусу максимальных тангенциальных ветров;
- в) глаз является самой внутренней частью шторма, в которой скорость ветра быстро снижается с уменьшением расстояния до центра циклона. Размер глаза, определяемый радиусом стены облаков, окружающих глаз циклона, изменяется от случая к случаю, а также с течением времени в пределах одного и того же шторма. Радиус глаза может изменяться от менее 20 км в небольших интенсивных штормах, до величины 60–80 км в очень больших штормах. На основе 46 сообщений с воздушных судов, проникших в циклон, Джордж (1952 г.) обнаружил, что диаметр глаза изменяется от 13 до 140 км без каких-либо четких связей с давлением в центре. В большинстве случаев глаз становится меньше по мере углубления циклона и больше при его ослаблении, но часто наблюдается и обратная ситуация (Palmen and Newton, 1969). Циркуляция в интенсивных тропических циклонах распространяется вверх до высоты примерно 14–15 км (почти до тропической тропопавзы). Поскольку штормы имеют теплое ядро, циклоническая циркуляция уменьшается с высотой. Однако вертикальный сдвиг является небольшим, достигая высоты примерно 6 км.

Образование глаза и стены облачности, окружающей глаз, может быть объяснено с помощью принципа сохранения абсолютного углового момента, который определяется как:

$$M_r = V_\theta \cdot r + f/2 \cdot r^2,$$

где V_θ является тангенциальной скоростью. По мере движения воздуха внутрь, его тангенциальная скорость увеличивается, с тем чтобы M_r сохранялся.

Двигущийся в направлении к центру воздух не может войти в центральную часть урагана, поскольку при тангенциальной скорости, достигаемой на малых расстояниях от центра, центробежная сила будет настолько большой, что частица воздуха не может дальше двигаться внутрь под действием радиального градиента давления. При сохранении углового момента количества движения V_θ будет становиться бесконечной по мере того, как расположение на нижнем уровне линии тока приближается к центру. Общая кинетическая энергия, которая может быть получена потоком, ограничена имеющимся падением давления и поэтому не может возрастать бесконечно. Другими словами, конвергентные потоки не могут преодолеть определенный минимальный радиус r и должны повернуть вверх и, в конце концов, на больших высотах повернуть в направлении от циклона, поскольку радиальный градиент давления уменьшается с высотой. Поверхность вращения, определяемая этой линией тока, совпадает со стеной глаза циклона (Palmen and Newton, 1969).

Вертикальная циркуляция в тропическом циклоне может быть также разделена на три слоя:

- а) самый нижний слой, от поверхности до высоты 3 км, называется слоем притока, поскольку он содержит ярко выраженный компонент движения в направлении к центру шторма. Большая часть этого потока существует ниже одного километра в планетарном пограничном слое;
- б) средний слой, от высоты примерно 3 до 7,6 км. — поток в нем является большей частью тангенциальным при небольшом радиальном движении, либо при отсутствии такового;
- в) слой оттока простирается от 7,6 км до вершины шторма, при максимальном выходящем потоке в зрелых штормах, располагающемся примерно на высоте 12 км.

Поле ветра вокруг центра шторма обычно является асимметричным при сильных сильных азимутальных ветрах, случающихся с правой стороны по направлению движения. Азимутальный максимум имеет тенденцию располагаться в правом фронтальном квадранте. Могут присутствовать несколько отдельных максимумов ветра. Система азимутального ветра является обратной в штормах южного полушария, при этом максимум — в левом фронтальном квадранте (Sheets and Holland, 1981). Самые сильные ветры случаются вблизи центра в стене глаза циклона. Поле максимального ветра отклоняется с высотой в направлении от центра циклона. В верхней тропосфере наблюдается циклонический отток. Горизонтальное протяжение циклонической циркуляции в верхней тропосфере гораздо меньше, чем на более низких уровнях, и окружено антициклоническим потоком. Отток в верхней тропосфере отмечен полосами перистых облаков, видимых на спутниковых изображениях.

Относительная завихренность вблизи центра имеет порядок 10^{-3} с^{-1} , что в 100 раз больше, чем на стадии формирования. Соответствующая скорость вращения в 10 раз больше скорости вращения Земли (Kurihara, 1985).

Поля вертикальных движений показывают, что сильное восходящее движение большей частью ограничено окрестностями ядра. Во внешней части происходит оседание только с отдельными полосами слабого восходящего движения. В частности имеется зона оседания с радиусом примерно $4-6^\circ$ по широте, что ассоциируется с зоной ясного неба, которая окружает большинство циклонов.

Вращение, трехмерная структура ветра тропических штормов такова: воздух втекает внутрь шторма в слое притока, поднимается главным образом в окружающей глаз стене облачности и в других полосах дождя и, наконец, вытекает из вершины шторма в направлении от его центра и стекает вниз на некотором расстоянии от циклона. Небольшие стоковые движения также случаются внутри глаза циклона.

5.5.2.1.1.2 РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИЗЕМНОГО ДАВЛЕНИЯ

Давление является самым низким в глазе циклона. Различия давления в центре и вне его может изменяться от, самое меньшее, 6 гПа (число Т равно 2,5 по классификации Дворак) до, самое большее, 140 гПа (Т равно 8,0). Самое низкое давление в центре, равное 870 гПа, наблюдалось до сих пор в тайфуне Тил в северо-западной части Тихого океана 12 октября 1979 г. при оценке максимального приземного ветра 85 мс^{-1} (Kurihara, 1985). Самое низкое давление, зарегистрированное в северной части Индийского океана, составило 919 гПа в циклоне Фолс-Пойнт, который разрушил Ориссу в Восточной Индии в сентябре 1885 г., хотя оценка самого низкого давления в центре циклона в этом регионе составила 911 гПа, как это было в случае циклона в ноябре 1977 г., затронувшего Андхра-Прадеш в Индии (Mandal, 1990). Обе эти системы давления возникли на восточном побережье Бенгальского залива. Самые большие градиенты давления возникают в районе стены, окружающей глаз. Нормальный градиент давления, наблюдаемый в случае среднего шторма, составляет $2,5 \text{ гПа/км}$ (Riehl, 1979). Мандал (1990 г.) сообщил о случае циклона в Бенгальском заливе 3 июня 1982 г., который нанес ущерб населенному пункту Орисса, где наблюдавшийся градиент давления составлял около 13 гПа/км . Это довольно большой градиент для шторма с интенсивностью, соответствовавшей максимуму скорости ветра в 100 узлов. Это дает основание предположить, что градиенты давления в отдельных штормах могут быть очень большими. Вне стены, окружающей глаз циклона, градиенты давления являются малыми.

5.5.2.1.1.3 Поле температуры

Интенсивные тропические циклоны являются видами прямой атмосферной циркуляции с теплым ядром, при которой теплый воздух поднимается, а холодный опускается. Тепловая энергия преобразуется в потенциальную энергию, а потенциальная в кинетическую. Размах колебаний температуры в тропических циклонах можно оценить с помощью масштабирования параметров, применяемых в уравнении движения. Соотношение между радиальным градиентом температуры и вертикальным сдвигом тангенциального ветра задается с помощью:

$$\partial V / \partial z^* \cdot (f + 2V/r) = R/H \cdot \partial T / \partial r,$$

где: $z^* = -H \ln(p/p_0)$ является вертикальной координатой в логарифмической координатной системе давления; $H = RT_0/g$ — стандартная масштабированная высота атмосферы; V — градиент скорости ветра; T — абсолютная температура, f — параметр Корнелиуса, и r — расстояние по радиусу от оси шторма. Циклонический поток в циклоне быстро уменьшается с высотой от его максимальных значений в нижней тропосфере. Таким образом, в пограничном слое $\partial V / \partial z^* < 0$, откуда в соответствии с приведенным выше уравнением следует, что $\partial T / \partial z^* < 0$, а максимум температуры должен встречаться в центре шторма. Данное обстоятельство согласуется с результатами наблюдений, подтверждающими, что тропические циклоны — это системы с теплым ядром, что является необходимым, если нагревание при образовании кучевых облаков должно генерировать кинетическую энергию.

Если мы зададим вертикальный масштаб системы равным масштабированной высоте H , масштаб тангенциальной скорости равный $U = 50 \text{ мс}^{-1}$, горизонтальный масштаб в виде $L = 100 \text{ км}$ и допустим, что $f = 5 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, то мы обнаружим на основе вышеуказанного уравнения, что флюктуация радиальной температуры должна иметь значение:

$$\Delta T = LH/R \cdot (U/H)(f + 2U/L) = 10^\circ \text{C}.$$

В соответствии с данными, относящимися к средней температуре в глазе циклона и распределению приземного давления в его центре (Palmen and Newton, 1969; Jordan, 1958), умеренные тропические циклоны с центральным давлением порядка 998–980 гПа случаются при приземной температуре $25,2^\circ \text{C}$, а наиболее интенсивные циклоны при приземном давлении

в центре порядка 901–883 гПа происходят при приземной температуре 27,1 °С. Таким образом, различие в приземных температурах, соответствующих самым слабым и наиболее интенсивным циклонам составляет только 2 °С. По мере увеличения интенсивности циклона температура в глазе циклона увеличивается с уменьшением приземного давления на основе законов гидростатики.

Исходным источником энергии тропических циклонов является высвобождение скрытого тепла конденсации, которое происходит в стене облачности вокруг глаза циклона и в спиральных полосах дождя. При типичной термической структуре тропический циклон имеет узкое теплое ядро в нижней стратосфере, которое достигает максимальной ширины и величины в верхней тропосфере вблизи поверхности 250 гПа, где температуры может быть выше нормальной на 10 °С или более. Максимальные горизонтальные градиенты температуры наблюдаются вблизи пояса максимальных ветров и концентрируются в узкой полосе, простирающейся от внутреннего края стены облачности, окружающей глаз, до ее внешней границы. Максимальные градиенты температуры наблюдаются в средней тропосфере. Малые градиенты — в пределах самого глаза циклона, в особенности на нижних уровнях. Вне стены, окружающей глаз циклона, температурные аномалии в нижней тропосфере всего лишь незначительно ниже нормы. Единственный источник тепла для этих штормов — повышенные температуры поверхности моря в низких широтах в основных зонах их формирования. В этих зонах дополнение значительного количества тепла и влаги к приземному воздуху, когда он движется внутрь по спирали, балансируется адиабатическим охлаждением из-за снижения давления, так что на уровне моря сохраняется приблизительно изотермия.

5.5.2.1.1.4 ОБЛАЧНЫЕ СИСТЕМЫ

Основные системы конвективной облачности (полосы дождя) в тропических штормах имеют ленточную структуру, которая видна на радиолокационных изображениях и на спутниковых снимках. В штормах направленное вверх движение концентрируется в этих полосах дождя, и в особенности в облаках, окружающих стену глаза, где наблюдались восходящие потоки со скоростью 10–25 узлов. Эти полосы часто имеют форму логарифмических спиралей, которые берут свое начало в центре циклона. Важность полос дождя связана фактически с тем, что изменения большой интенсивности могут произойти в результате сужения и преобразования концентрических конвективных колец вокруг глаза (Willoughby, et al., 1982). Поэтому структурные изменения в полосах дождя важны с прогностической точки зрения. Вертикальный перенос тепла и преобразование потенциальной энергии в кинетическую происходит, прежде всего, в полосах дождя. Методы усиления, используемые для спутниковых снимков, применяются для выявления более ярких зон, которые соответствуют высоким кучево-дождевым облакам, внедрившимся в экранирующие их перистые облака, и таким образом, указывающих местоположение основных полос дождя. Максимальная высота кучево-дождевых облаков связана с интенсивностью шторма. Зачастую эти максимальные высоты превышают 15 км, в особенности в стене облачности.

Кроме полос дождя в зоне ядра имеются полосы дождя внешней зоны, которые наиболее часто обнаруживаются в крупномасштабной зоне конвекции, которая берет свое начало в экваториальных районах и простирается вокруг восточной окраины тропических циклонов. Эта зона конвекции часто указывается прогностиками как питающая полоса, поскольку полагают, что она обеспечивает подачу влажного тропического воздуха в спираль к центральной области. Эти полосы дождя могут возникать на расстоянии до 2 000–3 000 км от ядра и могут приводить к суровым погодным условиям, таким, как сильные ветры и сильные дожди. Наблюдения свидетельствуют, что эти полосы движутся вместе с циклоном.

5.5.2.1.1.5 ДИНАМИКА ВНУТРЕННЕГО ЯДРА И ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ

В тропическом циклоне от внешней его части к ядру и от нижней до верхней тропосферы имеются значительные изменения в динамических свойствах, которые в общих чертах описываются ниже (Holland, 1985 г.):

- a) В пределах тропического циклона атмосфера почти всегда статически устойчива, так что вертикальные перемещения сухого воздуха будут встречать сопротивление. Свойство статической устойчивости может быть выражено в терминах частоты Брунса-Вайсала, которая определяется следующим образом:

$$N^2 = g \frac{\partial \ln \theta / \partial z}{\theta}$$

и которая представляет собой степень сопротивления вертикальному движению для статической устойчивости $N^2 > 0$. С другой стороны, условная неустойчивость в интенсивном циклоне изменяется от стабильной в глазе циклона и слегка неустойчивой в стене, окружающей глаз, до нормальной тропической неустойчивости во внешней зоне. Статическая устойчивость очень мало изменяется по радиусу;

- b) От ядра циклона до внешней его части имеются большие горизонтальные изменения в инерционной частоте I , в числе Россби R_o и во вращательном числе Фруда F_R . Инерционная частота является мерой сопротивления горизонтальным перемещениям и является функцией радиального градиента углового момента. Она определяется следующим образом:

$$I^2 = 1/r^2 \frac{\partial M_a^2}{\partial r}$$

или $I^2 = (f_o + Q)(f_o + 2v/r)$.

Для $I^2 = 0$ абсолютный угловой момент, M_a , является величиной постоянной вдоль радиуса. Объем воздуха, перемещаемый горизонтально, будет оставаться в равновесии с градиентным ветром, что является состоянием безразличного равновесия по отношению к горизонтальным перемещениям. Если $I^2 \neq 0$, то любое горизонтальное движение будет приводить к возникновению несбалансированности с градиентным ветром и к радиальному ускорению. Для $I^2 < 0$ абсолютный угловой момент будет уменьшаться с радиусом, а ускорение будет совпадать по направлению с перемещением, которое станет в результате неустойчивой растущей циркуляцией (инерционная неустойчивость). Для $I^2 > 0$, ускорение будет противоположным начальному перемещению и будет индуцировать стабильное колебание с частотой I . Инерционная и статическая устойчивости налагают ограничения на радиальное и вертикальное движение в тропическом циклоне.

Вращательное число Фруда, F_R , определяется следующей формулой:

$$F_R = L^2/L_R^2,$$

где L — характерный масштаб длины для региона, представляющего интерес, и L_R — радиус деформации Россби, задаваемый следующим образом:

$$L_R = NH/f,$$

где NH — скорость внутренней гравитационной моды, представляющей интерес (H — соответствующая масштабированная высота). Вращательное число Фруда является объективным индикатором эффективности приспособления ветра и масс к вынужденным возмущениям.

Зона ядра характеризуется потоком с высоким значением инерционной устойчивости и вращательного числа Фруда, и в нем преобладают конвективные процессы. Из-за высоких значений F_R ветры имеют тенденцию приспосабливаться к возмущениям поля массы, к таким, как те, что вызваны конвекцией с образованием кучевых облаков. Сильное сопротивление радиальным движениям (большая инерционная устойчивость) приводит к тенденции возникновения осевой симметрии в ядре, и только очень малая часть общего углового количества движения в шторме необходима для довольно больших ускорений ветра.

Зона ядра зрелого тропического циклона обычно простирается на три-шесть радиусов максимальных ветров от центра циклона. Фактические размеры могут измениться от самое меньшее 20–30 км в малом циклоне до нескольких сотен километров в больших циклонах.

Сильное восходящее движение в тропических циклонах большей частью ограничивается окрестностью зоны ядра. Во внешней зоне оно ослабевает и ограничивается поясами только слабого восходящего движения. В частности, имеется зона опускания радиусом около 4–6° широты, которая ассоциируется с зоной ясного неба, окружающей большую часть циклонов (Holland, 1985);

- c) В дополнение к горизонтальным изменениям имеется существенный вертикальный сдвиг ветра при наличии антициклонического потока в верхней тропосфере, располагающегося выше нижнего циклонического ветрового режима. Глубина и сила этого антициклонического потока возрастает с радиусом. В результате имеется значительное вертикальное изменение в инерционной устойчивости, которое является самым сильным вблизи уровня 900 гПа и самым слабым в верхней тропосфере. Аналогичные вертикальные изменения происходят в других параметрах этого масштаба.

Если также учитывается влияние трения, то тропический циклон может рассматриваться, как состоящий из пяти различных режимов: пограничный слой, режим ядра, режим зоны взаимодействия, режим внешней зоны и антициклонический режим оттока.

Режим взаимодействия обеспечивает наличие буферной зоны между режимом внешней зоны, находящимся под влиянием окружающей циклон среды, и ядром, в котором преобладает конвекция. Режим исходящего потока содержит основной объем тропического циклона и характеризуется малым числом Россби и малым вращательным числом Фруда, а также малой инерционной неустойчивостью. В режиме внешней зоны поле массы преимущественно приспосабливается к возмущениям поля ветра, возникающим из-за воздействий углового момента, поступающих из окружающей среды. В этом режиме радиальное движение не ограничено, и поток имеет тенденцию становиться асимметричным.

5.5.2.2 Муссонные депрессии

Муссонные депрессии являются интенсивными тропическими возмущениями, в которых изменения давления и поля ветра являются очень большими в сравнении с восточными волнами и системами облачных скопления Атлантического и Тихого океанов, но меньше чем в тропическом циклоне. Муссонные депрессии являются одними из наиболее важных возмущений синоптического масштаба, которые периодически формируются в квазистационарной муссонной циркуляции, преобладающей над Индийским регионом в ходе сезона юго-западного муссона, продолжающегося с июня по сентябрь. Муссонная ложбина планетарного масштаба, которая простирается от западного побережья Африки до тихоокеанского побережья Азии, является самой бросающейся в глаза чертой муссонной циркуляции. Муссонные депрессии также наблюдаются над Австралийским регионом в течение периода северо-западного муссона.

5.5.2.2.1 Муссонные депрессии в индийском регионе

Депрессии формируются над Бенгальским заливом, восточной частью Аравийского моря и даже над сушей (называются прибрежными депрессиями), но в Бенгальском заливе существует максимальная частота их формирования (более 80 процентов от общего числа), а в Аравийском море наименьшая (менее 10 процентов).

В Индии система называется депрессией, если скорость ветра в имеющейся в ней циркуляции составляет 17–27 узлов, и глубокой депрессией, если скорость ветра — 28–33 узла. Более слабые системы с ветрами менее 17 узлов называются областями низкого давления.

В июне-августе зона формирования находится над внутренней частью Бенгальского залива и над центральной частью залива — в июне и в сентябре. В эти месяцы данная зона является районом, благоприятным для циклогенеза. Средняя частота формирования депрессий над Бенгальским заливом составляет два случая в месяц. Муссонные депрессии формируются над теплой поверхностью Бенгальского залива в пределах влажной окружающей среды, создаваемой муссонным воздухом, и движутся на запад или северо-запад вдоль муссонной ложбины в направлении более теплого и более сухого воздуха теплой системы низкого давления, которая существует над западной Индией и Пакистаном.

Муссонные депрессии являются самыми значительными осадкообразующими системами сезона юго-западного муссона над Индией, хотя в соответствии с исследованием, проведенным Мулем (1973), вклад связанного с депрессиями дождя в общую сезонную сумму осадков является довольно малым, составляя около 11–16 процентов в областях, захватываемых их траекториями. Кроме того, не существует большой связи между числом муссонных депрессий и муссонных дождей в течение года.

Хотя вклад муссонных депрессий в общее количество осадков и является малым, если мы учтем только жидкие осадки в пределах их прямого поля, депрессии оказывают на осадки значительное влияние, если мы примем во внимание, что формирование муссонных депрессий сопровождается активизацией системы муссонных ложбин и усилением муссонного потока за двое-трое суток, предшествующих формированию депрессий, и двое-трое суток после ее прохождения, когда муссонная ложбина остается активной. Более того, более слабые системы, классифицируемые как области низкого давления, но которые ведут себя как депрессии, также вносят значительный вклад. Муссонные депрессии приобретают большую важность в связи со следующими их характеристиками:

- a) прохождение муссонной депрессии распределяет осадки по обширной территории;
- b) движение муссонной депрессии в быстрой последовательности и их стагнация/малая скорость могут вызвать наводнения на некоторых территориях;
- c) наступление муссона часто связано с формированием и движением муссонных депрессий;
- d) длительные сухие периоды могут быть прерваны развитием депрессий.

Первое подробное исследование муссонных депрессий с попыткой смоделировать это явление было сделано Кришнамурти и др. (1975, 1976 гг.), и его результаты содержатся в серии из двух работ. Сикка (1977 г.) предоставил обзор исследований, посвященных стадиям существования, структуре и движению муссонных депрессий. Один из компонентов Муссонного эксперимента 1979 г. (МОНЭКС) был посвящен исследованию муссонных депрессий, в особенности на стадии их формирования (Douglas, 1987). Некоторые из недавних исследований, касающихся синоптической и динамической структуры депрессий, включают работы Саркера и Шудхури (1988 г.), Прасада и др. (1990 г.), Уорнера и Румма (1984 г.) и Мандала и др. (1987 г.).

5.5.2.2.1.1 ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ МУССОННЫХ ДЕПРЕССИЙ

- a) Муссонные депрессии синоптического масштаба с давлением в центре около 992 гПа проходят в западном направлении со скоростью приблизительно 5° долготы в сутки. Эти депрессии являются аналогами тех, которые образуются над тропическими частями Атлантического и Тихого океанов, многие из которых, как известно, становятся тайфунами. Однако эти депрессии не достигают интенсивности тропических штормов, поскольку они формируются очень близко к суше и диссипируют на сушу вскоре после их формирования, проводя над морем очень короткую часть периода своего существования. Во-вторых, очень сильные вертикальные сдвиги ветра (западные ветры на нижних уровнях и восточные на верхних), которые являются характерной чертой муссонной циркуляции в этом районе, могут быть сильным ограничивающим фактором в их будущем развитии (Krishnamurti, *et al.*, 1975);
- b) Геометрия приземного давления муссонных депрессий обычно представляет собой 2-3 замкнутые изобары с интервалом 2 гПа. Они часто имеют форму эллипса, вытянутого в направлении восток-запад, с большой осью, составляющей $5,5^\circ$ по долготе, и малой осью — примерно $4,5^\circ$ по широте (Rao, 1976);
- c) Циклоническая циркуляция депрессии охватывает до 1 000 км по горизонтали и до 9 км — по вертикали. Она имеет горизонтальную длину волны около 2 000 км. В этой сложной структуре (Krishnamurti, *et al.*, 1975) максимальные циклонические компоненты обнаруживаются на уровнях между 0,9–1,5 км (со скоростью $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) на расстоянии 300–400 км от центра. Циклоническая завихренность приобретает силу, достигая высоты примерно 800 гПа, и уменьшается выше, меняя свой знак в верхней тропосфере. Зона максимальной циклонической завихренности лежит в юго-западном секторе депрессии. Поле нормальной абсолютной завихренности в нижней тропосфере, связанной с муссонной депрессией, составляет около $7 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. К югу от депрессии происходит наложение западных ветров муссонных потоков планетарного масштаба и потоков, связанных с депрессией. В этом районе могут иметь место самые сильные ветры (50 узлов) (Krishnamurti, *et al.*, 1975);
- d) вертикальная ось депрессии, как обнаружено, отклоняется к юго-западу или западу от центра, располагаясь на уровне моря. В отдельных случаях глубокие депрессии демонстрируют небольшое отклонение от вертикали, но крайней мере до уровня 500 гПа (Sikka, 1977). Прасад и др. (1990 г.) также нашли, что в ходе интенсивной стадии существования депрессии сдвига по вертикали не имеется;
- e) распределение осадков, связанных с муссонными депрессиями, обычно имеет максимум в юго-западном квадранте. Пишароти и Ашани (1957 г.) обнаружили, что в тех случаях, когда движение происходит на запад — северо-запад, в первой половине любых конкретных суток до полудня, сильный дождь ($>7,5 \text{ см}$ за предыдущие 24 часа) простирается на расстояние примерно 500 км до и 500 км после центра депрессии. Эта зона имеет ширину около 400 км и почти полностью находится к югу от траектории движения. Таким образом, сильные осадки за последующие 24 часа для любых конкретных суток распространятся на расстояние примерно 1 000 км вперед по движению от центра депрессии за эти сутки. Зона максимальных осадков, как обнаружилось, сдвигается на северо-запад и затем на северо-восток при изменении траектории депрессии с северо-западной на северную и затем на северо-восточную. Обычно связанные с депрессией суммарные осадки за 24 часа составляют 10–20 см, а отдельные дожди, превышающие 30 см за 24 часа, не являются редкими;
- f) муссонные депрессии имеют структуру с холодным ядром, располагающимся ниже средних уровней, и теплыми аномалиями температуры выше. Термическая амплитуда муссонной депрессии является самой большой вблизи поверхности 800 гПа (около $2-3^\circ \text{C}$). Заметное теплое ядро перед движущейся депрессией возникает прежде всего за счет низкоруренной тепловой адвекции воздуха из пустыни, располагающейся к западу от депрессии. Холодное ядро заметно ниже 600 гПа, а выше этого уровня происходит изменение термической структуры на обратную. Около уровня 400 гПа амплитуда является малой, всего лишь $1-1,5^\circ \text{C}$. Корреляция вертикальной скорости и температуры $W'T'$ и конвективного нагревания и температуры $H'T'$ являются важными для преобразования доступной потенциальной энергии вихря в

- кинетическую энергию вихря и для генерации доступной потенциальной энергии вихря на основе конвекции соответственно;
- г) Дуглас (1987 г.) изучил эволюцию различных членов уравнения вихря. Член уравнения, связанный с дивергенцией (генерация вихря за счет конвергенции), является положительным для мощного слоя атмосферы от поверхности до уровня 500 гПа. Член уравнения, выражающий горизонтальную адвекцию, является отрицательным в нижней/средней тропосфере, указывая таким образом, что меньшие значения относительного вихря адвектируются в область с севера. Два других члена уравнения (вертикальная адвекция вихря и генерация за счет горизонтальных градиентов вертикального движения в присутствии вертикального сдвига) ниже уровня 700 гПа являются незначительными. В средней атмосфере члены уравнения, описывающие дивергенцию и горизонтальную адвекцию, являются малыми, а другие исключаются. Чистая тенденция является небольшой. В верхней тропосфере сильная дивергенция имеет тенденцию быстро уменьшать завихренность. Имеется сильный вертикальный перенос с более низких уровней, поскольку как вертикальный градиент вихря, так и восходящее движение, w , являются большими на уровне 300 гПа. Таким образом, в зоне дождя циклонический вихрь возрастает ниже уровня 550 гПа и уменьшается выше данного уровня. Перенос вихря между двумя уровнями завершается конвекцией с образованием кучевых облаков;
 - и) было предпринято много попыток объяснения процессов формирования муссонных депрессий. Синоптическо-динамическое объяснение было предложено Котесварамом и Джорджем (1960 г.) и Котесварамом и Бхаскараром Рао (1963 г.), где в соответствии с теорией развития Петерсона, исходя из применявшейся к внетропическим циклонам, они предположили, что развитие муссонной депрессии над северной частью Бенгальского залива происходит тогда, когда зона положительной адвекции вихря впереди восточной волновой ложбины, движущейся на запад в верхней тропосфере, оказывается наложенной на ранее существовавшую муссонную ложбину, которая достигает залива перед формированием депрессии. Движение внетропосферной ложбины может быть прослежено далее в восточном направлении до Тихого океана. В некоторых случаях ложбина может индуцироваться в связи с внетропической системой (Prasad and Krishna Rao, 1974). Позже шли поиски теоретических подходов для объяснения формирования муссонных депрессий с помощью баротропно-бароклинической CISK динамики (Sikka and Gadgil, 1975; Shukla, 1976; Krishnamurti, et al., 1976). Эти исследования показали, что на ранних стадиях развития баротропная динамика играет значительную роль в качестве критерия баротропной неустойчивости $\beta - \partial U / \partial y^2$. Более поздняя стадия развития, а также стадия сохранения депрессии однозначно связаны с бароклинической динамикой и динамикой CISK, в которой энергия, поставляемая за счет высвобождения скрытой теплоты конденсации, становится важным энергетическим источником для депрессии. Используя конкретное исследование депрессии, которая наблюдалась в августе 1968 г., Кришнамурти и др. (1976 г.) показали, что условие комбинированной баротропно-бароклинической неустойчивости (меридиональный градиент потенциального вихря затухает где-то в этой области), было также удовлетворено. С помощью серии численных экспериментов и расчетов энергообмена авторы нашли, что в отсутствие бароклинических эффектов потоки являются баротропноустойчивыми. Однако если бароклинические эффекты учитываются, то потоки постепенно становятся баротропнонеустойчивыми. Было придано особое значение роли топографии подстилающей поверхности и конвекции с образованием кучевых облаков, учтенной в их эксперименте с помощью модели в примитивных уравнениях. Они пришли к заключению, что нагревание при конвекции с образованием кучевых облаков генерирует доступную потенциальную энергию вихря с выделением тепла в слабом теплом ядре на соответствующих уровнях выше холодного ядра депрессии. Здесь подъем относительно теплого воздуха вносит значительный вклад в генерацию кинетической энергии вихря депрессии. Основным результатом, который получен в ходе их исследований, заключается в том, что возмущение прежде всего возникает и существует за счет конвекции с образованием кучевых облаков;
 - д) муссонные депрессии включены в окружающий их поток воздуха, в котором имеются большие сдвиги. Они характеризуются структурой облачности, в которой плотная сплошная облачность перемещается в направлении вертикального сдвига в слое, в который включена конвекция. Признаки муссонных депрессий на спутниковых снимках были изучены Шринивасаном (1971 г.) и Шудхури и др. (1985 г.). Облачные образования муссонных депрессий, связанные со сдвигом, являются аналогичными наблюдающимся на стадиях ослабления тропических циклонов (Dvorak, 1975), когда плотная сплошная облачность всегда видна как перемещающаяся вниз по линии сдвига от низкогоуровневого центра.

5.5.2.2.1.2 Синоптические характеристики, предшествующие формированию муссонных депрессий

Следующие синоптические характеристики, как правило, предшествуют формированию муссонных депрессий, и рассматриваются как благоприятные для циклогенеза (Sikka, 1977):

- а) давление падает в северной части Бенгальского залива без какого-либо значительного падения или повышения в других частях муссонной ложбины. Это падение давления происходит либо *in situ*, либо в связи с движением области низкого давления с востока, которая может быть остатком тайфуна. Области низкого давления, движущиеся с востока, составляют только примерно 20 процентов общего числа случаев формирования депрессий в течение сезона. В большей части случаев эти области низкого давления, проходящие в западном направлении, могут наблюдаться только в 24-часовом поле изменения давления;
- б) усиление муссонного потока над Индийским полуостровом и центром Бенгальского залива до величины более 20 мс^{-1} , которое, как полагается, должно ассоциироваться со свежим притоком воздуха, пересекающего экватор. Это повышает циклонический сдвиг ветра в северной части залива;

- с) формирование первичного центра циклонической циркуляции в нижней и средней тропосфере (800–600 гПа), а также его усиление и постепенное снижение до уровня моря;
- д) увеличение содержания влаги в воздухе в пределах средней тропосферы (700–500 гПа) над северной частью Бенгальского залива;
- е) увеличение выпадения осадков на островах в заливе и в прибрежных районах Бирмы, Бангладеш, Ориссы и западной части Бенгалии;
- ф) увеличение дивергенции в верхней тропосфере над северной частью Бенгальского залива, подтверждаемое расхождением потока на уровне 200 гПа, увеличение нисходящего потока восточного/северо-восточного направления из Бангладеш в западную Бенгалию, миграция в направлении на запад возмущений в верхнетропоферных восточных ветрах над западной Бенгалией и благоприятный сдвиг сезонной антициклонической циркуляции над районом Тибета. Однако в некоторых случаях простое визуальное изучение обычным образом анализируемых карт верхней тропосферы может оказаться недостаточным, чтобы предположить наличие этих характеристик;
- г) постоянное присутствие квазикрутовых светлых облачных масс (диаметр 4–5 градусов), которые обычно располагаются к югу от приземного центра области низкого давления, находящейся на начальной стадии формирования;
- и) движение в восточном направлении ориентированной с севера на юг нижнетропоферной ложбины, лежащей над Ориссой и Бихаром, в направлении северной части залива, дающее в результате образование депрессии.

5.5.2.2.2 Муссонные депрессии в австралийском регионе

В Австралийском регионе не существует точного определения муссонной депрессии, но по сути это циклоническая циркуляция, расположенная над сушей в пределах линии сдвига муссона, с максимальной интенсивностью на уровнях нижней тропосферы 850–700 гПа (McBride, 1984). Дэвидсон и Холланд (1987 г.) также указали, что не имеется ни детальной климатологии, ни точного определения этих депрессий в Австралийском регионе. Однако на стадиях формирования депрессии характеризуются наличием теплого ядра в средней и верхней тропосфере. В муссонных депрессиях время от времени на низких уровнях возникают ветры до 30 мс^{-1} или больше; и даже когда они находятся в середине континента, в депрессиях могут возникать структуры спиральных полос дождя, аналогичные структурам тропических циклонов (McBride, 1984). Крупномасштабная структура депрессии очень похожа на структуру тропического циклона (McBride and Keenan, 1982; Love and Garden, 1983). Во многих случаях муссонная депрессия образуется из тропического циклона по мере того, как он пересекает береговую линию (McBride and Keenan, 1982). На ранней стадии развития оба типа систем часто демонстрируют очень похожие пространственные очертания кривых мезомасштабной облачности.

5.5.2.3 Среднетропоферные циклоны

В некоторых тропических районах и в некоторые сезоны циклоны достигают своей самой большой интенсивности в средней тропосфере. Аткинсон (1971 г.) рассматривает эти системы в виде двух исходных классов: субтропические циклоны, которые возникают над северо-восточной частью Тихого океана и над Северной Атлантикой в течение холодного сезона, и циклоны Аравийского моря, которые возникают вблизи западного побережья Индии в течение сезона юго-западного муссона.

5.5.2.3.1 Субтропические циклоны

Симпсон (1952 г.) показал, что эти системы должны быть основным циркуляционным образованием в субтропиках в течение холодного сезона. Он изучил 76 из этих систем, известных как штормы Кона в районе Ивайских островов, которые происходят, когда замкнутая область низкого давления на высоких уровнях в субтропиках становится отрезанной от основного потока западных ветров на этих же уровнях. Симпсон определил два источника этих штормов. Приблизительно две трети из них развиваются из окклюдированных циклонов, которые задерживаются в низких широтах блокирующим действием теплой области высокого давления, а оставшаяся треть возникает в результате бароклинического развития «отрезанных» областей низкого давления в средней и верхней тропосфере, циркуляция которых постепенно распространяется к поверхности. Основным источником субтропических циклонов являются также разрушающиеся тропические циклоны, которые передвигались в субтропические широты. Сформировавшись, субтропические циклоны, как представляется, имеют одну и ту же общую структуру и поведение, несмотря на их источник.

В Тихом океане субтропические циклоны, как правило, встречаются на широте 15° – 35° с.ш. и на долготе между 175° в.д. и 140° з.д., в то время как аналогичные системы были обнаружены Симпсоном над Северной Атлантикой на широте 15° – 35° с.ш. и на долготе 30° – 60° з.д. Эти циклоны возникают чаще всего между ноябрем и январем. На основе данных о штормах в Тихом океане Симпсон разработал комплексную модель этих систем, которая включает распределение ветра и осадков. Эти модели характеризуются следующим образом:

- а) максимальная скорость ветра и максимальные осадки случаются в восточном квадранте шторма на расстоянии 200–500 миль от центра, в зависимости от размера шторма;
- б) за исключением немногих субтропических циклонов, которые развиваются с характеристиками тропических циклонов, центральное ядро шторма (в пределах 100 миль от центра) является регионом слабых градиентов давления и легких ветров;
- с) на своих окончательных стадиях эти системы, как обычно, движутся в область, которая является благоприятной для фронтогенеза, и регенирируются в волновой циклон;
- д) время от времени, в связи с высвобождением скрытой теплоты вблизи центра шторма, перед поворотом они получают характеристики теплового ядра тропических штормов и поглощаются в полярных западных ветрах;

- е) Рамаж (1961 г.) также изучил ветровые и погодные системы, ассоциирующиеся с субтропическими циклонами. Используя обычные данные и первые изображения со спутника ТАЙРОС, Рамаж показал, что самые сильные ветры, самые крутые градиенты давления и самая большая конвергенция происходит на среднетропосферных уровнях (между 600 и 400 гПа). Максимальная горизонтальная конвергенция происходит вблизи уровня 600 гПа, что дает в результате, как правило, восходящее (вертикальное) движение над этим уровнем и нисходящее движение ниже него, за исключением приземного слоя. Глаз шторма кажется довольно большим с рассеянными облаками и довольно спокойной погодой. Области с особыми явлениями погоды проявляются между 100 и 300 миль от центра, в то время как после 300 миль отчетливо наблюдаются только рассеянные облака;
- ж) основная разница между моделями Симпсона (1952 г.) и Рамажа (1961 г.) заключается в распределении погоды вокруг центра шторма. В модели Симпсона максимум осадков лежит к востоку от центра шторма, в то время как в модели Рамажа погода гораздо более симметрично распределена по отношению к нему. Рамаж объяснил эту разницу, заявив, что Симпсон не делал различий между настоящими тропическими циклонами, которые полностью отрезаны от полярных западных ветров, и крупномасштабными ложными в полярных западных ветрах, где ясная погода, как правило, концентрируется к востоку от оси ложбины. Рамаж также нашел, что эти системы являются очень постоянными, со временем существования вплоть до нескольких недель, а также что они, главным образом, поглощаются крупномасштабными ложбинами в полярных западных ветрах, а не просто раздуваются в результате потери энергии или воздействия трения.

В более позднем исследовании Роберт (1973 г.) описал два типа жестких субтропических циклонов, сопровождаемых очень крепкими ветрами или более, а именно:

- а) холодный высотный циклон с циркуляцией, простирающейся до приземных слоев, и с максимальными устойчивыми ветрами (от очень крепких до штормовой силы) обычно в радиусе примерно 100 миль или более от центра давления. В этих системах иногда происходит преобразование и они становятся тропическими штормами или ураганами;
- б) мезомасштабный циклон, зарождающийся вблизи старого фронта с максимальными устойчивыми ветрами от очень крепких до штормовой силы, и с радиусом максимальных ветров обычно менее 300 миль; на начальных этапах эта циркуляция временами охватывает область менее 100 миль в диаметре.

Эти морские циклоны могут иметь разную структуру — от холодного до теплого ядра; являются обычно короткоживущими и могут в конце концов эволюционировать в сильные ураганы или во внетропические волновые циклоны. Последний тип исходно назывался «нейотеркан» (neutercane), но в настоящее время классифицируется как подраздел более широкой категории субтропических циклонов.

Эти системы, как правило, развиваются в бароклинной среде и могут становиться, но могут и нет, наиболее интенсивными на среднетропосферных уровнях. Часть проблемы, с которой сталкивается оперативный прогнозист, заключается в том, к какой категории и классу эти системы можно отнести и, наконец, как прогнозировать их движение и интенсивность. В прошлом имелась тенденция игнорировать традиционные (судовые) данные, которые могли указывать на присутствие центра низкого давления в районе, который, по-другому, мог показаться находящимся под влиянием гребня высокого давления. Часто вблизи не было никаких наблюдений для подтверждения существования такой области низкого давления. Поэтому наблюдения воспринимались либо как указывающие на переходные условия, вероятность сохранения которых мала, либо как ошибки передачи по каналам связи, если не или до тех пор, пока не поступала другая информация, подтверждающая более раннюю(ие) ошибку(и).

Повышение спутниковых данных, в особенности данных с геостационарных платформ, показало, что эти наблюдения чаще всего ассоциировались с областями неустойчивой погоды и поэтому вероятно, чтобы они были связаны с ошибками связи. Соответственно Ерберт и Поттеат (1975 г.) разработали методику классификации этих систем на основе имеющихся спутниковых данных. Целями их исследования, включавшего использование характеристик облачности, связанной с субтропическими циклонами, заключалась в том, чтобы:

- а) провести различие между субтропическими и тропическими циклонами на стадии их формирования (сила ветра менее очень крепкой);
- б) оценить интенсивность субтропических циклонов; и
- в) разработать критерии, которые могли бы быть совмещены с методикой Дворак (1973 г.) в том случае, когда эти системы проявляют черты тропических систем.

Хотя их методика и была разработана для Северной Атлантики, ее основные положения могут быть применимы к другим тропическим регионам. Однако Ерберт и Поттеат предупреждают читателей: «... как и во всех метеорологических исследованиях тропиков и субтропиков, взаимосвязь между основными характеристиками облачности и результатами наблюдений ветра и давления для этих специфических областей следует определять на основе региональных данных». Руководящие принципы, являющиеся надерками из работы Ерберта и Поттеата (1975 г.), приводятся в приложениях 5.A–5.C.

5.5.2.3.2 Циклоны Аравийского моря

Данные системы, которые являются основными источниками осадков вдоль западного побережья Индии, развиваются в слое между 700 и 500 гПа в муссонной ложбине, которая располагается поперек северо-западной части Аравийского моря в сезон юго-западных муссонов. Миллер и Кеньямурти (1968 г.) рассматривали характеристики этих систем, основываясь на завершеном детальном исследовании данных, собранных в процессе осуществления Международной экспедиции в Индийском океане (ИОЕ). Эти данные включали традиционные приземные и аэрологические наблюдения, сводки с исследовательских воздушных судов и спутниковые наблюдения. Распределения параметров ветра, давления, температуры, влажности и погоды, соответствующие выборочным циклонам, были скопированы относительно ежесуточных положений центра циклона на уровне 500 гПа, которые были использованы как центры подвижной координатной системы. Некоторые важные характеристики этих погодных систем приводятся ниже:

- а) комплексный кинематический анализ для уровней близки поверхности (500–900 м) и для уровня 600 гПа (рисунок 5.10) показывает, что единственным свидетельством возмущения у поверхности является слабо выраженный ложбину вблизи побережья, тогда как на уровне 600 гПа центр циклона хорошо развит; область, где наблюдается наибольшая облачность вертикального развития и самая суровая погода, находится немного к западу от центра циклона;

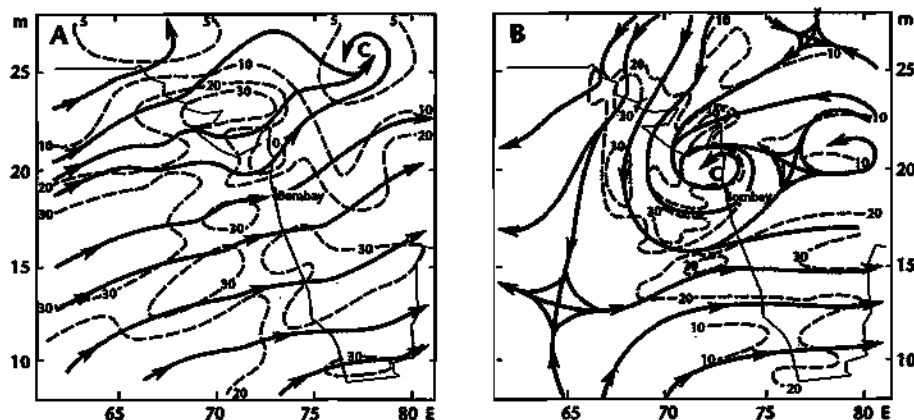


Рисунок 5.10 — Комплексный анализ: А) для приповерхностного слоя (500–900 м); и В) анализ для уровня 600 гПа, показывающий хорошо развитый циклон в средней тропосфере над западной частью Индии в июле 1963 г. (адаптировано Алкинсоном, 1971 г., из работы Милиера и Кешнамурти, 1968 г.)

- б) термическая структура этих циклонов указывает на теплую аномалию выше средних уровней и холодную — ниже них;
- в) максимальное значение абсолютной завихренности таких систем возникает около уровня 600 гПа при вертикальном отклонении максимума к западу по разрезу восток-запад и к югу — по разрезу север-юг;
- г) на средних уровнях зона к западу от центра циклона характеризуется восходящими движениями, тогда как на востоке преобладают нисходящие движения — в основном за счет адвекции теплого воздуха на запад от суши и адвекции холодного воздуха — на восток от океана. Суточные колебания в вертикальном вихре проявляются, вероятно, в результате суточных изменений как направления, так и скорости ветра. Кришнамурти и Хуккинс (1970 г.) использовали пятиуровневую диагностическую модель для исследования структуры и энергетики таких среднетропосферных циклонов над Южной Азией. Их модель, которая включала параметризацию конвекции масштаба кучевой облачности и ее роль в сохранении таких циклонов, может быть использована для объяснения динамики, связанной с положением наиболее суровой погоды к западу от центра циклона.

Движения масштаба кучевой облачности и синоптического масштаба играют следующую двойную роль в сохранении этих циклонов:

- а) оба масштаба вносят свой вклад в абсолютное нагревание воздуха выше циклона (диабатическое нагревание за счет движения кучевого масштаба и адиабатическое — за счет опускания синоптического масштаба);
- б) масштабы противостоят друг другу в трансформации доступной турбулентной потенциальной энергии в кинетическую энергию вихря (движения кучевого масштаба являются причиной чистой генерации кинетической энергии, тогда как движения синоптического масштаба преобразуют кинетическую энергию в потенциальную).

Таким образом, эти среднетропосферные системы не могут сохраниться в качестве постоянных систем без кучевой конвекции, поскольку преобразование энергии синоптического масштаба, трение и отток энергии будут противодействовать этому и быстро погасят их доступную кинетическую энергию.

5.5.2.4 Циклоны верхней тропосферы

Имеются очевидные подтверждения существования другого обширного класса возмущений, который не соответствует ни одной из вышеуказанных моделей. Это вихри с холодным ядром в верхней тропосфере, которые наблюдаются в связи с тропическими ложбинами верхней тропосферы над северо-западной частью Тихого океана и Атлантикой. Среднетропосферная ложбина является устойчивой климатологической чертой летней циркуляции над северной частью Тихого океана, охватывающей пространство на юго-запад от Аляски и до Индонезии на уровне 200 гПа. Асплиден и др. (1965–1967 гг.) привели свидетельства существования аналогичного образования в Северной Атлантике. Эти ложбины ограничены линиями гребней с севера и с юга. Усредненная конфигурация линий гребней и ложбин на уровне 200 гПа в августе над северным полушарием, предложенная Садлером (1964 г.), показана на рисунке 5.11. Именно в этих холодных ложбинах формируются верхнетропосферные циклоны, иногда опускающиеся до уровней нижней тропосферы и в редких случаях вызывающие тропические штормы.

Данные системы самым четким образом определяются в верхней тропосфере при максимальной амплитуде вблизи уровня 200 гПа. До этого уровня амплитуда монотонно растет с высотой. Ложбины (или холодные области низкого давления) холоднее, чем окружающая их атмосфера; при этом самые большие аномалии температуры находятся вблизи уровня 300 гПа. Центры областей низкого давления обычно свободны от облачности и демонстрируют очевидные признаки опускания воздуха. Облачность, когда встречается, ограничена внешней периферией этих областей.



Рисунок 5.11 — Усредненная конфигурация линий гребней и ложбин на уровне 200 гПа над северным полушарием в августе (предложение Садлера, 1964 г., и представления Аткинсона, 1971 г.)

Как наблюдалось, возмущения движутся в любом направлении, но в пределах субтропического пояса их траектория обычно имеет западное направление при скорости 5–6° широты в сутки. Некоторые из них инициируются вторжением холодных среднеширотных ложбин в тропики, в то время как другие развиваются на месте. Осадки связаны только с более мощными системами, которые захватывают всю толщу тропосферы.

Краткое описание этих циклонов в различных регионах приводится ниже.

5.5.2.4.1 СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА

Садлер (1967b) провел детальные синоптические исследования верхнетропосферных циклонов этого региона. В 1964 г. в течение десяти суток он (используя традиционные данные, сводки с воздушных судов и спутниковые снимки) прослеживал траектории серии таких систем, когда они двигались в западном направлении поперек Тихого океана вдоль верхней ложбины. Некоторые из этих верхнеуровневых систем развивались, достигая поверхности над западной частью северного сектора Тихого океана, и были случайно связаны с наблюдавшимся формированием тропических штормов. Эти исследования зафиксировали движение и влияние верхнетропосферных вихрей на формирование тропических штормов в регионе. Верхнеуровневые вихри отражались как наведенные волны в восточных высотках. В процессе трансформации циклонов с холодным ядром в циклоны с теплым ядром разрушение верхнеуровневой циркуляции увязывалось с медленным адвективным нагреванием, происходившим по мере миграции системы в западном направлении в регион с гораздо более высокими температурами верхней тропосферы, при некотором дополнительном нагревании за счет высвобождения скрытой теплоты конденсации, вызванного более мощными конвективными процессами, связанными с холодной областью низкого давления.

На рисунке 5.12 показана трехмерная модель Садлера циркуляционных и облачных систем, связанных с верхнетропосферными циклонами средней — большой интенсивности, которые проникли от уровня 200 гПа до поверхности. На рисунке А показано прохождение вихря сквозь уровень 700 гПа и его отражение на поверхности в виде наведенной ложбины. На рисунке В четко иллюстрируется прохождение вихря до уровня поверхности. Последнее явление обычно наблюдается только в западной части северного сектора Тихого океана, поскольку более холодные температуры поверхности моря и мощные высотные инверсии, как правило, предотвращают развитие приземного вихря дальше на восток. Приземная циркуляция, которая развивается в результате этого процесса, будет, по существу, функцией пространственного распространения, интенсивности и глубины проникновения высотного циклона. В некоторых случаях высотная система может только отражаться на поверхности в виде минимума скорости ветра без изменения направления, тогда как в других случаях на поверхности может вообще не быть никаких проявлений высотной системы.

Как представляется, приземные системы движутся в западном направлении (со скоростью около пяти градусов долготы в сутки) вместе с соответствующими им высотными циклонами. Однако в некоторых случаях, особенно в переходные сезоны в районе Явайских островов, высотные циклоны движутся на восток, проявляясь в виде наведенной приземной ложбины или вихря, движущегося против низкоуровневого восточного потока.

Облака, связанные с высотными циклонами, зависят от интенсивности проникновения, географического положения и наклона системы. На рисунке 5.12 (С) показан типичный пример облачности, связанной с циркуляцией, представленной как в примере А, так и в примере В. Низкоуровневая конвергенция и основные облачные образования находятся в восточной части приземной системы и вследствие ее наклона лежат под зоной дивергенции на верхних уровнях. Система вихревых облаков, которую можно наблюдать на спутниковых снимках, лучше всего соответствует характеру циркуляции вблизи уровня 700 гПа.

Вихри, которые иногда развиваются в тропические штормы, приобретают характерную форму спирали облачности. Садлер (1967b) подчеркивает, что «форма облачных систем, видимая со спутника, очень изменчива за счет изменчивого характера

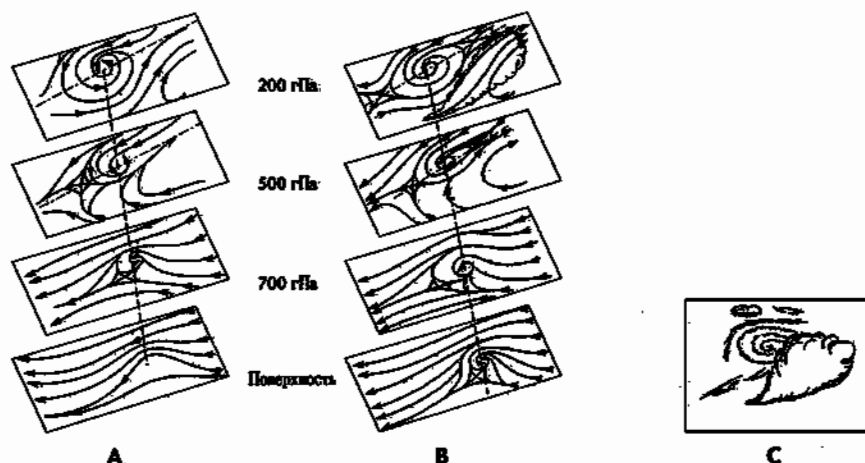


Рисунок 5.12 — Трехмерная модель верхнетропосферных циклонов, которые проникают до уровня 700 гПа (А) и до уровня поверхности (В). На части С рисунка представлено типичное распределение облачности, полученное по спутниковым изображениям. (По Саллеру, 1967b, и как представлено у Атkinsona, 1971 г.)

систем высотной циркуляции и нижнетропосферной термической структуры». Основные облачные системы, однако, могут, как правило, наблюдаться к югу от линий высотной ложбины. В случае, когда нет их прямой связи с высотным циклоном, они могут распространяться или даже удаляться на большие расстояния от ложбины, но обычно они ограничены областью западного потока между ложбиной и линией высотного гребня с юга.

5.5.2.4.2 СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА

Асплиден и др. (1965–1967 гг.) изучали синоптические системы над Северной Атлантикой, используя приземные данные и данные на уровне 200 гПа, а также спутниковые снимки. Они обнаружили, что в течение теплого сезона верхнетропосферная ложбина является основной характеристикой циркуляции над этим регионом. В целом, их исследование показало, что циклоны уровня 200 гПа, расположенные восточнее 50° з.д., движутся в восточном направлении, в то время как те, которые находятся западнее 50° з.д., движутся в западном направлении. В центральных районах Атлантики прослеживается тенденция движения циклонов «петлями», а не систематического движения вдоль какого-либо направления или траектории. Эти циклоны движутся со скоростью 0,1–5° по широте в сутки в течение их обычного жизненного цикла, составляющего от 2 до 31 суток. Хотя за период этого исследования не был случаев развития тропических циклонов из высотных, авторы отметили очевидное отражение высотных циклонов на поверхности в виде волнообразных возмущений в восточном потоке над северо-западной частью региона. Однако другие исследования показали, что эти высотные циклоны могут, хотя и очень редко, инициировать развитие тропических штормов над Северной Атлантикой.

Франк (1970 г.) описал распределение явлений погоды, связанных с холодными верхнетропосферными областями низкого давления в Северной Атлантике. Используя традиционные данные, он определял корреляцию вертикальной мощности слоя, на который оказывала влияние область низкого давления, с сопровождающими ее явлениями погоды. Эти области обозначались либо как «влажные», либо как «сухие» в зависимости от погоды. На основе этого исследования Франк разработал модель (рисунок 5.13) распределения облачности вокруг высотных холодных областей низкого давления, осредняя спутниковые изображения облачного покрова, окружающего эти минимумы, по двухградусным широтно-долготным квадратам для 13 случаев холодных областей низкого давления. В пределах центрального одноградусного квадрата средняя облачность была всего 0,1, в то время как центр окружало хорошо выраженное кольцо максимальной облачности, средний радиус которого составлял около 145 миль (на рисунке 5.13 показано жирной штриховой линией). Облачность вокруг этих минимумов была

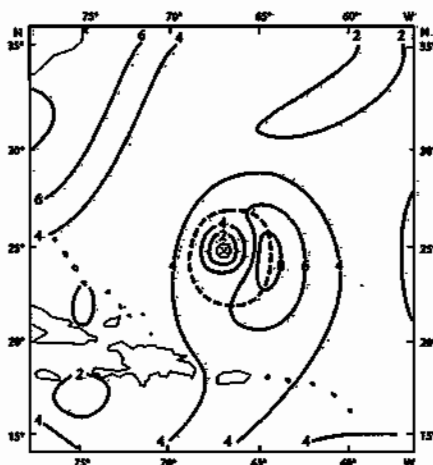


Рисунок 5.13 — Интегральная средняя облачность (в десятых), полученная по 13 случаям «влажных» холодных минимумов в Северной Атлантике за период 1961–1966 гг. (по Франку, 1970 г., как представлено у Атkinsona, 1971 г.)

асимметрична, с максимальной концентрацией к востоку от центра низкого давления (постоянно высокая, в отдельных случаях со средними значениями 0,8, при колебании в пределах от 0,6 до 1,0). За исключением языка облачности, вытянутого в южном направлении, средний диаметр внешней кромки облачности, связанной с холодным минимумом, равнялся приблизительно 600 миль. Эта модель, в которой свободное от облачности ядро окружено максимумом облачности, предполагает наличие прямой циркуляции (нисходящий холодный воздух и восходящий теплый воздух), сопровождаемой преобразованием потенциальной энергии в кинетическую. Поэтому такие высотные холодные минимумы могут быть самоподдерживающимися, т.е. не требующими какого-то внешнего источника энергии.

В другом исследовании Карисон (1967 г.) объединил для известностного периода в октябре 1965 г. различные данные (ветер, высота, температура, влажность, вертикальная скорость, облака и погода) связанные с постоянной устойчивой областью низкого давления над восточной частью Карибского моря (рисунок 5.14). Он нашел, что ядро, простиравшийся между уровнями 500 и 700 гПа, имел замкнутую циркуляцию. На уровне 700 гПа располагалась значительная ложбина, в то время как у поверхности была слабо выражена лишь ложбина восточного направления. В распределении облачности и явлений погоды, связанных с этой областью низкого давления, основной облачный покров был расположен к востоку от высотного минимума и ложбины. Зона значительной конвекции занимала лишь малую часть общей площади, а кучевая облачность хорошей погоды и незначительное количество багровидных кучевых облаков располагались к западу от высотной ложбины.

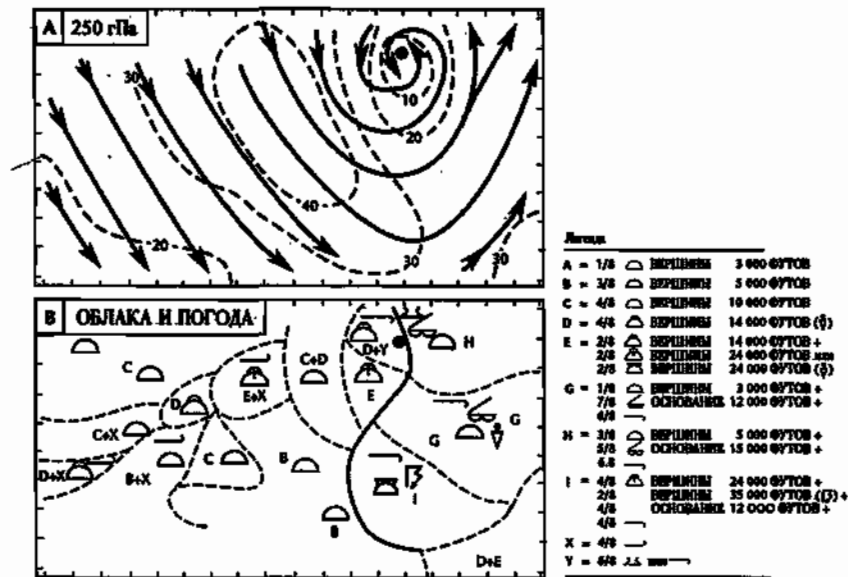


Рисунок 5.14 — А) — Климатическая циркуляция на уровне 250 гПа, и В) — распределение погоды/облачности в течение шестидневного периода, связанных с высотной холодной областью низкого давления в Карибском море (октябрь 1965 г.). Интервалы между штрихами на рамке соответствуют 1° по широте или долготу. Основной облачный покров ограничен волнистой линией, а область значительной конвекции обозначена надписью "Т" и ограничена штрихами (по Карисону, 1967 г., как представлено у Алкинсона, 1971 г.)

5.5.2.4.3 Темперали Центральной Америки

Эти системы относятся к верхнетропосферным циклонам, возникающим в восточной части северной акватории Тихого океана, вблизи и над Центральной Америкой (с июня и по ноябрь, но наиболее интенсивно в июле и августе). Осадки и облачность, вызываемые этими штормами, подобны тем, которые связаны с ураганами. Однако ассоциируемые с температурными ветры на нижних уровнях относительно слабые.

Полман (1968 г.) разработал модель топографии изогинс в нижней тропосфере и распределения явлений погоды, связанных с этими системами (рисунок 5.15). Данная модель дает обширные области высокоосложненных облаков в восточном секторе

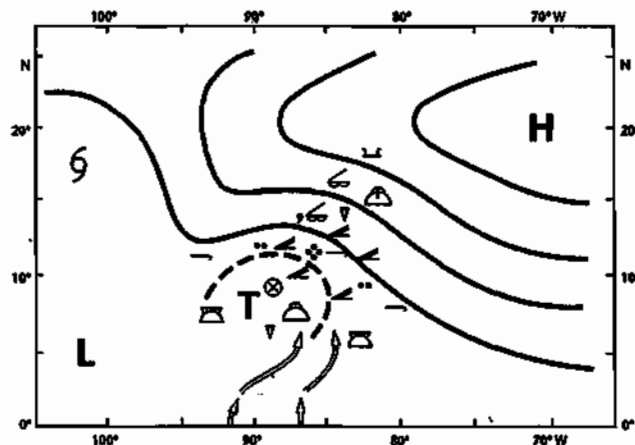


Рисунок 5.15 — Модель топографии изогинс в нижней тропосфере и явлений погоды в температур (по Полману, 1968 г., как представлено у Алкинсона, 1971 г.)

системы с включенными в них кучево-дождевыми облаками и затяжными дождями в северо-восточном квадранте. Поскольку эти штормы часто остаются квазистационарными в течение многих дней, то они могут вызывать катастрофические количества осадков и наводнения в Центральной Америке, где влияние топографии способствует усилению осадков и создает высокую потенциальную возможность наводнений.

5.5.2.4.4 Южное полушарие

Циклоны развиваются в течение теплого сезона в тропической верхнетропосферной ложбине над южной частью Тихого океана. Как и в тропических океанических районах северного полушария, эти высотные циклоны иногда дают начало формированию тропических штормов. Поскольку низкоровневая муссонная ложбина в южной части Тихого океана редко распространяется к востоку от 180° долготы, представляется вероятным, что большинство случаев редкого явления развития тропических циклонов к востоку от международной линии смены дат является результатом воздействия верхнетропосферных циклонов.

5.5.2.5 Антициклоны нижней тропосферы

Эти системы возникают, главным образом, в таких областях и в такие сезоны, где и когда муссонная ложбина располагается дальше 10° широты от экватора (LaSeur, 1964). Глобальные спутники, обеспечивая почти глобальный охват, предоставляют метеорологам важные данные, которые необходимы для исследования динамики таких систем в низких широтах. Путем обработки последовательных спутниковых снимков можно расширить поля ветра на нескольких уровнях по движению облачности (Hubert and Whitney, 1971; Young, et al., 1972; Bradford, et al., 1975; Novak and Young, 1976; Borneman, 1978). На рисунке 5.16 показан пример комбинированного использования спутниковых и традиционных данных для построения модели мигрирующих экваториальных антициклонов в восточной части северной акватории Тихого океана (Fujita, et al., 1969). На стадии «выталкивания» крупномасштабный поток прорывается из южного полушария на север, создавая выгнутую полосу внутритропической облачности, которая может быть «вытолкнута» на север на расстояние до 1 000 км. При этом часто наблюдается образование тропических штормов вдоль зоны, в которой воздушные массы из северного и южного полушарий начинают взаимодействовать при больших значениях горизонтального сдвига ветра и относительной циклонической завихренности.

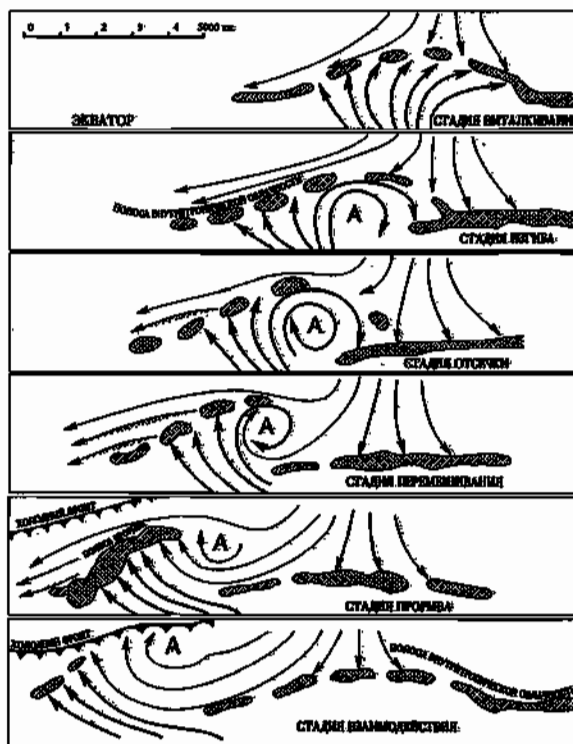


Рисунок 5.16 — Модель шести стадий экваториальных антициклонов на востоке северной части Тихого океана (по Фуджита и др., 1969 г., как представлено у Алкинова, 1971 г.)

В период от одних до трех суток поток из южного полушария приобретает относительную антициклоническую завихренность, достаточную для того, чтобы он начал поворачивать к югу (начинается «стадия изгиба»), а полоса внутритропической облачности в это время характеризуется незначительными изменениями. Тропические депрессии, сформировавшиеся в течение стадии выталкивания, стремятся покинуть зону полосы тропической облачности. Спустя сутки или около того экваториальный антициклон характеризуется замкнутой циркуляцией (так называемая «стадия отсежки»), а центр антициклона полностью окружается воздухом из южного полушария.

Когда возникает разрыв во внутритропической полосе облачности, пассаты северного полушария обтекают антициклон к югу и начинается «стадия перемешивания». Северные пассаты и поток южного полушария смешиваются по периферии антициклона.

После того как достаточное количество северного пассатного воздуха пройдет через южные секторы экваториального антициклона, система начинает мигрировать в направлении запад/северо-запад. В то же самое время поток из южного полушария продолжает выталкивать полосу облачности вдоль ведущей кромки антициклона. Это объединенное выталкивание как

северными лиссами, так и течением южного полушария часто ведет к образованию зоны очень интенсивной конвергенции, характеризующейся циклонической завихренностью. Очень интенсивная полоса внутритропической облачности, расположенная в этом регионе, называется «полосой прорыва». Этот процесс известен также под названием «стадия прорыва» и может продолжаться от одних до двух суток. По завершении этого периода полоса нисходящего вихря распадается на небольшие фрагменты или изолированные скопления облачности.

После того как полоса нисходящего вихря растянется, южный или юго-восточный поток, нисходящий к югу от центра экваториального антициклона, продолжает оставаться интенсивным. Это антициклонический поток остается все еще достаточно мощным для того, чтобы предотвратить юго-восточное движение среднеширотного холодного фронта, и соответственно происходит образование волны вдоль фронта (стадия взаимодействия). Полный жизненный цикл, описанный в представленной выше модели, продолжается около двух недель.

Фуджита и др. (1969 г.) полагают, что развитие этих антициклонов связано с низкими температурами поверхности моря в восточных частях экваториальных областей Тихого океана. Аналогичный, но менее выраженный, экваториальный минимум температуры воды обнаружен и в восточной части Атлантического океана в течение лета северного полушария. Это также может вести к образованию в этом регионе аналогичных антициклонов вблизи экватора.

5.5.3 Линейные возмущения

Линейное возмущение — это система синоптического масштаба, в которой завихренность или дивергенция (конвергенция), или оба явления вместе, имеют тенденцию концентрироваться в зоне с протяженностью значительно большей, чем ее ширина (LaSeur, 1964). По существу, есть два класса такого типа возмущений, выявленные в тропиках, а именно:

- a) *линии сдвигов* — узкие зоны, по поперечному разрезу которых имеются резкие изменения горизонтальной составляющей ветра, параллельной этим линиям (наиболее часто соотносимые с линиями циклонических сдвигов, такими, как муссонные и верхнетропосферные ложбины). Линии сдвигов могут также связываться с остатками старых фронтальных зон, которые достигли баротропной среды тропиков;
- b) *асимптоты* — прямые или кривые линии тока конвергенции и дивергенции, где линии тока определяются как серии кривых, касательных к изолиниям поля ветра по всему мгновенному потоку. Асимптоты могут наблюдаться также независимо внутри регионов относительно однородного направленного потока, но более типичной является их связь с тропическими вихрями.

5.5.3.1 Линии сдвигов

Линии сдвигов — это линии или узкие зоны, поперек которых происходит резкое изменение горизонтального компонента ветра, параллельного этим линиям. Проще говоря, это линии максимального горизонтального сдвига ветра.

Когда среднеширотные бароклинные системы (фронты) проникают в квазибаротропные тропические регионы, часто бывает трудно проследить их траектории, особенно над океанами, путем обработки традиционных данных. С помощью стандартных методов фронтального анализа, т.е. наблюдая за разрывами полей температуры, влажности и ветра поперек фронтальной зоны, часто не удается определить положение фронта при входе таких систем в тропики. Различия температуры и влажности (температуры точки росы) становятся очень малыми или даже полностью исчезают по мере того, как две различные воздушные массы смешиваются и становятся изометричными и более однородными. Может наблюдаться лишь слабый сдвиг ветра вдоль фронтальной зоны (или линии сдвига), который во многих случаях может оказаться непригодным для четкого определения положения фронта.

Когда традиционные данные становятся недостаточными, большую помощь синоптику могут оказать спутниковые изображения, обеспечивая некоторую непрерывность и часто представляя возможность идентифицировать облачные образования, помогающие определить положения фронтов в линиях сдвига. И снова обращаемся к разработке модели, которая помогает в анализе и понимании этих систем.

Частная модель идентификации облачных образований, связанных с линиями сдвигов (фронтами) в тропиках, показывает, что ведущая кромка таких систем может быть отмечена ярко выраженной линией конвекции. Серия конвективных линий, ориентированных параллельно линии сдвига или фронту и ветру, может возникнуть на обращенной к полюсу стороне основной линии или полосы. Вершины облаков, связанных с такими системами, обычно находятся в среднем на высоте 10 000–15 000 футов (3–4,5 км), но малые высоты нижней границы облачности и обильные осадки вдоль линии могут вызвать в итоге неблагоприятные явления погоды (особенно вблизи масс суши, которые могут оказывать значительное орographicное влияние). На рисунке 5.17 показана модель Палмера и др. (1955 г.), представляющая собой приземные линии тока/изотак, связанные с линией сдвига (в действительности, остатком холодного фронта) над тропическим районом океана (центральный район Тихого океана). На этой модели видны незначительные увеличения скорости и изменения направления ветра непосредственно с северной стороны линии сдвига.

Когда в холодные сезоны приземные холодные фронты проникают через тропики до низких широт над континентальными районами, неоднородности приземной температуры, точки росы и ветра часто могут сохраняться за счет повторяющегося ночного радиационного выхолаживания в прозрачной массе сухого полярного воздуха. В некоторых регионах особенности орграфии способствуют проникновению полярных воздушных масс в экваториальном направлении. Например, Скалистые горы Северной Америки действуют как воронка для холодного воздуха, распространяющегося на юг над Центральными равнинами Северной Америки и через Мексиканский залив. В результате холодные фронты часто достигают Центральной Америки, вызывая сильные дожди на наветренных склонах и фёны на подветренных.

Тропические верхнетропосферные ложбины и нижнетропосферные муссонные ложбины также могут классифицироваться как линии или зоны сдвигов. Поскольку эти образования часто содержат серию циклонических вихрей, значения завихренности и дивергенции вдоль таких ложбин могут изменяться в значительных пределах. В некоторых случаях такие системы характеризуются протяженными линиями сдвига ветра, связанными с вытянутыми вихрями и зонами дивергенции, и могут поэтому включаться в категорию линейных возмущений. Большинство важнейших явлений погоды вблизи верхнетропосферных ложбин связаны с такими циклоническими вихрями вдоль осей ложбин. Однако вблизи нижнетропосферных муссонных ложбин значительная облачность и осадки могут появляться и независимо от наличия хорошо выраженных циклонических вихрей. Более

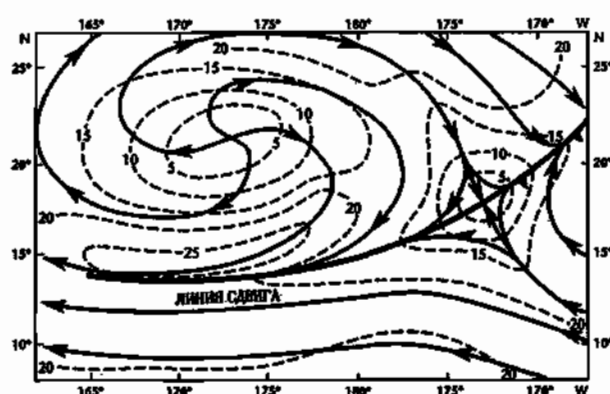


Рисунок 5.17 – Модель системы приземных линий тока/изоток, связанной с линией сдвига над тропическим океаническим районом (по Палмеру и др., 1955 г., как представлено у Аткинсона, 1971 г.)

того, вдоль оси муссонной ложбины над тропическими районами океанов часто наблюдаются минимумы облачности, а наиболее мощная облачность располагается по обе стороны ложбины. В низкоуровневом западном потоке наибольшая активность и осадки обнаружены на стороне ложбины, обращенной к экватору. Над некоторыми тропическими районами континентов такой минимум линий облачности муссонной ложбины может быть скрыт воздействием локальной топографии.

5.5.3.2 АСИММЕТЫ

Это горизонтальные линии, вдоль которых происходит горизонтальный приток/отток воздуха. Если приток массы наблюдается на равнине у поверхности Земли, то входящий воздух поднимается по линии сходимости (асимптоте притока), и в результате такие линии часто связаны с конвективными облаками. Наоборот, если имеет место отток массы, воздух вблизи поверхности растекается и уходит от линии, и происходит опускание воздушных масс вдоль асимптоты оттока.

Особые явления погоды в тропиках часто связаны с асимптотами сходимости в нижней тропосфере (скорость, с которой поток сходится вдоль нормали по отношению к оси потока в точке наблюдения), но асимптоты не связаны с фронтальными разрывами. Эти явления ведут к чрезвычайно сильным ливням и наводнениям. Палмер и др. (1955 г.) представили несколько примеров линий конвективной погоды вдоль асимптоты притока для центральной части Тихого океана. На рисунке 5.18(а) представлен один из этих примеров. Когда холодный фронт проникает в низкие широты, с ним ассоциируется северная линия башенкообразных кучевых облаков, в то же время южная линия активной погоды между 5° и 10° с.ш. связана с асимптотой притока в тропическом восточном потоке. Низкие циклоны обычно имеют одну или больше асимптот притока, сходящихся в центре циркуляции, а антициклоны обычно сопровождаются асимптотами оттока. Местоположение асимптот, связанных с вихрями и холодными фронтами (линиями сдвига), может быть спрогнозировано с некоторой степенью вероятности путем продолжения наблюдения за остатками вихрей или фронтальных движений. С другой стороны, асимптоты, которые возникают независимо и не связаны с вихрями или фронтами в пределах тропической воздушной массы, хотя и полезны для объяснения текущей погоды, но очень трудно предсказуемы с точки зрения их формирования, движения и разрушения (Atkinson, 1971).

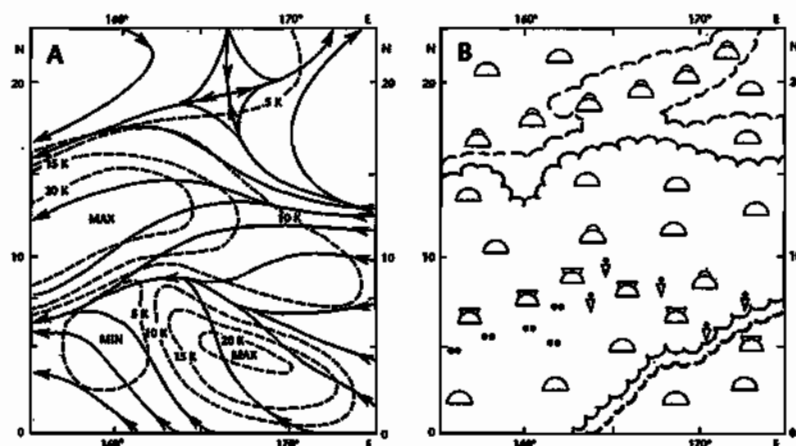


Рисунок 5.18 – А) Анализ линий тока/изоток для уровня 1 500 футов (457 м) и В) распределение явлений погоды, связанных с асимптотой притока, в северной части Тихого океана 6 апреля 1954 г. Внутренними зубчатыми линиями ограничен район, где облачность изменяется от разорванной до сплошной высокой, а внешними прерывистыми зубчатыми линиями – предел распространения разорванных высоких облаков. Формы облаков и погода обозначены стандартными символами (по Палмеру и др., 1955 г., как представлено у Аткинсона, 1971 г.)

5.6 Методы синоптического анализа для тропиков

В синоптической метеорологии анализ определяется как детальное изучение состояния атмосферы, основанное на реальных наблюдениях, обычно включающее разделение целостности на ее составляющие и вычерчивание семейств изолиний для различных элементов. Таким образом, анализ синоптических карт может состоять, например, из представления в графическом виде и интерпретации характеристик ветра, давления, изменений давления, температуры, влажности, облаков и гидрометеоров по фактическим наблюдениям, сделанным одновременно.

Хотя это определение справедливо для анализов синоптических масштабов как в тропиках, так и во внетропических широтах, очевидно, что некоторые методы синоптического анализа применяются с большим успехом, и поэтому для определенных регионов земного шара более полезны, чем для других. Например, в средних и высоких широтах «контрасты воздушных масс (как правило) большие и области давления определяются хорошо. В тропиках же, по существу, имеется лишь одна воздушная масса, а обычно слабо выраженные области давления значительно отличаются от поля движения» (Saucier, 1955).

Аткинсон (1971 г.) детально рассматривает проблемы, связанные с измерением, сбором, передачей, кодированием/декодированием, точностью, репрезентативностью и (часто) недостаточностью метеорологических данных в тропических регионах. Достаточно сказать, что метеоролог, работающий с тропической атмосферой, где градиенты температуры, давления и плотности в синоптических масштабах обычно малы, а суточные колебания большие, должен использовать методики анализа, которые либо заимствованы из внетропических моделей и адаптированы для тропиков, либо разработаны специально для тропиков. Поступление спутниковых данных помогло обеспечить метеорологов ценной информацией по нескольким уровням для таких тропических регионов, из которых поступление данных любого типа было просто невозможно. В оставшейся части этого раздела синоптический анализ для тропиков будет кратко рассмотрен с точки зрения применения методик ручного и автоматизированного анализа.

5.6.1 Методики ручного анализа

Методики ручного анализа все еще используются повсеместно для тропических широт, несмотря на то, что в последнее время во многих странах продукция автоматизированного анализа стала популярной, используемой и доступной.

Как правило, в тропиках наиболее ценными уровнями наблюдений для установления связи характеристик циркуляции с текущими явлениями погоды (основная цель таких анализов) являются: уровень вблизи поверхности, который относительно свободен от воздействия трения, и уровень в верхней тропосфере. В большинстве тропических областей подходящим набором уровней для составления базовых карт для анализа являются: градиентный уровень, который описывает свободный от трения поток на высоте около 3 000 футов (915 м) над уровнем моря и уровень 200 или 250 гПа. Данные градиентного уровня могут быть получены с помощью радиозондовых зондов (RAWIN), управляемых аэростатов (PIBAL), судовых сводок, результатов анализа ветров нижнего уровня над тропической зоной океанов (ATOLL) и значений ветра на нижнем уровне, полученных на основе спутниковых данных. Данные для уровня 200 гПа могут быть получены с помощью RAWIN, PIBAL; сводок с воздушных судов, находящихся на соответствующих уровнях. Исключительно важными для тропических океанических регионов, где другими способами их получить невозможно, являются данные о ветре на высотах, рассчитанные по спутниковым наблюдениям.

Приемный анализ нанесенной на карту зоны включает следующие моменты, но не ограничивается ими:

- определение структуры изобар (давления) и систем синоптических масштабов (области высокого и низкого давления, тропические/восточные волны, линии сдвигов, ложбины и фронты);
- определение изменений давления за 24 часа; и
- определение районов осадков, дымки, туманов и значительной облачности.

Рекомендуемые процедуры анализа для составления полных карт приземного/градиентного уровня подробно описаны Аткинсоном (1971 г.) и Сосье (1955 г.).

Возможно, что наиболее распространенным типом ручного анализа для тропиков является анализ линий тока/изотак поля ветра на различных уровнях. Основная модель, демонстрирующая методику такого анализа, представлена на рисунке 5.19. Метод анализа линий тока/изотак особенно полезен для тропиков ввиду того, что на низких широтах отсутствует хорошо выраженная связь давления с распределением ветра по высоте.

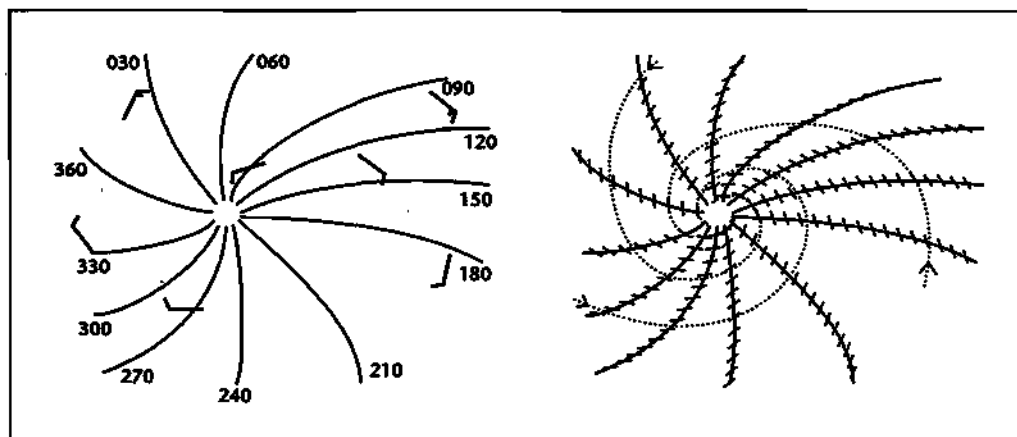


Рисунок 5.19 — Простейшая модель методики анализа линий тока/изотак (Dugdale, 1977)

Линии тока — это линии, касательные к которым в любой точке потока параллельны мгновенной скорости потока в этой же точке, представлены непрерывными кривыми со стрелками, размещаемыми таким образом, что направление ветра выводится путем интерполяции в любой данной точке на карте. В потоке с установившимся режимом линии тока совпадают с траекториями движущихся частиц. В противном случае направления линий тока изменятся во времени. Двухмерное векторное поле ветра, обычно горизонтальные составляющие вектора ветра, полностью определяется путем объединения линий тока и изотак (изолиний, которые соединяют точки равной скорости ветра).

Анализ линий тока касается следующих основных характеристик:

- виды циркуляции (циклоническая или антициклоническая);
- асимптоты;

- c) особые точки;
- d) нейтральные точки; и
- e) волны.

При анализе линий тока циклонические (или антициклонические) виды циркуляции (вихри) часто бывают представлены регионами циклонических (или антициклонических) потоков. Асимптоты — это линии, вдоль которых в основном проявляется тенденция к конвергенции или дивергенции двух соседних линий тока. Особые точки — это точки, в которых может быть начерчено более одной линии тока или около которых линии тока образуют замкнутую кривую. Нейтральные точки — это точки, в которых две асимптоты (притока и оттока) пересекаются (особые точки, связанные с седловинами). Наконец, волны изображаются в виде синусоидальных параллельных линий тока.

Для тропиков полный анализ структуры линий тока/изотх является исключительно важным при оценке кинетических свойств рассматриваемых текущих погодных условий и, следовательно, для разработки точного прогноза погоды. Следует помнить, что расстояние между двумя последовательными (соседними) линиями тока не является мерой силы ветра, и сам по себе анализ линий тока не определяет полностью горизонтальное поле ветра. Для этой цели с анализом линий тока должен быть совмещен анализ изотх.

В тропическом анализе используются следующие типы графических материалов.

5.6.1.1 ОБЩЕПРИНЯТЫЕ ГРАФИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Анализ разрезов используется как для внетропических, так и для тропических регионов для иллюстрации и анализа структуры атмосферы по вертикали. Координатами простого вертикального разреза являются высота над уровнем моря по оси ординат и соответствующий горизонтальный пространственный масштаб по оси абсцисс. В «синоптическом разрезе» (Saucier, 1955) в качестве эталонного вертикального масштаба принято давление, соответствующее опорным вертикальным радиозонным/радиозондовым данным. Масштаб высоты над уровнем моря может быть преобразован в масштаб давления путем либо:

- a) использования соотношения высота-давление в стандартной атмосфере, где вертикальный масштаб карты является линейным для высоты и приблизительно логарифмическим для давления; либо с помощью
- b) представления масштаба оси ординат, равным логарифму давления, уменьшающегося с увеличением высоты.

Этот тип вертикального пространственного разреза обеспечивает эффективную связь между диаграммами термодинамического зондирования и синоптическими картами. В таком виде вертикальный пространственный разрез используется для представления распределения различных метеорологических элементов на некотором количестве избранных станций на данный момент времени. Например, ежедневный вертикальный пространственный разрез вдоль авиатрасс с высокой плотностью полетов является полезным при предполетном инструктаже пилотов.

Вертикальные временные разрезы признаны чрезвычайно полезными при выявлении тропических возмущений (волны, вихри и т.д.) и слежении за ними. Эти графики подобны описанным выше пространственным вертикальным разрезам за исключением того, что они обеспечивают оценку выборочных метеорологических элементов на одной станции за данный период времени. В вертикальном пространственном разрезе время фиксировано. Масштабом по оси ординат является высота (над уровнем моря) или какая-нибудь функция давления (близкая к линейной по высоте), а по оси абсцисс — время. На рисунке 5.20 проводится пример вертикального временного разреза. Данные зондирования и приземных наблюдений на станции показаны на этих графиках на соответствующих уровнях и вертикалях, соответствующих срокам наблюдений. Результатом является наглядная схема, которая представляет временную последовательность метеорологических явлений в районе рассматриваемой станции.

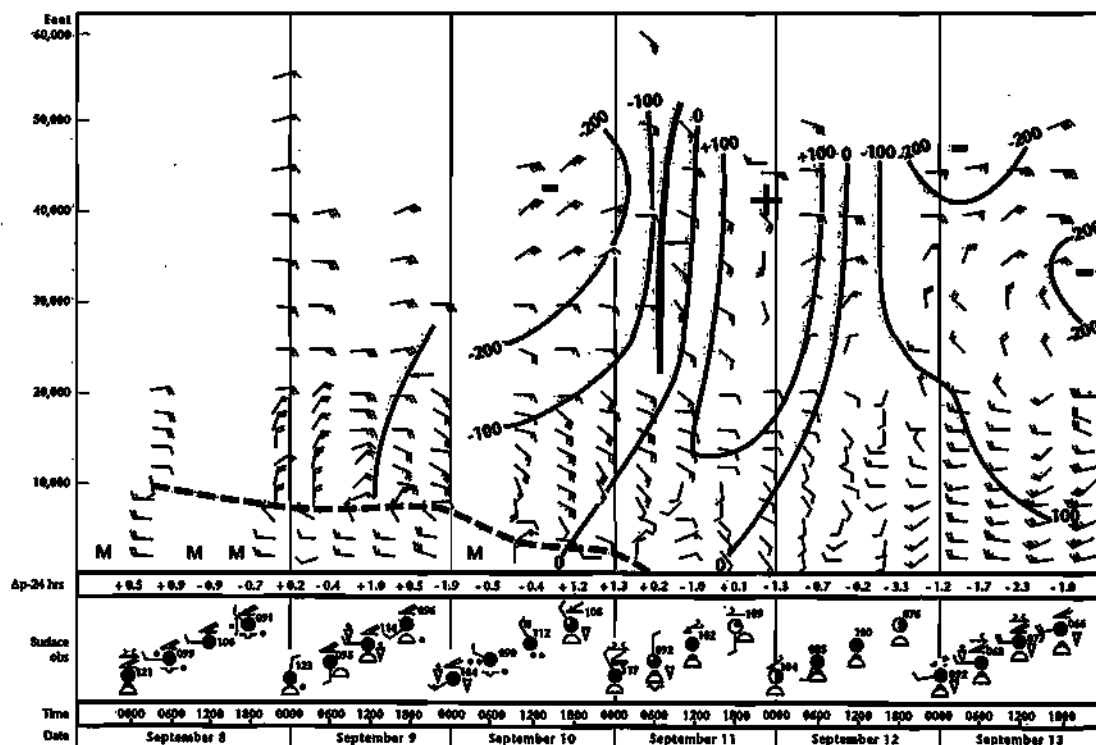


Рисунок 5.20 — Пример вертикального временного разреза. Жирная изотропная линия показывает положение экваториальной ложбины (по Ринго, 1954 г.)

В тропиках, где возмущения обычно движутся с востока на запад, вертикальный временной разрез, как правило, строится с ростом времени слева направо, так что циркуляционные системы/явления (пожбины, гряды, волны, вихри) представляются такими, какими они должны быть на горизонтальных синоптических картах. Помимо того, что эти графики являются исключительным источником данных для определения местоположения этих тропических систем, они дают аналитику возможность проверки непрерывности нанесенных метеорологических элементов во временных интервалах между сроками составления синоптических карт и в пространственных интервалах между анализируемыми уровнями. Следует вновь напомнить читателю, что эти графики предназначены для использования наряду с другими диагностическими картами и/или источниками данных, а не для их замены.

Проверочные диаграммы используются для заноски ежедневных наблюдений (Atkinson, 1971). Стандартная проверочная диаграмма имеет 24 графы в каждом ряду для регистрации всех ежедневных наблюдений на данной станции. Кроме использования их в качестве средства быстрого и часто производимого обновления данных о текущей погоде на станции, эти диаграммы предоставляют ценную климатологическую помощь для целей анализа и прогноза. Местные суточные явления погоды (конвекция, ливень, туман, облачность) могут быть быстро выявлены с помощью этой простой диагностической методики.

Другие вспомогательные или второстепенные карты, такие, как карты вертикального и горизонтального сдвига ветра, карты анализа осадков, нефтеанализа, радиолокационные карты облачности и т.д., используются на различных станциях по всей зоне тропиков. Кроме того, аналитикам и прогнозистам, особенно в тропиках, необходимо содействие в разработке других подходящих средств отображения текущего состояния атмосферы, с тем чтобы они могли служить целям их индивидуальных (станционных) потребностей при анализе/прогнозировании.

Для выявления устойчивости атмосферы при анализе для тропиков используются аэрологические диаграммы. Бывает трудно сделать выводы по одному запуску радиозондового зонда или радиозонда, потому как он дает информацию только по одной ситуации в ограниченном пространстве атмосферы. Стоит отметить, что явления субсиноптического масштаба часто делают данные зондирования нерепрезентативными для окружающих крупномасштабных условий. В действительности это означает, что термодинамические или аэрологические диаграммы в общем не столь полезны в анализе для тропиков, как полезны они для анализа фронтов, воздушных масс, облачности и устойчивости для более высоких широт (Atkinson, 1971). Однако эти диаграммы предоставляют некоторую полезную информацию для целей анализа и прогноза. Возможно, что наиболее важным метеорологическим элементом, который может анализироваться по результатам зондирования в тропиках, является вертикальное распределение и временные изменения влажности. Вертикальные профили температуры несут уменьшающееся количество информации в тропиках, начиная с 20° широты и до экватора, где наблюдаются малые суточные отклонения температуры от средних значений, за исключением слоев, испытывающих воздействие поверхностного нагревания и охлаждения. Другим исключением является отклонение температуры, обнаруженное на уровнях нижней тропосферы и возникающее под воздействием суточных изменений высоты и/или интенсивности субтропической (пассатной) инверсии.

В то время как различные графики более полезны или им просто отдается предпочтение, в целом аэрологические и термодинамические диаграммы полезны для иллюстрации изменений с высотой основных метеорологических параметров, а также для отображения определенных гидростатических свойств и характеристик устойчивости, описываемых данными зондирования. Ординатой на таких диаграммах обычно является какая-нибудь простая функция давления, но часто близкая к масштабу реальной высоты. Температура обычно изображается линейно по абсциссе. Каждая полная диаграмма обычно содержит по крайней мере пять типов линий:

- a) изобары;
- b) изотермы;
- c) сухие адиабаты;
- d) псевдоадиабаты; и
- e) линии насыщения влажности.

Они представляют преобразования α (удельного объема), $-p$ (давления) или диаграммы Кляйперона.

Помимо косой диаграммы $T\text{-log } p$ и тегиграммы, которые используются в США, Соединенном Королевстве и Канаде, другими используемыми диаграммами являются:

- a) эмаграмма, образуемая поворотом изотерм $\alpha\text{-}p$ диаграммы в вертикальное положение;
- b) диаграмма Штюве или псевдоадиабатическая диаграмма, которая популярна в Соединенных Штатах ввиду ее простоты и сходства с эмаграммами;
- c) аэрограмма Рефсдала, которая имеет координаты $\log T, -T$;
- d) пастаграмма Беллами, которая является реальным термодинамическим графиком, основанным на стандартной атмосфере США. Она подобна косой диаграмме $T\text{-log } p$, за исключением ее верхней части, которая в действительности является эмаграммой.

Выбор конкретной диаграммы для использования в анализе для тропиков должен базироваться на следующих трех принципах:

- a) ее точность и применимость для термодинамических расчетов (в частности, для оценок высоты давления и устойчивости);
- b) геометрическая простота диаграммы, с которой результаты атмосферного зондирования могут быть отображены и визуальнo интерполированы, и ее приемлемость в качестве модели для схематического описания различных атмосферных процессов; и
- c) та степень, до которой с ее помощью можно дифференцировать стратификацию влажности и температуры, полученных по результатам зондирования (Sausier, 1955).

Прогнозисты должны использовать все доступные методики. Автоматизированные и ручные графики/анализы, описанные здесь, предназначены для использования в качестве части сложного комплекса имеющихся методик и стратегий.

5.6.1.2 Вспомогательные графические материалы

Эти материалы представлены двумя основными категориями, а именно: создаваемые с помощью процедур объективного автоматизированного анализа и более традиционные графические материалы, которые создаются в результате ручного анализа данных. Независимо от того, каким способом они создаются, вспомогательные графические материалы служат дополнением к той продукции, которую мы уже описали (как ручной наноски/анализа, так и объективного анализа). Вместе они служат основой для типового объяснения причин в процессе диагностики, которое необходимо всем оперативным метеорологам, несущим ответственность за прогнозирование условий окружающей среды с некоторой заблаговременностью и для определенного места или для некоторого района и осуществляющим это прогнозирование большей частью на основе условий, наблюдавшихся в момент составления прогноза и наблюдавшихся в прошлом.

5.6.2 Методики автоматизированного анализа

Усовершенствования в методиках прикладного математического моделирования, вместе с достижениями в области компьютерного аппаратного и программного обеспечения, уже оказали большое влияние на количество и типы продукции, имеющейся сейчас в распоряжении метеорологов. Применение программ автоматизированного анализа для тропиков должно и далее расширяться в будущем, поскольку увеличивается все большее количество данных более высокого качества, а средства метеорологической телесвязи становятся все более совершенными.

В настоящее время автоматизированные анализы для тропиков обеспечиваются несколькими системами ассимиляции глобальных данных, численного анализа и прогнозирования. Недавно, вместе с региональными методами численного прогнозирования для тропиков были разработаны более подробные численные анализы.

Следует отметить, что из-за того, что сети наблюдений являются более редкими в тропиках, а также из-за меньших пространственных масштабов тропических погодных систем, возникающих в основном за счет конвективных процессов, численный анализ для тропиков все еще имеет качество, которое ниже чем качество анализа для внетропических широт, в особенности в северном полушарии.

Методы численного анализа в тропиках принципиально не отличаются от методов, используемых во внетропических районах.

Полное описание методов численного анализа погоды, а также обоснование автоматизации метеорологических анализов и прогнозов, наряду с основными функциями автоматизированных систем анализа и прогноза погоды, приводится в главе 3. В большинстве случаев для того чтобы иметь возможность обработать огромное количество метеорологических данных более эффективно в относительно краткие периоды времени, компьютеризированная продукция готовится в больших метеорологических центрах.

5.7 Методы прогнозирования для тропиков

5.7.1 Подходы к оперативному прогнозированию погоды

В широком смысле имеется два подхода к оперативному прогнозированию погоды:

- а) субъективный подход* — известный также как синоптический подход — состоит в том, что человек-прогнозист пытается предсказать будущие изменения состояния атмосферы на основе ее начального состояния, с учетом как его теоретических знаний, так и его опыта, связанного с развитием погодных ситуаций в прошлом. Синоптический метод краткосрочного прогнозирования включает за собой субъективную оценку эволюции погодных систем и мысленное представление их развития в ближайшем будущем, начиная от момента изучения приземных и аэрологических карт погоды. Успешность прогноза зависит от мастерства и опыта прогнозиста;
- б) объективный подход* (численное прогнозирование погоды), в котором известные физические законы используются для описания изменений в состоянии атмосферы. Составляются уравнения, выражающие физические изменения в атмосфере, и затем решаются численными методами. Входные данные, необходимые для численного прогнозирования погоды, — это состояние атмосферы в начальный момент времени и физические законы, которые управляют изменениями этого состояния. Поэтому численное прогнозирование погоды описывается как проблема исходных значений. Применяемые физические законы основаны на сохранении массы, количества движения, энергии, водяного пара и других газообразных и аэрозольных веществ в атмосфере.

На практике применение моделей численного предсказания погоды для составления ее прогнозов сталкивается с некоторыми свойственными им трудностями, возникающими главным образом по двум причинам. Во-первых, никогда невозможно идеально определить исходное состояние атмосферы из-за отсутствия адекватных данных наблюдений. Во-вторых, точная математическая формулировка физических законов, управляющих изменениями в атмосфере, является комплексной проблемой, и точные аналитические решения этих уравнений невозможны из-за свойственных им нелинейностей. Уравнения модели должны быть решены с помощью ориентированных на использование компьютеров численных методов. Это само по себе не является легко решаемой проблемой. Численные решения зависят в значительной степени от выбора граничных условий и методов конечного дифференцирования, которые должны быть разработаны тщательно, с тем чтобы обеспечить стабильные и реалистичные решения. Несмотря на эти неотъемлемые ограничения, подход в виде численного прогнозирования погоды достиг высокого уровня сложности при усовершенствованиях в технологии проведения наблюдений, с одной стороны, и технологии расчетов — с другой. В настоящее время во всевозрастающей степени стало возможным повышать горизонтальное и вертикальное разрешение моделей и включать в них разнообразные физические процессы, существующие в реальной атмосфере. В результате, на протяжении лет модели показывают большие улучшения успешности полученных по ним прогнозов.

Оперативные прогнозы погоды классифицируются следующим образом:

- а) краткосрочный:* периоды до 72 часов (трое суток) куда входят:
 - 1) прогноз текущей погоды: 0-2 часов;

- ii) сверхкраткосрочный: 0-12 часов;
- b) среднесрочный: периоды более трех и до 10 суток;
- c) долгосрочный: более 10 суток, на несколько недель — месяц или сезон или даже более.

5.7.2 Методики краткосрочного прогнозирования

Аткинсон (1971 г.) указывает, что некоторая успешность прогноза может быть получена путем тщательного анализа и экстраполяции имеющихся примеров циркуляции и явлений погоды, модифицированных с учетом суточного хода и орографических воздействий. Предлагается использование систематического подхода, включая комплексное применение всех доступных данных, таких, как прогностические карты циркуляции и облачности, климатологические сведения, местные прогностические исследования, индексы устойчивости, радиолокационные и спутниковые данные.

Хорошей исходной точкой для подготовки краткосрочного прогноза является рассмотрение прогностических карт циркуляции и облачности, которые подготовлены на основе самых последних из имеющихся синоптического анализа, кинематического анализа (линии тока и изотехи) и спутниковых данных (снимки и полученные по ним данные). Прогностические карты облачности должны быть подготовлены с учетом климатологических данных и последних нефанализов, проведенных по данным со спутников и из других источников (Atkinson, 1971). Этот анализ должен выявлять зоны активной конвекции и может быть наложен непосредственно на спутниковые изображения и/или синоптические карты для облегчения экстраполяции движущихся облачных образований систем циркуляции. Должны приниматься во внимание также облачность, вызванная влиянием орографии, климатологические эффекты (суточный ход) и эмпирическая связь между характеристиками циркуляции и видами облаков.

Чанг (1970 г.) указывает, что полезной методикой прогнозирования может быть прямая экстраполяция положения облачных систем в областях пассатов. Мощность систем, движущихся в сторону областей холодных/теплых температур поверхности океана, зачастую снижается/возрастает. Изменения мощности тропических облачных систем могут являться также следствием взаимодействия между системами в верхней и нижней тропосфере. Франк (1969 г.) показал, что в Северной Атлантике часто быстрое возрастание конвекции связано с распространением облачных систем в западном направлении по мере их продвижения под областью юго-западного потока выше восточной части высотной ложбины. Эти облачные системы имеют тенденцию к снижению мощности по мере их перемещения к западу от высотной ложбины.

Важность подробного знания тропической климатологии нельзя переоценить. Прогнозист должен готовить или использовать качественные климатические обобщения, представляющие в вероятностных терминах информацию о различных категориях метеорологических явлений, которые могут происходить в будущем, основанную на знании исходного значения категории выбранного явления. Типичные примеры включают структуризацию качественных климатологических обобщений данных о нижней границе облачности, видимости, осадках (повторяемость и количество), облачном покрове и любых метеорологических элементах или явлениях, которые могут быть выделены в самостоятельные категории.

Мы уже отмечали, что суточный ход давления и температуры обычно выражен намного четче, чем межсуточные изменения на большинстве станций в тропиках. Поэтому данные, отображающие средние значения этих параметров за различные часы суток или на месячной или сезонной основе, становятся полезными для целей прогнозирования. Такие таблицы можно подготовить в первую очередь на месячной основе, используя отклонения часовых значений от средних месячных значений давления или температуры. Эти данные могут затем комбинироваться и/или стратифицироваться в однородные выборки, например на сезонной основе.

Суточный ход других метеорологических параметров может также табулироваться или изображаться графически с помощью проверочных диаграмм, применяемых для целей прогнозирования. Эти таблицы должны включать ежедневную, выраженную в процентах частоту случаев для таких параметров, как нижняя граница облачности, видимость, осадки, грозы, туманы, скорость и направление ветра, и для других параметров, имеющих локальный интерес и значение. Знание этого аспекта климатологии помогает поддерживать прогнозируемый параметр в разумных пределах и обеспечивает указание наиболее вероятного времени возникновения явлений для различных параметров. Кроме того, такой тип климатологической информации полезен для определения разумных пределов для каждого параметра, которые могут служить критерием контроля реальных наблюдений.

Следует поощрять локальные прогностические исследования. Будучи тщательно спланированными и подготовленными, такие исследования могут иметь огромную ценность для синоптиков в тропических широтах. Таким образом метеорологи научатся использовать все доступные источники данных для разработки эмпирических взаимосвязей, в наибольшей степени отвечающих потребностям прогнозирования.

Расчеты устойчивости атмосферы могут проводиться с использованием ряда азрограмм. Прогнозист должен исследовать несколько индексов устойчивости (ИУ), как потенциально полезных при прогнозировании, и эмпирически соотнести их с важнейшими характеристиками погоды в тропиках. Индексы устойчивости, которые обычно используются, но не всегда применимы в условиях тропиков, включают: ИУ Шовалтера, подъемный индекс, суммарный индекс обобщений (включая индексы вертикальных и взаимных обобщений), ИУ Фобуша-Миллера и индекс значения К. Описание этих индексов дается Аткинсоном (1971 г.). Для более детального ознакомления с использованием климатологии как вспомогательного инструмента при прогнозировании для тропиков рекомендуется также обратиться к работам Васика (1977 г.) и Жиро (1977 г.).

Несколько более широкий подход был использован Челама (1977 г.), который рассматривает методики прогноза для западной части Африки, и Обаси (1977 г.), который представляет методики прогноза для восточной части Африки. Челама в описании качественных методик прогнозирования ограничивает свое рассмотрение теми методиками, которые не требуют обязательного наличия плотных сетей для получения данных ни в пространственном, ни во временном отношении. Поэтому его замечания могут представить известную ценность для прогнозистов, работающих в условиях отсутствия плотной сети наблюдений.

В работе Челама проблемы прогнозирования увязываются с данными о ветре, температуре, влажности, видимости, осадках, тропических возмущениях, дыме/тумане, западноафриканской линии возмущений (линии шквалов), орографическом влиянии, и о других системах синоптических масштабов в западном регионе Африки, а также с явлениями, представляющими общий интерес в тропиках, такими, как восточные струйные течения, циркуляция Гаддея и муссонные дожди.

Обаси (1977 г.) анализирует методики прогнозирования, применяемые в восточноафриканском регионе. Он коротко останавливается на природе проблем, встречающихся в ходе выполнения анализа для тропиков, а затем представляет

описания некоторых исходных моделей (модели канала, моста и дрейфа), которые могут быть использованы для зрительного или концептуального воспроизведения систем тропических потоков. Путем модификации отмеченных выше основных моделей были разработаны пять так называемых вторичных моделей. Это модели: алмазная, смещенного канала, дрейфа сдвига, зонального дрейфа градиента и шага. Обширнее и некоторые детали этих концептуальных моделей потоков. Описание, касающееся практических соображений, требующихся, когда приходится сталкиваться с редкими данными или необходимостью компиляции различных данных (включая данные, имеющиеся для сроков, не совпадающих с синоптическими), могло бы представить особый интерес для всех работающих с тропическими районами метеорологов/прогнозистов, которые в своей практической деятельности сталкиваются с аналогичными проблемами.

В нижеследующих подразделах описываются методы, которые, как правило, используются для краткосрочного прогнозирования.

5.7.2.1 Модели

Изучение последовательности карт погоды, охватывающих длинные периоды, показывает, что погода не изменяется абсолютно случайным образом. Если бы она изменялась таким образом, то прогнозирование было бы невозможным. Обнаружено, что для определенных изменений имеется тенденция следовать друг за другом в относительно упорядоченной последовательности. Временами во многих отдельных случаях наблюдается весь набор изменений, однако только с небольшими различиями между конкретными случаями. Например, имеется последовательность стадий жизненного цикла тропического циклона. Хотя отдельные циклоны и имеют свои собственные характерные черты, у них у всех существуют определенные общие свойства, которые могут быть объединены в типичную модель и которые оказывают неоценимую помощь в прогнозировании. Эта концепция синоптической модели упоминалась ранее.

В прошлом, до того как были принесены трехмерные представления о воздушных массах и фронтальных зонах, имелись только модели, связанные с барическими системами. Были предприняты попытки увидеть все виды погоды с небольшим количеством типичных изобарических систем (области низкого давления, области высокого давления, ложбины, гребни, седловины, вторичные образования и т.д.). Даже сегодня эта взаимосвязь погоды и давления является преобладающей в практике оперативного прогноза погоды. Однако свойственная этим моделям опасность их использования для синоптического прогнозирования заключается в том, что они описывают, главным образом, некоторые из наиболее обычных характеристик погоды. Не говоря о том, что такие описания специально исключают необычные характеристики, и когда необычная ситуация возникает, стандартная модель не работает. Поэтому никакая единая модель не может быть использована успешно для каждого случая, а искусственный метеоролог — это тот, кто знаком со многими моделями и использует их все в соответствующих случаях.

5.7.2.2 Экстраполяция и интерполяция

Очень полезной и широко практикуемой методикой прогнозирования является предсказание движения существующих метеорологических образований путем экстраполяции трендов недавнего прошлого в будущее. Тщательный анализ последовательности карт дает скорости и ускорения ключевых образований, таких, как центры давления, фронты и оси ложбин. Движение этих образований затем может быть продолжено в будущее при допущении, что изменения будут и далее происходить аналогичным образом. В целом это, конечно, не является абсолютной истиной, но для прогнозов на короткие периоды, до 12 часов, — это прекрасный метод прогнозирования.

5.7.2.3 Аналогии

Одним из путей прогнозирования будущего развития, которого, вероятно, следует придерживаться в описанной ситуации, — поиск похожих ситуаций (или аналогов) в прошлом и выяснение того, что происходило затем. Огромное разнообразие синоптических систем делает невозможным точное сравнение существующей ситуации с некоторым случаем в прошлом, в частности потому, что сравнение в реальности должно быть трехмерным. Даже если и наблюдается приблизительная аналогия, требуются ряды, охватывающие несколько десятилетий. Само по себе это ведет к созданию сложной системы классификации карт, а любой поиск связан с колоссальной работой. Метод может быть реально использован только с применением компьютера.

5.7.2.4 Климатология

Климатология — это исследование осредненных или средних погодных условий за какой-либо период, а также изменчивости фактической ежедневной погоды по отношению к этому среднему значению. Имеется два широких аспекта этого предмета, первый — статистический, и второй — физический. На первом месте в климатологии стоит обобщение различных аспектов климата подходящим способом. Сюда входит вычисление повторяемости явлений, средних значений и различных мер рассеяния по отношению к среднему, а также оценка значимости отклонений от среднего. При повседневном прогнозировании эта информация непосредственно используется довольно мало, но является существенной для прогнозиста как фоновая информация, скажем, норма температуры для данного времени года и экстремальные пределы, выход за которые маловероятен.

5.7.3 Численное прогнозирование погоды для тропиков

5.7.3.1 Предсказуемость тропической погоды

Большая часть усилий по моделированию ЧПП остается сконцентрированной на внетропических районах в связи с существованием разумно удовлетворительной теории динамики атмосферы средних широт и наличием лучшего охвата данными. С другой стороны, прогресс в понимании динамики тропической циркуляции был достаточно медленным. Из-за нескольких факторов предсказуемость ежедневной погоды в тропиках с краткосрочной и среднесрочной заблаговременностью остается низкой. Меньшая предсказуемость погоды в тропиках может быть отнесена за счет следующих четырех основных факторов:

- относительно плохой охват наблюдениями в тропиках и трудность определения точных исходных полей;
- слабое взаимодействие массы и движения, а также отсутствие устойчивой динамической структуры для однозначного определения систем тропических движений;

- с) преобладание физических видов вынуждающего воздействия над динамическими;
- д) отсутствие полного понимания взаимодействий между движениями атмосферы масштаба кучевой облачности и крупномасштабными движениями, а также неадекватное представление конвективных процессов в тропических численных моделях.

Эти аспекты вносят относительно большие ошибки в анализ и прогнозы.

Предсказуемость обычно обозначается как отношение среднеквадратичной ошибки к стандартному климатологическому отклонению, что является максимальной величиной ошибок. Если это отношение больше единицы, то прогноз не имеет смысла по среднеквадратичной ошибке. Поэтому предсказуемость или период полезных прогнозов определяется как количество дней, когда среднеквадратичная ошибка остается ниже стандартного климатологического отклонения (стандартное отклонение ежедневных флюктуаций).

Довольно хорошо установлено, что предсказание мгновенных погодных ситуаций со слишком большой заблаговременностью невозможно. Имеются ясные указания на то, что теоретическое ограничение определения предсказуемости атмосферы составляет несколько недель. В то время как это справедливо для мгновенных погодных ситуаций, имеются четкие указания (Shukla, 1984; Miyakoda, *et al.*, 1983) на то, что предсказуемость параметров, осредненных по времени (пять, 10 или 30 суток) несколько больше, в особенности в тропиках (Bengtsson, 1985). В соответствии с Шуклой (1985 г.) границы детерминистической предсказуемости для тропиков составляют только 3–5 суток в сравнении с двумя-тремя неделями для средних широт. Канамитсу (1985 г.) показал, что при использовании модели ЕЦСПП предсказуемость в тропиках гораздо меньше (около двух суток), чем во внетропических районах (пять-семь суток). Низкая предсказуемость в тропиках связана с тем фактом, что стандартное отклонение межсуточных флюктуаций (максимальная величина ошибок) гораздо меньше в тропиках и что неустойчивость, связанная с ростом тропических возмущений, имеет своим источником влажную конвекцию, ведущую к большей интенсивности роста, чем динамическая неустойчивость средних широт, которая имеет своим источником горизонтальной или вертикальной сдвиг ветра. Шукла далее показал, что, хотя средняя квадратичная ошибка прогнозов довольно мала для тропиков, отношение среднеквадратичной ошибки к стандартному отклонению больше 0,5 в пределах одних-пяти суток, в то время как это значение отклонения для средних широт соответствует 5–12 суткам. Данные выводы основаны на предположении о идеализированном начальном поле ошибок для всего земного шара. В реальности сеть наблюдений в тропиках хуже, чем в средних широтах, и перспектива детерминистического предсказания ежедневной погоды в тропиках представляется неясной. С другой стороны, Шукла сделал вывод о том, что перспективы предсказания пространственно-временных средних являются хорошими. Частично по причине меньшей межсуточной изменчивости в тропиках и частично из-за сильного влияния граничных условий, пространственно-временные средние являются более предсказуемыми в тропиках, чем в средних широтах.

В своем первом исследовании предсказуемости различных масштабов, взятых отдельно, Смагоринский (1969 г.) сделал заключение о том, что более крупные масштабы являются более предсказуемыми, чем малые. В этом контексте Шукла (1985 г.) пришел к выводу о том, что в случае 40–60° с.ш. для уровня 500 гПа предсказуемость планетарных масштабов (волновые числа 0–4) превышает четыре недели, в сравнении с примерно двумя неделями (волновые числа 5–12) для синоптических масштабов. Для волновых чисел 13–36 предсказуемость составляет только несколько суток. Более высокая предсказуемость волн планетарного масштаба связана с большей величиной их амплитуды и изменчивости.

Средние (систематические) ошибки составляют очень большую часть общей ошибки в тропиках. Это — 80–90 процентов для высоты, 60–80 процентов для температуры, 50–70 процентов для зональной компоненты ветра и 30–50 процентов для меридиональной при диапазоне прогноза 24–168 часов (Kanamitsu, 1985). Для сравнения, процент средней ошибки от общей среднеквадратичной ошибки во внетропических районах составляет 20–30 процентов по всем переменным. Поэтому ясно, что, если бы кто-либо смог каким-то образом убрать эти очень большие систематические ошибки, прогнозы для тропиков существенным образом могли бы улучшиться. Данное обстоятельство является значительным преимуществом моделирования для тропиков и является резервом для улучшений в прогнозировании при улучшении понимания и лучше представлении физических процессов в тропических моделях.

Неадекватности современных методов параметризации быстро ухудшают поле движения, которое, в свою очередь, становится источником менее реалистичных полей нагрева. Канамитсу (1985 г.) продемонстрировал сильную чувствительность систематических ошибок модели ЕЦСПП к заранее заданным профилям и распределениям диабатического нагрева в тропиках. Исследования численного метеорологического предсказания наступления муссона в 1979 г., выполненные по данным ПГЭП (Krishnamurti, 1985), также продемонстрировали сильную чувствительность наступления муссонов к различным процедурам параметризации кучевой облачности. Поэтому параметризация кучевой облачности является областью проблем в моделировании для тропиков и нуждается в концентрированных усилиях. Решение этой проблемы может повысить предсказуемость погоды в тропиках в значительной степени.

Несмотря на описанные выше врожденные недостатки ЧПП для тропиков, в последние годы был достигнут значительный прогресс в разработке моделей численного прогноза погоды для низких широт. Степень усложнения региональных и глобальных моделей значительно выросла. Потребность в прогнозировании суровых явлений погоды привела к разработке моделей с высоким разрешением, в которых производится всеобъемлющая обработка физических процессов. Это стало возможным благодаря гораздо более расширенному уровню глобальных наблюдений и наличию гораздо более быстрых компьютеров, а также оказало определенное влияние на качество работы моделей численного прогноза погоды. В последние годы стало возможным значительно улучшить схемы физической параметризации. Были разработаны такие схемы инициализации, в которых дивергентные движения сохраняют информацию, важную для описания вертикальной циркуляции Паделя и Уокера. В целях улучшения исходного поля влажности процедуры физической инициализации были разделены, чтобы включить в них исходную интенсивность дождя, полученную на основе объединения спутниковых данных об излучаемости и данных прямых измерений осадков с помощью дождемеров.

Многие недавние исследования полулагранжового полужамкнутого варианта региональных моделей привели к точной обработке нелинейной адвекции и использованию «длинных по времени» шагов. Развивались не только региональные модели, но и глобальные модели также быстро эволюционируют в направлении высокого горизонтального разрешения. Глобальные модели

имеют преимущество, заключающееся в том, что в них не существует проблем боковых граничных условий. Качество работы глобальных моделей с высоким разрешением достигнуто такого уровня, когда они могут даже быть использованы в качестве мезомасштабных моделей квазистатистического типа. Мезомасштабные глобальные модели продемонстрировали замечательные возможности в представлении полного цикла существования тропических циклонов. В последние годы появилось несколько мезомасштабных региональных моделей, по которым ведется прогнозирование сильных дождей. Краткое описание некоторых из этих моделей приводится у Кришнамурти и др. (1990 г.).

5.7.3.2. ОПЕРАТИВНЫЕ СИСТЕМЫ И МОДЕЛИ ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ

Существующие на сегодняшний день оперативные системы прогнозирования погоды работают с четырехмерной процедурой ассимиляции данных. В данной процедуре модель прогноза просчитывается непрерывно, а переменные, входящие в модель, корректируются или обновляются время от времени путем добавления самых последних данных наблюдений. Таким способом поля модели приводятся в соответствие с наблюдениями. Наблюдения можно вносить в срок наблюдений или примерно в это время непрерывным образом, либо можно накапливать и вносить через некоторые фиксированные промежутки, скажем, каждые шесть часов. Первая процедура известна как непрерывная ассимиляция данных, а вторая — как прерывистая. Прерывистая ассимиляция данных применяется в большинстве оперативных систем ЧПП, например в Бюро метеорологического научно-исследовательского центра Австралии, в ЕЦСПП, находящемся в Соединенном Королевстве, а также в Национальном метеорологическом центре (НМЦ) в Вашингтоне. Метеорологическое бюро Соединенного Королевства использует процедуру непрерывной ассимиляции данных (Lorenz, et al., 1991). Естественным расширением этих методов является четырехмерная вариационная ассимиляция. В данной процедуре повторяющееся интегрирование выполняется с использованием измененных исходных состояний для того, чтобы найти траекторию модели (прогноз), наилучшим образом соответствующую наблюдениям и/или другим ограничениям. Методики изменения исходного состояния ведут к использованию вспомогательной прогностической модели, за которой следуют более сложные (и дорогие) процедуры минимизации. Дополнительные подробности, касающиеся процедуры, принятой для ассимиляции данных, имеются в разделе 3.4.

В зависимости от требований имеются различные типы моделей, используемых для численного предсказания погоды: такими требованиями могут быть масштабы атмосферных движений, которые должны быть охвачены моделью, и временной диапазон, для которого требуется прогноз. Масштабы систем атмосферных движений и соответствующие модели прогноза, указанные в публикации ВМО (1987а), перечисляются в таблице 5.1.

Баротропные модели и модели в примитивных уравнениях для единого уровня представляют собой очень полезную исходную точку для численного прогнозирования погоды в тропиках. Дальнейшие подробности, касающиеся этих моделей, представлены у Яна (1987 г.).

Таблица 5.1
Тропические системы и соответствующие модели прогноза

Масштаб системы	Системы	Модель	Диапазон прогноза
Планетарный масштаб (5 000 км)	Муссон Ячейка Гадлея Ячейка Уокера ВЭК	Глобальная	Долгосрочный Среднесрочный
Крупный масштаб (1 000–5 000 км)	Муссонная депрессия Восточная волна	Глобальная С мелкой сеткой, по ограниченному району	Среднесрочный Краткосрочный
Мезомасштаб (100–1 000 км)	Тропический циклон Линии шквалов Скопление облачности	С мелкой сеткой, по ограниченному району (подвижный район)	Краткосрочный Сверхкраткосрочный
Малый масштаб (100 км)	Гроза Морской бриз	Модель пограничного слоя и мезомасштабная модель	Сверхкраткосрочный Прогноз текущей погоды

В настоящее время численный прогноз погоды в тропиках основан главным образом на многуровневых моделях в примитивных уравнениях. Они могут быть подразделены на две основные группы: глобальные модели, где тропики составляют часть области, по которой идет расчет, и модели ЧПП по ограниченному району, разработанные, в частности, для тропического пояса или для некоторого района в тропиках. В последнем случае зависящие от времени граничные величины берутся из глобальных прогнозов. Уравнения, управляющие моделью, численные методы и параметризация физических процессов в моделях, ориентированных на предсказание погоды в тропиках, принципиально не отличаются от тех, которые используются в глобальном или в региональном масштабе во внетропических районах. Кришнамурти и др. (1990 г.) описали полуаугментированный полузамкнутый вариант модели с высоким разрешением для прогнозирования погоды в тропиках, которая показывает хорошее качество прогнозов циркуляции. В более ранней работе Кришнамурти и др. (1988 г.) сообщили о предсказании тропических штормов с помощью глобальной спектральной модели с разрешением T170. С помощью модели этого вида был смоделирован полный цикл

существованием тайфуна Хоуп в августе 1979 г., в результате которого возник оползень вблизи Бяконга. Дополнительные подробности о современных тенденциях в разработке ЧПП приводятся в разделе 3.5.

5.7.3.3 Долгосрочное прогнозирование малой заблаговременности

Предпринимаются попытки составления прогнозов в среднесрочных и долгосрочных временных масштабах, также известных как долгосрочные прогнозы малой заблаговременности. Эти прогнозы не могут быть такими подробными, как краткосрочные. В то время как кратко- и среднесрочные прогнозы предназначаются для того, чтобы предоставить информацию о ежедневной погоде, долгосрочные прогнозы имеют структуру, которая представлена в терминах тенденций или отклонений выборочных метеорологических параметров, например выше или ниже нормальной температуры или количества осадков по данному региону в течение определенного периода времени.

До недавнего времени методы, используемые для долгосрочных прогнозов малой заблаговременности, базировались на статистическом или на аналоговом подходе. Однако недавно модели численного прогноза погоды доказали возможность их использования в долгосрочном прогнозировании, а также в моделировании климата. Произошли существенные улучшения наших возможностей предсказывать по крайней мере крупномасштабные дисцикли, в особенности в связи со значительным увеличением метеорологических наблюдений и с существенным ростом компьютерных мощностей, а также в результате развития моделей.

При аналоговом подходе для прогнозов с расширенной заблаговременностью готовятся карты со среднемесячными температурами и барическими системами вместе с картами аномалий или отклонений от норм. Такие карты и последовательности синоптических типов погоды в течение месяца формируют основное описание погоды за предыдущие месяцы. Затем осуществляется поиск любого аналогичного месяца за более ранние годы, который имеет признаки тесного соответствия непосредственно предшествующему месяцу. При этом ожидается, что продолжение ситуации даст некоторые указания на вероятный характер месяца, который непосредственно последует.

В статистических методах основу долгосрочных прогнозов формируют взаимосвязи между предиктантом и предиктором. Большое число предикторов проверяется на корреляцию с предиктантом, а для составления уравнения регрессии выбираются немногие переменные, имеющие высокую корреляцию.

Подход к подготовке долгосрочных прогнозов малой заблаговременности, в котором используется численный прогноз погоды, заключается просто в интеграции дифференциальных уравнений модели общей циркуляции (МОЦ) по времени с использованием малых временных шагов и в получении решений вплоть до 10 суток, одного месяца или сезона, либо даже на более длительные сроки. Временной шаг, как и в случае обычных моделей ЧПП, является малым — от пяти до 30 минут в зависимости от применяемой схемы дифференцирования по времени. Малый временной шаг берется с тем, чтобы обработка физических членов уравнений и в особенности членов, связанных с адвекцией в гидродинамических и термодинамических уравнениях, была максимально возможно точной, чтобы избежать использования каких-либо статистических, механистических или слишком упрощенных моделей в пределах основной схемы прогноза. Эмпирические взаимосвязи или посылки ограничиваются до минимума. Среднесрочные прогнозы, которые охватывают около 10 суток, и долгосрочные прогнозы, которые охватывают диапазон свыше двух недель, не слишком различаются в большей части основных формулировок. Однако степень важности каждой переменной в уравнении изменяется, в особенности в некоторых частях гидрологического цикла, в некоторых процессах подсеточного масштаба, а также в условиях нижней части пограничного слоя. В итоге последний аспект требует использования модели воздух-море, что значительно повышает сложность системы.

Одно из значительных различий между средне- и долгосрочными прогнозами заключается в том, что по мере увеличения временного диапазона стохастичность становится во всевозрастающей степени преобладающей. Любая малая неопределенность, присутствующая в начальный момент времени, растет в соответствии с собственными динамическими характеристиками, и во временном диапазоне порядка месяца неопределенность приобретает значительные размеры. В этой связи желательно изменить основные уравнения заранее, преобразовав их в так называемую стохастическо-динамическую модель. Однако не существует никаких эффективных методов расчета по моделям стохастическо-динамического типа, и продолжается использование исходных уравнений МОЦ (Miyakoda and Sirutis, 1985).

Модели, используемые для средне- и долгосрочного прогнозирования, обычно основаны на комплексе примитивных уравнений в системе сфера-координат. Модели должны охватывать глобальное пространство. В связи с определенными преимуществами, которые предлагает этот тип формулировки задачи, большинство моделей имеет спектральную формулировку, хотя также применяются модели, в которых используются точки сетки. Основные уравнения — это обычно уравнения момента количества движения, термодинамические уравнения и уравнения сохранения, представленные в сферической геометрии. Физические процессы, важные для среднесрочных временных масштабов, включают: гидрологические циклы, процессы обратной связи радиация-облачность, влажную конвекцию, процессы планетарного пограничного слоя и приземные энергетические потоки. Бенгтсон (1985 г.) приводит описание динамических и физических аспектов модели среднесрочного прогноза погоды. Бенгтсон отмечает, что среднесрочные прогнозы являются чувствительными к исходной спецификации почвенной влаги и температуры поверхности моря, в частности в тропиках. Влияние снежного покрова еще не оценивалось для среднесрочных временных масштабов, но может быть важным на локальном или региональном уровне. ВЦСПИ вводит величины, описывающие снег и почвенную влагу (оцененные по синоптическим наблюдениям), в оперативные прогностические модели и отметил незначительные улучшения успешности прогноза (Bengtsson, 1985).

Что касается прогнозов для тропиков, то результаты субъективных и объективных оценок показывают, что имеются серьезные недостатки в параметризации конвекции, и необходимы существенные усилия для того, чтобы их понять и скорректировать. Прогностические эксперименты, о которых сообщили Бенгтсон и Симонс (1983 г.), показали большую чувствительность к параметризации влажной конвекции. Введение физического вынуждающего воздействия в инициализацию продемонстрировало улучшение прогнозов для тропиков.

В контексте долгосрочного прогнозирования должны быть учтены два важных влияющих фактора: внутренняя динамика атмосферы и вынуждающие воздействия на внешних границах. Имеется растущее число подтверждений тому, что внутренняя динамика в самом деле является существенной для моделирования изменчивости во временных масштабах порядка

месяца. Сезонные прогнозы, если это возможно, могут быть получены только с учетом влияния различных видов внешних вынуждающих воздействий, связанных с аномалиями температуры поверхности моря, почвенной влаги и снежного/ледового покрова (Shukla, 1984). Наиболее впечатляющий пример — явление Эль-Ниньо/южное колебание 1982–1983 гг., оказавшее неоспоримое влияние на мировую погоду по всему земному шару. Этим подчеркивается важность динамических процессов и взаимодействия воздух-море в тропиках.

5.7.3.4 СТАТИСТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВЫХОДНОЙ ПРОДУКЦИИ ЧПП ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПОГОДЫ

В настоящее время поведение атмосферных систем синоптического масштаба точно предсказывается с заблаговременностью от одних до трех суток с помощью оперативных моделей численного прогноза погоды. Однако некоторые из фактических элементов погоды не прогнозируются как физические переменные численных моделей. Поэтому интерпретация численных прогнозов, т.е. прогнозирование погоды по полям давления, высоты, температуры и ветра, спрогнозированным с помощью численных моделей, является основной проблемой для местных прогнозов погоды.

Для использования численной продукции, выдаваемой прогностической моделью, было разработано несколько статистических методов расчета прогнозов элементов погоды. Подробности методов статистической интерпретации излагаются в главе 3.

5.8 Прогнозирование тропических циклонов*

В данном разделе обсуждаются синоптические (включая характеристики, полученные с помощью спутников), а также статистические и численные методики (ЧПП) прогнозирования циклонов и рассматриваются различные прогностические методы (т.е. верификация прогнозов тропических циклонов). Приводится обзор различных методов прогнозирования, разработанных для прогноза как интенсивности, так и движения тропических циклонов.

5.8.1 Образование тропических циклонов

Тропические циклоны развиваются из начальных конвективных возмущений, известных как облачные скопления или мезомасштабные конвективные комплексы. По мере своего развития из рыхлого состояния в зрелые интенсивные штормы они проходят несколько характерных стадий. Самая начальная стадия иногда упоминается как тропическое возмущение, определяемое как район упорядоченной конвекции с диаметром 200–600 км и имеющее нефронтальный характер миграции (Elsberry, 1985). Следующие три стадии развития шторма соответствуют тропическим депрессиям, тропическим штормам и тайфунам/ураганам, как это определено в разделе 5.5.2.1. Франк (1985 г.) предлагает следующую терминологию для описания различных стадий развития тропического циклона:

- а) зарождение: переход от возмущения к депрессии, начальное формирование вращательной циркуляции с масштабом в немногие сотни километров;
- б) развитие: переход от тропической депрессии к тропическому шторму;
- с) интенсификация: эволюция от тропического шторма в ураган (зрелый циклон).

При прогнозировании зарождения и развития тропических циклонов используются различные соображения. Самое первое — климатология формирования циклонов в данном районе. Климатология скорее играет роль ограничения, т.е., например с тем чтобы знать, случались или нет тропические циклоны ранее в данном районе. Однако климатология не предоставляет никаких общих указаний по поводу фактического зарождения или будущего развития/интенсификации возмущения. Зарождение, развитие и интенсификация в основе своей связаны с влиянием синоптического окружения. Имеются различные характеристики облачности, связанные с формированием циклона, которые наблюдаются на спутниковых снимках.

Климатологические и синоптические характеристики, а также полученные по спутниковым изображениям характеристики облачности, связанные с образованием циклонов, формируют основу синоптических методов прогнозирования тропических циклонов. Эти характеристики описываются в нижеследующих подразделах.

5.8.1.1 ЗАРОЖДЕНИЕ

5.8.1.1.1 КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Тропические циклоны формируются над ограниченными районами океанских бассейнов и являются в высшей степени сезонным явлением. Это, очевидно, означает, что имеются специфические условия окружающей среды, необходимые для зарождения тропических циклонов и их дальнейшего развития и интенсификации. Климатологическая частота зарождения связана с шестью факторами, а именно:

- а) теплый и глубокий океанический слой перемешивания (с температурой поверхности моря по крайней мере 26,5 °C);
- б) на уровне средней тропосферы влажность выше нормы;
- с) условная неустойчивость, охватывающая глубокий слой;
- д) завихренность на нижнем уровне, превышающая норму;
- е) слабый вертикальный сдвиг горизонтального ветра;
- ф) расположение образования по крайней мере в нескольких градусах от экватора (т.е. значительная величина планетарной завихренности).

Мак-Брайд (1981а, б) и Мак-Брайд и Зехр (1981 г.) обнаружили, что в то время как термодинамические условия, необходимые для генезиса тропических циклонов, в общем удовлетворены, формирование обычно не происходит до тех пор, пока предшествующее конвективное возмущение не передвинется в крупномасштабный район с циклонической завихренностью выше средней на нижних уровнях и антициклонической завихренностью на высоких. Зарождение циклона обычно происходит вдоль

* Материал для данного раздела взят из публикации *A Global View of Tropical Cyclones* (Глобальный обзор тропических циклонов), которая содержит труды Международного практического семинара по тропическим циклонам, Бангкок, Таиланд, 25 ноября — 5 декабря 1985 г.

линии нулевого вертикального сдвига ветра между районами с более сильными сдвигами, имеющими противоположные знаки по обеим сторонам этой линии. Мак-Брайд обнаружил, что эта циркуляционная система хорошо описывается параметром, получаемым с помощью вычитания относительной завихренности на уровне 200 гПа (средней по радиусу 0–6° широты) из средней завихренности на уровне 850 гПа. Ли (1986 г.) обнаружил, что циклонические скопления облачности в сравнении с неразвивающимися скоплениями имеют более сильную циклоническую циркуляцию на средних и более низких уровнях с радиусом 2–8° широты и крупные входящие турбулентные потоки момента количества движения на средних уровнях.

Фрей (1979 г.) определил параметр зарождения как произведение членов уравнения, содержащих функции вышеуказанных шести параметров в виде:

$$P = f(\zeta_r + 5) \cdot (1/(s_z + 3)) \cdot (\partial\theta_e/\partial p + 5) \cdot (E) \cdot ((RH - 40)/30),$$

где: f — параметр Кориолиса, ζ_r — относительная завихренность, s_z — вертикальный сдвиг ветра между уровнями 850 и 200 гПа, $\partial\theta_e/\partial p$ — вертикальный градиент эквивалентной потенциальной температуры между уровнями 950 и 500 гПа, и E — энергетический параметр океана.

Параметр зарождения является произведением трех термических коэффициентов и трех динамических. Однако шесть параметров, рассмотренных выше, не являются независимыми. В тропиках районы высокой температуры поверхности моря неизменно коррелируются с условной неустойчивостью из-за слабых горизонтальных градиентов температуры на средних уровнях. Высокая влажность на средних уровнях также имеет тенденцию возникать в районах теплых вод. Фактически все области с мощной конвекцией связаны со средним восходящим движением и влагой, находящейся выше. Относительная завихренность и параметр Кориолиса могут быть объединены в абсолютную завихренность. Таким образом, крупномасштабные климатологические параметры, связанные с формированием тропических циклонов, можно кратко описать следующим образом:

- а) высокие температуры поверхности моря в сочетании с глубоким смешанным слоем перемешивания в океане;
- б) значительные величины абсолютной завихренности в нижней тропосфере;
- в) слабый вертикальный сдвиг ветра непосредственно над предштормовым возмущением;
- г) среднее восходящее движение и высокая влажность на средних уровнях.

Фрей (1975 г.) выдвинул гипотезу о том, что циклоны формируются только в течение периодов, когда эти условия нарушаются и приобретают значения выше региональных климатологических средних. Он вычислил некоторые критические величины параметра зарождения для тропической депрессии, которая должна развиться в тропический шторм, для Тихого и Атлантического океанов. Средние значения P для двух океанских бассейнов составляют 73 U и 48 U соответственно, где $U = 10^{-8} \text{ Cal K } ^{-1} \text{ cm}^3$. Мендал и др. (1987 г.) вычислили аналогичные параметры зарождения для случаев развивающегося и неразвивающегося циклонов северной части Индийского океана. Они обнаружили, что среднее значение, равное 83,5 U, является критической величиной параметра зарождения для развития тропических циклонов в этом районе. Их результаты показывают, что критическое значение P больше в северной части Индийского океана, чем в Тихом и Атлантическом океанах.

Необходимо, чтобы температуры поверхности моря были выше 26,5 °C и мощный слой влаги нижнего уровня поднимался вверх, поскольку стадии зарождения и развития циклонов являются чувствительными к испарению с поверхности моря, которое непосредственно связано с ее температурой. Более высокие температуры поверхности моря также благоприятствуют скрытой неустойчивости и мощной конвекции. Глубокий слой перемешивания в океане необходим для того, чтобы предотвратить выхолаживание штормом поверхностных вод из-за вертикального перемешивания. Однако за исключением раннего и позднего периодов сезонов тропических циклонов и около обращенных к полюсам границ районов их преимущественного развития, эти два синоптических критерия почти всегда присутствуют, когда образуется предшествующее шторму возмущение. Возникновение теплового ядра необходимо для интенсивного падения давления, а циклогенез является более зависимым от динамических, чем от термодинамических критериев.

5.8.1.1.2 СИНОПТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

5.8.1.1.2.1 Циклоническая завихренность на нижних уровнях

Важным образованием синоптического масштаба, необходимым для зарождения тропических циклонов, является предшествующая возмущению циклоническая завихренность, содержащая распространенную мощную конвекцию. Риль (1954 г.) указал, что для того, чтобы циклон развивался, необходимо возникновение предшествующего ему возмущения. Этот циклонический вихрь требуется для того, чтобы обеспечить конвергенцию влаги, необходимой для чистого тропосферного нагревания.

Мак-Брайд и Фрей (1980 г.) и Ли (1986 г.) показали, что предшествующие циклоны возмущения имеют средние восходящие скорости 100 гПа в сутки или более, осредненные по району в виде прямоугольника со стороной четыре градуса. На начальной стадии развития тропического циклона этот тип предшествующего ему возмущения представляет собой одно из основных региональных отличий. Синоптические погодные системы, которые приводят к формированию предшествующего циклоны возмущения, также варьируются от региона к региону. Однако когда циклон сформировался, различий в требованиях, необходимых для его интенсификации, в основном немного (Glaз, 1986). Большая часть циклонов формируется в зоне сдвига между муссонами — обычно пересекающие экватор западные ветры и восточные пассаты (Sadler, 1986). Усиление потока по обеим сторонам этой муссонной ложбины увеличивает низкоразмерную относительную завихренность и создает условия, более благоприятные для образования циклона. Западные ветры на экваториальной стороне могут увеличиться из-за холодных вторжений из зимнего полушария, которые поднимают давление на экваторе и ведут к более сильным градиентам давления и возникновению западного потока вдоль экватора. Примеры взаимодействия между длинными волнами в южном полушарии и экваториальными западными ветрами в западной части северной акватории Тихого океана в течение зимы северного полушария были показаны Хэ и Яном (1981 г.).

Восточный поток на обращенной к полюсу стороне муссонной ложбины может увеличиться в результате интенсификации субтропического гребня. Сильные и глубокие пассаты на стороне субтропического гребня, обращенной к экватору, являются указателем возникновения потенциала для образования циклонов на западе северной и южной части Тихого океана.

Фрей (1968 г.) оценил, что около 80 процентов всех тропических циклонов возникают в обращенной к полюсу части ВЗК или муссонной ложбины или в непосредственной близости от них. Большая часть остающихся циклонов формируется

из возмущений, исключенных в восточный пассатный поток, при этом многие из них в связи с верхнетропосферной тропической ложбиной (TUTT), (Sadler, 1976, 1978). Садлер показал, что движущиеся в западном направлении интенсивные циклонические вихри в TUTT ведут к инициации и интенсификации тайфунов на западе северной части Тихого океана. Шимузу (1982 г.) сообщил о формировании тайфуна Элвис в июне 1979 г. в связи с движущимся на запад верхнетропосферным циклоническим вихрем в TUTT в западной части северной акватории Тихого океана. Малая часть циклонов (3–5 процентов) формируется в субтропических регионах вблизи застойных фронтальных зон или к востоку от верхнеуровневых ложбин. Эти так называемые бароклинные системы представляют особую проблему при прогнозировании в западных частях Северной Атлантики и северной акватории Тихого океана, где фронты встречают теплые воды в относительно высоких в сравнении с южным полушарием широтах. Низкоуровневые вторжения из противоположного полушария могут часто играть важную роль в тропическом циклогенезе.

5.8.1.1.2.2 ВЕРТИКАЛЬНЫЙ СДВИГ ВЕТРА

Слабый вертикальный сдвиг ветра необходим для того, чтобы защитить теплое ядро от эффектов проветривания (высушивания или выхолаживания). Сильные вертикальные сдвиги ветра между горизонтальными потоками на низких и высоких уровнях, возможно, являются единственным наиболее важным замедлителем развития теплых ядер. Выполненные в последнее время численные эксперименты (Kurihara and Tuleya, 1981, 1982; Tuleya and Kurihara 1981, 1982, 1984) позволили установить, что низкоуровневая завихренность и вертикальное взаимодействие между нижней и верхней тропосферой являются важными факторами зарождения циклонов. Вертикальному взаимодействию благоприятствует слабый вертикальный сдвиг ветра или режим, в котором восточные ветры увеличиваются с высотой. Зарождение циклонов затруднено, когда с высотой увеличиваются западные ветры, что согласуется с результатами наблюдений. Тропические циклоны редко формируются в регионах с западным сдвигом по высоте. Такие западные сдвиги происходят при существовании режимов пассатов в направленной к экватору стороне верхнетропосферных тропических ложбин и в северо-западной части Австралии в ходе периода существования северо-западных муссонов. Западный сдвиг, связанный с прохождением среднеширотных ложбин, которые выходят в тропики, также, как предполагается, препятствует зарождению циклонов.

5.8.1.1.2.3 ДИВЕРГЕНЦИЯ НА ВЕРХНИХ УРОВНЯХ

Большая зона антициклонической завихренности на верхних уровнях дает возможность возмущению создать механизм исходящего потока, подходящий для дивергенции массы (Erickson, 1977). Критическим фактором в развитии тропических циклонов и, возможно, в их зарождении является возникновение в верхней тропосфере одного или более струйных течений оттока (Sadler, 1978). Эти струйные течения обычно располагаются в северо-восточном и юго-западном квадрантах циклонов северного полушария при обратной картине в южном полушарии. В северном полушарии струйное течение в северо-восточном квадранте представляет собой связь антициклонического исходящего потока с субтропическим струйным течением, тропической верхнетропосферной ложбиной или ложбиной, внедряющейся из среднеширотных западных ветров. Соосадающая верхнетропосферная холодная область низкого давления может также обеспечить механизм, необходимый для усиления оттока. Струйное течение юго-западного квадранта может представлять собой взаимодействие между циклоном и тропическим восточным струйным течением, но это часто связано с присутствием сильного высотного антициклона в зимнем полушарии.

5.8.1.1.2.4 ХАРАКТЕРИСТИКИ СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

Самые общепризнанные методики, используемые для мониторинга и предсказания зарождения и развития тропических циклонов, в значительной мере предполагают применение спутниковых изображений. Это единственный источник данных, имеющийся во многих регионах, и самый дешевый для применения в большей части из них. Большинство центров использует несколько вариантов методики опознавания систем, разработанной Дворакем (1975, 1984 гг.). Обычными признаками циклогенеза, заметными на изображениях облачности, являются:

- первый признак зарождения, который определяется на спутниковом изображении — изгиб полосы облачности;
- наличие мощной конвекции в искривленных полосах, центр циркуляции (отмеченный окружающими искривленными полосами облачности) и постоянное присутствие этих двух характеристик на протяжении по крайней мере 12 часов. Однако существует значительная изменчивость в облачных системах, связанных с отдельными предциклоническими возмущениями. Обычно используются карты, демонстрирующие типичные сценарии;
- в Атлантике и в восточной части Тихого океана указания на циклогенез часто определяются за сутки или двое до начальной стадии формирования. Первый признак таких случаев заключается в том, что скопление облачности становится удлиненным с выправлением его северной границы и интенсификацией конвекции;
- по мере интенсификации возмущения основная конвективная полоса становится сильнее и во всевозрастающей степени закрученной вокруг центра циркуляции.

Появление геостационарных спутников сделало возможным в тех странах, где имеются системы приема и обработки соответствующих данных, вычисление векторов движения облачности или ветров по спутниковым данным, прежде всего на уровнях нижней границы перистой и кучевой облачности. Эти данные использовались несколькими исследователями (Erickson, 1974; Rodgers, *et al.*, 1977) для вычисления дивергенции, завихренности, вертикального сдвига горизонтального ветра и других свойств жидкости (атмосферы). Эта информация может применяться с использованием синоптических методик для исследований и прогнозирования развития тропических циклонов. Например, Эриксона (1977 г.) и Арнольд (1977 г.) занимались различиями, которые наблюдались между развивавшимися и неразвивавшимися тропическими возмущениями, прежде всего для возмущений типа ВЗК на западе северной части Тихого океана. Результаты этих исследований, основанных только на одних спутниковых данных, могут быть полезны для метеорологов, занимающихся тропиками.

5.8.1.2 Изменения интенсивности

Изменения интенсивности происходят главным образом в районе ядра циклона. В сравнении с другими зонами, в ядре существуют очень высокие значения чисел Россби и Фруда и параметров инерционной устойчивости; ядро также ограничивается сравнительно небольшими зонами со слабым угловым моментом (см. раздел 5.5.2.1.1.5). Изменение интенсивности тропических циклонов сопровождается совместным взаимодействием конвективных и циклонических масштабов, на что влияет термодинамическое и динамическое взаимодействие с подстилающей поверхностью и с окружающей средой. Влияния окружающей среды могут как помочь интенсификации, так и затруднить ее. Роли этих взаимодействий описываются ниже.

5.8.1.2.1 Роль влажной конвекции

Риль (1954 г.) нашел, что высвобождение скрытой теплоты при влажной конвекции является основным фактором интенсификации тропических циклонов. Первое количественное описание совместного взаимодействия конвективных и циклонических масштабов вошло в конденсацию условной неустойчивости второго рода (CISK), введенную в работах Чарни и Элиассона (1964 г.) и Оямы (1964 г.). В этой ранней теории описывается линейный процесс взаимодействия масштабов, в котором связанная с трением конвергенция влаги, вызванная крупномасштабной циркуляцией, увеличивает конвекцию с образованием кучевой облачности, которая, в свою очередь, интенсифицирует крупномасштабную систему и т.д. В настоящее время известно, что такие линейные взаимодействия малой амплитуды слишком упрощают развитие тропических циклонов, и термин CISK стал интерпретироваться в более широком смысле развития крупномасштабного возмущения за счет неустойчивого взаимодействия с имеющейся в нем мезомасштабной конвекцией.

Конвекция оказывает значительное воздействие на изменение интенсивности в тропических циклонах за счет потока с высокой инерционной устойчивостью и большим вращательным числом Фруда.

Обычно в тропиках абсолютная завихренность является небольшой в связи с малыми значениями параметра Кориолиса. Таким образом, радиус деформации Россби (см. раздел 5.5.2.1.1.5), который выражается отношением скорости гравитационной волны и инерционной частоты (или устойчивости), является очень большим (часто тысячи километров) для видов циркуляции с крупномасштабной высотой. Эта величина является указанием существования области пространства, над которой должны распространяться гравитационные волны перед тем как инерционные воздействия станут важными. Поскольку облачные скопления являются гораздо меньшими, чем значения L_R , они являются очень неэффективными в преобразовании выделяющегося скрытого тепла в нагревание, которое ведет к уменьшению приземного давления и увеличению крутовой циркуляции. Энергия, постулируемая от диабатического нагревания, рассеивается в радиальных направлениях гравитационными волнами в масштабе, сравнимом с L_R , а малое возмущение вращательного потока наблюдается на радиусах, гораздо меньших, чем L_R .

Однако в зоне ядра тропического циклона относительная завихренность является необычно большой, отсюда инерционная устойчивость является высокой, а радиус деформации Россби является малым. В результате, облачные скопления становятся более эффективными при преобразовании скрытой теплоты в нагревание.

Представляется, что интенсификация циклонов зависит не от размеров мощной конвекции, происходящей в пределах системы циклона как целого, а скорее от размеров мощной конвекции и результирующей амплитуды циркуляции входящей, поднимающейся и выходящей массы, которые имеют место в пределах центрального ядра системы с радиусом в $0-1^\circ$ или $0-2^\circ$ (Chen and Gray, 1984).

Тропические циклоны, в которых развивается интенсивный теплый глаз при одновременной нестабильной влажной конвекции, сохраняющейся в его ближайших окрестностях, являются самыми способными к дальнейшей интенсификации (Holland, 1985). Например, Дворак (1984 г.) показывает, что облака мощной конвекции с холодными вершинами связаны с непрерывной интенсификацией. Меррилла (1985 г.) сравнил составные части усиливающихся тайфунов (аналогичной интенсивности) в западном районе северной части Тихого океана. Так как температуры были приблизительно одинаковыми в нижней тропосфере, то два типа тайфунов значительно не различались по температурам поверхности моря. Но значительные различия температур в вернетропосферных частях указывают, что интенсифицирующийся тайфун является гораздо более конвективно нестабильным (вне района неразличимого глаза), чем неинтенсифицирующийся. Имеется несколько процессов, которые могут вести к образованию холодной верхней тропосферы за счет взаимодействий в окружающей среде.

5.8.1.2.2 Роль завихренности

Как было ранее упомянуто, низкоуровневая завихренность, превышающая норму, является основным фактором в определении того, произойдет ли циклогенез на основе облачного скопления. Низкоуровневая завихренность оказывает два влияния: а) по мере увеличения завихренности инерциальная частота f возрастает, и радиус деформации Россби L_R уменьшается, что снижает масштаб реагирования и увеличивает эффективность преобразования высвобождаемого скрытого тепла в нагревание. В свою очередь, нагревание снижает приземное давление и увеличивает вращательную циркуляцию; б) по мере увеличения приземного вращения конвергенция трения (или накачка Экмана) увеличивает величину низкоуровневого притока. Низкоуровневый приток в зрелых тропических циклонах поддерживается большей частью за счет этой конвергенции трения.

Как только в облачном скоплении формируется хорошо развитый вихрь с различным радиусом максимальных ветров (РМВ), динамические свойства воздуха внутри и вне пределов РМВ становятся очень различными. Внутри РМВ существует высокая относительная завихренность, поскольку как сдвиг, так и криволинейность вносят положительный вклад в завихренность. Вне РМВ относительная завихренность обычно является очень небольшой, поскольку компонент сдвига является отрицательным. Вышеуказанные аргументы позволяют сделать вывод, что зона высокой завихренности внутри РМВ является гораздо более эффективной при преобразовании высвобождаемой скрытой теплоты в нагревание и увеличивает вращательный поток больше, чем во внешнем районе. Низкоуровневая фрикционная конвергенция трения вблизи максимума завихренности непосредственно в пределах РМВ склонна концентрировать скрытое тепло в этой зоне. Это нагревание понижает давление в ядре, усиливает радиальный барический градиент и вращательный поток, поддерживает вихрь, а также увеличивает конвергенцию трения. В свою очередь, это ведет к усилению конвекции и т.д. Эта классическая модель интенсификации тропического шторма широко принимается в качестве разумного объяснения того, каким образом тропический шторм интенсифицируется в зрелый

циклон. Однако это не объясняет образование тропического шторма из предштормового возмущения, поскольку конвергенция на ранних стадиях прежде всего обусловлена несбалансированностью между полями ветра и давления, вызываемым высвобождением скрытой теплоты и/или нелинейными адвективными процессами, а не малой конвергенции трения в слабой системе.

5.8.1.2.3 Взаимодействия в окружающей среде

Изменения интенсивности тропических циклонов происходит за счет взаимодействия с соседствующими погодными системами. Примерами являются: вторжения ветра на низких уровнях в восточных пассатах или в западных муссонах, становящаяся верхнетропосферная ложбина и связанное с ней развитие выходящего струйного течения, образование сдвига за счет влияния верхнетропосферных западных ветров, развитие вынужденных вторичных циркуляций за счет разрушения холодной области низкого давления в верхней тропосфере и адвекции холодного или сухого воздуха в ядро циклона. Такие взаимодействия формируют основу для большей части эмпирических правил прогнозирования изменений интенсивности циклонов. Три особых типа взаимодействий, которые ассоциируются с быстрой интенсификацией или с устойчивым развитием очень интенсивной системы, описываются ниже:

- как представляется, взаимодействие первого типа встречается, главным образом, в североатлантическом бассейне. Взаимодействие начинается со сближения холодной области низкого давления в верхней тропосфере и тропического циклона либо при развитии на месте, либо в относительном движении. Внезапное заволакивание холодной области низкого давления, как наблюдалось, должно связываться с развитием сильного потока, исходящего из циклона, и с его быстрой интенсификацией в интенсивный ураган (Simpson and Riehl, 1981). Риль предположил, что это происходит из-за спонтанного разрушения холодной ложбины, связанного с верхнетропосферной областью низкого давления. Затем возникает циркуляция в виде соленида с опусканием холодного воздуха в области низкого давления и поднятием теплого воздуха в циклоне. Исходная потенциальная энергия преобразуется в кинетическую энергию закручивающегося соленида, вторичной циркуляции. В соответствии с Рилем, циклон затем интенсифицируется за счет импорта углового момента количества движения на низких уровнях и экспорта на верхних;
- при втором типе взаимодействия происходит развитие канала с сильным потоком, выходящим в западные ветры по мере приближения высокоуровневой ложбины или ее развития к западу от тропического циклона. Это является основным механизмом в таких регионах, как Австралия и южная часть Тихого океана, где тропические циклоны обычно развиваются в непосредственной близости к субтропическому западному потоку в верхней тропосфере;
- третий тип взаимодействия — это явление, существующее большей частью на западе северной части Тихого океана, при котором циклон передвигается в более выгодную позицию относительно тропической верхнетропосферной ложбины. Садлер (1967b, 1978) отметил, что эта последовательность событий обычно ассоциируется с интенсификацией циклона, и предположил, что лежащий в основе этого механизма заключается в возникновении двух каналов для выходящих потоков, ориентированных на северо-восток и на юго-запад.

5.8.1.2.4 Системы оттоков на высотах, связанные с изменениями интенсивности тропических циклонов

В ходе подробного исследования ряда циклонов, сформировавшихся в течение периода ПГЭП в шести океанских бассейнах земного шара, Чен и Грей (1984 г.) определили хорошо различимые системы оттоков на верхних уровнях, связанные с интенсификацией тропических циклонов. Их исследование основано на том факте, что если циркуляция в виде оттоков из тропических циклонов сконцентрирована в узких каналах, то это может оказать в результате важное влияние на интенсификацию внутреннего ядра шторма. Авторы определяют отток из шторма в соответствии с количеством подающихся наблюдению и концентрированных каналов оттока как единый канал оттока, двойной канал оттока и без определенного канала оттока.

Затем каждая система подразделяется на три или четыре подсистемы в соответствии с относительной позицией центра антициклона на уровне 200 гПа и с направлениями каналов результирующих оттоков полярного или экваториального направления, либо обоих направлений. Система двойного канала оттока имеет два канала оттока на верхних уровнях, один — направленный к полюсу, и один — к экватору. Два канала оттока часто приводят к быстрому и очень глубокому развитию циклона. Пример двойного канала оттока приводится на рисунке 5.21 для случая тайфуна Овен в северо-западной части Тихого океана 25 сентября 1979 г. В этой системе тропический циклон располагается в центральном районе высотного антициклона. Максимальная скорость ветра в центре циклона Овен повысилась с 45 узлов 24 сентября до 110 узлов 26 сентября, очевидно, благодаря этой двойной системе каналов оттока. Другим примером, который приводится авторами, является тайфун Тил, у которого также существовал сильный двойной канал оттока в течение периода его быстрого развития.

Когда потоки вокруг верхнего антициклона не связаны с описываемым каналом оттока, это образование называется системой без оттока. Неопознаваемые системы представляют собой около 20 процентов случаев интенсификации циклона. Периферийные области систем без оттока часто характеризуются короткими боковыми линиями перистых облаков. Эти холодные образования показывают, что дивергенция на верхнем уровне все еще является сильной, но она не организована в описываемые каналы высокоскоростных оттоков.

Статистический анализ степеней интенсификации тропических циклонов за год ПГЭП показал, что двухканальные оттоки являются самыми благоприятными для быстрой интенсификации. Для систем с одним каналом оттока тропические циклоны с центрами, расположенными либо к западу, либо к востоку от антициклонов на уровне 200 гПа, являются самыми благоприятными для наиболее глубоких степеней интенсификации, в сравнении с центральным расположением циклона.

Высотный антициклон, расположенный на одной из сторон экватора, может оказать глубокое влияние на направление и размеры каналов экваториального оттока тропического циклона в противоположном полушарии. Это происходит, в частности, в том случае, когда интенсифицирующийся экваториальный антициклон южного полушария движется в западном

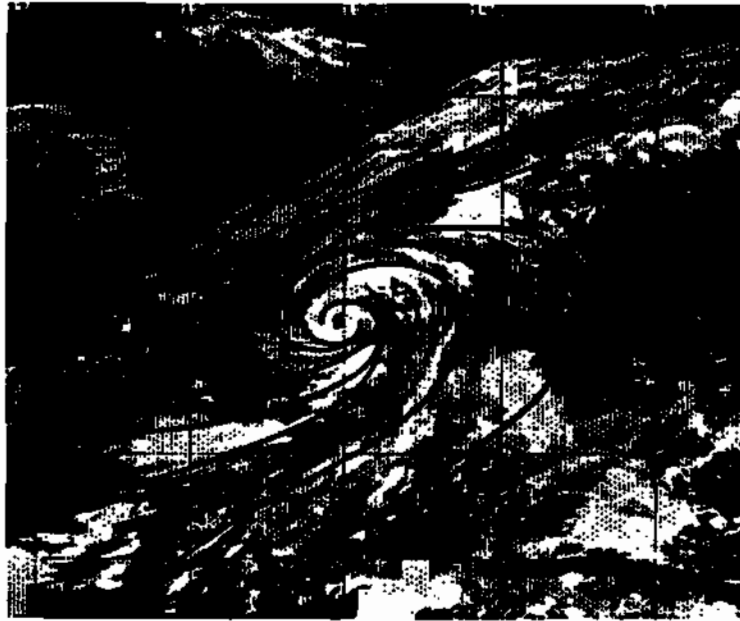


Рисунок 5.21 — Сделанный 25 сентября 1979 г. спутниковый снимок тайфуна Оуэн, на котором виден двойной канал оттока (адаптировано из работы Чена и Грей, 1984 г.)

направлении и приближается к той же самой долготе, где находится тропический циклон северного полушария. Направленный к экватору канал оттока тропического циклона в ситуации данного типа будет усиливаться. Результатом этого часто бывает очень сильная интенсификация циклона. Эти высокоуровневые влияния, охватывающие оба полушария, представляются самыми преобладающими для интенсификации циклонов в северо-восточной и северо-западной частях Тихого океана. Чен и Грей наблюдали, что когда отток на уровне 200 гПа для шторма с внешним радиусом 4–8° концентрировался в узких и сильных каналах (в противоположность однородным и более слабым каналам оттоков), то удовлетворялись общие условия, необходимые для концентрации мощной конвекции во внутреннем ядре циклона.

5.8.1.2.5 *ХАРАКТЕРИСТИКИ, ПОЛУЧАЕМЫЕ ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ*

Дворак (1975 г.) разработал методику, которая, вероятно, является наиболее известным и самым широко используемым инструментом для прогнозирования изменений интенсивности тропических циклонов.

Эта методика, которая предлагает систематический подход в оценке интенсивностей тропических циклонов по данным спутниковых изображений, показала хорошую оперативную применимость в данной области на достаточно длительном промежутке времени. Эти процедуры и правила разработаны таким образом, чтобы метеорологи-аналитики могли их использовать в качестве руководства в сложных ситуациях в попытках таким образом достичь согласия в оценках, проводимых ими с использованием одних и тех же комплектов данных и ресурсов.

Дворак описывает метод определения интенсивности тропических циклонов по усиленным инфракрасным спутниковым изображениям (EIR). Работа была подготовлена с учетом нужд оперативных метеорологов-аналитиков и содержит последовательный перечень процедур, которые были разработаны в целях обеспечения согласия среди аналитиков при получении оценок интенсивности тропических циклонов. Эта модель также включает идеи, которые повышают простоту и объективность анализов и, в то же самое время используют преимущества данных EIR/данных с геостационарных спутников (имеющихся 24 часа в сутки). Используя характеристики облачности тропического циклона или возмущения и его истории, в оперативном режиме можно сделать оценки его интенсивности. Характеристики облачности и история (развития облачных систем) используются при анализе совместно с эмпирической моделью развития тропического циклона. Инструкции и ограничения предоставляются с помощью модели, пригодной для использования в течение периодов, когда облачные системы, связанные с такими возмущениями, находятся в состоянии потока, и поэтому ее интерпретация является трудной. Когда такие поправки указываются в модели, они касаются взаимосвязи облачного образования/интенсивность.

Характеристики наблюдаемой на спутниковых снимках облачности, которые касаются интенсивности тропических возмущений, описывают центр облачной системы и плотность облачности, которая окружает центр. Изображения EIR обеспечивают отчетливые границы измерения характеристик, а также объективную меру их вертикальной глубины. Таким образом, эти изображения увеличивают объективность анализа по сравнению с тем, что возможно с использованием только изображений в видимом диапазоне. Арнольд (1977 г.) изучил многочисленные циклоны всех размеров и силы. Он пришел к заключению, что единственным важнейшим результатом анализа спутниковых изображений является экстремальная изменчивость облачности как во внутрисуточном и межсуточном плане, так и от циклона к циклону. Эта изменчивость присутствовала в характеристиках мощной конвекции, в степени распространения перистой облачности и линейных характеристиках тропических циклонов. В его исследовании рассматривались девять различных стратификаций спутниковых данных по отношению к различным параметрам циклонов, включая: изменения от преддепресссионной стадии до стадии тайфуна, медленно и быстро движущиеся системы; различия, связанные с направлениями движения; быстро углубляющиеся и стабильные тайфуны, прошлая и текущая облачность по отношению к интенсивности, а также экваториальные возмущения по отношению к пассатам. Он пришел к заключению, что имеется мало надежды в попытках связать количество облачности, ассоциирующей с отдельным циклоном, с любым из девяти параметров, которые он рассматривал.

Имеются некоторые расхождения во мнениях о точности методики Дворак при оперативных применениях. Поскольку тропические циклоны обычно эволюционируют в рамках характерных жизненных циклов, один из вопросов заключается в том, имеют ли спутниковые изображения прогностические преимущества по отношению к простому применению региональной климатологии к информации о существующей интенсивности. Точности оценок интенсивности трудно определить из-за нехватки независимых данных для верификации во большей части регионов. Однако на настоящий момент методы Дворак остаются, возможно, самыми полезными спутниковыми методиками для прогнозирования изменений интенсивности тропических циклонов.

Роджерс (1984 г.) предложил использовать при прогнозировании тропических циклонов два метеорологических параметра, получаемые в результате измерений с помощью спинового сканирующего радиометра для зондирования атмосферы (VAS), — толщину верхней и средней тропосферы и количество воды, которое может выпасть в виде осадков. Он заметил, что горизонтальные градиенты и временные изменения толщины верхней и средней тропосферы, а также содержание воды, которая может выпасть в виде осадков, вероятно, должны указывать на существующие в среде вокруг циклонов циркуляционные системы, такие, как тропические верхнетропоферные ложбины и бароклинные ложбины в западных ветрах, которые могут повлиять на движение или интенсификацию тропических циклонов.

Фрай (1979 г.) предложил ряд механизмов, один из которых заключается в том, что формирование и интенсификация тропических циклонов могут происходить в регионах, где циклонический вихрь в нижней тропосфере, находясь ниже, накладывается на ограниченную область (радиусом примерно 200 км) динамически форсированного оседания верхнетропоферного воздуха. Это оседание вызывается верхнетропоферной конвергенцией оттоков, выходящих из соседствующих ячеек мощной конвекции и потоков в среде, окружающей эту систему. Роджерс привел примеры, где с помощью данных VAS можно опознать этот вид оседания, могущий вызывать интенсификацию тропического циклона. Это может быть полезным инструментом при мониторинге и прогнозировании изменений интенсивности и движения тропических циклонов.

5.8.1.2.6 Изменения интенсивности и структуры циклона в связи с его выходом на сушу

Как известно, тропические циклоны меняют свою интенсивность и структуру по мере продвижения во внутренние районы суши (выход на сушу). После выхода на сушу происходит быстрое разрушение циклона и возможный переход в другие типы систем. В некоторых случаях циклоны, которые переместились во внутренние районы суши и ослабли, вновь выходят в море и снова интенсифицируются. Ослабление циклонов после прохода над сушей прежде всего вызывается потерей приземных энергетических потоков, в особенности в форме скрытой теплоты. Растущее рассеяние за счет трения о поверхность также вызывает более сильный приток, более быстрое адиабатическое охлаждение и стабилизацию пограничного слоя. Влажная конвекция затем уменьшается и циклон быстро заливается. Зона максимальных ветров также, как обычно, расширяется по направлению от центра циклона и давление вне зоны ядра может слегка упасть.

Над плоской сушей стабилизация пограничного слоя может вызвать ситуацию, когда среднетропоферная циркуляция становится не связанной с поверхностью. По мере того как происходит нисходящее смешение этого воздуха с пограничным слоем, могут случаться сильные локальные нисходящие порывы ветра. По мере того, как конвекция изменяет горизонтальную завихренность, связанную с сильным вертикальным сдвигом ветра, в вертикальную, могут образовываться торнадо. Циклон также может реорганизоваться и сохранить свою среднетропоферную структуру в течение ряда суток. Если в него поступает поток влажного тропического воздуха, то такие системы могут вызвать на суше сильные наводнения.

Крупные горные массивы становятся причиной значительного прерывания нижнетропоферной циркуляции циклона. Очень неблагоприятные локальные последствия наблюдаются в горных районах, включая значительную порывистость и очень сильные дожди, а также местные наводнения. Быстрое истощение источников атмосферной влаги сильными дождями в сочетании с сухим воздухом, поступающим при движении вниз по склону в центр циклона, может привести в результате к его более быстрому разрушению.

5.8.1.2.7 Переход к внетропическим системам

Тропические циклоны изменяют свою интенсивность и структуру после перемещения в более высокие широты из-за встречающихся на этом пути сильных вертикальных сдвигов ветра в субтропическом западном потоке. Циклоны могут разрушаться, преобразовываться во внетропические системы либо вызывать некоторые формы бароклинового развития, такие, как развитие волн во фронтальной зоне. Такие структурные изменения могут временами происходить весьма быстро, и внетропический переход может быть одним из самых трудных для прогнозирования явлений. Следующие структурные изменения могут происходить в связи со внетропическим переходом:

- поля температуры и влажности приобретают различимую асимметрию;
- упорядоченная конвекция в районе ядра становится прерывистой и исчезает;
- циркуляция на средних и высоких уровнях прерывается и ослабевает;
- осадки сдвигаются в направлении переднего восточного квадранта;
- сухой холодный воздух внедряется в циркуляцию со стороны фронта;
- зона ветров штормовой силы расширяется.

5.8.1.2.8 Взаимосвязь между изменениями интенсивности внутреннего ядра и внешней зоны

Меррилл (1984 г.) и Везефорд и Фрай (1988 г.) показали, что имеется хорошая связь между силой ветра во внешней части ядра и его размерами. Однако как размер, так и сила ветра во внешней части ядра и их изменения весьма слабо коррелируются с интенсивностью и изменениями ядра. Тропические циклоны могут подвергаться значительным изменениям либо интенсивности ядра, либо силы ветра во внешней части ядра, в то время как другой режим остается существенно постоянным (Холланд, 1985 г.). Везефорд и Фрай (1984 г.) нашли некоторые примеры случаев тайфунов, иллюстрирующих вышеприведенную точку зрения. В случае супертайфуна Вил, произошедшего в 1980 г., они наблюдали, что в течение периода от тропической депрессии до тропического шторма происходило одновременное усиление силы ветра во внешней части и интенсификация ядра. Но начиная с периода начальной стадии тайфуна, интенсификация внутреннего ядра циклона в стадии супертайфуна происходила без

значительного изменения силы ветра во внешней части. Затем ветры во внешней части усилились за пару суток без изменения интенсивности внутреннего ядра. На стадии разрушения интенсивность внутреннего ядра тайфуна Вили значительно понизилась, в то время как сохранилась та же самая сила внешнего ветра. В другом примере супертайфун Мак, случившийся в 1982 г., показал гораздо более быструю интенсификацию внутреннего ядра, чем усиление внешней зоны. Однако по мере того как внутреннее ядро тайфуна Мак ослабевало, сила его внешней зоны увеличивалась. Авторы сообщили о ряде случаев, в которых происходили небольшие изменения интенсивности внутреннего ядра, но значительные изменения в силе внешнего ветра.

5.8.2 Методы прогнозирования траекторий

Движение тропических циклонов является конечным результатом комплексного взаимодействия внешних и внутренних влияний в нескольких горизонтальных масштабах. Внешним воздействием первого порядка является управление, осуществляемое окружающей средой. Однако это управление варьируется в пространстве и во времени. Изменения в крупномасштабной циркуляции и в соседних синоптических системах могут также влиять на управление. Внутренние эффекты включают влияние масштаба шторма и нелинейное взаимодействие между вихревой циркуляцией и окружающей ее средой. Чтобы понять роль различных факторов, влияющих на движение тропических циклонов, лучше обратиться к теоретическим аспектам.

5.8.2.1 ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДВИЖЕНИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

При рассмотрении методов динамического предсказания траекторий будет полезным кратко исследовать теоретические аспекты движения тропического циклона. Это может быть сделано с помощью обращения к уравнению завихренности:

$$\partial\zeta/\partial t = -V \cdot \nabla\zeta - \beta v \cdot (\zeta + \beta) \nabla \cdot V,$$

где его члены имеют свое обычное значение. Циклон движется, реагируя на тенденцию завихренности, и будет смещаться в направлении (от) района с максимальной тенденцией циклонической (антициклонической) завихренности. Из вышеприведенного уравнения следует, что имеются три переменных, вносящих свой вклад в тенденцию завихренности: адвекция вихря, так называемый бета-дрейф и дивергенция.

Вклад члена уравнения, описывающего адвекцию вихря, в тенденцию завихренности осуществляется двумя путями: в пределах поля шторма — это асимметрия вихревой системы и однородная адвекция вихря крупномасштабным потоком (управление, осуществляемое средой, окружающей циклон). Член уравнения, описывающий бета-дрейф, вносит свой вклад в тенденцию завихренности с положительными (отрицательными) трендами в северном полушарии к западу (к востоку) от центра, т.е. поток в каждом направлении в западной части адвектирует более высокие значения планетарной завихренности в данный регион, и циклон будет иметь тенденцию двигаться в западном направлении в регион с повышающейся завихренностью. Линейный бета-эффект порождает вторичную циркуляцию с помощью положительно-отрицательного дивергенции тенденции завихренности (Holland, 1985). Вторичная циркуляция с циклоническим вращением к западу и антициклоническим вращением к востоку от центра вихря проходит непосредственно через внутреннее ядро и создает адвекцию центра в направлении на север. В соответствии с этой интерпретацией северо-западное перемещение будет результатом сочетания этого направленного к северу компонента и прохождения в западном направлении, связанного с членом уравнения βv . Этим объясняется тот факт, что циклоны имеют тенденцию к движению в направлении к полюсу и на запад даже в отсутствие основного потока.

Когда включаются процессы нелинейной адвекции, то поток, связанный с циркуляцией во внутреннем ядре, адвектирует вихрь с тенденцией циклонической (антициклонической) завихренности на стороне, обращенной к полюсу (к экватору). Исходное влияние добавления члена уравнения, описывающего нелинейную адвекцию — движение в направлении к полюсу. Поправка на линейный член уравнения β ведет в устойчивом состоянии к северо-западной траектории.

Размер и очертания профиля меридионального ветра будут оказывать влияние на процесс перемещения. В крупном шторме, в котором имеются сильные ветры на больших радиусах, более значительный меридиональный компонент будет приводить к большому вкладу члена уравнения βv , что должно быть сбалансировано членом, описывающим горизонтальную адвекцию в устойчивом состоянии. Этот процесс корректировки включает нарушение системы вихря, что ведет к адвекции с помощью вихревой циркуляции. Чанг и Вильямс (1987 г.) демонстрируют, что вихрь с этим типом профиля будет иметь перемещение на северо-запад примерно в два раза большее чем с профилем, в котором меридиональные ветры слабее на больших радиусах. С другой стороны, увеличение скоростей ветра вблизи центра вихря (возросшей интенсивности) значительно не изменяет направление или скорость перемещения. Некоторые проведенные с помощью наблюдений исследования предполагают, что более интенсивные тропические циклоны должны иметь более большие меридиональные компоненты.

Вклад члена, описывающего дивергенцию, возникает из-за влияний масштаба шторма, которые могут стать результатом высвобождения скрытой теплоты и нагревания. Физически правдоподобным является то, что асимметричное распределение высвобождения скрытой теплоты будет приводить к отклонению центра низкого давления в направлении к региону самого сильного нагревания. Дальнейшие подробности, касающиеся теории движения тропических циклонов, имеются в работе Энсберри (1985 г.).

5.8.2.2 СИНОПТИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Направляющее воздействие среды, окружающей циклон

Самым важным соображением, которое касается синоптического прогнозирования движения тропических циклонов, это определение направляющего воздействия среды, окружающей циклон. Во многих более ранних исследованиях тропический циклон рассматривался как движущийся точечный вихрь в однородном жидком потоке, который с ним не взаимодействует. Динамика этой однородной адвекции вихря содержится в первом члене правой части уравнения завихренности, рассмотренного выше. В соответствии с концепцией направляющего воздействия среды, тропический циклон имеет тенденцию двигаться со скоростью и в направлении движения основного слоя потока, который его окружает. Однако имеется некоторое противоречие в том, что

касается основного слоя атмосферы или слоя, который изначально определяет движение тропических циклонов. Недавние исследования Неймана (1979 г.) и Пайка (1985 г.) демонстрируют, что перемещение тропических циклонов имеет более высокую корреляцию с потоком на среднетропосферных уровнях. Нейман также указывает, что в некотором смысле лучшее решение может быть получено с учетом взвешенного по массе основного слоя потока. Сандерс и др. (1980 г.) продемонстрировали, что прекрасная оценка среднего основного слоя потока может быть получена с помощью использования трех уровней (850, 500 и 250 гПа). Однако пропуск уровня 500 гПа ведет в результате к значительному ухудшению оценки.

Приземное геострофическое направляющее воздействие

Относительно простым методом, в котором используется карта приземного давления и 24-часовые изменения приземного давления, является концепция приземного геострофического направляющего воздействия. Она используется совместно с более сложными методами и наблюдательными системами для получения текущих величин, описывающих движение тропического циклона (это жизненно важно для методов аналога, статистических методов и, вероятно, динамических), а также для оценки успешности краткосрочных объективных прогнозов по отношению к текущей синоптической ситуации.

В рамках этой методики как зональные, так и меридиональные компоненты движения получаются с помощью измерения градиента давления по всему штирму. Градиент давления должен измеряться вне зоны циркуляции тропического циклона (обычно от первой антициклонально искривленной изобары или седловины вне циклона). Влияние большого направленного с севера на юг изменения в параметре Кориолиса на геострофический расчет в низких широтах требует, чтобы зональные компоненты рассчитывались как разницы компонент, измеренных к северу и к югу от центра циклона (WMO, 1979, рисунки 3–8).

Используемое в этой методике основное допущение состоит в том, что воздушная масса среды, окружающей циклон и направляющей его, является однородной. Поскольку даже в тропиках это не является очень хорошим допущением, используется модификация направляющего воздействия, которая основывается на оценках разницы средней температуры в циклоне для некоторых вышележащих слоев атмосферы. Там, где имеются аэрологические данные по температуре, этого достаточно для определения разницы температур, необходимой для соответствия интервалу приземных изобар, используемых в анализе над районом, представляющим интерес. В отсутствие аэрологических данных по температуре, движение в прошлом и текущее движение циклона либо спутниковые изображения могут предоставить некоторую информацию о поле температуры. Следовательно, когда циклон отклоняется вправо от геострофического движения, задаваемого однородной средой, более холодный воздух находится впереди, в то время как поворот влево показывает, что более теплый воздух впереди. Очевидное присутствие ложбин и гребней может быть определено по распределению облачности на спутниковых снимках и может быть связано с присутствием соответственно холодного и теплого воздуха.

Использование изменения давления и точек отклонений

Изменения давления в ходе предыдущих 6–12 часов (скорректированные на суточный ход) были использованы несколькими метеорологическими службами для прогноза интенсификации тропических циклонов и направления их движения. Карты барических тенденций, подготовленные на основе таких скорректированных изменений давления, в частности на островах и прибрежных станциях, иногда дают полезные указания по поводу направления движения, включая поворот, приближающегося тропического циклона. Изменения давления могут быть также полезными для краткосрочного прогнозирования в критические сроки. Они могут быть использованы для прогнозирования выхода или невыхода циклона на сушу либо оказать помощь в оценке изменений траектории в ситуации приближающегося выхода циклона на сушу.

Прогнозисту также важно описать внешнюю границу циркуляции тропического циклона. Изменения давления внутри циркуляции отражают движение циклона за последние немногие часы, в то время как изменения давления вне циркуляции в циклоне часто указывают будущие изменения в движении. Когда происходит большие изменения давления вне этой циркуляции, их воздействия должны повернуть циклон вправо от линии, соединяющей изаллобарический центр и центр циклона (WMO, 1979, рисунки 3–11).

В низких широтах даже небольшое изменение давления на юго-востоке или юго-западе от центра (в северном полушарии) без компенсирующего изменения давления на противоположной стороне может вызвать значительное изменение направления движения циклона. Это отражено в концепции геострофического направляющего воздействия как следствие большого влияния параметра Кориолиса в низких широтах. Чем медленнее движется тропический циклон, тем более выраженным будет изменение направления, даже для изменения давления порядка 1 гПа.

Основное преимущество концепции приземного геострофического направляющего воздействия заключается в том, что по существу она требует только анализа текущего приземного давления и поэтому может быть использована, когда не имеется никаких других средств. Использование изменений давления (высоты) вместе с расчетом существующего движения дает прогнозисту дополнительные возможности, кроме использования частоты инерционности. Кроме того, это может помочь избежать ошибок прогноза, основанных на неправильной интерпретации данных, фиксирующих центр, которые могут вызвать радикальные отклонения от плавных траекторий, существовавших раньше.

Основной недостаток этой методики связан с ее чувствительностью к неточностям в приземном или аэрологическом анализе, которые обычно проводятся для районов с редкими данными. Более того, чувствительность расчетов к эффекту Кориолиса в низких широтах может привести к большим ошибкам прогноза при малых (1 гПа) ошибках анализа. В то время как изменения давления и высоты помогают в определении изменений в направлении и скорости тропического циклона, их величины и перемещения по отношению к нему делают довольно трудным определение времени наступления этих изменений.

Инерционность

При инерционном прогнозе самым существенным допущением является то, что суммарное воздействие всех сил, которые действуют на тропический циклон в течение некоторого периода времени, будет оставаться приблизительно постоянным либо по крайней мере преобладать в течение некоторого периода в будущем. Инерционность обычно признается как «плавное» движение тропического циклона в течение предыдущего 12- или 24-часового периода. Результирующий инерционный прогноз затем просто дается как линейная экстраполяция движения, которое существовало в прошлом, на следующие 12–24 часа.

Инерционный прогноз более высокого порядка может быть подготовлен с учетом как изменений направления, так и скорости за последние 24 часа. Инерционные прогнозы более высокого порядка являются часто трудными в оперативных условиях в связи с неопределенностями в прошлом и настоящем положениях циклона.

Когда имеется только ограниченное число местоположений центра в прошлом, прогнозист не должен описывать движение циклона только простым соединением этих фиксированных положений, используя последовательности снимков, полученных с геостационарных спутников для определения и документирования колебательных движений тропических циклонов. Изучение изображений, полученных с помощью радиолокаторов, установленных на суше, также указывает на этот тип движения. Эти движения связаны со взаимодействием динамики центра циклона с направляющим потоком. Ошибки определения диаметра и местоположения глаза тропического циклона обычно имеют один и тот же порядок (15–100 км). Поэтому данный фактор также должен быть учтен при оценке того, должна ли быть ливневая траектория продолжена влево, право или вправо от существующего местоположения. До тех пор, пока не имеется строгих очевидных подтверждений обратной ситуации, следует предпринять все усилия, с тем чтобы нанести все местоположения таким образом, чтобы минимизировать изменения направления и скорости (т.е. сохранить непрерывность).

Почти все методики прогнозирования тропических циклонов включают аспект, связанный с инерционностью. Основное преимущество инерционного прогноза заключается в свойственной ему простоте. Эти прогнозы имеют тенденцию сбываться лучше всего там и тогда, где и когда климатологическая частота случаев является высокой. Преимущество инерционности над климатологией заключается в ее применимости при аномальных движениях циклона в более высоких широтах, в особенности если при этом учитываются эффекты второго порядка. Верификация прогнозов и снижение разброса путем статистической фильтрации, однако, указывает на быстрое снижение оправданности инерционных прогнозов за пределами 12 часов. В ходе экспериментов, проведенных в Национальном центре по ураганам (Neumann, 1983), зарегистрированы значительные улучшения краткосрочных прогнозов, которые могли быть результатом улучшенных начальных векторов движения.

Климатология

Прогнозы, в которых используются временные и пространственные повторяемости траекторий тропических циклонов, производятся на основе систем синоптического масштаба, оказывающих направляющее воздействие на циклоны. В зависимости от размера выборки, результирующее направление и средняя скалярная скорость движения могут быть получены по широтно/долготным квадратам величиной до $2,5^\circ$ и для периодов времени до пяти суток. Для того, чтобы сделать прогноз траектории климатологические векторы в соответствующих точках перемножаются на временные интервалы и к существующей широте и долготе добавляются величины перемещений. Затем с помощью климатологического прогноза циклон передвигается в результирующем направлении со средней скалярной скоростью для данного местоположения (ширины/долготы) и данного времени года. Прогнозы могут быть изменены, если циклон в течение прогнозируемого периода передвигается в положение с различными средними значениями.

Климатологические прогнозы движения тропических циклонов дают наилучшие результаты тогда и там, когда и где частота их возникновения достаточно высока. Они не дают таких результатов в более высоких широтах или в случаях существования аномальных синоптических систем. Признание последнего факта полезно само по себе. Синоптики, работающие с тропическими циклонами, должны хорошо знать региональную климатологию, для того чтобы различать нормальную и аномальную ситуации. Климатологический прогноз должен рассматриваться как прогноз с низкой оправданностью, поскольку содержит только информацию о настоящем местоположении циклона. Сочетание инерционности и климатологии позволяет получить некоторое улучшение отдельных методик.

Инерционно-климатологические прогнозы

Бэлл (1962 г.) впервые описал эти прогнозы, которые полезны для многих центров прогноза тропических циклонов в восточном полушарии. Проще говоря, если P — инерционность, а C — климатология, то прогноз выражается в виде такой взвешенной модели, как $nP + mC$, где n и m являются весовыми коэффициентами (часто по весу равными). Альтернатива могла бы заключаться в таком выборе: вес инерционности выше для краткосрочного прогноза, а климатологии — при большей заблаговременности, скажем, при 72 часах. В этом случае вектор инерционности получается с помощью линейной экстраполяции слеженного движения за предыдущие 12 часов. Климатологический вектор базировался на региональной климатологии для текущего положения тропического циклона и периода сезона. Прогнозируемое положение, обычно на 24 часа вперед, выводится затем путем взятия средней точки на соединении двух положений (полученных на основе заноски соответствующих значений на карту в проекции Меркатора).

Применение прогнозов $P + C$ более высокого порядка аналогично применению инерционного и климатологического прогнозов в отдельности. Основным преимуществом использования равного взвешивания инерционности и климатологии либо первого, либо второго порядка, что часто называют прогнозом $1/2 (P + C)$, поскольку вес каждого фактора составляет $1/2$, является его доступность. Этот вид прогноза может быть подготовлен сразу же, как только определены данные о текущем положении циклона. Возможны и другие методы определения весов и разбивки, и они также могут быть полезны, но требуют дополнительных расчетов. Отдельными недостатками этой методики являются уменьшающаяся полезность прогноза при применении в более высоких широтах, в первую очередь за счет поворота и недостатка климатологических данных, а также наличие бимодального направления в некоторых областях.

Влияние характеристик крупномасштабной циркуляции и циркуляции синоптического масштаба на движение тропических циклонов

Основной поток, который направляет тропические циклоны, может испытывать флуктуации в ходе их жизненного цикла и влиять на движение циклона по нескольким причинам. Некоторые из основных влияний являются следующими:

- a) когда тропический циклон находится в пределах восточных ветров, сила основного потока определяется градиентом давления между субтропической областью высокого давления и экваториальной ложбиной. Усиление

субтропических областей высокого давления или сдвиги в местоположении или амплитуде экваториальной ложбины могут породить вторжения в пассаты. Спектральный анализ ветров в тропиках выявил периодичности во временных масштабах 10–15 суток и 40–50 суток. Эти периодичности связаны с крупномасштабными движениями атмосферы, которые могут вызывать трудноуловимые изменения в основном потоке, зависящие от фазы флюктуации;

- b) в западном районе северной части Тихого океана, где тропические циклоны могут случаться крупный год, крупномасштабная циркуляция является совершенно различной в периоды азиатского летнего муссона и зимнего муссона. В течение летнего муссона верхнетропосферная циркуляция, как правило, определяется тибетским максимумом. Если эта область высокого давления является стационарной, то высотная ложбина над Восточной Азией между тибетским максимумом и субтропическим максимумом над западной частью Тихого океана может отклонять тропический циклон на север и предотвращать его выход на сушу на территорию Китая. Если тибетская область высокого давления перемещается в восточном направлении и соединяется с субтропической областью высокого давления, то тропический циклон будет иметь тенденцию отклоняться к западу на территорию Китая. Другие виды организации средне- и высокоширотных систем могут также повлиять на среду, окружающую тропические циклоны западных районов северной части Тихого океана;
- c) в период зимнего муссона основной поток, который направляет тропические циклоны западного района северной части Тихого океана, может быть изменен за счет нескольких крупномасштабных воздействий. Стационарная восточноазиатская блокирующая область высокого давления, которая обычно находится около 50° – 70° с.ш. и 110° – 150° в.д., приводит к разветвлению западного струйного течения в высоких широтах. Одно из воздействий, проявляющееся вниз по течению блока, заключается в ослаблении субтропической области высокого давления и западного компонента, направляющего тропические циклоны, траектории которых могут затем больше отклониться к северу. Блокирующая область высокого давления обычно благоприятна для развития длинноволновой ложбины на западе. Ложбина с большой амплитудой, которая простирается в субтропиках, также является благоприятной для движения на север и поворота штормов. В связи с квазистационарностью блокирующей области высокого давления и ложбины, может преобладать тенденция к тому, что траектории будут проходить севернее. С другой стороны, расширение субтропического антициклона в западном направлении будет благоприятствовать тому, что траектории тропических циклонов будут отклоняться к западу и выходить на побережье Китая;
- d) соседствующие виды циркуляции синоптического масштаба могут иметь заметное влияние на поток, воздействующий на тропические циклоны. Приближение среднеширотной ложбины создает ситуации, которые являются наиболее трудными для прогноза тропических циклонов. Если амплитуда ложбины является достаточно большой, то направляющий поток будет сдвигаться в направлении к полюсу и вероятен поворот циклона с возможностью значительного ускорения движения;
- e) анализ циклонов Бенгальского залива, Шринивасан и Рамамурти (1973 г.) установили зависимость положения циклонов относительно верхнетропосферного гребня на уровнях 200–150 гПа, который определяет крупномасштабную циркуляцию на этих уровнях. Основные выводы, которые могут применяться к другим районам, следующие:
 - i) когда шторм находится на достаточном расстоянии к югу от оси субтропического гребня, движение шторма происходит в направлении, попадающем в сектор запад/запад-северо-запад. Чем дальше к югу от оси гребня находится шторм, тем больше вероятность, что он войдет по траектории с направлением запад/запад-северо-запад. Шторм должен быть по крайней мере на 3° – 4° широты южнее оси гребня;
 - ii) если шторм находится в пределах 3° от оси гребня, то вероятно, что его траектория будет скорее северной, а не западной. Шторм может двигаться медленно и даже оставаться стационарным;
 - iii) когда шторм, двигаясь на север, пересекает ось гребня, его движение приобретает восточный компонент. Ветры на высотах, определяемые по спутниковым наблюдениям, являются полезными при определении характеристик потока на уровне 200–150 гПа над морскими районами и при фиксации местоположения оси субтропического гребня объективным образом;
- f) взаимодействия между двумя соседними тропическими циклонами могут вызвать необычные траектории, которые являются вращательными вокруг точки, лежащей между ними (эффект Фудживары). Этот эффект был обнаружен как преобладающий, если расстояние, разделяющее два циклона, меньше 6° по широте. По мере увеличения этого расстояния от 7 до 15° широты эффект направляющего воздействия среды, окружающей циклон, становится прогрессивно более важным, чем эффект Фудживары. Донг и Нейман (1983 г.) обнаружили, что большая часть двойных тропических циклонов, расположенных во внутритропической зоне конвергенции (ВЗК) или вблизи нее в западном районе северной части Тихого океана, вращалась против часовой стрелки;
- g) тропические циклоны, которые формируются в связи с тропическими областями низкого давления верхней тропосферы, могут иметь изменчивое движение из-за слабого направляющего потока, который включает как низкоуровневые восточные ветры, так и высокоуровневые западные. Взаимодействия существующего тропического циклона с верхнетропосферными областями низкого давления могут также вызвать отклонения в траектории циклона;
- h) изменения положения ВЗК могут также вызывать изменение в направляющем воздействии на тропические циклоны. Перемещение экваториальной ложбины в направлении к полюсу будет интенсифицировать северо-восточные пассаты. Если сильный экваториальный антициклон формируется в пределах экваториальной буферной зоны и движется в направлении к полюсу до положения около 10° широты от экватора, то основное течение в более низких широтах будет изменять свое направление с восточного на западное. Эта ситуация может породить внезапный сдвиг траектории тропического циклона в направлении к полюсу или

даже к востоку. Таким образом, прогнозист, занимающийся тропическими циклонами, должен быть осведомлен о влияниях, присущих всей экваториальной зоне, а также о субтропических и среднеширотных воздействиях;

- г) холодные вторжения, вызванные зимним азиатским муссоном, могут также локально взаимодействовать с циркуляцией тропических циклонов. Нижнее холодное вторжение может повлиять на направление, поскольку интенсивные потоки холодного и сухого воздуха втягиваются в циркуляцию тропического циклона. Вышнее западное струйное течение может вызвать быстрый поворот к северо-востоку и востоку;
- д) иногда перистые облака, покрывающие тропический циклон, могут отделиться и покинуть циклоническую циркуляцию, ослабевшую на низких уровнях. Если такой отрыв происходит ночью, инфракрасные изображения могут показать только быстрое перемещение этого покрова перистой облачности. Только в светлое время суток, когда имеется изображение в видимом диапазоне, становится очевидным, что низкоразрушенная циркуляция осталась позади. Этот тип ситуации может стать трудной проблемой при прогнозировании, и ее необходимо решать тщательно.

Характеристики, определяемые по спутниковым изображениям

В связи с недостаточностью традиционных наблюдений в тропиках, интерпретация спутниковых изображений может быть одним из наиболее важных инструментов анализа. Дворак (1984 г.) предоставляет много примеров, полученных на основе спутниковых изображений в видимом и инфракрасном диапазоне, для циркуляции синоптического масштаба, которая соответственно влияет на траектории тропических циклонов. Например, изменения в ориентации облаков вдоль направленного к полюсу края системы, дает в руки ключ к прогнозированию поворота циклона, поскольку тропический циклон взаимодействует со среднеширотной ложбиной. Изображения в спектре водяного пара также предоставляет дополнительную информацию о высотных образованиях, которые могут влиять на движение тропических циклонов. Дворак нашел, что большая часть движущихся в северо-западном направлении штормов поворачивает на север, когда циклонически закрученная граница влажности приближается к шторму с северо-запада и влажная/облачная система возникает к северу. Наблюдалось, что штормы поворачивают на запад, когда происходит значительное рассеяние влажной/облачной системы к северу от центра шторма. Таким образом, полученные в результате дистанционного зондирования данные могут выявить изменения синоптического масштаба, которые нельзя обнаружить с помощью других источников данных.

В исследованиях, где использовались спутниковые снимки, были предприняты попытки уловить прошлые изменения в облачных образованиях, связанных с тропическими циклонами, с будущими изменениями направления движения. Например, Фет и Бранд (1975 г.) провели исследование, в котором рассматривается шесть определенных облачных систем, и вращение одного или нескольких из этих образований за предыдущие 24 часа экстраполируется в целях получения изменения направления движения в течение следующих 24 часов. Фет и Бранд обнаружили, что за рассматриваемый промежуток времени циклоны западного района северной части Тихого океана имеют тенденцию передвигаться вправо вслед за осуществляющимся по часовой стрелке вращением незначительных облачных образований.

В аналогичном исследовании Лажуа и Николис (1974 г.) использовали облачные образования, видимые на имеющихся в то время спутниковых снимках, для получения изменения направления за последующие 12 часов. Первичным образованием, которое использовалось в этом исследовании, был первый внешний пояс облачности после центральной облачной массы. Как наблюдалось, тропические циклоны часто меняют свое направление движения на то, которое задается линией, соединяющей центр циклона с наиболее развитым скоплением кучево-дождевой облачности, находящимся в нижнем по течению окончании (в циклоническом смысле входящего потока) внешнего пояса облачности, или рядом, или в стороне от сектора, лишенного скопления кучево-дождевой облачности.

Образования, определенные по спутниковым изображениям, являются полезным пособием для прогнозирования траекторий в районах с редкими данными. Они обеспечивают ориентировку при определении визуальных изменений направления движения тропических циклонов, которые другими методами нельзя предсказать с хорошей оправданностью.

Другим инструментом в определении направления движения тропических циклонов является распространение облачности. Оно соответствует отображению положения теплого влажного языка или толщины направляющего потока, используемому для других методов. Облачность часто простирается вперед в направлении движения этих систем.

5.8.2.3 АНАЛОГОВЫЕ МОДЕЛИ

Основная философия аналоговых моделей заключается в том, что данный шторм будет двигаться со скоростью и направлением, являющимися средними для всех штормов, которые произошли в этом регионе в пределах некоторого периода времени, центрированного относительно текущих суток. Это можно считать иным типом климатологического прогноза.

Методика нацелена на определение приемлемого аналога в терминах пространственного/временного допустимого отклонения или других определенных условий. В процессе подбора аналога предпринимаются попытки выбрать произошедшие штормы, которые в смысле времени и пространства аналогичны происходящему. Кандидаты в аналоги обычно выбираются на основе таких факторов, как время года, начальное движение шторма (направление и скорость), а также расположение шторма-аналога относительно происходящего шторма (широта/долгота). Отобранные траектории-аналоги, перемещенные в общую точку возникновения и скомбинированные с инерционностью, формируют основу для окончательного прогноза. Усложняющий фактор в выборе аналогов может существовать, когда с данной областью и данным временем года связана группа штормов. Предварительным условием разработки и оперативного использования аналоговой модели является наличие архивов данных о траекториях штормов. За исключением северо-восточной части Тихого океана, где адекватные данные не существуют для периодов времени ранее начала 1960-х годов, длинные ряды данных имеются для большей части океанских бассейнов.

Автоматизированные методики отбора аналогов разработаны для различных океанских бассейнов: Атлантика — Хоул и Нейман (1970 г.), западный район северной части Тихого океана — Джаррелл и Самвелл (1970 г.), восточный район северной части Тихого океана — Джаррелл и др. (1975 г.), и Австралия — Аннетт (1978 г.).

Методики аналога также включают инерционный аспект. В аналоговой схеме для ураганов (HURRAN), которую разработали Нейман и Холл (1972 г.), каждый отобранный аналог переносится в положение существующего шторма и начинается определение траектории и скорости его перемещения. В первые 36 часов прогноза вносится линейная поправка к траектории и скорости. На 12 часов перемещение определяется на 2/3 по инерционности, а на 1/3 — по движению шторма-аналога. Аналоговые модели являются простыми и, при соответствующем использовании, полезными как первое приближение при оперативном прогнозировании траекторий циклонов.

Два недостатка аналоговой модели состоят в том, что не всегда возможно найти достаточное количество аналогов, и в том, что каждый раз поиск полного исторического примера является дорогим. Преимущество заключается в том, что эллипсы вероятности, связанные с этой методикой, предоставляют прогнозирующему полезную информацию о вероятных характеристиках ошибок.

Временной и пространственной анализ траекторий тропических циклонов показывает, что имеется тенденция к их повторению и к тому, что они связаны с определенными и, более того, повторяющимися системами. Понимание ценности аналоговых моделей происходит благодаря возможности определения групп траекторий штормов. С помощью использования серии компьютерных программ аналоговый метод связывает существующий шторм с траекториями его предшественников и позволяет, таким образом, сделать заключение о будущем поведении шторма. По крайней мере концептуально, аналоговый метод использовался (в субъективном смысле) прогнозистами в течение ряда десятилетий. Объективное и ежедневное оперативное использование метода тормозилось большими количествами данных, которые ранее должны были обрабатываться вручную. Наличие и использование высокоскоростных компьютерных систем во многих центрах предупреждений о тропических циклонах в настоящее время обеспечивает быструю архивацию, поиск, отображение и обработку большого количества исторических данных о траекториях штормов.

5.8.2.3.1 Эллипсы вероятности

Когда прогнозы по аналоговым моделям представляются потребителю в виде эллипсов вероятности, то наиболее вероятная траектория в виде функции времени задается как центр оид этих эллипсов. Менее вероятные траектории предлагаются с помощью размеров, формы и ориентации эллиптических областей. Когда эллипсы ориентированы в большей мере вдоль, а не поперек траектории, следует ожидать, что проблемы прогноза будут зависеть в большей мере от скорости движения, а не от его направления. Фактически эллипсы представляют собой проекцию трехмерной бивариантной нормальной поверхности на двумерную плоскость.

Когда бивариантное нормальное распределение (функция плотности вероятности) интегрируется по круговой зоне, можно получить вероятность развития шторма в данном районе в данное время. Это также может быть интерпретировано как вероятность развития шторма на некотором расстоянии от специфического района (города, например) в течение прогнозируемого периода. Однако следует отметить, что имеется много районов, где допущение о бивариантной нормальности не работает, например там, где местная топография воздействует на траектории штормов или где большие массы суши вызывают дивергенцию траекторий штормов. В таких случаях они лучше описываются с помощью бимодального, а не одномодального бивариантного нормального распределения (Crutcher and Joiner, 1977).

5.8.2.4 Статистические модели

Статистические модели основаны главным образом на использовании методов регрессии. Имеется три типа статистических регрессионных моделей, разработанных для прогнозирования траекторий циклонов: модели, в которых климатология и инерционность используются только как предикторы (модели, основанные на смоделированном аналоге); модели, которые включают предикторы (но не ограничены ими), полученные по наблюдаемым синоптическим данным (классические и/или статистико-синоптические модели); а также модели, которые включают предикторы (но не ограничены ими), вычисленные по прогностическим полям, полученным численными методами (статистико-динамические модели). Каждая из этих моделей кратко описывается ниже.

5.8.2.4.1 Модели, основанные на смоделированном аналоге

Класс моделей с простыми уравнениями регрессии для прогноза движения тропических циклонов назван моделями, основанными на смоделированном аналоге. В этих моделях используются только климатология и инерционность, а текущие синоптические данные из уравнений регрессии полностью исключаются, что и придает им большое сходство с моделями аналога. Предикторы, применяемые в моделях, основанных на смоделированном аналоге, идентичны тем, которые применяются в собственно моделях аналога, но используются они в ином смысле для составления уравнений. Характеристикой моделей аналога является представление воспроизводимой траектории движения в виде эллипса вероятностей, в котором показаны наиболее вероятные траектории. Модели, основанные на смоделированном аналоге, также предоставляют такую возможность.

Уменьшающий дисперсию потенциал моделей, основанных на смоделированном аналоге, извлекается из семи предикторов: номер дня по юлианскому календарю, начальная широта, начальная долгота, средняя меридиональная скорость в течение предшествующих 12 часов, средняя зональная скорость в течение предшествующих 12 часов, средняя меридиональная скорость в течение предшествующих 24 часов и средняя зональная скорость в течение предшествующих 24 часов.

Если имеются, то значения скорости ветра или давления в центре циклона (мера интенсивности шторма) могут быть включены в уравнение в качестве восьмого основного предиктора. Включение в уравнение производных от одного или нескольких предикторов позволяет рассчитывать некоторые нелинейные тенденции движения. Единственным ограничением при этом является то, что дополнительное число производных предикторов должно быть пропорциональным размерности явления. Основным преимуществом этого метода является его простота, т.е. уравнения регрессии могут быть быстро решены с помощью небольших компьютерных систем или даже с помощью настольного калькулятора, в то время как аналоговые модели требуют каждый раз обработки большого количества архивных данных о траекториях штормов. Более того, применение моделей, основанных на смоделированном аналоге, сопровождается выдачей прогноза, даже если с помощью моделей аналога этого сделать невозможно (например в том случае, когда возникает аномальная ситуация). Небольшим недостатком является то, что шторм должен уже существовать в течение 24 часов до того, как могут быть рассчитаны инерционные предикторы. Статистическую комбинацию климатологии и

инерционности (CLIPER) разработал для Атлантического океана Нейман (1972 г.). Другие авторы распространили эту методику на другие бассейны, например: Нейман и Рандрианарисон (1976 г.) — на южную часть Индийского океана; Нейман и Леффтин (1977 г.) — на восточный район северной части Тихого океана, и Нейман и Мэздал (1977 г.) — на северную часть Индийского океана. Подобная методика была разработана для западного района северной части Тихого океана Сюем и Нейманом (1985). В этих методиках используются также предикторы, как существующие широта и долгота, а также компоненты, описывающие движение шторма в недавнем прошлом и его интенсивность. Для решения уравнений регрессии в 12-часовых интервалах, описывающих широтно-долготные перемещения, в CLIPER используются сглаживание основных предикторов методом наименьших квадратов и различные полиномиальные комбинации. Таким образом, для составления прогноза в этой методике используются климатология траекторий тропических циклонов за прошлые годы и компоненты, связанные с инерционностью существующего шторма.

5.8.2.4.2 СТАТИСТИКО-СИНОПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Статистико-синоптические модели включают в себя предикторы, получаемые из данных текущих или недавно проведенных синоптических наблюдений. Некоторые более ранние примеры статистико-синоптических моделей: для северной части Индийского океана — Кумар и Прасад (1973 г.); NHC67 — Миллер и др. (1968 г.); NHC72 для Северной Атлантики, разработанная Нейманом и др. (1972 г.), и EPHC77 для восточной части Тихого океана, разработанная Леффтинем и Нейманом (1977 г.). Последние примеры включают модель TOPEND Кинена и Вудкока (1981 г.), AUSTCYC (Kuuse, 1979) и другие статистические методики (Keenan, 1984), предназначенные для использования в Австралии. Во всех этих моделях используются наблюдения предиктанта и предиктора в текущий срок и t (и, возможно, за 12 часов до t) для прогнозирования значений предиктанта за $t+h$ часов, где h — 72 часа.

Используемые в моделях предикторы выбираются из данных по климатологии и инерционности, а также из данных об одном или более полях высот 1 000, 700 и 500 гПа в текущий срок и за последние 24 часа. Например, в модели NHC72 для Атлантического океана используется выходная продукция, постулающая из модели мимолетного аналога CLIPER, в качестве единственного предиктора, содержащего все атрибуты климатологии и инерционности. Для представления полей данных, как правило, используются подвижные сетки, центрируемые относительно шторма, а предикторы отбираются с использованием ступенчатого процесса регрессионной фильтрации. Размер сетки для представления поля синоптических данных зависит от величины периода прогноза. В моделях, которые ограничены периодом прогноза, равным 24 часа, может использоваться сетка, которая захватывает 600 морских миль вокруг шторма, в то время как в моделях, в которых осуществляется попытка прогноза на 72 часа, должна использоваться система с более крупной сеткой. В системах с более крупными сетками шаг сетки обычно составляет 300 морских миль. Однако модели, разработанные для более мелких сеток, могут извлекать пользу из более тонкого представления пространства с помощью сетки, например с шагом 150 морских миль. Система вложенных сеток, где огрубление возрастает с расстоянием от шторма, к настоящему времени еще не использовалась в статистических моделях для прогнозирования движения тропических циклонов.

Если имеется достаточное количество данных о их развитии, то желательно рассортировать различные синоптические системы и затем разработать отдельные комплекты уравнений регрессии, которые представляют различные синоптические системы. Как указывалось выше, модель NHC67 сортирует данные в соответствии с тем, располагается ли начальное положение шторма севернее или южнее широты 30° с.ш., с дополнительной разбивкой, которая зависит от скорости шторма, а модель NHC72 осуществляет разбивку на основе начальных параметров движения шторма. Важность хорошей разбивки была дополнительно продемонстрирована в работе Вудкока (1980 г.), который показал, что основанные на множественной регрессии прогнозы, вычисляемые отдельно для различных синоптических ситуаций (аналогов), обеспечивают лучшее прогнозирование, чем единственный комплект, в котором различия между синоптическими ситуациями не проводятся. Поскольку движение тропических циклонов, как было показано, имеет тесные связи с влияниями среды, окружающей циклон, и поскольку эти влияния на циклоны к югу от субтропического гребня весьма отличаются от влияний на циклоны, располагающихся к северу от него, регрессионные прогнозы для предсказания движения тропических циклонов будут давать лучшие результаты, если перед разработкой уравнения регрессии данные должным образом отсортированы по отношению к положению относительно гребня. В то время как разбивка концептуально улучшает качество данной модели, необходимо уделить исключительное внимание тому, чтобы размеры выборок сильно не уменьшались.

Пайк (1984 г.) выполнил сравнение полезности различных данных по толщине и высоте при статистическом прогнозировании движения. Были соответствующим образом рассмотрены значения для пятидесяти шести возможных полей данных, относящихся к обязательным уровням, все возможные толщины слоев, границы которых укладываются этими полями, и средние значения для тропосферы. Автор обнаружил, что среднее поле высоты для основного слоя (1 000–100 гПа), вычисленное по формуле: $H = 75H_{1000} + 150H_{850} + 175H_{700} + 150H_{500} + 100H_{400} + 75H_{300} + 50H_{250} + 50H_{200} + 50H_{150} + 25H_{100/900}$, где H_p — высота на уровне давления p , дало самые точные прогнозы, затем следуют среднетропоферные высоты 700 и 500 гПа. Значительно более крупные средние ошибки дают поля высот вблизи уровня моря и вблизи тропопаузы. Большая часть полей толщины имеет более крупные ошибки вектора, чем поля высот. Эти результаты совпадают с ожиданиями, поскольку тропические циклоны управляются ветрами, связанными с градиентами высоты, а не термическими ветрами, связанными с градиентами толщины.

Мацумото (1984 г.) предложил трехвариантную сортировку, основанную на положении тропического циклона по отношению к высоте гребня 500 гПа. В категорию циклонов, находящихся к югу от гребня, попадают те циклоны, которые никогда не осуществляют поворота. Категория циклонов, находящихся к северу от гребня, содержит все штормы, которые остаются к северу от линии гребня на протяжении всего времени их существования. Категория циклонов, находящихся на гребне, включает сегменты траекторий циклонов между 24 часами до и 24 часами после точки поворота. Зависимый комплект, использованный для разработки уравнений регрессии, включает все атлантические тропические циклоны за 1946–1978 гг. Имеется 16 потенциальных предикторов прогноза, вычисленных по высоте 500 гПа и изменению давления за 24 часа, а также по геострофическому ветру на уровнях 500 и 200 гПа и изменению ветра. Метод дает значительные улучшения в прогнозе траекторий тропических циклонов.

Для разбивки данных были предложены методы, основанные на эмпирических ортогональных функциях (ЭОФ), (Peak and Elsberry, 1986). Шаффер и Элсбери (1982 г.) продемонстрировали, что информация, касающаяся крупномасштабного потока вблизи тропического циклона, может быть представлена с помощью анализа ЭОФ. Основная методика предназначена для того, чтобы представить поток, имеющийся в среде вокруг циклона, как линейную комбинацию главных компонентов, полученных по синоптическим полям для большого числа случаев. Синоптическая информация для любого частного случая может быть эффективно представлена с помощью коэффициентов нескольких эмпирических ЭОФ, что в значительной мере снижает потребности в хранении данных.

Пик и Элсбери (1986 г.) использовали дискриминантный анализ для разработки метода прогнозирования, который лучше прогнозировал движение штормов, значительно отклоняющихся от средних значений поперек траектории (ПТ) и вдоль траектории (ВТ). В дискриминантном анализе функции классификации определяются для того, чтобы спрогнозировать, в какой группе (левая, правая или правая для поперечного компонента траектории и медленная, постоянная или быстрая для компонента вдоль траектории) с наибольшей вероятностью пройдет путь циклона. Аналогичный метод применялся в работе Кинена (1986 г.) на основе использования прошлой траектории и текущих синоптических данных для оценки вероятностей соответствия зонального и меридионального компонентов движения категориям значений: выше среднего, среднее или ниже среднего. Результаты дискриминантного анализа были найдены обобщающими. В схемах используются предикторы, основанные на инерционности и на представлении синоптического вынуждающего воздействия в виде эмпирической ортогональной функции.

Одной из встретившихся проблем при статистическом моделировании стало получение «лестничной ступеньки» или, другими словами, невероятной прогнозируемой траектории. Хотя и являясь статистически значимыми, такие траектории часто получаются из-за практики прогнозирования траектории шторма с помощью 12-часовых шагов по времени, где каждый сегмент прогноза (каждый 12-часовой шаг) является более или менее независимым от других сегментов. Во избежание этой проблемы те же самые предикторы можно использовать для каждого временного шага и для каждого компонента движения, либо прогноз на время $t + h$ (часы) может быть сделан в виде функции прогноза на $t + h + 12$ (часов).

5.8.2.4.3 Статистико-динамические модели

Верхним уровнем статистических моделей для прогнозирования движения тропических циклонов считаются модели, в которых часть снижения дисперсии достигается за счет предикторов, выхваченных из выходных данных численной модели прогноза. Такие модели, в свою очередь, извлекают часть своих прогностических возможностей из других источников, таких, как климатология, инерционность или из данных текущих синоптических наблюдений. Концептуально, статистико-динамические модели являются очень привлекательными, поскольку в них сочетаются преимущества как статистического, так и динамического подходов к прогнозированию тропических циклонов.

Использование статистики выходных данных модели (МОС) является, возможно, наиболее эффективным средством введения данных численных прогнозов в процесс статистического прогноза. Концепция МОС (Klein and Glehn, 1974) по существу предусматривает прямой ввод выходных данных численной модели как в процесс разработки, так и в процесс оперативного применения статистической модели. С практической точки зрения, такой подход сталкивается с большим количеством проблем в районах, недостаточно обеспеченных данными, где зачастую отсутствуют данные о явлениях, необходимые для обеспечения соответствующей статистической значимости. До тех пор пока модели МОС не будут разработаны для всех океанических бассейнов, где возникает тропический циклон, для применения статистико-динамических методов используются временные методы. Одной из таких альтернатив является так называемый метод совершенного прогноза (МСП). Другой подход известен как «мималый МОС» (или ММОС). Оба метода, которые считаются менее точными, чем прямой подход МОС, детально описаны Нейманом и Лоуренсом (1975 г.).

Аллен (1984 г.) описал методику МОС, известную как объективная управляющая статистика выходных данных моделей CYCLOPS (COSMOS). Она используется в прогнозировании движения тропических циклонов в северо-западной части Тихого океана. В этой методике прогнозы интерпретируются на основе сложившегося геострофического направляющего потока на различных уровнях для получения положений циклона с заблаговременностью 24, 48 и 72 часа. Процесс, который используется в модели для получения прогноза положения циклона на 72 часа, состоит из трех шагов: олознавание системы, выбор предикторов и применение смещения к прогнозу. Входная информация для модели COSMOS состоит из положения циклона за последние шесть часов и прогноза положения на 72 часа, полученного из CYCLOPS в немодифицированных прогностических режимах для уровней 850, 700 и 500 гПа.

В Национальном центре по ураганам разработаны различные статистико-динамические модели, которые время от времени используются в оперативной практике. Нейман и Лоуренс (1975 г.) разработали модель NHC73 для региона Атлантики, в которой используется два подхода: совершенный прогноз и ММОС; она продемонстрировала весьма многообещающие результаты. Модель включает следующие предикторы: выходную продукцию модели CLIPER, текущие поля высоты 1 000, 700, 500 гПа и прогнозы высоты на 24, 36 и 48 часов, полученные по результатам прогностической модели Национального метеорологического центра. Модель NHC83 была внедрена в сезон ураганов 1983 г. На основе ряда критериев оценки, таких, как своевременность, доступность, общая полезность и минимальная ошибка на протяжении сезона ураганов 1988 г., модель NHC83 превзошла по своим результатам другие модели, используемые Национальным центром по ураганам, с довольно большим превышением (Neumann and McAuley, 1991). Соответственно, данный тип моделей имеет хорошую оправданность. Однако долгосрочное оперативное использование модели выявило определенные слабости, которые необходимо устранить. Нейман и Мак-Ади разработали улучшенный вариант модели NHC83, модель NHC90, которая, по заявлению авторов, должна превзойти модель NHC83. Дальнейшие подробности, касающиеся этой модели, можно найти в работе Неймана и Мак-Ади (1991 г.).

5.8.3 Прогнозирование циклонов с помощью численных моделей

В историческом плане в своем развитии оперативные динамические методики прогнозирования тропических циклонов с помощью численных моделей проиграли соревнование со статистическими методами. В то время как задержка этого развития в некоторой степени соответствует истине, недавние достижения в точности численных моделей дают возможность

предположить, что этот разрыв быстро уменьшается. В принципе, возможно сформулировать численную модель, ниниализировать ее с помощью данных наблюдений и интегрировать зависимость от времени гидродинамические уравнения численными методами для подходящего периода времени, чтобы получить желаемый прогноз. Практически эта процедура осуществляется каждый день в прогностических центрах по всему миру. Однако, когда она применяется в тропиках, и в особенности для решения проблем прогноза тропических циклонов, возникают определенные трудности.

Во-первых, тропические циклоны случаются чаще всего над районами с редкими данными в тропических океанах, где точная спецификация исходного состояния атмосферы является в особенности трудной. Во-вторых, зона сильных ветров тропического циклона является малой в сравнении с системами синоптического масштаба. Только один этот факт делает непрактичным попытку получить подробности, касающиеся вихря, с использованием единой сетки или с единым ее шагом. В-третьих, динамика тропической атмосферы и взаимодействие тропического циклона с окружающей его средой не настолько хорошо известны, как режимы циркуляции, наблюдаемые в средних широтах.

Недавние технологические достижения и использование оригинальных численных методов или схем привели к решению некоторых из этих проблем. Проблема величины масштаба была частично решена с помощью разработки более быстрых компьютеров, способных оперировать большим количеством данных, что требуется для численных многуровневых моделей по большой зоне и с мелкой сеткой. Так называемые вложенные сетки использовались для решения проблем, связанных со структурой тропических циклонов при представлении на мелкой сетке, которая центрировалась по шторму и вкладывалась в крупномасштабную сетку, которая используется для адекватного определения среды, окружающей шторм. Более мелкая сетка передвигается или перемещается по мере того, как шторм движется по крупномасштабной стационарной сетке. Такие программы, как Атлантический тропический эксперимент (АТЭП), который был сосредоточен на проблемах понимания динамики тропической атмосферы и взаимодействия тропических погодных систем/возмущений с окружающей их средой, должны служить улучшению наших возможностей диагностики и прогнозирования этих явлений.

В отличие от статистических моделей, динамические/численные модели не зависят от статистических взаимосвязей, таких, как между текущим штормом и его историческими аналогами. Поскольку можно ожидать, что надежность схемы данного типа (динамический/численный) будет менее зависимой от деталей поведения шторма в прошлом (в противоположность статистическому подходу), то будущая траектория данного шторма будет однозначно предсказываться с помощью соответствующей интеграции уравнений движения. Хотя вышеприведенное утверждение, несомненно, страдает от чрезмерного упрощения, динамические модели, по крайней мере частично, разрабатываются и используются как неотъемлемая часть работы прогнозиста, дополняющая ту ориентировку, которую дают статистические модели и, возможно, более полезная в ситуациях, где статистические модели являются самыми неудачными (например, когда шторм ведет себя необычно, останавливается, дает петли, колебательные движения, либо демонстрирует другими способами значительные отклонения от нормы).

В недавние годы было проведено несколько исследований большого количества современных многуровневых региональных глобальных моделей с примитивными уравнениями (ПУ), связанных с интенсивностью и прогнозом и моделированием траекторий тропических циклонов. В частности, эти исследования проводились в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды, в Метеорологическом бюро Соединенного Королевства, в Бюро метеорологического научно-исследовательского центра Австралии, в Геофизической гидродинамической лаборатории в Принстоне, в Национальном метеорологическом центре в Вашингтоне и в Японском метеорологическом агентстве в Токио. Их результаты четко продемонстрировали возможности имеющихся численных моделей при работе с данными о тропических циклонах. Эти модели, предоставляя приемлемые прогнозы зарождения интенсификации и движения циклонов, однако не способны решить проблемы структур ядра циклона и внутренней зоны дождя. Это связано с тем фактом, что современные оперативные модели с самым хорошим разрешением имеют разрешение горизонтальной сетки порядка 50–100 км, которое может, в лучшем случае, описать внешнюю структуру системы. Более того, вертикальные движения в поясах кучевой облачности тропических циклонов являются существенным образом негидростатическими, в то время как модели обычно строятся на гидростатическом допущении. В целях адекватного описания структуры ядра необходима разработка моделей с горизонтальным разрешением 5–10 км, которые будут основаны на негидростатических формулировках. В то же самое время модель должна охватывать область, которая простирается на несколько тысяч километров. В настоящее время осуществимо использование для расчетов только небольшого ограниченного района с разрешением сетки в десятки километров.

5.8.3.1 Результаты экспериментов по прогнозированию и моделированию с помощью численных моделей

В первом таком исследовании Бенгтссон и др. (1982 г.) описали интенсивные вихри типа урагана, развитие которых отражалось во многих оперативных прогнозах, готовившихся с помощью созданной в 1980 г. модели ЕЦСПП для точек сетки, примерно для четвертых суток этих прогнозов. Хотя в некоторых случаях моделируемые штормы были аналогичными фактически существовавшим штормам, имелось несколько случаев, в которых давался ложный прогноз зарождения циклона. Модель продемонстрировала определенное отклонение для ряда штормов в северо-западной части Тихого океана. Авторы посчитали, что это можно было бы отнести за счет относительно высоких температур поверхности моря, использовавшихся в модели, которые требуются для увеличения переноса влаги вверх из пограничного слоя. После 1980 г. ЕЦСПП осуществил крупные улучшения, которые внесены в описание физики приземного слоя.

В более позднем исследовании Делл'Орсо и Бенгтссон (1985 г.) описали относительные достоинства двух моделей при составлении трехсуточных прогнозов супертайфуна Тип в 1979 г. Тип был основным супертайфуном того года. Этими двумя моделями были: оперативная глобальная модель ЕЦСПП для точек сетки и вариант этой же самой модели для ограниченного района (ELAM). Выходные данные глобальной модели использовались для получения граничных условий для модели ELAM, разрешение сетки которой составляло около 57 км, в сравнении с 208 км (округленно) глобальной модели. Самым замечательным аспектом модели ELAM стала ее способность обеспечивать разумный прогноз траекторий. Траектория тайфуна, полученная путем расчета по глобальной модели была несколько хуже. В результате этого исследования стало очевидным, что разрешение моделей оказывает значительное влияние на точность прогнозов траекторий. Такое увеличение оправданности прогноза, возможно, частично произошло по той причине, что моделирование мезомасштабной структуры тайфуна производилось на более мелкой сетке. Структура тайфуна, представленная в виде разрезов, была гораздо более реалистичной в прогнозах по модели ELAM. Прогноз

шторма по модели ELAM показывает реалистическую тангенциальную скорость, меньший радиус максимального ветра, более сильное теплое ядро и более крутые градиенты приземного давления по сравнению с глобальной моделью. Другим замечательным аспектом прогноза по модели ELAM является предсказание очень реалистично выглядящих спиральных полос осадков, положение которых близко соответствовало тому, что наблюдалось на спутниковых снимках. В данном исследовании авторы продемонстрировали, что начиная с крупномасштабных данных, модели с достаточно высоким разрешением могут воссоздавать с разумной точностью развитие, структуру и движение тропического циклона. Однако потребности модели во времени, необходимом для обработки мезомасштабной структуры на основе крупномасштабных данных, вносят значительный вклад в ошибки прогноза траектории.

Хексли и др. (1987 г.) описали два прогноза урагана Елена, начавшегося 31 августа 1985 г. Они были подготовлены с помощью глобальной спектральной модели с разрешением в T106 волн (треугольное сечение). Авторы этой работы интересовало прохождение данного шторма вдоль северной части Мексиканского залива. Один из прогнозов был оперативным, в то время как в другом был использован экспериментальный вариант оперативной глобальной спектральной модели. Единственное различие между этими двумя экспериментами заключалось в параметризации конвекции с образованием кучевой облачности. В оперативной модели использовался вариант схемы параметризации Кю (1974 г.) для мощной конвекции. В экспериментальной модели использовалась схема уточнений с задержкой (Betts, 1986; Betts and Miller, 1986) для параметризации мощной и слабой конвекции. Оперативный прогноз был несколько хуже, в нем шторм был смещен примерно на 200 км к югу от побережья штата Луизиана, тогда как в экспериментальном прогнозе предвиделся выход циклона на сушу, который произошел очень близко к указанному в прогнозе месту на побережье штата Луизиана.

Кришнамурти и др. (1988 г.) сообщили о результатах экспериментов по прогнозированию нескольких больших ураганов/тайфунов в районах Атлантики/Тихого океана, которые проводились с использованием глобальной спектральной модели высокого разрешения. Исследованными случаями были ураганы Фредерикс (1979 г.) и Дэвид (1979 г.), а также тайфуны Хоул (1979 г.) и Абби (1983 г.). В спектральных моделях для вычисления нелинейных и физических процессов используется метод трансформации. Физические процессы включают параметризацию планетарного пограничного слоя, мощной и слабой конвекции с образованием кучевой облачности, радиационных процессов (включая процессы обратной связи, существующие в облачности, суточный ход и приземный энергетический баланс) и крупномасштабной конденсации. Окружающая орografia используется для представления крутых гор в глобальном масштабе. Температуры океана берутся из комплекта данных, осредненных за 10 дней до периодов штормов. Были изучены чувствительность прогнозов штормов к горизонтальному и вертикальному разрешениям, к комплектам данных и представлению физических процессов. При прогнозировании траекторий эксперименты показали полезную оправданность прогнозов по глобальной модели с высоким разрешением. Ошибки местоположения в конце трех суток в ходе этих экспериментов имели порядок 200–300 км, что хорошо соответствует наилучшим оценкам оперативных прогнозов, предоставленных с помощью статистических моделей или моделей с подысканной вложенной сеткой. Модель с высоким разрешением приемлемо воспроизводит направляющий поток, который является важным для движения циклона. Эксперименты по чувствительности, выполненные при различной плотности данных, разных разрешениях модели и процессах физической параметризации, дали следующие важные результаты:

- основное различие в качестве прогнозов вылилось, когда модель просчитывалась в НМЦ Вашингтон по комплектам данных высокой плотности ПГЭП IIb и по оперативным данным ПГЭП IIIa с кратким временем отсечки комплектов, что выдвигает на первый план важность охвата данными в тропиках;
- модифицированная схема Кю для параметризации кучевой облачности дала успешные результаты в прогнозировании формирования и движения вихря при установлении муссона (типичный шторм) в Арабском море у юго-западного побережья Индии в июне 1979 г.;
- роль радиационных процессов является важной в приемлемом прогнозировании субтропических областей высокого давления. Это оказало влияние на успешный прогноз поворота тайфуна Абби в августе 1983 г. Движение Абби, предсказанное на 24 и 48 часов, показало хорошую сходимость с самыми лучшими положениями траекторий, при этом ошибка составила около 1° широты. Прогнозирование субтропических областей высокого давления, которое является очень чувствительным к радиационному вынуждающему воздействию, внесло свой вклад в улучшенное прогнозирование области высокого давления и сопровождающего ее направляющего потока;
- заметное улучшение в прогнозах траекторий путем повышения разрешения от T21 до T106;
- основным фактором является улучшенное представление планетарного пограничного слоя. Приземные потоки в слое постоянного потока заметно расширяются с помощью улучшенного вертикального разрешения вблизи земной поверхности. Поддержание активности ураганов является особо чувствительным к потоку скрытого тепла;
- глобальная модель с самым высоким разрешением, равным T106, использованная для этого исследования, была способна получить максимальные ветры только со скоростью $35\text{--}40\text{ мс}^{-1}$, что является оценкой, заниженной в два раза, в то время как давление в центре было завышено.

Модель не смогла определить внутреннюю зону дождя в шторме, которая располагалась в пределах 100 км от центра шторма. Разрешение модели должно быть дополнительно улучшено для определения этой зоны. Однако при переходе к разрешению, примерно равному T170, глобальные спектральные модели становятся дорогими с точки зрения осуществления расчетов. Более того, метод преобразований начинает терять свои преимущества, связанные с проведением расчетов, по сравнению с моделями по точкам сетки очень высокого разрешения для масштабов, меньших 100 км. Ответ лежит в проектировании растянутых спектральных моделей, которые обеспечивают более высокое разрешение локально. В другом эксперименте с мезомасштабной многоуровневой региональной моделью с примитивными уравнениями, с помощью которой воспроизводился выход на сушу интенсивного тропического циклона в Бенгальском заливе в мае 1979 г., Кришнамурти и др. (1990 г.) показали эффективность этой модели, которая дала точный прогноз выхода циклона на сушу. Предсказанное поле движения показало очень маленькую ошибку в первые 72 часа. Спрогнозированная траектория была замечательно близкой к наблюдавшейся.

В еще одном эксперименте, связанном с чувствительностью, Кришнамурти и др. (1990 г.) использовали компьютеры данных австралийского муссонного эксперимента (АМЭКС) для инициализации моделей тропических штормов Ирма и Конни, которые сформировались в австралийском регионе в течение специального периода наблюдений АМЭКС. Учет дополнительных данных АМЭКС очень значительно повлиял на исходные условия. Дополнительные данные улучшили определение местоположения среднеуровневого циклона, усилили горизонтальный сдвиг ветра поперек низкорослой муссонной ложбины, увеличили кривизну и исходящий поток тропической верхнетропосферной ложбины; показали циклоническую завихренность на всех уровнях, находящихся над районом зарождения, усилили низкорослую конвергенцию над районом зарождения и увеличили влажность на среднем и нижнем уровнях. Наличие всех этих характеристик привело к тому, что региональная прогностическая модель воспроизвела тропический циклон с сопутствующей ему мезомасштабной структурой в правильном месте и с правильной эволюцией во времени для обоих случаев тропических штормов Ирма и Конни. Однако движение этих систем не было спрогнозировано хорошо. Причиной этого, как полагалось, заключалась в постепенном разрушении крупномасштабного направляющего воздействия за счет несоответствий в физических процессах. Авторы пришли к заключению, что точное представление четырехмерной структуры конвективного нагрева является важным для прогнозирования траекторий.

В контрольных экспериментах без включения данных АМЭКС прогнозы движения и силы штормов, как об этом сообщалось, были крайне плохими, и модель не смогла предсказать циклогенез. Без соответствующих данных слабые вертикальные движения, относительно слабая низкорослая циклоническая завихренность и малый параметр Кориолиса в исходных полях привели в результате к недостаточному конвективному нагреванию и медленному уравновешиванию между полем массы, компонентом дивергенции ветра и вращательным компонентом ветра. Это не только неблагоприятно повлияло на воспроизведение движения непосредственно (через член уравнения, описывающий дивергенцию в уравнении завихренности), но также и опосредованно за счет ухудшения крупномасштабного направляющего (вращательного) потока. Таким образом, была вновь выявлена важность соответствующего охвата данными.

Для целей прогнозирования траекторий циклонов было разработано несколько одно- и многуровневых моделей. Они кратко описываются ниже.

5.8.3.2 Одноуровневая модель: БАРОТРОПНАЯ МОДЕЛЬ SANBAR

SANBAR — это баротропная прогностическая модель с фильтрацией, в которой используются ветры, осредненные по всей тропосфере с учетом массы. Эта модель, первоначально разработанная Сандерсом и Бэрли (1968 г.) и позже модифицированная Пайком (1972 г.), по существу прогнозирует движение тропических циклонов путем отслеживания минимальной функции тока и центров максимальной завихренности. Первоначальное осреднение ветра осуществляется по слою 1 000–100 гПа. Эти значения ветра объективно оцениваются с помощью автоматизированного анализа для нижнего уровня и уровня 200 гПа. Как наблюдаемый, так и оцененный ветры становятся базисом объективного анализа, в результате проведения которого получается поле ветра в узлах сетки. После того, как определены исходные значения ветров, путем релаксации функции тока во внутренней части регулярной сетки определяются значения их бездивергентных компонентов, а также определяются граничные условия. Далее с помощью простого уравнения баротропного вихря прогнозируется движение или траектория минимумов функции тока и максимумов завихренности. Основная динамическая структура этой модели — упрощенная форма уравнения завихренности, осредненной по толщине тропосферы:

$$\partial\zeta/\partial t = -V \cdot \nabla\eta - V' \cdot \nabla\eta' + \phi(\omega_{1000} - \omega_{100}),$$

где: η — абсолютная завихренность, а V' и η' определяют отклонения ветров и вихрей от вертикальных средних.

Поскольку применение сетки модели не дает возможности определить детали структуры ветра в штормовом вихре, шторм заменяется идеализированным, симметричным круговым вихрем. В исходной модели SANBAR этот идеализированный вихрь вычитался из наблюдаемых и оцененных данных о ветре внутри региона воздействия еще до того, как выполнялся объективный анализ, а затем вновь суммировался. Это вело к расхождению между начальным движением шторма, рассчитанным в соответствии с моделью, и действительным наблюдаемым движением. В статистических моделях краткосрочный прогноз движения неизменно хорошо коррелировался с текущим движением. Поскольку прогнозист обычно имеет обоснованную оценку движения происходящего шторма на прогнозируемое время, было сочтено, что такую информацию можно бы с успехом ввести в модель SANBAR (Pike, 1972). Модификация Пайка оказала большое влияние на улучшение прогнозов направления, особенно в течение первых 24 часов, но слишком медленное смещение скорости осталось. Сандерс и др. (1975 г.) обнаружили, что это смещение было в большой мере результатом:

- ошибки усечения в конечном дифференциальном аналоге функции тока ψ , и, как следствие, решение прогностического уравнения вело к занижению оценки фазовых скоростей, особенно для волн малой длины;
- релаксации ψ , т. е. направляющий поток оказывается очень слабым. Эти проблемы были позже решены.

Де лас Алас и Буаян (1976 г.) использовали подобную, но более простую модель для прогноза траекторий тайфунов вблизи Филиппин. В этой модели для расчета ψ используется релаксация бездивергентной баротропной завихренности. Траектория тайфуна рассчитывается путем отслеживания траектории точки, представляющей исходное приземное положение центра вихря по мере его адекватной в крупномасштабном поле ветра. Первые эксперименты с этой моделью на небольшом числе случаев дали обнадеживающие результаты.

5.8.3.3 Оперативные модели ЧПП для прогнозирования тропических циклонов: ПРОБЛЕМА ПОТЕРИ ВИХРЯ В ИСХОДНЫХ ПОЛЯХ

Оперативное численное прогнозирование тропических циклонов перегружено проблемами особых типов, прежде всего в связи с тем фактом, что исходная структура шторма не может быть обнаружена из-за нехватки наблюдений в поле шторма. Штормы формируются в океанических районах с редкими данными, где наблюдения не являются адекватными для того, чтобы представить даже крупномасштабный лоток в среде, окружающей шторм. В некоторых случаях, даже если наблюдения вблизи шторма имеются, проверки, используемые при контроле качества, осуществляемого по отклонениям между наблюдениями и полем

первого приближения, могут не пропустить эти данные в систему анализа. Пурн и Лоннберг (1991 г.) предложили использование структурных функций высокого разрешения и изменения схемы анализа, с тем чтобы принимать данные, имеющиеся вблизи шторма. В связи с этими недостатками, существующими в анализе, прогнозы, производимые моделями, могут содержать большую ошибку. Поэтому в последние годы правильному представлению штормового вихря в исходных, нанесенных на сетке полях было уделено большое внимание. Были разработаны процедуры для построения идеализированного вихря в месте расположения шторма на основе текущей информации о размере и интенсивности наблюдаемого шторма, что обычно извлекается из спутниковых данных и синоптических анализов (Mathur, 1991; Andersson and Hollingsworth, 1988; Prasad, 1990). Идеализированный вихрь либо совмещается с объективно проанализированными полями, либо на основе идеализированной структуры генерируются псевдонаблюдения, которые вводятся в систему ассимиляции данных таким образом, как будто бы они являются реальными наблюдениями. Было предложено несколько схем получения идеализированного вихря. Большое число исследований, проведенных с помощью оперативных численных моделей прогнозирования траектории и интенсивности циклонов с вводом данных по псевдовихрям в идеализированные поля, показал, что эти прогнозы улучшаются очень существенно. Учет этих экспериментов подтолкнул некоторые основные центры ЧПП, эксплуатирующие глобальные модели, к внедрению в их оперативные системы ассимиляции данных псевдовихрей на всемирной основе. Данные о параметрах циклона, необходимые для этой цели, вероятно, будут регулярно доступны на ГСР. Процедуры генерации псевдовихрей в некоторых из центров кратко описываются в нижеследующих пунктах.

5.8.3.3.1 НАЦИОНАЛЬНЫЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ЦЕНТР, ВАШИНГТОН

Оперативная модель прогнозирования ураганов НМЦ Вашингтон является квазилагранжевой моделью (QLM), основанной на примитивных уравнениях с большим горизонтальным (40 км) и вертикальным (16 уровней) разрешением. Модель включает параметризацию планетных физических и динамических процессов, которые влияют на движение и развитие урагана (Mathur, 1991).

Предварительное описание псевдовихря основано на давлении в центре шторма p_c , давлении самой дальней внешней замкнутой изоборы p_b и на ее расстоянии R (размер) от центра. Эти три параметра (p_b , p_c , R) вместе с данными о местоположении центра шторма извлекаются из синоптических анализов национального центра по ураганам (НЦУ). Приземное давление $p_{sfc}(r)$ в радиусе r в идеализированном синоптическом вихре получается на основе соотношения:

$$p_{sfc}(r) = p_{max} - [\Delta P \exp(-x^2)] / (1 + ax^2)^{1/2}; \quad r < R \\ p_{sfc}(r) = p_b; \quad r \geq R,$$

где: $x = r/R$ — определено, и другие две постоянные p_{max} и ΔP оценены, исходя из условий $p_{sfc}(0) = p_c$ и $p_{sfc}(R) = p_b$. Ветры на уровнях давления определяются следующим образом. Сначала параметр ветра $v_g(r)$ на уровне 1 000 гПа вычисляется по закону градиентного ветра:

$$V_g^2/r + f_c v_g - \partial\phi/\partial r = 0,$$

где: f_c — параметр Кориолиса на широте центра шторма. Потенциал ϕ на уровне 1 000 гПа определяется по приближительному соотношению $\phi_{1000} = 8[p_{sfc}(r) - 1000]$. Набор горизонтальных и вертикальных функций используется для вычисления ветров на более высоких уровнях. Функции выбраны таким образом, чтобы структура ветра напоминала ту, которая обычно наблюдается в ураганах. Потенциалы на точках внутренней сетки получаются по полю ветра с использованием уравнения градиентного ветра. Потенциальная температура получается на основе использования гидростатического уравнения.

Вертикальный столб в центре вихря определяется как почти насыщенный. Несколько более низкие значения относительной влажности (RH) определяются на расстоянии R . Интенсивность конвективных осадков зависит от распределения RH. Поскольку эта интенсивность, как ожидается, будет меньше в более слабом шторме, значения RH уменьшаются с помощью коэффициента, равного $0,85 + 0,015(p_b - p_c)$, для исходного возмущения с $p_b - p_c < 10$ гПа.

Полученные таким образом симметричные поля накладываются на сетку QLM. Поля вихря совмещаются с имеющимися на сетке данными, полученными из оперативных глобальных аналитических анализов (AVN), имеющихся в НМЦ, с использованием соотношения:

$$X = w \cdot X_v + (1 - w)X_a,$$

где: X — одна из переменных u , v , θ , q и p_{sfc} , а нижние индексы v' и a' определяют поле в вихре и в анализе соответственно. Весовой коэффициент w задается с помощью формулы:

$$w = \cos(\pi r / 2R); \quad r < R \\ = 0, \text{ в противном случае.}$$

Несколько конкретных исследований, проведенных с помощью QLM, показали, что включение в анализ идеализированного вихря того же самого размера и интенсивности, что и наблюдаемый шторм, как правило, ведет к лучшему прогнозу структуры и траектории шторма в сравнении с прогнозами без идеализированного вихря. В ходе сезона ураганов 1988 и 1989 гг. прогнозы выхода QLM циклона на сушу хорошо совпадали с прогнозами NHC83. Однако над открытыми океанами модель NHC83 имеет лучшие эксплуатационные характеристики, чем QLM.

Основная модификация исходных условий QLM была выполнена начиная с сезона ураганов 1990 г. На основе текущего движения шторма направляющий поток налагался на район шторма с использованием вторичной циркуляции (генерализованный диполь). Процедура определения диполя излагается в работе Маттура (1991 г.). Средние ошибки прогнозов траекторий, полученных по моделям QLM, CLIPER и NHC90 (улучшенный вариант модели NHC83) для сезонов ураганов 1990 и 1991 гг., сравниваются на рисунке 5.22. Ошибки моделей QLM являются аналогичными вплоть до заблаговременности в 24 часа и гораздо меньше после 24 часов в сравнении с ошибками модели NHC90. Ошибки модели CLIPER больше, чем для других двух моделей.

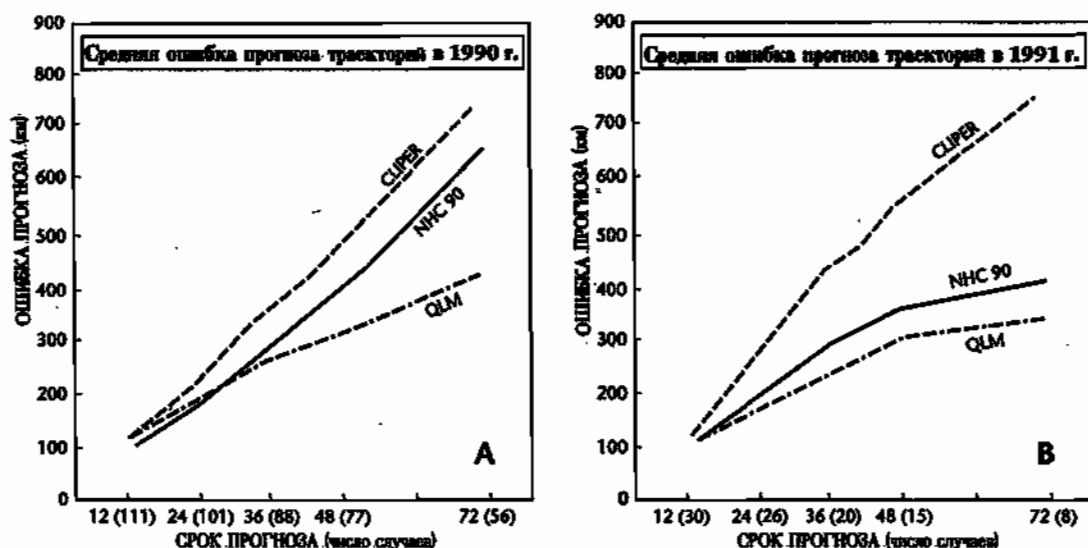


Рисунок 5.22 — Средние ошибки прогнозов траекторий по моделям QLM, NHC90 и CLIPER для сезонов ураганов в Северной Атлантике: А — за 1990 г. и В — за 1991 г. (адаптировано из работы Матура, 1991 г.)

5.8.3.3.2 Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП), Соединенное Королевство

В настоящее время оперативная глобальная модель ЕЦСПП имеет разрешение T213 L31 (эквивалент горизонтального разрешения примерно 100 км). В оперативной системе ассимиляции данных для представления тропических циклонов не используются никакие псевдонаблюдения. Однако Андерсон и Холлингсворт (1988 г.) выполнили некоторые эксперименты для изучения влияния ввода псевдонаблюдений на прогнозирование движения тропических циклонов с помощью глобальной спектральной модели ЕЦСПП.

Псевдонаблюдения генерируются в простой модели идеализированного тропического циклона, которая состоит из двух частей — идеализированного симметричного вихря и фонового поля. Две части накладываются. Симметричное поле ветра на всех уровнях моделируется с помощью вихря Ралкина, в котором тангенциальная скорость v , как функция расстояния по радиусу r , задается с помощью:

$$V = V_m(r/r_m) ; r < r_m$$

$$V = V_m(r/r_m)^{-\alpha} ; r > r_m$$

где: V_m — максимум тангенциальной скорости ветра, и r_m — радиус максимального ветра, α — параметр, обычно имеющий величину между 0,5 и 1. Для связи ветра с геопотенциалом ϕ используется соотношение для градиентного ветра:

$$\partial\phi/\partial r = fV + V^2/r.$$

Для вычисления ϕ вышеуказанное уравнение интегрируется. Сила вихря уменьшается с увеличением высоты с помощью составного коэффициента сдвига ветра, который дается в работе Мак-Брайда (1981а, б). Псевдонаблюдения о ветре приводятся для слоя между 850 и 300 гПа, в то время как псевдонаблюдения о давлении даются для 1 000 гПа. Никакие псевдонаблюдения о влажности или толщине не используются, с тем чтобы не нарушать конвекцию. Наблюдения вводятся в систему анализа так, как если бы они были обыкновенными радиобалонными наблюдениями.

Андерсон и Холлингсворт (1988 г.) сообщают о двух конкретных исследованиях прогноза циклона с использованием псевдонаблюдений. Для тропического циклона в заливе Карпентария в районе Австралии в прогнозах использовались только псевдонаблюдения, т.е. при исключении любых наблюдений в определенной зоне тропического циклона — что было фактически тем же самым, что и использование только данных наблюдений. В этом случае в наличии были большие количества данных, поскольку циклон Джейсон прошел в период Австралийского муссонного эксперимента (АМЭКС). В другом случае на западе северной части Тихого океана псевдонаблюдения не дали каких-либо значительных улучшений прогнозов.

5.8.3.3.3 Метеорологическое бюро Соединенного Королевства (МБСК)

Общие характеристики глобальной модели ЧПМ МБСК описываются в работе Белла и Дикинсона (1987 г.). Горизонтальное разрешение модели в тропиках составляет около 200 км. Согласно Моррису и Холлу (1987 г.), анализ тропических циклонов в МБСК осуществляется с помощью ввода псевдонаблюдений о ветре для четырех местоположений вокруг центра на каждом уровне между 850 и 500 гПа. Псевдоветры обычно имеют симметричную форму, но могут быть слегка усилены в направлении движения циклона, если скорость перемещения значительная. Попытки моделирования горизонтальной структуры циклона не предпринимаются. Однако по вертикали сохраняется теплое ядро. Цель заключается только в корректировке местоположения центра циркуляции или в воссоздании циркуляции, если она не представлена в анализе.

МБСК применяет вышеуказанный метод ввода псевдонаблюдений о тропических циклонах в свою глобальную модель начиная с 1986 г. В то время как ошибки прогноза местоположения на 24 часа являются довольно большими в сравнении с ручными прогнозами на 48 часов и далее, модель демонстрирует значительную оправданность в прогнозировании местоположения циклонов (Chan, 1990).

5.8.3.3.4 Японское метеорологическое агентство (ЯМА)

ЯМА эксплуатирует глобальную спектральную модель (T106 L21) для среднесрочных прогнозов, азиатскую спектральную модель с 16 уровнями по вертикали для 48-часовых прогнозов, японскую спектральную модель (23L) для 24-часовых прогнозов и модель для прогнозирования тайфунов (ТУМ). Инициализация тайфуна осуществляется с помощью схемы ввода посадоаннх, в которой на основе местоположения, размера и интенсивности тропического циклона вокруг его центра строится асимметричное поле приземного давления с использованием формулы Фуджита (JMA, 1990), что осуществляется следующим образом:

$$P(r) = P_E - \Delta P [1 + (r/R_0)^2]^{-1/2}$$

$$\Delta P = P_E - P_{cm}$$

где: P_E и P_{cm} — существующие в окружающей циклон среде значения давления на среднем уровне моря и давления в центре по результатам проведенного тропичу анализа соответственно. R_0 — параметр, который определяет очертания профиля. R_0 определяется, чтобы получить градиент ветра скоростью 15 м/с на радиусе, для которого имеются сообщения об очень сильном ветре. Значения D вычисляются для верхней тропосферы, с тем чтобы ввести в модель антициклонический поток. Относительная влажность принимается равной 90 процентам в тропосфере вокруг центра циклона, с тем чтобы повысить ускорение вращения циклона во всей схеме конвекции. Посадоаннх налагается на объективно проанализированные поля с помощью нижеприведенной средневзвешенной формулы:

$$f(r, \theta) = f_m(r, \theta) \cdot W(r) + f_g(\theta) \cdot [1 - w(r)]$$

$$= 1; r \leq R_{ci} \text{ (внутренняя зона)}$$

$$= (R_{co} - r)/(R_{co} - R_{ci}); \text{ (переходная зона)}$$

$$= 0 \text{ (внешняя зона)},$$

где: R_{ci} и R_{co} — граничные радиусы переходного кольца, а f_m и f_g — переменные полей в смоделированном тайфуне и в объективном анализе соответственно.

После того как посадоаннх помещен в поля анализа, к полям применяется нелинейная инициализация в нормальном режиме, с тем чтобы уменьшить возбуждение гравитационно-инерционного колебания. И наконец, на все поле ветра, исключая посадоаннх, накладывается асимметричное поле потока с волновым числом 1 по отношению к центру тайфуна, чтобы получить приемлемое начальное движение модели тайфуна.

5.8.4 Вероятностные прогнозы тропических циклонов

Несколько прогностических центров используют концепцию вероятности для описания неопределенностей в пространственной и временной повторяемости тропических циклонов. Наиболее широкоиспользуемыми приложениями прогностической вероятности, связанной с повторяемостью неблагоприятных сильных циклонических воздействий, таких, как распространение ветров ураганной силы, высота морских волн и повышение уровня при штормовых нагонах, являются следующие:

- расширение полезной заблаговременности прогнозов, несмотря на их повышающуюся неопределенность по мере увеличения периода прогноза;
- обеспечение количественной оценки угрозы возможного выхода на сушу приближающегося циклона;
- сравнение относительной угрозы для различных мест на одно и то же время или для различных сроков по мере развития этой угрозы;
- определение согласованной реакции на тот же самый или аналогичный набор обстоятельств;
- использование в качестве инструмента анализа рисков как в связи с долгосрочными защитными мерами, так и для целей своевременного предупреждения.

Джаррелл и Бранд (1983 г.) предоставили весьма всхохватывающий обзор типов вероятностей, имеющих в настоящее время. Наиболее общее применение вероятности осуществляется для того, чтобы выразить неопределенность прогнозов движения циклонов с помощью построения эллипсов вероятности, выраженной в процентах. Данные о числе случаев могут быть обеспечены выборочными аналогичными траекториями для конкретного времени года, полученными с помощью траекторий, сгенерированных другими средствами, например с помощью вариации скорости или направления циклона для того, чтобы учесть все разумные вариации, либо с помощью характерных ошибок официальных прогнозов траекторий. Эллипсы вероятности могут быть построены таким образом, чтобы в них вошли выбранные процентные границы всех мест возникновения циклонов (обычно 25, 50 или 75 %). Как правило, размеры эллипсов (неопределенностей) увеличиваются по мере увеличения периода прогноза. Дополнительные подробности имеются в работах Саутерна (1985 г.) и Джаррелла и Бранда (1983 г.).

5.8.5 Верификация прогнозов тропических циклонов

Прогнозы траекторий тропических циклонов, которые выпускаются для населения, основаны на учете всех имеющихся руководящих материалов. Многочисленные, доступные в оперативной ситуации объективные пособия неизбежно приводят к противоречивым прогнозам траекторий. Необходимо, чтобы прогнозист был хорошо знаком с качеством и эксплуатационными характеристиками различных пособий. Целями верификационных исследований является содействие лучшему использованию этого руководящего материала и обеспечение разработчиков различных пособий основой для их улучшения. Другим типом верификационного исследования является описание характера ошибок официальных прогнозов, что помогает потребителям понять полезность этих прогнозов.

5.8.5.1 Меры ошибок прогнозов траекторий

Мерой ошибок прогнозов траекторий тропических циклонов, о которой наиболее широко упоминается — это ошибка перемещения, являющаяся ортометрическим расстоянием между спрогнозированным и наблюдавшимся местоположением (также известна как ошибка вектора). Эта мера имеет недостаток, который заключается в том, что не включается никакая

информация о направлении ошибки. Одним из способов включения направления ошибки является измерение широтных и долготных компонентов отдельно. Однако при этом подходе интерпретация систематических ошибок, которые могут присутствовать, скажем, в динамических моделях, становится трудной, когда в конкретном случае указываются разнообразные направления траекторий, например траектории штормов до и после поворота. Альтернатива заключается в верификации прогнозов в координатной системе, которая ориентирована вдоль траектории шторма. Компоненты ошибок при такой структуре анализа располагаются вдоль и поперек траектории. Поперечный компонент представляет собой оправданность прогнозирования поворота. Ошибка вдоль траектории представляет собой ошибку прогнозирования скорости, хотя она и не является равной ошибке скорости. Даже если шторм по прогнозу движется с правильной скоростью, ошибка вдоль траектории будет отрицательной, если направление будет неправильным. Шалиро и Нейман (1984 г.) и Шалиро (1984 г.) отмечают, что коэффициенты корреляции между ошибками вдоль и поперек траекторий являются близкими к нулю, так что эти ошибки являются существенно независимыми. В противоположность этому, в географической координатной системе меридиональный и зональный компоненты ошибок не являются независимыми. Пайк и Элсберри (1986 г.) и Чан и др. (1987 г.) определили поперечные и продольные компоненты ошибок траекторий по инерционному прогнозу или по прогнозу траектории по модели CLIPER соответственно. Эти простые методики прогноза траектории без оправданности используются для нормализации прогнозируемых местоположений, которые делают легко понятными взаимосравнения качества прогнозов по различным методам. Иворт, что оправданность в прогнозировании существует, если точность прогноза превышает уровень, достигнутый такими основными методами, как климатологический и инерционный. Нейман и Пелисье (1981 г.) использовали модель CLIPER в качестве опорной точки для того, чтобы судить об оправданности других объективных методов. Пайк (1985 г.) также использовал модели типа CLIPER в каждом районе тропических циклонов для оценки трудности прогнозирования. Автор использовал информацию о самой наилучшей траектории для определения относительной трудности прогноза. Пайк пронумеровал все регионы в порядке снижения трудности следующим образом: юго-западная часть Тихого океана, Австралия, Атлантика, запад северной части Тихого океана, юго-западная часть Индийского океана, восток северной части Тихого океана и северная часть Индийского океана.

Статистика верификации может быть оценена с исключением или исключением ошибок определения исходного местоположения. Ошибка определения местоположения является расстоянием между оперативно определяемым начальным местоположением шторма и местоположением, которое определяется на основе посланализа или наилучшей траектории. Двойная верификация всех официальных прогнозов, выпущенных НЦУ в 1970–1979 гг., показывает, что исключение ошибки определения исходного местоположения увеличивает среднюю ошибку прогноза на 11, 6, 2 и 1 % для 12-, 24-, 48- и 72-часовых прогнозов соответственно. Эти результаты не могут быть репрезентативными для других океанских бассейнов.

С тем чтобы сравнение эксплуатационных характеристик двух или более моделей было значимым, оно должно быть основано на однородных примерах. Классификация примеров по широте часто является полезной, поскольку характеристики траекторий различаются между восточными и западными ветрами. Характеристики траекторий, а также характеристики ошибок прогнозов зависят от синоптического режима.

5.8.5.2 СРАВНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ОБЪЕКТИВНЫХ СРЕДСТВ

Нейман и Пелисье (1981 г.) предоставили всеохватывающий обзор качества объективных средств, используемых в Национальном центре по ураганам. На рисунке 5.23 показано качество нескольких моделей: SANBAR, MFM, NHC67, NHC72, NHC73 и официальных прогнозов НЦУ, нормализованное по отношению к модели CLIPER. Можно увидеть, что качество модели

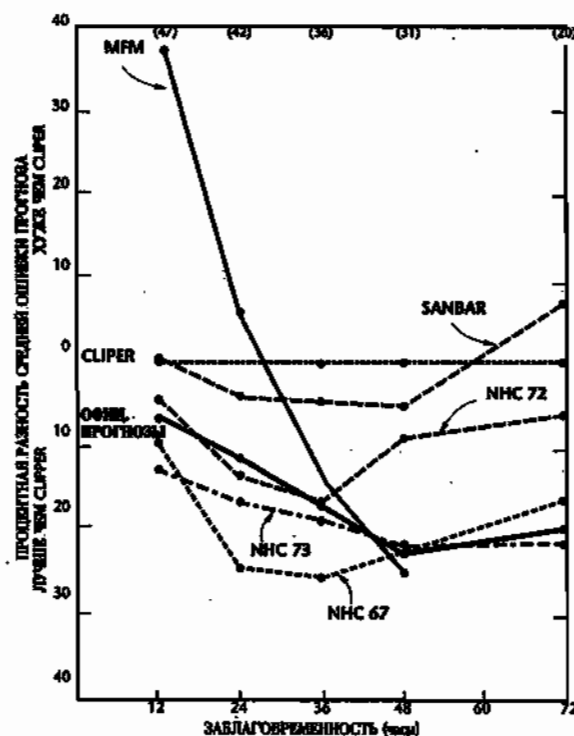


Рисунок 5.23 — Ошибки прогноза по отношению к модели CLIPER для однородной выборки атлантических штормов за период 1976–1979 гг. (по Нейману и Пелисье, 1981 г.)

MFM является плохим при заблаговременности 12 часов и прекрасным при 48. В Атлантике статистические модели (NHC67, NHC72 и NHC73) обычно обеспечивают наилучшее общее соответствие, а аналоговая модель (HURRAN) является самой плохой (Elsberry, 1985). В результате обследования прогностических центров Холланда (1985 г.) сообщается о том, что средние ошибки прогноза для Австралии, острова Гуам и Гонконга, по исходным сообщениям, составляли около 200–250 км на 24 часа, 400–450 км на 48 часов и 600–700 км на 72 часа. Нейман и Мак-Айди (1991 г.) сообщают о сравнении средних ошибок прогноза моделей NHC83, CLIPER, NHC72, NHC73 и модели для официальных прогнозов за период 1983–1988 гг., что представлено в таблице 5.2. В соответствии с этими сравненными моделями NHC83 превосходит по своим характеристикам все другие модели во всех диапазонах прогноза. Матур (1991 г.) дает сравнение динамической модели QLM, модели NHC83 и CLIPER за 1988–1989 гг. для НМЦ Вашингтон (таблица 5.3). В этом случае модель NHC83 превосходит модель QLM для всех трех сроков прогноза: 24, 48 и 72 часа.

Ни одна из моделей не может удовлетворить потребности, возникающие при составлении прогнозов. Поэтому может понадобиться комбинация различных моделей. Нейман и Пелисье (1981 г.) предложили комбинировать статистико-динамический подход для больших заблаговременностей со статистико-синоптическим для меньших заблаговременностей, за исключением того, что модель CLIPER могла бы быть предпочтительной в пределах режима восточных ветров. Цзуй (1984 г.) предложил схему оптимального взвешивания для комбинирования всех объективных средств. Может потребоваться периодическое обновление прогностических моделей в целях обеспечения оптимального баланса между различными факторами, которые диктуют выбор прогностической модели.

Таблица 5.2

Средние ошибки прогноза (оперативного) по конкретным моделям для каждого года за период 1983–1988 гг., а также за полный шестилетний период

СРЕДНИЕ ОШИБКИ ПРОГНОЗА (В МОРСКИХ МИЛЯХ) ДЛЯ КАЖДОГО ГОДА (1983–1988 гг.)							
		NHC83	CLIPER	NHC72	ОФИЦИАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ	NHC73	РАЗМЕР ВЫБОРКИ
1983 г.	12 ч	26*	30	32	39	32	08
	24 ч	49*	63	67	81	90	05
	48 ч	166	140*	149	223	213	03
	72 ч	374*	441	666	397	417	02
1984 г.	12 ч	48*	53	50	53	50	65
	24 ч	96*	119	104	116	119	57
	48 ч	217*	260	252	224	243	47
	72 ч	324*	332	422	341	419	37
1985 г.	12 ч	48*	53	57	48*	50	75
	24 ч	88*	117	128	100	107	66
	48 ч	168*	271	290	222	242	44
	72 ч	288*	399	367	333	466	26
1986 г.	12 ч	43	47	42*	44	43	35
	24 ч	88*	109	95	101	99	29
	48 ч	173*	241	210	230	228	17
	72 ч	294*	377	405	387	429	11
1987 г.	12 ч	47	52	51	47	41*	33
	24 ч	103*	140	147	114	109	30
	48 ч	222*	391	365	233	293	24
	72 ч	313*	638	556	365	466	19
1988 г.	12 ч	35*	38	-	36	-	66
	24 ч	58*	74	-	62	-	59
	48 ч	129*	175	-	138	-	50
	72 ч	193*	282	-	222	-	40
1983–1988 гг.†	12 ч	43,6*	48,1	50,6	45,5	46,8	282
	24 ч	84,3*	108,9	117,0	97,0	109,3	246
	48 ч	177,4*	252,9	276,9	201,9	249,0	185
	72 ч	274,4*	377,7	436,9	311,5	442,4	135

† Режим для моделей NHC72 и NHC73 не охватывает сезон 1988.

ПРИМЕЧАНИЕ. Звездочка означает минимальную ошибку для конкретной модели для данного периода прогноза. Выборка является однородной и объединяет прогнозы на 0000 и 1200 МСВ. Модели CLIPER, NHC72 (статистико-синоптическая) и NHC73 (статистико-динамическая) описаны в работе Неймана и Пелисье (1981 г.), а модель NHC83 описана у Неймана (1988 г.).

Таблица 5.3

Сравнение средних ошибок оперативного прогноза траектории по моделям QLM, NHC83 и CLIPER (километры) для сезонов ураганов 1988 и 1989 гг.

	24 ч	48 ч	72 ч
1988 г.			
QLM	182	367	539
NHC83	104	218	326
CLIPER	122	272	457
Количество случаев	42	36	27
1989 г.			
QLM	180	357	564
NHC83	146	287	500
CLIPER	183	431	668
Количество случаев	66	51	42

На основе данных Матура, 1991 г.

5.8.6 Прогнозирование штормовых нагонов

Штормовой нагон, аномальное повышение уровня моря, связанное с тропическим циклоном, — это происходящее в океане явление, являющееся реакцией на силы метеорологического характера, которые его вызывают. Потенциально катастрофические нагоны происходят на низинных побережьях, которые дают возможность океанским водам затопить внутренние районы суши или проходить по внутренним водным объектам, таким, как бухты, эстуарии, озера и реки. Оценено, что в тропиках имеется 40–50 стран, которые подвержены этому воздействию циклонов. Многие из указанных стран часто страдают от крупных катастроф, вызванных штормовыми нагонами. Раньше удовлетворительных методов прогнозирования внезапного подъема уровня моря при выходе шторма к побережью не существовало. Соответственно, ущерб от прибрежных наводнений был часто значительным. Весма недавно были получены обнадеживающие результаты в прогнозировании нагонов, которое осуществляется с помощью математических моделей, ориентированных на использование компьютеров.

Признано, что имеется ряд параметров, которые вносят свой вклад в повышение уровня моря при проходе шторма. Важными среди них являются:

- очень низкое давление в центре, максимальная скорость ветра и ее расстояние от центра шторма, угол притока (поперечный к изобарам поток) и скорость прохождения шторма;
- топография дна моря;
- угол между траекторией шторма и береговой линией;
- геометрия и конфигурация береговой линии;
- фаза астрономического прилива относительно времени выхода шторма на сушу.

5.8.6.1 Прогнозирование нагонов с помощью математических моделей

Хотя и существуют статистические методики прогнозирования нагонов, но эти методы часто являются непрактичными в связи с отсутствием данных о тех нагонах, которые происходили ранее. Поэтому для прогнозирования нагонов используются математические модели. Математические модели прогнозирования нагонов описывают распространение длинных волн на мелководье. В ходе экспериментов по моделированию делаются два основных допущения: амплитуда нагона является малой, а горизонтальные размеры его — большими в сравнении с глубиной моря. Эти условия обычно удовлетворяются, за исключением очень мелководных районов, где амплитуда нагона сравнима с глубиной моря. Примеры таких исключений — северо-восточный сектор Бенгальского залива, где на большой акватории глубина моря составляет всего лишь пять метров, а также морские районы, окружающие прибрежные острова и расположенные вблизи речных эстуариев. В таких районах эксперименты по моделированию становятся более трудными, поскольку прогностические уравнения более не являются линейными, а водный поток может и не быть субкритическим.

Математическое моделирование штормовых нагонов требует решения гиперболических частных дифференциальных уравнений в двух горизонтальных измерениях. В дополнение к начальным и граничным условиям вызывающие нагон силы следует определить в зависимости от напряжения приземного трения и силы барического градиента акватории. Адаптация модели нагона к данному региону требует трудоемкого сбора данных, описывающих батиметрию акваторий и топографию поверхности суши для каждого квадрата сетки модели. Все эти данные должны быть тщательно приведены к общему нулевому или эталонному уровню.

Ниже следуют основные факторы, которые принимаются во внимание при прогнозировании штормовых нагонов.

5.8.6.1.1 Илеевой уровень

Все высоты поверхности суши, барьеров, батиметрия и уровни поверхностных вод должны быть отнесены к одному и тому же нулю отсчета, такому, как средний уровень моря.

5.8.6.1.2 Инициализация

Модель нагона должна инициализироваться с использованием предштормового уровня воды. Инициализация может быть выполнена с наблюдениями уровней в спокойном прибрежном море перед штормом либо по расчетному уровню для устойчивого состояния при стационарном шторме, находящемся далеко в открытом море.

5.8.6.1.3 МОДЕЛИРОВАНИЕ ШТОРМА

Для прогнозирования нагона, вызванного тропическим штормом, требуется информация о параметрах шторма непосредственно перед выходом и после выхода на сушу, когда генерация нагона является наиболее выраженной. Прогнозирование нагонов критически зависит от качества входных данных, описывающих шторм. Обычно модель шторма описывается с использованием простых метеорологических параметров. Для оперативного прогнозирования допущается, что шторм должен вести себя по классической схеме с единым гномом и аналитической структурой ветра. Входные данные для моделей нагонов требуют наличия траектории шторма, его интенсивности и размера. Интенсивность шторма может определяться как разница между давлением в центре и обычным давлением вне шторма. Оценки давления в центре шторма могут быть получены с помощью спутниковых снимков и номограмм, подготовленных Дворакем (1973, 1975, 1984 гг.). Но, как известно, штормы по мере приближения к побережью меняют интенсивность весьма быстро, и для таких случаев прогноз подъема уровня моря может быть неправильным. Размер шторма параметризуется путем масштабирования радиуса, обычно радиуса максимальных ветров. Основная неопределенность заключается в точном определении траектории и прогнозе выхода шторма на сушу. Средняя ошибка 24-часового прогноза точки выхода циклона на сушу имеет порядок 100 морских миль. Внезапные изменения в скорости движения или поворот шторма вблизи береговой линии являются очень трудными для моделирования.

Давление ветра на единицу массы на морской поверхности описывается как функция коэффициента трения, плотностей воды и воздуха, а также вектора ветра. Поскольку поверхностное напряжение применяется конкретно к морской поверхности, то наблюдения ветра, поступающие с различных платформ, необходимо привести к постоянному уровню. В качестве альтернативы полезно создать модель штормовых нагонов, зависящую от простых метеорологических параметров, и вычислить вектор ветра непосредственно на уровне поверхности или вблизи нее.

5.8.6.1.4 МОДЕЛИРОВАНИЕ НАГОНА

Были разработаны несколько типов численных моделей нагонов, от простых одномерных моделей до комплексных. Типичной оперативной моделью нагонов является двумерная модель в горизонтальной плоскости. Эмпирическое правило для определения максимального допустимого размера сетки (в зоне, представляющей интерес) заключается в том, что схема численного дифференцирования должна давать точное разрешение длины волны, которая в четыре раза больше радиуса максимальных ветров.

Необходимо описание бассейна, куда модель нагона проецируется для данной зоны. Сюда входят внутренние части суши, внутренние водные объекты, такие, как озера, бухты и эстуарии, а также сегмент континентального шельфа.

Спецификация граничных условий в моделях прогноза нагонов является трудной проблемой. Например, очень мало известно о характере трения о морское дно или о передаче момента от воздуха к морю во время сильных ветров. Для расчета нагонов с помощью модели могут потребоваться сложные входные граничные значения, представленные в виде функций времени. Исключения — нагоны на изолированном озере которое не соединяется с другим водным объектом и не подвержено влияниям явлений, происходящих в любом другом водном объекте. Входные граничные данные не требуются для глубоких мест или побережий с возвышенностями. Если центр шторма пересекает (или выходит из) бассейна(а) через границу глубоких вод либо выходит на (или пересекает) возвышенность, могут подойти простые граничные условия.

Для прогнозирования штормовых нагонов обычно создаются модели следующих типов:

- некоторые модели штормовых нагонов ограничены только континентальным шельфом (Jelencianiski, 1972; Wanstrath, et al. 1976), а береговая линия в них представлена как непроницаемая вертикальная стена. Такие модели не учитывают ни затопления поверхности суши, ни нагоны во внутренних водных объектах;
- простая модель шельфа с большим бассейном и редкой сеткой или даже одномерная модель нагона на мелкой сетке. Если эти две модели динамически не взаимодействуют, то спецификация условий взаимодействия может вызвать трудности. Альтернатива заключается в том, чтобы модель с крупной сеткой охватывала регион полностью, от глубоководной части, через прибрежные воды и поверхность внутренней части суши. Численное решение для внутренних областей суши представлено на крупной сетке, а динамические эффекты обратной связи между бухтой и шельфом аппроксимируются. Крупная сетка не дает подробного описания нагонов на поверхность суши, что может быть усложнено препятствиями или небольшими водными объектами во внутренней части суши. Однако на ней можно представить ориентированные к морю подробности рельефа вдоль линий побережья океана. Такая модель может быть полезной для получения приблизительных граничных значений в модели нагона с мелкой сеткой для ограниченного района;
- вместо того, чтобы ограничиваться мелкой сеткой либо небольшим районом или бассейном, можно использовать систему растянутых координат с мелкой сеткой в ограниченном районе и с непрерывным переходом к более грубой сетке на удаленных границах большого бассейна. Этим способом можно описать большую географическую зону при подробном описании заданного района с помощью мелкой сетки. Во многих случаях простые граничные условия для внешнего района являются достаточными. Хотя у этой системы с растянутыми координатами и имеются некоторые преимущества, Льюис и др. (1982 г.) указал на некоторые серьезные трудности. Наиболее важно, что этот тип системы представления данных на сетке имеет тенденцию удерживать энергию в более тонкой сетке и, таким образом, может переоценить уровни нагона в точках, представляющих самый большой интерес.

Данные об астрономических приливах можно использовать без обработки путем их наложения на вычисляемый нагон. С точки зрения прогнозирования трудно предсказать время выхода шторма на сушу и иметь соответствующую фазу для астрономического прилива. Небольшие ошибки во времени нахождения шторма в определенных местах его траектории сделают недействительным наложение астрономического прилива.

Как и для всех моделей, необходимо избегать попыток использовать неопределенные коэффициенты в качестве параметров настройки модели, базой которых является исключительно единое историческое явление шторма. Такая процедура даст прекрасную валидацию расчетного нагона для одного явления шторма. Однако нет никакой гарантии в том, что те же самые

коэффициенты будут соответствовать другим штормам или другим районам. Неизбежны также большие ошибки как в наблюдениях за нагонами, так и в наблюдениях метеорологических параметров. Таким образом, значения коэффициентов должны определяться на основе многих штормов. Одна из научных школ предлагает использование более обобщенных коэффициентов для описания всех штормов во всех регионах, если даже расчетные результаты не являются идеальными для конкретного шторма.

Несмотря на неопределенности, математические модели прогнозирования штормовых нагонов дают реалистичные результаты. Модель, разработанная Железнянским (1967, 1972 гг.), в которой в качестве входных используются метеорологические параметры, выдает данные о высоте уровня воды при прибрежных нагонах, включая максимальный нагон вдоль прямого побережья для Мексиканского залива и восточного побережья Соединенных Штатов (Jelesnianski, 1965, 1974; Jelesnianski and Taylor, 1973). Нерегулярности рельефа побережья, такие, как мелкая бухта, учитываются в модели, разработанной Миязаки (1965 г.). Для Бенгальского залива диаграммы прогнозирования нагонов были подготовлены Дасом и др. (1974 г.) и Робинсоном и Флинером (1972 г.). По их моделям рассчитывается максимальный уровень нагона, который генерируется на момент времени выхода циклона на сушу, что производится с помощью идеализированного шторма, атакующего различные секторы побережья с однородной скоростью. Максимальные нагоны рассчитывались для различных величин интенсивности шторма, максимального ветра и скорости прохождения шторма. Трение о морское дно не исключалось в модели Робинсона и Флинера, и предсказываемые нагоны были выше, чем по модели Даса (с соавторами). Однако интересно, что несмотря на неопределенности параметров шторма, прогнозируемые значения оказались существенно правильными.

5.8.6.1.5 Взаимодействия с приливными нагонами

В связи с взаимодействиями с приливным нагоном точность прогнозирования штормовых нагонов зависит от времени, когда шторм, вероятно, пересечет побережье. Как правило, с учетом трения нагон является самым большим во время отлива (Proudman, 1953), но простое наложение прогнозируемого нагона на астрономический прилив не всегда обязательно обеспечивает реалистичную оценку суммарного подъема уровня моря. Это справедливо, если астрономический прилив имеет ту же самую величину, что и нагон. Например, в Соединенных Штатах астрономический прилив обычно имеет порядок меньший, чем нагон. Поэтому взаимодействие является небольшим, но имеются другие регионы, в особенности северный сектор Бенгальского залива, где приливные эффекты являются значительными.

5.8.6.1.6 Прогнозы нагонов

Наиболее полезным является получение отбояющей поверхности побережья (Jelesnianski, 1972) при полной воде для всего шторма безотносительно ко времени. В каждой точке сетки бассейна самый высокий расчетный нагон сохраняется для выдачи в качестве выходного результата. Условия потенциального нагона могут описываться с помощью тщательного учета характеристик тропических штормов, взятых с учетом климатологии. Адекватное описание потенциального затопления вдоль реального сегмента побережья может потребовать несколько сотен интегрирований на основе данных о штормах, которые изменяются по направлению траектории, местам выхода на сушу, скорости передвижения, интенсивности и размеру. По моделиной информации о нагонах может быть составлен атлас явлений, отображающий затопления от гипотетических штормов. Для оценки потенциала затопления прогнозист может отождествить приближающийся шторм с каким-то штормом, представленным в атласе. С помощью атласа прогнозист может просчитать модель нагона в реальном масштабе времени и получить в итоге более подробный прогноз нагона после уточнения наилучшей оценки траектории, размера и интенсивности шторма.

Прогноз штормовых нагонов может также выдаваться в виде вероятности. Каждый из сценариев штормов, который имеется в вышеупомянутом атласе, содержит комплекс условий, вероятность повторения которых может быть рассчитана на основе текущего прогноза. Если эти сценарии можно считать исчерпывающими и взаимоисключающими, то вероятность превышения нагоном конкретных пороговых значений является просто суммой вероятностей возникновения по всем сценариям штормов, что может стать причиной того, что нагон должен превысить этот уровень. Пример такой методологии может быть найден в работе Джаррелла и Брада (1983 г.).

5.8.6.2 Прогнозирование нагонов с помощью номограмм

С использованием модели SPLASH, созданной Железнянским (1972 г.), Юш подготовил номограммы для оценки максимальной величины штормовых нагонов, вызываемых тропическими циклонами, выходящими на восточное побережье Индии (1977 г.). В заранее рассчитанных номограммах содержатся фиксированные величины падения давления, радиуса максимального ветра и вектора движения штормов, а также прибрежные батиметрические данные. Представлены два комплекта номограмм: один — для северо-восточного побережья Индии, где склон континентального шельфа является исключительно мелководным, другой — для остающегося восточного побережья, где склон, как правило, является исключительно крутым. Номограмма для корректировки максимального нагона с учетом приливных эффектов подготовлена также для северо-восточного побережья Индии, где диапазон полусуточного прилива является большим. Метод оценки с помощью номограмм общего подъема уровня моря вдоль береговой линии предлагается для северо-восточного побережья Индии.

Используя результаты моделирования по прогностической модели штормовых нагонов, Кроуфорд (1979 г.) описал потенциалы вызываемых ураганами нагонов в юго-восточной части Луизианы, Соединенные Штаты. Кроме того, в публикации WMO Present Techniques of Tropical Storm Surge Prediction (WMO-No. 500) подробно описываются имеющиеся методики прогнозирования штормовых нагонов, связанных с тропическими штормами.

5.9 Мезомасштабные явления в тропиках

Большая часть случившихся в атмосфере явлений погоды, которые потенциально могут нанести ущерб, происходит в связи с мезомасштабными процессами, такими, как сильные грозы, шквалы, исключительно сильные осадки, сильная турбулентность и т.д. Класс атмосферных движений, который характеризует так называемые мезомасштабные системы, включает упорядоченную конвекцию, тропические циклоны, вращательный циклогенез во внутритропических широтах и некоторые типы орографически индуцированной циркуляции, такие, как горные подветренные волны.

Мезомасштабное явление может быть определено как имеющее временной и пространственный (в горизонтальной плоскости) масштаб, который меньше, чем традиционная сеть радиоветрового зондирования, но значительно больше, чем отдельные кучевые облака. Отсюда следует, что горизонтальный масштаб имеет порядок от немногих километров до нескольких сотен или около этого при временном масштабе от одного до 12 часов. Вертикальный масштаб простирается от десятков метров до всей толщины тропосферы. Более мелкие масштабы соответствуют атмосферным образованиям, которые для прогностических целей могут быть описаны только статистически, тогда как более крупные масштабы соответствуют самым маленьким образованиям, которые мы можем обычно различить на синоптической карте погоды. Мезомасштаб может также применяться к тем атмосферным системам, которые имеют горизонтальную протяженность достаточно большую для верности гидростатической аппроксимации вертикального распределения давления и достаточно малую для несоответствия аппроксимации геострофическими и градиентными ветрами фактической циркуляции ветра над планетарным пограничным слоем.

Различные классификации масштабов атмосферных движений и классификация мезомасштабной части спектра, предложенная Орлинским (1975 г.), приводятся в разделе 3.1.1, а также в публикации ВМО (1987b) и у Колье (1989 г.).

В соответствии со своим происхождением, мезомасштабные атмосферные системы могут быть подразделены на две группы (Pielke, 1984):

- а) те, которые в основном были вызваны неоднородностями поверхности (мезомасштабные системы, индуцированные земной поверхностью);
- б) те, которые были вызваны в основном неустойчивостями в движущихся крупномасштабных возмущениях (синоптически индуцированные мезомасштабные системы).

В первую категорию входят такие образования, как морской и береговой бриз, горно-долинные ветры, различные виды городской циркуляции и вынужденный поток воздуха над территориями с большой шероховатостью. Среди примеров второго типа — линии циклонов, ураганы и движущиеся мезомасштабные облачные скопления. Прогнозирование систем первой категории является относительно более легким, поскольку они возникают в связи с географически фиксированными характеристиками при временных масштабах 12 часов или около этого и поскольку они являются повторяющимися по своей природе. Эти системы также остаются вблизи точки своего происхождения.

Случаи возникновения мезомасштабных систем второго типа являются нерегулярными по отношению к данному местоположению. Их происхождение не связано с хорошо выраженными географическими характеристиками. Потребности в данных для идентификации и прогноза этих систем гораздо выше, чем в первом случае. Эти системы приводятся в активное состояние некоторыми видами неустойчивости атмосферы, например условная неустойчивость второго рода (CISK). Большой процент осадков на поверхности суши связан с такими синоптически индуцированными, осадкообразующими облачными системами мезомасштабной величины.

Для прогнозирования мезомасштабных систем и связанной с ними погоды обязательным условием является получение данных наблюдений хорошего качества вблизи расположенных точек по большой области. До недавнего времени получать такие данные было трудно, а также было невозможно определить мезомасштабные атмосферные системы и предсказать их численными методами. Развитие спутниковых, радиолокационных и других методов дистанционного зондирования с большим разрешением как во времени, так и в пространстве, а также наличие плотной наземной наблюдательной сети (радиолокаторы) в некоторых регионах, в настоящее время сделали возможным определение мезомасштабных атмосферных возмущений с использованием данных об облачности, осадках и влажности. Большая часть данных является качественной по своей природе и не может быть непосредственно использована в численном прогнозе погоды, но прогресс дистанционного зондирования в инфракрасном и микроволновом диапазонах, а также разработка доплеровской методики, указывают, что исходные базы данных для мезомасштабных численных моделей с очень мелкой сеткой в настоящее время имеются и непрерывно увеличиваются в объеме. Спутники и радиолокаторы к настоящему времени представляют собой наиболее важный источник мезомасштабных наблюдений. Востановленные спутники предоставляют изображения облачности быстро и по широкому диапазону метеорологических масштабов от синоптического до масштаба облака, что является очень полезным в мезомасштабном прогнозировании. Расширение базы данных, улучшение численных моделей прогноза погоды в смысле разрешения и физической параметризации, а также наличие быстродействующих компьютерных систем дали возможность разработать мезомасштабные численные модели, которые с достаточным разрешением могут представить мезомасштабные виды циркуляции на очень мелких сетках и таким образом помочь в более детальном прогнозировании элементов погоды по ограниченному району.

Некоторые важные характеристики различных мезомасштабных систем кратко описываются ниже. Дополнительные подробности можно найти в публикациях Атkinson (1981 г.), Пиелке (1984 г.) и ВМО (1989, 1990 гг.).

5.9.1 *Индукцированные за счет воздействия земной поверхности мезомасштабные системы**

5.9.1.1 **МОРСКИЕ И БЕРЕГОВЫЕ БРИЗЫ НАД РОВНОЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ**

Морские и береговые бризы над ровной земной поверхностью являются результатом горизонтальных градиентов температуры, возникающих за счет различного нагревания больших водных объектов и суши, расположенных рядом. По определению, морской бриз — это ветер с моря, в то время как береговой бриз — это поток в противоположном направлении. На возникновение морского бриза сильно влияет преобладающий синоптический поток. Эволюция морского бриза является более сложной, когда поток синоптического масштаба имеется, чем когда он отсутствует. С использованием данных наблюдений Биттс и Фрейлес (1962 г.) и Лайонс (1972 г.) разработали индекс для оценки того, может или нет возникнуть морской бриз. Например, Лайонс показал, что когда $V_g^2 / C_p \Delta T$ больше 10 (где: V_g — скорость приземного геострофического ветра и ΔT — максимальная разница между температурой воздуха, находящегося над внутренней частью суши и средней температурой поверхности озера), морского бриза в прибрежных районах Чикаго не бывает. Морской бриз не развивается, когда это соотношение велико из-за горизонтального градиента давления, вызванного различным нагреванием суши и озера, которое является недостаточным для того, чтобы преодолеть кинетическую энергию крупномасштабного потока.

* Данный раздел основан на работе Пиелке (1984 г.).

Исследования продемонстрировали, что береговой и морской бризы (и другие аналогичные виды мезомасштабной циркуляции) плохо определяются в традиционных сетевых системах наблюдений за погодой. Такая нехватка разрешения создает серьезные проблемы в разработке каждодневных оперативных прогнозов этих явлений.

Несколько научных исследований по моделированию, проведенных с 1970-х годов, выявили различные новые аспекты явления, называемого морским бризом. Антес (1978 г.), используя двумерную модель, показал, что при нулевом крупномасштабном преобладающем потоке возвратный поток морского бриза проходит полностью выше пограничного слоя, в то время как береговые ветры проходят ниже этого уровня. Абе и Йошида (1982 г.) оценили влияние ширины полуострова на интенсивность морского бриза и обнаружили, что ширина 30–50 км дает самые высокие вертикальные скорости подъема воздуха. В нескольких других исследованиях было показано, что вдоль береговых линий в ненарушенных синоптических условиях в течение лета в тропиках и субтропиках морской бриз оказывает доминирующее влияние на точки формирования и на движение грозных образований. Морской бриз может также вызвать суровую местную погоду.

5.9.1.2 Горно-долинные ветры

В регионе с неравномерным рельефом локальные системы ветров могут развиваться в связи с различными степенями нагревания участков поверхности земли и свободной атмосферы, находящихся на одной и той же высоте на некотором расстоянии друг от друга. Большие суточные изменения температуры обычно происходят на земной поверхности, так что в светлое время суток более высоко расположенные участки земной поверхности становятся источниками тепла, а ночью — поглотителями. Обычно проводится различие между двумя категориями горно-долинных ветров: ветры склонов и долинные ветры.

Эти типы систем являются самыми простыми для описания, когда преобладающий крупномасштабный поток является слабым. Ветры склонов соотносятся с холодным плотным воздухом, стекающим вниз с возвышенностей ночью, при этом теплый менее плотный воздух движется в направлении возвышенностей в течение дня. Такое движение воздуха часто упоминается как ночной стоковый поток и дневной, восходящий по склону поток соответственно. Ночной стоковый ветер также называется кататическим ветром, а дневной, восходящий по склону — абаатическим ветром.

Долинные ветры, вторая категория горно-долинных потоков, являются восходящим и нисходящим видами долинной циркуляции, которые развиваются вдоль долины благодаря горизонтальным градиентам давления в одном из сегментов долины, что происходит в связи с поступлением в эту часть долины склонового потока воздуха со структурой температуры, отличающейся от существующей в соседнем сегменте.

В солнечные дни ветры склонов имеют тенденцию становиться мощнее, чем ночью, как в случае с морским бризом, поскольку тепло, полученное земной поверхностью при нагревании солнцем, очень эффективно смешивается при движении вверх с потоком турбулентного тепла. Ночью радиационное выхолаживание преобладает, если ветры слабые, и результирующее поле потока возмущения является более тонким.

Когда имеются изменяющиеся приземные характеристики крупномасштабного потока, часто включающие вертикальный сдвиг горизонтального ветра и/или трехмерные топографические характеристики, результирующий мезомасштабный поток может стать очень сложным. Суточный ход ветра в таких ситуациях может быть предсказан только при наличии обширной сети наблюдений и точных трехмерных мезомасштабных моделей.

5.9.1.3 Вынужденный воздушный поток над и вокруг территории с большой шероховатостью

Когда воздух проходит над орографическими препятствиями, имеющими горизонтальный масштаб 25–100 км либо около этого, образуется другой тип мезомасштабной системы, который отличается от морских и береговых бризов и горно-долинных ветров, поскольку вынужденный подъем воздуха в воздушной массе с преимущественно устойчивой стратификацией, а не различия в нагревании поверхности земли солнцем, создает мезомасштабное возмущение. Интенсивность этого мезомасштабного возмущения прямо пропорциональна градиенту давления, создаваемому этим вынужденным движением воздуха.

В соответствии с линейной теорией, в отсутствие эффекта Кориолиса, два типа волновых движений индуцируются по мере того, как воздух протекает над шероховатой территорией: вынужденные волны, которые совпадают с подстилающей топографией, и подветренные волны, которые проходят вниз по течению потока. Задержанные подветренные волны, которые неограниченно проходят вниз по течению потока в отсутствие трения, но которые быстро теряют амплитуду с высотой, являются часто наблюдаемым типом движения воздуха к подветренным горным преградам, когда параметр Скорера быстро уменьшается с высотой. Линейная теория говорит, что вертикальная длина подветренных волн, индуцированных одним хребтом, задается с помощью:

$$L_z = 2\pi S_0^{1/2} = 2\pi V_g / [(g/\theta_0)(\partial\theta_0/\partial z)]^{1/2},$$

где S_0 называют параметром Скорера. В соответствии с линейной теорией, для того чтобы произошло формирование хорошо развитых волн, параметр Скорера должен быть меньше в верхней тропосфере, чем на более низких уровнях. При этом необходимо, что если $\partial\theta_0/\partial z$ — постоянная величина, то V_g должна увеличиться с высотой; в то время как если V_g — постоянная величина, то соотношение $\partial\theta_0/\partial z$ должно быть менее стабильным на более высоких уровнях. Когда включается эффект Кориолиса и динамика пограничного слоя, реакция атмосферы на земную поверхность является более сложной. Ниже описываются важные воздействия на погоду и структуру атмосферы, связанные с вынужденным потоком воздуха над горами.

Сильные ветры, направленные вниз по склонам, случаются над подветренной стороне гор. Эти ветры бывают более сильными, когда вблизи уровня вершин гор в верхней по течению части потока существует инверсия и если профили температуры и ветра являются таковыми, что волна, индуцированная земной поверхностью, приблизительно переворачивает фазы между поверхностью и тропопавзой.

Когда воздух является слишком устойчивым и не может преодолеть или обойти горный барьер и когда орографическое препятствие является слишком вытянутым, влияние гор быстро распространяется вверх по направлению ветра — процесс, называемый блокированием. Это блокирование вызывает деформацию поверхностей потенциальной температуры, создавая тем самым нестабильный уровень вверх по течению потока, подходящего к горам. Такое блокирование может привести в результате к формированию параллельных горам низкоразрушенных струйных течений.

Блокирование и результирующая деформация изотроп вверх по течению потока может также создать районы конвективной неустойчивости, даже если такой неустойчивости нет в верхнем течении синоптического потока. Таким образом, увеличиваются осадки непосредственно вверх по течению потока, подходящего к горам, а также увеличивается пространственная неравномерность осадков.

Из-за увеличения потенциальной температуры, которое возникает в результате высвобождения скрытой теплоты, и нахождения потенциально более теплого воздуха выше планетарного пограничного слоя, сравнительно сухие или даже засушливые регионы часто возникают на подветренной стороне гор, в особенности когда преобладающий поток имеет одно постоянное направление.

Затенение осадков и облаков может влиять на интенсивность воздушного потока над горами. Высвобождение скрытой теплоты может существенно изменять структуру внутренних волн над горными территориями.

5.9.2 *Синоптически индуцированные мезомасштабные явления*

5.9.2.1 **Конвективные штормы***

Конвективные штормы состоят из отдельных конвективных ячеек, которые определяются как районы сильного подъема воздуха, имеющие горизонтальное сечение размером 10–100 км² и простирающиеся по вертикали сквозь большую часть тропосферы. Конвекция играет некоторую роль в большей части крупномасштабных погодных систем, но существует также системы мезомасштабных размеров, в пределах которых конвективные ячейки формируют возмущение, которое является изолированным и не является частью более крупного возмущения, содержащего атмосферные механизмы, отличающиеся от почти вертикальной конвекции. Имеется значительная тенденция организации конвективных штормов в линии штормов. Классификация конвективных штормов описывается ниже:

5.9.2.1.1 **Короткоживущие одиночейковые штормы**

Единый восходящий поток воздуха, простирающийся через тропосферу и образующий жидкую воду и лед. Когда капли дождя или частицы льда становятся слишком тяжелыми, чтобы их поддерживал восходящий поток воздуха, они падают, создавая нисходящий поток, внутри которого они смешиваются с более сухим воздухом, вызывая выхолаживание за счет испарения. Это выхолаживание ускоряет идущий вниз поток, и если этот поток становится достаточно сильным, то он распространяется горизонтально вблизи поверхности, производя холодное вторжение, называемое фронтом порывов ветра.

5.9.2.1.2 **Сверхячейковый шторм**

Единый квазистойчивый вращающийся поток воздуха, направленный вверх, со временем существования в несколько часов. Шторм проходит вправо и временами влево от средних ветров и часто развивается на основе многоячейковых штормовых систем. В нем наблюдается высокая положительная корреляция между вертикальной скоростью и вертикальным компонентом завихренности. В более разговорной речи — это вращающаяся грозовая система (Doswell, 1989b). Хотя сверхячейки являются относительно редкими, менее 10 процентов от всех дающих неблагоприятную погоду конвективных штормов (доля сверхячейковых штормов варьируется по географическим районам), на их счет относится непропорционально высокая доля (возможно, приближающаяся к 50 процентам на некоторых территориях) ущерба и несчастных случаев, связанных с сильными грозами. Это, как правило, отражение интенсивности явлений, связанных со сверхячейками. Опасные явления погоды в ячейках имеют тенденцию размещаться на более высоком конце шкалы интенсивности для всех форм суровой погоды с возможным исключением для интенсивности осадков. В тот или иной момент в период существования сверхячейки могут генерировать фактически все формы суровой погоды (град, наносащие ущерб ветры, торнадо, сильные осадки и частые молнии).

Обычно сверхячейковые штормы имеют жизненные циклы, измеряемые часами, а не десятками минут, как у ячейковых компонентов, существующих вне сверхячейковой конвекции. Поэтому общепринято рассматривать сверхячейки как образования, достигшие устойчивого состояния структуры, хотя это в некоторой степени приводит к неправильному пониманию, поскольку сверхячейки обычно демонстрируют характерную эволюцию, происходящую за период примерно 45 минут, а многие сверхячейки проходят эту эволюцию более одного раза и квалифицируются как так называемые циклические сверхячейки.

По причинам, которые еще не являются ясными, могут существовать сверхячейки с небольшими осадками, ячейки с сильными осадками и так называемые классические сверхячейки, в зависимости от количества и связанного со штормом распределения осадков. Поскольку многие сверхячейки движутся относительно медленно, классические варианты сверхячеек и варианты ячеек с сильными осадками могут вызывать внезапный бурный наводок. Крупный град может возникнуть даже в варианте сверхячейки с малыми осадками.

5.9.2.1.3 **Многоячейковые штормы**

Это скопление короткоживущих одиночных ячеек, выход холодного воздуха из которых может сложиться и сформировать большой фронт порывов. Конвергенция на ведущей кромке фронта порывов становится спусковым устройством новых восходящих потоков воздуха и развития новых ячеек. Эти штормы могут быть подразделены на многоячейковые линейные структуры и многоячейковые групповые структуры следующим образом:

a) Многоячейковые линейные структуры (линии шквалов)

Многоячейковая грозовая структура, в которой ячейки располагаются в линию на расстоянии, большем размеров одной ячейки и где промежутки между ячейками сравнимы или меньше размеров одной ячейки. Из вышеприведенного определения следует, что ячейки в пределах линии сильно взаимодействуют. Общее взаимодействие между ячейками в линии шквалов имеет тенденцию к ограничению локальной интенсивности суровой погоды. Фактически, чем больше ячейки взаимодействуют, тем менее вероятна суровая погода, при некоторых редких исключениях.

* Данный раздел подготовлен на основе работ Досвелла (1989а) и Киле (1989 г.).

Исследования показывают, что линии шквалов проходят как волны с особо интенсивной конвективной активностью, происходящей там, где две или более из этих волн структурно усиливают одна другую и где атмосфера является конвективно неустойчивой (Raymond, 1975). Сав и Огура (1979 г.) высказали предположение, что линии шквалов могут быть также инициированы различными градиентами температуры в пограничном слое, взаимодействующем с синоптическим потоком. Угеллини и Джонсон (1979 г.) исследовали роль тропосферных струйных течений в развитии линий шквалов. Эмануэл (1982 г.) указал на возможность того, что линии шквалов являются самовозбуждающимися и возникают в результате совместного взаимодействия типа CISK между кучевой облачностью и мезомасштабом. Линии шквалов, которые сгущаются на месте, могут вызвать опустошающие наводнения. Они также часто являются причиной зарождения опустошительных торнадо;

b) Многоячейковые грушевидные структуры: мезомасштабные конвективные комплексы

Мэддокс (1980a, b) определил мезомасштабные конвективные комплексы (МКК) или мезомасштабные конвективные скопления, которые характеризуются интенсификацией зон или полос кучево-дождевой облачности, которые вместе с зоной дождя из слоистообразных форм облачности могут расширяться в стороны на сотни километров. Мэддокс даёт следующее определение МКК:

- i) размер: непрерывный облачный покров с температурами менее или равными -32°C , охватывающий зону больше $100\,000\text{ км}^2$, и внутренняя облачность с температурами менее или равными -52°C , охватывающая зону более чем $50\,000\text{ км}^2$;
- ii) длительность: вышеуказанные два условия должны продолжаться по крайней мере шесть часов. Затем МКК определяется как образование до тех пор, пока два условия, перечисленные выше, более неприменимы;
- iii) очертание: эксцентриситет (т.е. отношение малой и большой осей) во время их максимального распространения должен быть больше или равен 0,7. Конвективные ячейки, которые составляют такую систему, проходят многие жизненные циклы в течение такого длительно продолжающегося эпизода. Фактически системы типа МКК могут быть сравнимы с тропическими циклонами в смысле размера и/или продолжительности, но по интенсивности конвекции в них может преобладать конвекция в тропическом циклоне. Комплексная модель МКК была недавно предложена Коттоном и др. (1989 г.). Системы, не удовлетворяющие критериям МКК, все же могут быть важными мезомасштабными конвективными системами (МКС), (Doswell, 1989a).

Процесс, в результате которого возникает большая часть конвективных систем, представляет из себя слившийся отток из постоянных конвективных ячеек. Система является устойчивой просто потому, что сильно выхолаженный дождем отток воздуха порождается многими конвективными ячейками. Кроме того, вдоль ведущей кромки выходящего потока постоянно на всем протяжении времени существования системы инициируется новая конвекция. Сильные ветры, зной и торнадо являются наиболее вероятными в ходе развития такой системы, в то время как индивидуальные ячейки сильно не взаимодействуют. Позже тропические МКС образуют чаще всего дожди от умеренных до сильных, так что угроза становится большей от внезапных бурных ливней. Время от времени некоторые системы порождают обширные области суровой погоды, где преобладают прежде всего наносящие ущерб ветры. Еще не совсем полностью ясно, почему некоторые МКС приобретают такой характер. Но когда они его приобретают, эти системы называются «директо» (derechoes), (Doswell, 1989a).

МКК являются основным компонентом тропической атмосферы и в прошлом назывались облачными скоплениями (Pielke, 1984). Облачное скопление проявляется на спутниковом снимке как упорядоченная сложенная белая масса. Иногда с этими облачными скоплениями ассоциируются большие области перистых облаков. Анализ характеристик облачных скоплений был представлен Вильямсом (1970 г.), который обнаружил, что эти скопления обычно связаны со слабой формой волнового движения. Скорее циклонический сдвиг, а не нагиб является основной характеристикой этих волн. В вертикальных системах дивергенции обнаруживался приток ниже уровня 400 гПа с компенсирующим оттоком, который концентрируется вокруг уровня 200 гПа . В настоящее время проводится много исследований развития и движения облачных скоплений. Можно упомянуть объективную методику, которая была предложена Сикдаром и Фомы (1971 г.) для оценки энергетического обмена в системах тропической конвекции. Это было сделано с помощью измерения обмена в зоне оттока перистых облаков по последовательным геосинхронным снимкам облачности. Сикдар и Фомы предложили различные модели тропической конвекции. В этих моделях предполагается наличие притока на низком уровне, в котором влажный воздух втягивается в зону облачности за счет конвергенции в планетарном пограничном слое. Выше располагается слой вертикального движения в форме воронки. Вертикальное движение является максимальным в центре и быстро уменьшается в направлении периферии облака. И наконец, в моделях предполагается слой оттока, располагающийся между слоем вертикального движения и тропопавзой. Предполагается, что данная форма конвекции переносит тепло из тропического пограничного слоя в верхнюю тропическую тропосферу. Основная неопределенность относится к механизму забора воздуха или смешения между поднимающейся башней облаков и окружающей ее средой, который сдерживает рост облака. В работе Рили и Маллуса (1958 г.) описываются теплые башни и их роль в динамике прогнозирования для тропиков.

Лэри и Хауз (1979 г.) описали структуру и эволюцию конвекции в тропическом облачном скоплении. Их данные показали, что фактически все изученные виды осадков в тропическом облачном скоплении были связаны с шестью поднимающимися определенными мезомасштабными осадкообразующими системами, которые, как полагается, должны быть прежде всего образованными с происходящей в них мощной тропической конвекцией. В этом исследовании описывается важность и взаимодействие этих образований в ходе формирования, интенсификации, наступления зрелости и исчезновения облачного образования. Результаты других научных исследований, представленные в современной литературе, касаются структуры и динамики системы линий тропических шквалов (Houze, 1977) и мезомасштабных нисходящих потоков, а также потоков конвективного масштаба в качестве

различных компонентов структуры линии шквалов (Zipser, 1977). Натурные исследования этих тропических систем исключают работы Хауза и Ченга (1981 г.), Хауза (1982 г.) и Зипсера и др. (1981 г.). Всобъемлющий обзор исследований по конвективным штормам и динамике облаков может быть найден у Коттова и Этеса (1989 г.).

5.9.2.2 Условия в окружающей конвективной среде, благоприятные для их возникновения

- a) В широком плане характер конвективных штормов определяется прежде всего силой восходящих потоков и вертикального сдвига ветра. В течение долгого времени признавалось, что жестокие конвективные штормы имеют прямую связь со струйными течениями субтропических широт. На рисунке 5.24 указываются тесная связь между сезонными положениями верхнеуровневых струйных течений и подверженными неблагоприятной погоде районами по всему миру;

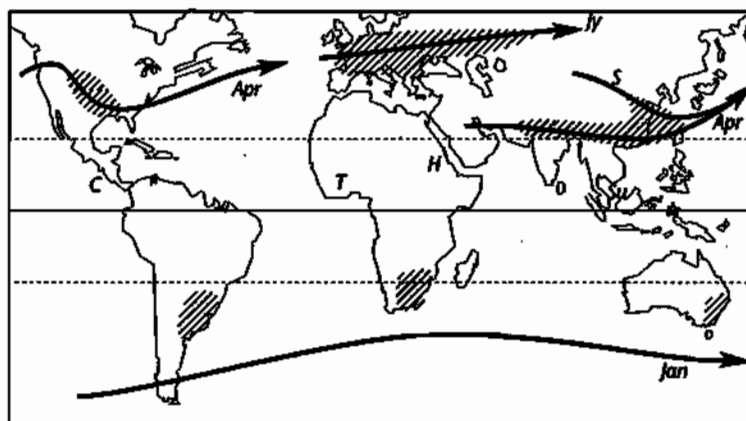


Рисунок 5.24 – Схематическая иллюстрация взаимосвязи между сезонными положениями верхнеуровневых струйных течений (стрелки) и подверженными суровой погоде районами по всему миру (затрихованы). Вертикальная штриховка показывает тропические районы, подверженные сильным грозам (по Досену, 1989г)

- b) Имеется тенденция возникновения сверхчейковых штормов на соответствующих экстремальных концах распределения сдвига плавучести. Сверхчейки главным образом возникают в ситуациях с сильной конвективной неустойчивостью (очень низкая статическая устойчивость и обильное влагосодержание на низких уровнях), которая удерживается от преждевременного высвобождения покрывающей ее инверсии. Распределение описывающих сверхчейку параметров, называемое "loaded gun" (заряженное ружье), которое характеризует большую часть явлений возникновения сверхчейек, имеет тот же ход, что и влагосодержание на низких уровнях. Это атмосферное образование переносится под находящимися на некоторой высоте слоем перемешивания, который характеризуется почти нейтральной статической устойчивостью (т.е. сухадиабатическим вертикальным градиентом). Этот тип развития атмосферного образования, описываемого вышеуказанным распределением, часто благоприятствует возникновению низжуровневых струйных течений и возрастанию сдвига ветра;
- c) Для линий шквалов наиболее благоприятной структурой сдвига является структура, в которой сдвиг имеет тенденцию к ограниченному распространению до относительно низких уровней в среде, окружающей это явление. Линейному характеру линий шквалов способствуют процессы, которые благоприятствуют развитию значительного оттока, т.е. сухой воздух в средней тропосфере, натапливающийся на шторм снизу;
- d) Жестокие многочейковые штормы происходят при умеренной неустойчивости, при многих различных диапазонах влагосодержания и при умеренном вертикальном сдвиге ветра.

5.9.2.2.1 ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГОДОГРАФА ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ ВЕРТИКАЛЬНОГО СДВИГА ВЕТРА

Диагностика вертикального сдвига ветра может быть выполнена с помощью годографа. Годограф — это линия, соединяющая концы векторов ветра в вертикальном профиле ветра, когда все векторы наносятся на график из единого начала. Любой сегмент годографа между двумя векторами ветра представляет собой сдвиг ветра в слое между ними. Типичные годографы для среды, благоприятствующей возникновению слабой неупорядоченной конвекции, многочейкового шторма и сверхчейкового шторма, показаны на рисунке 5.25.

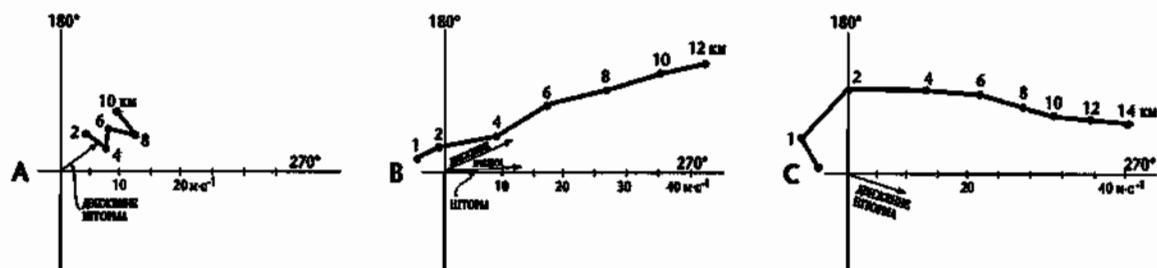


Рисунок 5.25 – Характерные годографы для: А) слабой неупорядоченной конвекции, В) многочейковых штормов и С) сверхчейковых штормов (по Досену, 1989г)

5.9.3

Средства оперативной диагностики для мезомасштабного прогнозирования**a) Приземные наблюдения**

За исключением некоторых средств дистанционного зондирования, сеть, представляющая приземные данные, является наиболее подходящей для обеспечения прогноза мезомасштабными данными. Специальные кодовые группы (например, изменение давления) являются в исключительной степени важными данными. В идеальном случае для точного мезомасштабного прогнозирования необходимы приземные данные на ежедневной основе;

b) Спутниковые изображения

Идеальным способом просмотра спутниковых изображений является система циклической мультипликации, поскольку добавляющиеся при этом характеристики движения дают возможность гораздо более простой интерпретации, чем рассмотрение статических изображений. Хотя спутниковые изображения дают только качественную информацию, они являются исключительно полезным источником данных и фактически единственным источником в отдаленных районах с редкими данными. Спутниковые изображения дают прогнозисту возможность определить пределы распространения облачности, высоту вершин облаков, движение облаков и их типы (например, конвективные или слоистообразные), а также характерные образования, связанные с атмосферными явлениями;

c) Результаты спутниковых зондирований

Доступные на глобальном уровне результаты зондирования температуры, осуществляемых с помощью TOBS с полярно-орбитальных спутников Национального управления по океану и атмосфере (НУОА), привели к улучшению в определении систем синоптического масштаба, в особенности в районах с редкими данными. Как ожидается, они обеспечат получение более высококачественного фонового поля синоптического масштаба для осуществления мезомасштабного прогнозирования. Однако необходимо, чтобы приборы, осуществляющие зондирование, находились на геостационарной платформе. На геостационарном спутнике ГОЕС установлен прибор для зондирования атмосферы VISSR (VAS), который ежедневно дает ряд видов продукции, являющейся полезной для мезомасштабного прогнозирования, в особенности для прогнозирования гроз;

d) Радиолокационные данные

С 1950-х годов радиолокатор играет центральную роль в мезомасштабном прогнозировании и исследованиях. Данные об отражении радиолокационного сигнала от различных целей в атмосфере, форма и эволюция отраженного сигнала, соответствующая доплеровская скорость и характеристики поляризации, все это предоставляет информацию о целях как таковых и о конвекции и мезомасштабных движениях воздуха, влияющих на них. Более подробные сведения об анализе радиолокационной информации приводятся в разделе 4.3.1.2.5.

Для целей мезомасштабного прогнозирования важно достижение высокого качества наблюдений за большими частями осадкообразующих систем синоптического масштаба, а также получение таких наблюдений на значительных расстояниях от прогнозируемой зоны в том направлении, откуда дует ветер. Это требует использования сетей радиолокаторов.

Обычное разрешение данных метеорологических радиолокаторов составляет один километр и пять минут (Browning, 1989). Поскольку такое разрешение является труднореализуемым в оперативной практике, компромиссом могли бы стать пять километров и 15 минут. Это могло бы быть адекватным для картирования и отслеживания траекторий большей части осадкообразующих систем. Однако разрешение в пять километров не является адекватным для зон, где очень сильная конвекция является обычной, поскольку это разрешение недостаточно для представления важных деталей отдельных ячеек конвективных штормов и линий конвергенции.

В настоящее время растущее количество метеорологических радиолокаторов способно измерять в пределах прямой видимости скорость движения, получая ее на основе доплеровского сдвига. Возможно вычислять скорость ветра с помощью конического сканирования при различных углах возвышения. Вольфберг (1987 г.) предложил возможный метод получения полных трехмерных полей как температуры, так и ветра, с помощью анализа временных серий объемных сканирований с единственного доплеровского радиолокатора.

В настоящее время в некоторых странах, таких, как Соединенные Штаты Америки, для измерения ветра в атмосфере осуществляются системы для получения профилей ветра. Эта сеть способна обеспечить подробную и почти непрерывную регистрацию ветра по времени/высоте, имеющую особое значение для диагностики развития мезомасштабных образований и для инициализации численного прогноза погоды.

На что можно было бы рассчитывать в будущем — это сеть доплеровских акустических радиолокаторов для определения целей и расстояний (SQDAR), предназначенных для измерения ветра в пограничном слое, которая, возможно, могла бы быть совмещена с радиоакустической системой зондирования (RASC), предназначенной для измерения подробных профилей температуры на низких уровнях.

5.9.4 Методы мезомасштабного прогнозирования***5.9.4.1 Линейная экстраполяция**

Данный подход, применяемый к случаям изолированных ячеек штормов, используется для экстраполяции линий, подобранной методом наименьших квадратов по последовательным положениям центра ячейки шторма (Wilk and Gray, 1970). Для работ с более сложными и развивающимися системами могут быть использованы методики группировки (Blackmer, et al., 1973). Более простой, более устойчивый и для многих целей более эффективный подход заключается в экстраполяции с использованием движений, оцененных по методике взаимной корреляции, либо для общего случая (Austin and Bellon, 1974) либо в пределах ряда подрегионов, с тем чтобы получить возможность применения различных движений в различных регионах (Bellon, et al., 1980). Однако оправданность экстраполяционных прогнозов осадкообразующих систем по данным, полученным с помощью радиолокаторов и спутников, резко падает, когда такие системы только начинают развиваться или разрушаться.

* Этот раздел основан на работе Броунига (1989 г.).

Подход в виде линейной экстраполяции может применяться, кроме осадков, для других явлений, например для зон облачности, которые наблюдаются со спутников, и для районов гроз, определяемых с помощью систем обнаружения молний.

Другие явления, такие, как микровихри, вихри (след вихря, торнадо) и линии сдвига ветра, определяемые с помощью доплеровского радиолокатора, являются менее долгоживущими, и экстраполяция может быть действительна только на минуты либо на десятки минут. Однако из-за суровости связанной с ними погоды даже и это может быть ценным при наличии соответствующих средств распространения информации.

5.9.4.2 Концептуальные модели

Концептуальные модели, которые включают в себе понимание структуры, механизма и жизненного цикла наблюдаемого явления (Browning, 1986), могут быть использованы для расширения экстраполяционных прогнозов во многих ситуациях. Таким образом, на основе концептуальных моделей возможно интерпретировать спутниковые изображения либо системы отраженных сигналов радиолокатора, либо доплеровскую скорость в терминах особой категории мезомасштабного явления, его подробной структуры и стадии его жизненного цикла. Примером является только что упомянутый случай следа вихря, определяемого доплеровским радаром. Известно, что за 40 минут до того, как торнадо касается земной поверхности, его след может быть определен в средней или верхней тропосфере (Donaldson, 1975; Brown, *et al.*, 1975), тем самым дается потенциальная возможность для полезного заблаговременного предупреждения (Hennington and Burgess, 1981).

Зилсер (1982 г.) описал применение модели жизненного цикла мезомасштабной конвективной системы (МКС) для расширения экстраполяции наблюдаемых МКС. Модель, описанная в работе Лэри и Хауса (1979 г.), показывает изменяющуюся смесь осадков из конвективных и слоистообразных облаков в ходе эволюции МКС общего как для тропиков, так и средних широт каваса. На стадии формирования t и на стадии интенсификации $t + 3$ часа преобладают ячейки сильных конвективных осадков. На стадии зрелости $t + 6$ часов существует смесь конвективных осадков и более легких, более широко распространенных — из слоистообразных облаков. В ходе стадии разрушения $t + 9$ часов преобладают легкие осадки из слоистообразных облаков. Стадия разрушения часто характеризуется обширной высокой облачностью, заметной на спутниковых снимках, а иногда также широким распространением молний. Таким образом, если прогнозист не имеет представления о модели жизненного цикла, он может ошибочно предсказывать продолжение суровой погоды.

5.9.4.3 Эмпирические правила

Хотя объективная экстраполяция и численные модели играют всевозрастающую роль в мезомасштабном прогнозировании, все еще необходимы эмпирические правила, применение которых требует от прогнозиста понимания мезомасштабного поведения атмосферы. К сожалению, имеется тенденция не считать эмпирические правила разумно удовлетворительными, и поэтому по данному вопросу не существует достаточного количества хороших литературных источников.

Одной из областей, где эмпирические правила необходимо применять, является прогнозирование внезапно начинающихся гроз. Главным образом на основе опыта, накопленного в Соединенных Штатах, Мак-Вилей (1986 г.) резюмировал некоторые из ключевых шагов, которые прогнозист должен осуществить:

- а) аккуратный анализ результатов утренних залусков радиозондов в районе, представляющем интерес, для того, чтобы определить устойчивость и количественные характеристики атмосферного образования, необходимые для того, чтобы пробить любую покрывающую инверсию;
- б) слежение за эволюцией морских бризов и прогреванием городских территорий, которые могут локально расширить или подавить покрывающий слой;
- в) наблюдение за очевидными признаками увеличения влагосодержания в пограничном слое;
- г) учет формирования и распределения первых конвективных облаков, с тем чтобы определить, имеется ли в мезомасштабе механизм вынуждающего воздействия, очевидный либо по спутниковым, либо по аэрологическим данным. Также слежение за границами оттоков, как источников дестабилизации;
- д) готовность к тому, что системы восходящих потоков могут соединиться с фронтами и струйными течениями;
- е) слежение за признаками возникновения низкоуровневого струйного течения.

Предварительные условия возникновения жестких штормов являются аналогичными условиям для обычных гроз, но с двумя значительными дополнениями — источник сухого воздуха выше влажного уровня и вертикальный сдвиг ветра. Конкхун (1987 г.) предложил подход, осуществляемый в виде дерева решений, к прогнозированию гроз и их интенсивности. В каждой точке принятия решения прогнозист использует эмпирическое правило, которое необходимо соответствующим образом уточнить для данного конкретного района.

5.9.4.4 Мезомасштабная климатология

Топография играет важную роль в генерации мезомасштабных явлений и в локализации результирующего влияния погоды в зависимости от ветра и устойчивости на нижних уровнях. Поэтому имеется возможность получить значительный выигрыш от расчетов условных мезомасштабных климатических характеристик. Затем проблема прогноза является вопросом комбинирования климатологической информации с определением и отслеживанием существующих ситуаций.

5.9.4.5 Одномерные модели для специальных целей

Для надежного прогноза мезомасштабного явления для конкретной точки, такого, как количество облачности в пограничном слое либо повторяемость тумана, необходимо пойти дальше простой экстраполяции наблюдаемых зон облачности и мезомасштабной климатологии. Должна быть также сделана оценка суточного цикла структуры пограничного слоя. Из-за важности представления турбулентных процессов пограничный слой необходимо моделировать с использованием многих уровней по вертикали. Это может быть сделано либо с помощью подхода, в котором используется метод вложения, когда в модель ЧПП для ограниченного района включаются дополнительные слои, либо, что более просто, посредством модели преобразования воздушной массы (PBM), в которой одномерная модель пограничного слоя применяется к траекториям, вычисляемым с помощью моделей ЧПП (Reiff, 1987).

5.9.4.6 МЕЗОМАСШТАБНОЕ ЧИСЛЕННОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОГОДЫ

В последние годы был достигнут значительный прогресс в разработке мезомасштабных моделей ЧПП. Некоторые из них используются изолированно для научных исследований, но одна или две находятся в полуперативном использовании. Первая — это мезомасштабная модель Метеорологического бюро Соединенного Королевства, которая является преобразованной моделью, впервые описанной Уиллом и Уайтом (1976 г.). Эта трехмерная негидростатическая модель в примитивных уравнениях в настоящее время эксплуатируется с шестнадцатью уровнями и горизонтальной сеткой 15 км (Golding, 1987).

Имея в виду достижения в методиках описанных выше мезомасштабных наблюдений, было бы соблазнительно вообразить, что кратчайшим путем вперед будет включение новых данных в качестве входных в мезомасштабную модель. К сожалению это не так просто. Проблема, которая касается существующих мезомасштабных наблюдений, заключается в том, что, как правило, они касаются таких параметров, как облачность, дождь и молнии, которые, хотя и важны сами по себе, не так просто преобразуются в описывающие динамику переменные: температуру, влажность и ветер. Более того, хотя сети приборов для получения профилей ветра, по мере их ввода в эксплуатацию, будут предоставлять желаемую входную информацию, понадобится большая работа по обеспечению того, чтобы модели и наблюдения были объединены оптимальным образом для того, чтобы создать начальные условия, которые совместимы как с моделями, так и с наблюдениями (Gal-Chen, 1988).

Будут или нет мезомасштабные входные данные критическими для получения полезных прогнозов по мезомасштабным моделям, зависит от метеорологической ситуации. Когда преобладающее вынуждающее влияние связано характеристиками земной поверхности, таким, как температурные контрасты между сушей и водой, то нет нужды описывать исходное состояние атмосферы в больших подробностях. Фактически может быть достаточно использовать в качестве исходных данных только фоновое поле, взятое из крупномасштабной модели. Этот подход может привести к полезным прогнозам морских бризов, в особенности там, где имеются ярко выраженные полуострова, как в случае Флориды (Pielke, 1984), и прогнозам распределения конвергенции пограничного слоя и результирующих осадков, когда поток холодного воздуха встречает сушу после пересечения либо относительно теплого озера (Lavoie, 1972), либо теплого моря (Monk, 1987). Однако, в случае мезомасштабного явления, движущей силой которого является его собственная внутренняя динамика, такого, как мезомасштабные конвективные системы и мезомасштабные фронтальные полосы дождя, могут понадобиться подробные наблюдения для описания мезомасштабных явлений или их предвестников в исходных данных. Может получиться так, что вынуждающее воздействие синоптического масштаба, представленное на фоновом поле, приведет к развитию этих явлений в модели, но в отсутствие мезомасштабных входных данных это вовсе необязательно приведет к надежному мезомасштабному прогнозу, в котором будет точно указано, когда или где произойдет развитие такого явления.

Радиолокационные и спутниковые изображения являются единственными, имеющимися в настоящее время данными наблюдений, которые могут совпасть по разрешению с мезомасштабной моделью. Хотя изображения отражают переменные, которые непосредственно можно использовать в ЧПП только в небольшой степени, детали изображения содержат ценную информацию о процессах, которые порождают эти образования. Поэтому только интерпретация образований, видимых на изображениях, аналитиком либо, в конце концов до некоторых пределов, с помощью экспертных систем дает ключ к подготовке исходных мезомасштабных анализов. Это может потребовать разработки на протяжении следующего десятилетия разнообразных косвенных подходов.

ССЫЛКИ

- Abe, S. and T. Yoshida, 1982: The effect of the width of a peninsula on the sea breeze. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 60, pp. 1074-1084.
- Albignat, J. P. and R. J. Reed, 1980: The origin of African wave disturbances during Phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, 108, pp. 1827-1839.
- Allen, L. R., Jr., 1984: COSMOS, CYCLOPS objective steering model output statistics. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 14-20.
- Anderson, A., A. Hollingsworth, S. Uppala and P. Woiceshyn, 1987: *A study of the feasibility of using sea and wind information from the ERS-1 satellite, Part 1: Wind scatterometer data*. European Space Agency, Contract Report.
- Anderson, J. R., 1984: Slow motions in the tropical troposphere. *Paper No. 381*, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Ft. Collins, Colorado.
- Andersson, E. and A. Hollingsworth, 1988: Typhoon bogus observations in the ECMWF data assimilation system. *ECMWF Research Development Technical Memorandum No. 148*, ECMWF, United Kingdom.
- Annette, P., 1978: Cyclone-analogue prediction of the course of tropical cyclones by the National Meteorological Analysis Centre, Melbourne. *Technical Report 28*, Bureau of Meteorology, Australia.
- Anthes, R. A., 1978: The height of the planetary boundary layer and the production of circulation in a sea breeze model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, pp. 1231-1239.
- Arnold, C. P., 1977: Tropical cyclone and intensity relationships. *Paper No. 277*, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Ft. Collins Colorado.
- Arnold, J. E., 1966: Easterly wave activity over Africa and in the Atlantic with a note on the intertropical convergence zone during early July 1961. *SMRP Research Paper No. 65*, University of Chicago, Chicago.
- Askue, C. and Cheng Shang Lee, 1984: A study of the genesis and intensification of two 1979 northwest Pacific supercyclones. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 243-248.
- Aspliden, C. I., G. A. Dean and H. Landers, 1965-1967: *Satellite study, tropical North Atlantic, 1963: Six reports dated from September 1965-December 1967*. Research Reports, Department of Meteorology, Florida State University, Tallahassee, Florida.
- Atkinson, B. W., 1981: *Meso-scale Atmospheric Circulations*. Academic Press, London.
- Atkinson, G. D., 1971: Forecaster's guide to tropical meteorology. *Technical Report 240*, U.S. Air Weather Service.

- Austin, G. L. and A. Bellon, 1974: The use of digital weather records for short-term precipitation forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100, pp. 658-664.
- Bell, G. J., 1962: Predicting the movement of tropical cyclones in the region of the China Sea. *Proceedings of the inter-regional seminar on tropical cyclones*, 18-31 January 1962, Tokyo, pp. 195-198.
- Bell, R. S. and A. Dickinson, 1987: The Meteorological Office operational numerical weather prediction system. *Meteorological Scientific Paper No. 41*, published by HMSO.
- Bellon, A., S. Lovejoy and G. L. Austin, 1980: Combining satellite and radar data for the short-range forecasting of precipitation. *Monthly Weather Review*, 108, pp. 1554-1566.
- Bengtsson, L., H. Bottger and M. Kanamitsu, 1982: Simulation of hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus*, 34, pp. 440-457.
- Bengtsson, L. and A. J. Simmons, 1983: Medium-range weather prediction: Operational experience at ECMWF. In: *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere* (B. J. Hoskins and R. P. Pearce, eds.), Academic Press, New York, pp. 337-363.
- Bengtsson, L., 1985: Medium-range forecasting at the ECMWF: Issues in Atmospheric and Oceanic Modelling. *Advances in Geophysics*, Part B: Weather Dynamics, Volume 28, Academic Press, New York, pp. 3-51.
- Betts, A. K., 1986: A new convective adjustment scheme, Part I: Observational and theoretical basis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112, pp. 677-691.
- Betts, A. K. and M. J. Miller, 1986: A new convective adjustment scheme, Part II: Single column tests using GATE — Wave, BOMEX, ATEX, and Arctic air mass data sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112, pp. 693-709.
- Biggs, W. G. and M. E. Graves, 1962: A lake breeze index. *Journal of Applied Meteorology*, 1, pp. 474-480.
- Blackmer, R. H., Jr. and R. O. Duda, 1973: Application of pattern recognition techniques to digitized weather radar data. *Final Report*, Contract 1-36072, Stanford Research Institute, Menlo Park, California.
- Borneman, R., 1978: Verification of satellite derived cloud tops. *National Weather Digest*, 3, pp. 5-9.
- Bradford, R. E., W. B. Waltham and M. M. Kazmierczak, 1975: The man-machine interactive processing system. *Technical Memorandum*, NESS-64, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., pp. 83-93.
- Brier, G. W. and J. Simpson, 1969: Tropical cloudiness and rainfall related to pressure and tidal variations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 95, pp. 120-147.
- Brown, R. A., D. W. Burgess, J. K. Carter, L. R. Lemon and D. Sirmans, 1975: NSSL dual-Doppler radar measurements in tornadic storms: A preview. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, pp. 524-526.
- Browning, K. A., 1986: Conceptual models of precipitation systems. *Weather and Forecasting*, 1, pp. 23-41.
- Browning, K. A., 1989: The database and physical basis of mesoscale forecasting: Mesoscale forecasting and its applications. *Lectures presented at the fortieth session of the WMO Executive Council*, 1-20 June 1989, Geneva, WMO-No. 712.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower atmosphere of north Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, pp. 77-89.
- Cadet, D. L., 1990: Synoptic disturbances in the tropics. *Proceedings of the seminar on tropical extratropical interactions*, 10-14 September 1990, ECMWF, United Kingdom, pp. 117-146.
- Carlson, T. N., 1967: Structure of a steady-state cold low. *Monthly Weather Review*, 95, pp. 763-777.
- Carlson, T. N., 1969a: Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes. *Monthly Weather Review*, 97, pp. 256-276.
- Carlson, T. N., 1969b: Some remarks on African disturbances and their progress over tropical Africa. *Monthly Weather Review*, 97, pp. 716-726.
- Chan, J. C. L., B. J. Williams and R. L. Elsberry, 1987: Performance of the nested tropical cyclone model as a function of five storm related parameters. *Monthly Weather Review*, 115, pp. 1238-1252.
- Chan, J. C. L. and R. T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion, Part I: Zero mean flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, pp. 1257-1264.
- Chan, J. C. L., 1990: Tropical forecasting with global models. *Proceedings of the seminar on tropical extratropical interactions*, 10-14 September 1990, ECMWF, United Kingdom.
- Chang, C., 1970: Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from time-composite satellite photographs. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27, pp. 133-138.
- Chang, C. P. and K. M. W. Lau, 1980: Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter Monex area during December 1974, Part II: Planetary scale aspect. *Monthly Weather Review*, 108, pp. 298-312.
- Charney, J. G. and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 21, pp. 68-75.
- Charney, J. G., 1970: Maintenance of the ITCZ. *Proceedings of the symposium on tropical meteorology*, 2-11 June 1970, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii (unpublished).
- Cheang, B. K. L. and T. N. Krishnamurti, 1980: Middle latitude interactions during the winter monsoon. *Report No. 80-8*, Department of Meteorology, Florida State University, Tallahassee, Florida.
- Chelam, E. V., 1977: Forecasting techniques for west Africa. *Lectures on forecasting of tropical weather, including tropical cyclones with particular relevance to Africa*. *Proceedings of the WMO Seminar*, 15-26 November 1976, Senegal, Dakar, WMO-No. 492, pp. 105-125.
- Chen, L. and W. M. Gray, 1984: Global view of the upper-level outflow patterns associated with tropical cyclone intensity change during FGGE. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 224-231.

- Choudhury, A., P. S. Urankar and C. U. Upadhye, 1985: Cloud patterns of monsoon depressions as viewed by meteorological satellites. *Mausam*, 36, pp. 491-498.
- Collier, C. G., 1989: Mesoscale analysis of mid-latitude convective and frontal systems: Programme on short- and medium-range weather prediction research. *PSMP Report Series*, No. 30, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 119-140.
- Colquhoun, J. R., 1987: A decision tree method of forecasting thunderstorms, severe thunderstorms and tornadoes. *Weather and Forecasting*, 2, pp. 337-345.
- Cotton, W. R. and R. A. Anthes, 1989: *Storm and Cloud Dynamics*, Academic Press, New York.
- Cotton, W. R., M. S. Lin, R. L. Mcanally and C. I. Trembeck, 1989: A composite model of mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, 117, pp. 765-783.
- Crawford, K. C., 1979: Hurricane surge potentials over southeast Louisiana as revealed by a storm surge forecast model: A preliminary study. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 60, pp. 422-429.
- Crutcher, H. L. and R. L. Joiner, 1977: Separation of mixed data sets into homogeneous sets. *Technical Report*, EDS 19, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Data Service, Washington, D.C.
- Das, P. K., M. C. Sinha and V. Balasubrammyam, 1974: Storm surges in the Bay of Bengal. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100, pp. 437-449.
- Das, P. K., 1986: Monsoons, Chapter 2: Planetary aspects of monsoons. *Fifth IMO Lecture*, Ninth Congress, 2-27 May 1983, World Meteorological Organization, Geneva WMO-No. 613, pp. 11-28.
- Davidson, N. E. and G. J. Holland, 1987: A diagnostic analysis of two intense monsoon depressions over Australia. *Monthly Weather Review*, 115, pp. 380-392.
- De las Alas, J. G. and R. A. Guzman, 1976: Numerical weather analysis and prediction. *Technical Report*, Typhoon Research Project, NSDB PAG 7206En.
- Dell'Osso, L. and L. Bengtsson, 1985: Prediction of a typhoon using a fine-mesh NWP model. *Tellus*, 37A, pp. 97-105.
- Donaldson, R. J., Jr., 1975: History of a tornado vortex traced by plan shear indicator. *Preprints of the sixteenth radar meteorological conference*, Boston, American Meteorological Society, pp. 80-82.
- Dong, K. and C. D. Neumann, 1983: On the relative motion of binary tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 111, pp. 945-953.
- Doswell, C. A., 1989a: Fundamental concepts of operational mesoscale analysis and forecasting for severe convective storms: Programme on short- and medium-range weather prediction research, *PSMP Report Series*, No. 30, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 81-117.
- Doswell, C. A., 1989b: Recent research findings on the role of vertical wind shear, applications to forecasting: Programme on short- and medium-range weather prediction research, *PSMP Report Series*, No. 30, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 141-156.
- Douglas, M. W., 1987: The structure and dynamics of monsoon depressions. *FSU Report*, No. 86-15, Florida State University, Tallahassee, Florida.
- Dugdale, G., 1977: Streamline and isotach analysis. *Lectures on forecasting of tropical weather, including tropical cyclones with particular reference to Africa*. Proceeding of the WMO Seminar, 15-26 November 1976, Senegal, Dakar, WMO-No. 492.
- Dunn, G. E., 1940: Cyclogenesis in the tropical Atlantic. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 21, pp. 215-229.
- Dunn, G. E. and B. I. Miller, 1964: *Atlantic Hurricanes* (revised edition), Louisiana State University Press, Baton Rouge, Louisiana.
- Dvorak, V. F., 1973: A technique for the analysis and forecasting of tropical cyclone intensities from satellite pictures. *Technical Memorandum*, NESS 45, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C.
- Dvorak, V. F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Monthly Weather Review*, 103, pp. 420-430.
- Dvorak, V. F., 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. *NOAA Technical Report*, NESDIS 11, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- Elsberry, R. L., 1985: Tropical cyclone motion: A global view of tropical cyclones, Chapter 4. *International workshop on tropical cyclones*, 25 November-5 December 1985, Bangkok, Thailand.
- Emanuel, K. A., 1982: Inertial instability and mesoscale convective systems, Part II: Symmetric CISK in a baroclinic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, pp. 1080-1097.
- Erickson, C. O., 1974: Use of geostationary satellite cloud vectors to estimate tropical cyclone intensity. *Technical Memorandum*, NESS-59, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, National Environmental Satellite Service, Washington, D.C.
- Erickson, S., 1977: Comparison of developing vs. nondeveloping tropical disturbances. *Atmospheric Science Paper*, No. 274, Colorado State University, Ft. Collins, Colorado.
- Estoque, M. A., 1975: Structure of the mid-oceanic intertropical convergence zone. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 53, pp. 317-322.
- Estoque, M. A. and M. Douglas, 1978: Structure of intertropical convergence zone over the GATE area. *Tellus*, 30, pp. 55-61.
- Estoque, M. A., 1982: African wave disturbances in a general circulation model. *Extended abstracts of the papers presented at the MSJ/JMA/WMO/AMS regional scientific conference on tropical meteorology*, 18-22 October 1982, Tsukuba, Japan, WMO Programme on Research in Tropical Meteorology, Report No. 7, TM-7, pp. 63-64.
- Fett, R. W., 1966: Upper level structure of the formative tropical cyclone. *Monthly Weather Review*, 94, pp. 9-18.

- Fett, R. W. and S. Brand, 1975: Tropical cyclone movement forecasts based on observations from satellites. *Journal of Applied Meteorology*, 14, pp. 452-465.
- Frank, N. L., 1969: The inverted V cloud pattern: An easterly wave? *Monthly Weather Review*, 97, pp. 130-140.
- Frank, N. L., 1970: On the energetics of cold lows. *Proceedings of the symposium on tropical meteorology*, 2-11 June 1970, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii, pp. IV-1-E-IV-6.
- Frank, W. M., 1985: A global view of tropical cyclones, Chapter 3. *International workshop on tropical cyclones*, 25 November-5 December 1985, Bangkok, Thailand.
- Fujita, T. T., K. Watanabe and T. Izawa, 1969: Formation and structure of equatorial anticyclones caused by large-scale cross-equatorial flows determined by ATS-I photographs. *Journal of Applied Meteorology*, 8, pp. 649-667.
- Gal-Chen, T., 1988: A theory for the retrieval of virtual temperature from remote measurements of horizontal winds and thermal radiation. *Monthly Weather Review*, 116, pp. 1302-1319.
- Ghosh, S. K., 1977: Prediction of storm surges on the east coast of India. *Indian Journal of Meteorology, Hydrology and Geophysics*, 28, 2, pp. 157-168.
- Giraud, M., 1977: Use of climatology as a forecasting aid — II. *Lectures on forecasting of tropical weather, including tropical cyclones with particular reference to Africa*. Proceedings of the WMO Seminar, 15-26 November 1976, Senegal, Dakar, WMO-No. 492, pp. 220-223.
- Godbole, R. V. and S. K. Ghosh, 1975: The structure of the inter-tropical convergence zone and equatorial westerlies during MONEX-1973. *Tellus*, 27, pp. 123-131.
- Golding, B. W., 1987: Short-range forecasting over the United Kingdom using a mesoscale forecasting system. In: *Short and Medium Range Weather Prediction* (T. Matsuno, ed), Tokyo, Meteorological Society of Japan, pp. 563-572.
- Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Monthly Weather Review*, 96, pp. 669-770.
- Gray, W. M., 1975: Tropical cyclone genesis. *Atmospheric Science Paper*, No. 234, Colorado State University, Ft. Collins, Colorado.
- Gray, W. M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the Tropical Oceans* (D. B. Shaw, ed.), RMS Publisher, Bracknell, United Kingdom, pp. 155-218.
- Gray, W. M., 1981: *Recent advances in tropical cyclone research from rawinsonde composite analysis*, WMO Programme on Research in Tropical Meteorology, Report No. 2, TMP-2.
- He, S. W. and Z. F. Yang, 1981: The relationship between the intensity of summer southwest monsoon over the northwest Pacific and the circulation patterns of the southern hemisphere. *Scientia Atmospherica Sinica*, 5, pp. 50-59.
- Hebert, P. J., 1973: Subtropical cyclone. *Mariners Weather Log*, 17, pp. 203-207.
- Heckley, W. A., M. J. Miller and A. K. Betts, 1987: An example of hurricane tracking and forecasting with a global analysis forecasting system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 68, pp. 226-229.
- Heckley, W. A., 1990: Data assimilation in the tropics. *Proceedings of the seminar on tropical extratropical interactions*, 10-14 September 1990, ECMWF, United Kingdom, pp. 303-352.
- Hennington, L. and D. W. Burgess, 1981: Automatic recognition of mesocyclones from single Doppler radar data. *Preprints of the twenty-second conference on radar meteorology*, Boston, American Meteorological Society, pp. 704-706.
- Herbert, P. H. and K. O. Poteat, 1975: A satellite classification technique for subtropical cyclones. *Technical Memorandum*, NWS SR-83, National Oceanic Atmospheric Administration, National Weather Service, Scientific Service Division, Southern Region, Fort Worth, Texas.
- Holland, G. J., 1985: A global view of tropical cyclones. Chapter 2, *International workshop on tropical cyclones*, 25 November-5 December 1985, Bangkok, Thailand.
- Holton, J., 1971: A diagnostic model for equatorial wave disturbances: The role of vertical shear of the mean zonal wind. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, pp. 55-64.
- Holton, J., 1979: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Chapter 12: Tropical motion systems, Academic Press, New York, pp. 324-361.
- Hope, J. R. and C. J. Neumann, 1970: An operational technique for relating the movement of existing tropical cyclones to past tracks. *Monthly Weather Review*, 98, pp. 925-933.
- Houze, R. A., Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Monthly Weather Review*, 105, pp. 1540-1567.
- Houze, R. A., Jr., and C-P. Cheng, 1981: Convection in GATE. *Review of Geophysics and Space Physics*, 19, pp. 541-576.
- Houze, R. A., Jr., 1982: Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, 60, pp. 396-410.
- Hubert, L. R., A. E. Krueger and J. S. Winston, 1969: The double intertropical convergence zone: Fact or fiction? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26, pp. 771-773.
- Hubert, L. F. and L. E. Whitney, Jr., 1971: Wind estimation from geostationary satellite pictures. *Monthly Weather Review*, 99, pp. 665-672.
- Japan Meteorological Agency, 1990: Outline of Operational Numerical Weather Prediction at the Japan Meteorological Agency. *Annex to WMO Progress Report on Numerical Weather Prediction of 1990*, Tokyo, WMO/ID No. 403.
- Jarrell, J. D. and W. L. Somervell, 1970: A computer technique for using typhoon analogues as a forecast aid. *Technical Paper No. 6-70*, U.S. Navy Weather Research Facility, Norfolk, Virginia.
- Jarrell, J. D., C. J. Mauck and R. J. Renard, 1975: *Navy's analog scheme for forecasting tropical cyclone motion over the northeastern Pacific Ocean*. ENVPREDRSCHFAC Technical Paper No. 6-75, U.S. Environmental Prediction Research Facility, Naval Postgraduate School, Monterey, California.

- Jarrell, J. D. and S. Brand, 1983: Tropical cyclone strike and wind probability applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 64, pp. 1050-1056.
- Jelesnianski, C. P., 1965: A numerical calculation of storm tides induced by a tropical storm impinging on a continental shelf. *Monthly Weather Review*, 93, pp. 343-358.
- Jelesnianski, C. P., 1967: Numerical computations of storm surges with bottom stress. *Monthly Weather Review*, 95, pp. 740-756.
- Jelesnianski, C. P., 1972: SPLASH special program to list amplitudes of surges from hurricanes, Part I: Landfall storms. *Technical Memorandum*, NWS TDL-46, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service Techniques Development Laboratory, Silver Spring, Maryland.
- Jelesnianski, C. P. and A. D. Taylor, 1973: A preliminary view of storm surges, before and after storm modification. *Technical Memorandum*, ERL WMPO-3, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, National Hurricane Research Laboratory, Miami, Florida.
- Jelesnianski, C. P., 1974: SPLASH Part II: General track and variant storm conditions. *Technical Memorandum*, NWS TDL-52, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Techniques Development Laboratory, Silver Spring, Maryland.
- Johnson, D. R., M. Yanai and T. K. Schaack, 1987: *Monsoon Meteorology*. Chapter 10: Global and regional distributions of atmospheric heat sources and sinks during the GWE, Part III: Heating, topography and clouds, Oxford University Press, New York, pp. 271-297.
- Joint Typhoon Warning Centre, 1979: *Annual Typhoon Report, 1979*, Naval Oceanography Command Centre, Guam, Marianas Islands.
- Jordan, C. L., 1952: On the low-level structure of the typhoon eye. *Journal of Meteorology*, 9, pp. 285-290.
- Jordan, C. L., 1958: The thermal structure of the core of tropical cyclones. *Geophysica (Helsinki)*, 6, pp. 281-297.
- Joung, C. H. and M. H. Hitchman, 1982: On the role of successive downstream development in east Asian polar outbreak. *Monthly Weather Review*, 110, pp. 1224-1237.
- Kallberg, P., 1985: On the use of cloud track and wind data from FGGE in the upper troposphere. *Technical Memorandum No. 111*, ECMWF Research Department, ECMWF United Kingdom.
- Kanamitsu, M., 1985: A study of the predictability of the ECMWF operational forecast model in the tropics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 63, No. 5, pp. 779-804.
- Katz, A. L., 1972: *Appearance and Vertical Structure of the Intertropical Convergence Zone in Summer*. Trudy, Hydrometeorological Centre of the U.S.S.R., Moscow, pp. 60-71.
- Keenan, T. D. and R. Woodcock, 1981: Objective tropical cyclone movement forecasts using synoptic and track analogue information. *Meteorological Note 121*, Bureau of Meteorology, Australia.
- Keenan, T. D., 1984: Statistical tropical cyclone forecasting technique for the southern hemisphere. *Technical Report TR 84-07*, Naval Environmental Prediction Research Facility.
- Keenan, T. D., 1986: Forecasting tropical cyclone motion using a discriminant analysis procedure. *Monthly Weather Review*, 114, pp. 434-441.
- Khromov, S. P., 1957: Die geographische Verbreitung der Monsune. *Petermanns geographische Mitteilungen*, 101(3), pp. 234-237.
- Klein, W. H. and H. R. Glahn, 1974: Forecasting local weather by means of model output statistics. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 55, pp. 1217-1227.
- Koteswaram, P. and C. A. George, 1960: A case study of a monsoon depression in the Bay of Bengal. *Symposium on monsoons of the world*, 19-21 February 1958, New Delhi, pp. 145-156.
- Koteswaram, P. and N. S. Bhaskar Rao, 1963: Formation and structure of Indian summer monsoon depressions. *Australian Meteorological Magazine*, 41, pp. 62-75.
- Krishnamurti, T. N. and R. S. Hawkins, 1970: Mid-tropospheric cyclones of the southwest monsoon. *Journal of Applied Meteorology*, 9, pp. 442-458.
- Krishnamurti, T. N. and M. Kanamitsu, 1973: A study of a coasting easterly wave. *Tellus*, 37, pp. 568-585.
- Krishnamurti, T. N., M. Kanamitsu, W. J. Koss and J. D. Lee, 1973: Tropical east-west circulation during the northern winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30, pp. 780-787.
- Krishnamurti, T. N., M. Kanamitsu, R. Godbole, Chia-Bo Chang, F. Carr and J. H. Chow, 1975: Study of a monsoon depression, I: Synoptic structure. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 53, No.4, pp. 227-239.
- Krishnamurti, T. N., M. Kanamitsu, R. Godbole, Chia-Bo Chang, F. Carr and J. H. Chow, 1976: Study of a monsoon depression, II: Dynamical structure. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 54, No.4, pp. 208-224.
- Krishnamurti, T. N. and D. Subrahmanyam, 1982: The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, pp. 2088-2095.
- Krishnamurti, T. N., 1985: Summer monsoon experiment: A review. *Monthly Weather Review*, 113, pp. 1590-1626.
- Krishnamurti, T. N. and S. Gadgil, 1985: On the structure of 30 to 50 day mode over the globe during FGGE. *Tellus*, 37, pp. 336-360.
- Krishnamurti, T. N., P. K. Jayakumar, J. Sheang, N. Surgi, A. Kumar and S. Gadgil, 1985: Divergent circulations on the 30 to 50 day time scale. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, pp. 364-375.
- Krishnamurti, T. N., D. Oosterhof and N. Dignon, 1988: Hurricane prediction with a high resolution global model. *FSU Report*, No. 88-8, Department of Meteorology, Florida State University, Tallahassee, Florida.
- Krishnamurti, T. N., 1990: Simulation of low frequency aspects of monsoons. *Proceedings of the seminar on tropical extratropical interactions*, 10-14 September 1990, ECMWF, United Kingdom, pp. 221-251.
- Krishnamurti, T. N., A. Kumar, K. S. Yap, A. P. Dastoor, N. Davidson and J. Sheang 1990: Performance of a high resolution mesoscale tropical prediction model. *Advances in Geophysics*, Vol. 32, Academic Press, New York, pp. 133-286.

- Kruzhkova, T. S., and A. P. Kryzhanovskaya, 1971: *Intertropical convergence zone and principal cyclone routes in the tropics*. Trudy, Hydrometeorological Centre of the U.S.S.R., Moscow, 87, pp. 15-31.
- Kumar, S. and K. Prasad 1973: An objective method for the prediction of tropical storm movement in Indian seas. *Indian Journal of Meteorological Geophysics*, 24, pp. 31-34.
- Kumar, S. and K. Sethumadhavan, 1980: The structure of the intertropical convergence over the Arabian Sea during MONEX-1979, GARP. *FGGE Operations Report*, Vol.9, World Meteorological Organization, Geneva.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, pp. 1232-1240.
- Kurihara, Y. and R. E. Tuleya, 1981: A numerical simulation study of the genesis of a tropical storm. *Monthly Weather Review*, 109, pp. 1629-1653.
- Kurihara, Y. and R. B. Tuleya, 1982: *Influence on Environmental Conditions on the Genesis of a Tropical Storm: Intense Atmospheric Vortices* (L. Bengtsson and J. L. Hill, eds.) Springer Verlag, Berlin and New York, pp. 71-79.
- Kurihara, Y., 1985: Numerical modelling of tropical cyclones (Syukuro Manabe, ed.), Vol. 28: Issues in Atmospheric and Oceanic Modelling, Part B: Weather Dynamics. *Advances in Geophysics*, Academic Press, New York.
- Kuuse, J., 1979: Statistical synoptic predictions of tropical cyclone motion. *Australian conference on tropical meteorology*, 24-25 March 1983, Melbourne, Bureau of Meteorology, Australia.
- Lajole, F. A. and N. Nicholls, 1974: A relationship between the direction of movement of tropical cyclones and the structure of their cloud systems. *Technical Report II*, Department of Science, Bureau of Meteorology, Australia.
- LaSeur, N. W., 1964: Synoptic models in the tropics. *Proceeding of the symposium on tropical meteorology*, 5-13 November 1953, Rotorua, New Zealand, New Zealand Meteorological Service, pp. 319-328.
- Lau, H. and L. Peng, 1987: Origin of low frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere, Part I: The basic theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, pp. 950-972.
- Lavoie, R. L., 1972: A mesoscale numerical model of lake-effect storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, pp. 1025-1040.
- Leary, C. A. and R. A. Houze, Jr., 1979: The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36, pp. 437-457.
- Lee, C. S., 1986: An observational study of tropical cloud cluster evolution and cyclogenesis in the western North Pacific. *Report No. 403*, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Ft. Collins, Colorado.
- Leftwich, P. W. and C. J. Neumann, 1977: Statistical guidance for the prediction of eastern North Pacific tropical cyclone motion — Part 2. *Technical Memorandum*, NWS WR 125, National Oceanic and Atmospheric Administration, Salt Lake City, Utah.
- Lewis, J. K., R. E. Whitaker and W. D. Merrell, Jr., 1982: The effects of a stretched-grid coordinate system on long-wave dispersion and energy characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 87, pp. 4265-4266.
- Lindzen, R. S. and J. R. Holton, 1968: A theory of quasi-biennial oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25, pp. 1095-1107.
- Lindzen, R. S., 1987: On the development of the theory of the QBO. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 68, pp. 329-336.
- Lorenc, A. C., R. S. Bell and B. Macpherson, 1991: The Meteorological Office analysis correction data assimilation scheme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 117, pp. 59-89.
- Lorenc, D., 1984: The evolution of planetary scale 200 mb divergences during the FGGE year. *Technical Note*, No. II/210, Meteorological Office, pp. 1-23.
- Love, G. and G. Garden, 1983: The monsoon low of January 1974. *Extended abstracts of the Australian Conference on tropical meteorology*, 24-25 March 1983, Melbourne, Bureau of Meteorology, Australia.
- Lyons, W. A. 1972: The climatology and prediction of the Chicago lake breeze. *Journal of Applied Meteorology*, 11, pp. 1259-1270.
- Lu, Mong-Ming and M. Yanai, 1984: Equatorially trapped waves at the 200 mb level and their association with meridional wave energy flux and cloud activity. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 514-521.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, pp. 702-708.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29, pp. 1109-1123.
- Maddox, R. A., 1980a: Mesoscale convective cluster. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61, pp. 1374-1387.
- Maddox, R. A., 1980b: A satellite based study of midlatitude, mesoscale convective complexes. *Preprint of the eighth AMS conference on weather forecasting and analysis*, 1-13 June 1980, Denver, Colorado, pp. 329-338.
- Manabe, S., J. L. Holloway and H. M. Stone, 1974: Tropical circulation in a time integration of a global model of the atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27, pp. 580-613.
- Mandal, G. S., S. K. Saha and S. C. Gupta, 1987: Diagnostic studies of a Bay of Bengal monsoon depression. *Mausam*, 38, 2, pp. 245-250.
- Mandal, G. S., 1990: *Various aspects of cyclonic storms over the Bay of Bengal and Arabian Sea*. Ph.D. thesis, Jadavpur University, Calcutta.
- Maruyama, T., 1967: Large scale disturbances in the equatorial lower stratosphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 46, pp. 391-408.
- Maruyama, T., 1982: Equatorial waves observed during the FGGE period. *Extended abstracts of papers presented at the MSJ/JMA/WMO/AMS regional scientific conference on tropical meteorology*, 18-22 October 1982, Tsukuba, Japan, WMO Programme on Research in Tropical Meteorology, Report No. 7, TM-7, pp. 105-106.

- Mathur, M. B., 1991: The National Meteorological Centre's quasi-Lagrangian model for hurricane prediction. *Monthly Weather Review*, 119, pp. 1419-1447.
- Matsumoto, C. R., 1984: On predicting three-day tropical cyclone motion: An improved statistical scheme. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 21-27.
- McBride, J. L. and W. M. Gray, 1980: Mass divergence in tropical weather system, Paper II: Large scale controls on convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106, pp. 517-538.
- McBride, J. L., 1981a: Observational analysis of tropical cyclone formation, Part I: Basic definition of data sets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, pp. 1117-1131.
- McBride, J. L., 1981b: Observational analysis of tropical cyclone formation, Part III: Budget analysis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, pp. 1152-1166.
- McBride, J. L. and R. Zehr, 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation, Part II: Comparison of non-developing versus developing systems. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, pp. 1132-1151.
- McBride, J. L. and T. D. Keenan, 1982: Climatology of tropical cyclone genesis in the Australian region. *Journal of Climatology*, Vol. 2, No. 1, pp. 13-33.
- McBride, J. L., 1984: Observational studies of the Australian-northwest monsoon. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 406-409.
- McGinley, J., 1986: Nowcasting mesoscale phenomena. In: *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, (P. S. Ray, ed.) American Meteorological Society, Boston, pp. 657-688.
- Merrill, R. T., 1984: A comparison of large and small tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 112, pp. 1408-1418.
- Merrill, R. T., 1985: Environmental influences on hurricane intensification *Paper No. 394*, Department of Atmospheric Sciences, Colorado State University, Ft. Collins, Colorado.
- Merritt, E. S., 1964: Easterly waves and perturbations. *Journal of Meteorology*, 3, pp. 367-382.
- Miller, B. I., E. C. Hill and P. P. Chase, 1968: Revised technique for hurricane motion by statistical methods. *Monthly Weather Review*, 96, pp. 540-548.
- Miller, F. R. and R. N. Keshavamurthy, 1968: Structure of an Arabian Sea summer monsoon system. *International Indian Ocean Expedition Meteorological Monographs*, No. 1, East-West Centre Press, Honolulu, Hawaii.
- Miyakoda, K., T. Gordon, R. Caverly, W. Stern, J. Sirutis and W. Bourke, 1983: Simulation of a blocking event in January 1977. *Monthly Weather Review*, 111, pp. 846-869.
- Miyakoda, K. and J. Sirutis, 1985: Extended Range Forecasting (Syukuro Manabe, ed.), Vol. 28: Issues in Atmospheric Modelling, Part B: Weather Dynamics. *Advances in Geophysics*, Academic Press, New York, pp. 55-83.
- Miyazaki, M., 1965: A numerical computation of the storm surge of hurricane Carla in the Gulf of Mexico. *Oceanographical Magazine*, 17, pp. 109-140.
- Monk, G. A., 1987: Topographically related convection over the British Isles. In: *Satellite and radar imagery interpretation* (M. Bader and A. Waters, eds.), EUMETSAT, Darmstadt, Federal Republic of Germany, pp. 305-324.
- Mooley, D. A., 1973: Some aspects of Indian monsoon depressions and the associated rainfall. *Monthly Weather Review*, 101, pp. 271-280.
- Morris, R. M. and C. D. Hall, 1987: Forecasting of the tracks of tropical cyclones with the UK operational global model. *ESCAP/WMO Typhoon Committee annual review, 1987*, Typhoon Committee Secretariat, UNDP, Manila, Philippines, pp. 102-105.
- Neumann, C. J., 1972: An alternate to the HURRAN tropical cyclone forecast system. *Technical Memorandum*, NWS SR-62, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Southern Region Headquarters, Fort Worth, Texas.
- Neumann, C. J. and J. R. Hope, 1972: A performance analysis of the HURRAN tropical forecast system. *Monthly Weather Review*, 100, pp. 245-255.
- Neumann, C. J., J. R. Hope and B. I. Miller, 1972: A statistical method of combining synoptic and empirical tropical cyclone prediction systems. *NOAA Technical Memorandum*, NWS SR-63.
- Neumann, C. J. and M. B. Lawrence, 1975: An operational experiment in the statistical-dynamical prediction of tropical cyclone motion. *Monthly Weather Review*, 103, pp. 665-673.
- Neumann, C. J. and E. A. Randrianarison, 1976: Statistical prediction of tropical cyclone motion over the southwest Indian Ocean. *Monthly Weather Review*, 104, pp. 76-85.
- Neumann, C. J. and P. W. Leftwich, 1977: Statistical guidance for the prediction of eastern North Pacific tropical cyclone motion — Part I. *Technical Memorandum*, NWS-124, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Salt Lake City, Utah.
- Neumann, C. J. and G. S. Mandal, 1977: Statistical prediction of tropical storm motion over the Bay of Bengal and Arabian Sea. *Indian Journal of Meteorological and Hydrological Geophysics*, 29, pp. 487-500.
- Neumann, C. J., 1979: On the use of deep-layer-mean geopotential height fields in statistical prediction of tropical cyclone motion. *Sixth conference on probability and statistics in atmospheric sciences*, Boston, American Meteorological Society, pp. 32-38.
- Neumann, C. J. and J. M. Pelissier, 1981: Models for the prediction of tropical cyclone motion over the North Atlantic: An operational evaluation. *Monthly Weather Review*, 109, pp. 522-538.
- Neumann, C. J., 1983: What should be done to improve the percent? Review of federal research and data collection programme for improving tropical cyclone forecasting. *Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research Document FCM-R2-1982*, pp. E-1-E-10.

- Neumann, C. J., 1988: The National Hurricane Centre NHC83 model. *NOAA Technical Memorandum*, NWS NHC 41, National Hurricane Centre, Coral Gables, Florida.
- Neumann, C. J. and C. J. McAuley, 1991: A revised National Hurricane Centre NHC83 model (NHC90). *NOAA Technical Memorandum*, NWS NHC 44, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C.
- Norquist, D. C., E. E. Recker and R. J. Reed, 1977: The energetics of African wave disturbances as observed during Phase II of GATE. *Monthly Weather Review*, 105, pp. 334-342.
- Novak, C. and M. Young, 1976: The operational processing of wind estimates from cloud motions: Past, present and future. *Proceedings of the symposium on meteorological observations from space: their contribution to the FGGE*, Nineteenth COSPAR (Committee on Space Research, NASA), 7-10 June 1976, Philadelphia, Pennsylvania.
- Obasi, G. O. P., 1977: Forecasting techniques in east Africa. In: *Lectures on forecasting of tropical weather, including tropical cyclones with particular relevance to Africa*. Proceedings of the WMO Seminar, 15-26 November 1976, Senegal, Dakar, WMO-No. 492, pp. 72-101.
- Ooyama, K., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geofisica Internacional* (Mexico), 4, pp. 187-198.
- Orlanski, I., 1975: A national sub-division of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, pp. 520-527.
- Pallmann, A. J., 1968: The synoptics, dynamics and energetics of the temporal using satellite radiation data. *Second Year's Report No. 2*, WBG-89, Department of Geophysics, St. Louis University, St. Louis, Missouri.
- Palmen, E. and C. W. Newton, 1969: *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation*, Chapter 14: Circulation and disturbances of the tropics, Academic Press, New York, pp. 427-470.
- Palmer, C. E., 1952: Tropical meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 78, pp. 126-164.
- Palmer, C. E., C. W. Wise, L. J. Stempson and G. H. Duncan, 1955: The practical aspect of tropical meteorology. *AWS Manual*, Vol. 1, pp. 105-148.
- Pan, Hua-lu, 1984: 10-20 day tropical-midlatitude interaction during the winter monsoon. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society.
- Parker, D. E., 1973: Equatorial kelvin waves at 100 millibars. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99, No. 1, pp. 116-129.
- Peak, J. E. and R. L. Elsberry, 1986: Prediction of tropical cyclone turning and acceleration using empirical orthogonal function representations. *Monthly Weather Review*, 114, pp. 156-164.
- Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale Meteorological Modelling*, Academic Press, Orlando.
- Pike, A. C., 1971: Intertropical convergence zone studied with an interacting atmosphere and ocean model. *Monthly Weather Review*, 99, pp. 469-477.
- Pike, A. C., 1972: Improved barotropic hurricane track prediction by adjustment of the initial wind field. *Technical Memorandum*. NWS SR-66, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Southern Region Headquarters, Fort Worth, Texas.
- Pike, A. C., 1984: Geopotential thickness vs. heights as predictors of Atlantic tropical cyclone motion and intensity. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 145-150.
- Pike, A. C., 1985: The variation of track forecast difficulty among tropical cyclone basins. *Extended abstracts of the sixth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 14-17 May 1985, Houston, Texas, American Meteorological Society, pp. 76-77.
- Pisharoty, P. R. and G. C. Asnani, 1957: Rainfall around monsoon depressions over India. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, 8, pp. 15-20.
- Prasad, K. and D. K. Rao, 1974: Case studies of westerly waves in the development of monsoon depressions. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, 25, 2, pp. 265-268.
- Prasad, K., 1990: Synthetic observations for representation of tropical cyclones in NWP data assimilation systems. *Proceedings of the international symposium on assimilation of observations in meteorology and oceanography*, 9-13 July, 1990, Clermont-Ferrand, France, pp. 581-587.
- Prasad, K., S. R. Kalsi and R. K. Datta, 1990: Wind and cloud structure of monsoon depressions. *Mausam*, 41, 3, pp. 365-370.
- Proudman, J., 1953: *Dynamical Oceanography*, Methuen & Co., Ltd. London.
- Puri, K. and P. Lonnberg, 1991: Use of high-resolution structure functions and modified quality control in the analysis of tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 119, pp. 1151-1167.
- Ramage, C. S., 1961: The subtropical cyclone. *Report No. 15*, Hawaii Institute of Geophysics.
- Ramage, C. S., 1971: *Monsoon Meteorology*, Academic Press, New York.
- Rao, Y. P., 1976: *Southwest Monsoon*. Meteorological Monograph Synoptic Meteorology No. 1/1976, India Meteorological Department, New Delhi.
- Rasmusson, E. M., 1990: Development of our knowledge of the general circulation of the tropics. *Proceedings of the seminar on tropical extratropical interactions*, 10-14 September 1990, ECMWF, United Kingdom.
- Raymond, D. J., 1975: A model for predicting the movement of continuously propagating convective storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32, pp. 1308-1317.
- Reed, R. J., 1960: The circulation of the stratosphere. *Paper presented at the fortieth anniversary meeting of the American Meteorological Society*, 19-22 January 1960, Boston, Massachusetts.
- Reed, R. J., D. C. Norquist and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Monthly Weather Review*, 105, pp. 317-333.

- Reiff, J., 1987: Forecasting boundary layer clouds and fog: A review on operational numerical models. *Proceedings of an international symposium on mesoscale analysis and forecasting*, 17-19 August 1987, Vancouver, ESA-SP 282, pp. 407-414.
- Riehl, H., 1945: Waves in the easterlies and the polar front in the tropics. *Miscellaneous Reports*, No. 17, Department of Meteorology, University of Chicago, Chicago, Illinois.
- Riehl, H., 1950: On the role of the tropics in the general circulation of the atmosphere. *Tellus*, 2, pp. 1-17.
- Riehl, H., 1954: *Tropical Meteorology*. McGraw Hill Book Company, Inc., New York.
- Riehl, H. and J. S. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysics*, 6, pp. 503-538.
- Riehl, H., 1967: Varying structure of waves in the easterlies. *Proceedings of the international symposium on dynamics of large-scale processes in the atmosphere*, 23-30 June 1965, Moscow, pp. 411-417.
- Riehl, H., 1979: *Climate and the Weather in the Tropics*, Academic Press, London, pp. 395-515.
- Robinson, A. R. and G. R. Flierl, 1972: Deadly surges in the Bay of Bengal: Dynamics and storm-tide tables. *Nature*, 239, pp. 213-215.
- Rodgers, E. B., W. E. Shenk, A. C. Gentry and V. J. Oliver, 1977: The benefits of using short interval satellite imagery to derive winds for tropical cyclones. *Paper presented at the eleventh technical conference on hurricanes and tropical meteorology*, 13-16 December 1977, Miami Beach, Florida, American Meteorological Society, pp. 653-660.
- Rodgers, E. B., 1984: The justification for using VAS data to improve tropical cyclone forecasting. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 151-158.
- Sadler, J. C., 1964: Tropical cyclones of the eastern North Pacific as revealed by TIROS observations. *Journal of Applied Meteorology*, 3, pp. 347-366.
- Sadler, J. C., 1967a: On the origin of tropical vortices. *Proceedings of the working panel on tropical dynamic meteorology*, August 1967, Monterey, California, NWRP 12-1167-132, U.S. Naval Weather Research Facility, pp. 39-67.
- Sadler, J. C., 1967b: The tropical upper tropospheric trough as a secondary source of typhoons and a primary source of trade wind disturbances. *Final Report*, Contract No. AF 19(628)-3860, HIG Report 67-12, Hawaii Institute of Geophysics.
- Sadler, J. C., 1969: Average cloudiness in the tropics from satellite observations. *International Indian Ocean Expedition Meteorological Monographs*, No. 2, East-West, Press Honolulu, Hawaii.
- Sadler, J. C., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Monthly Weather Review*, 104, pp. 1266-1278.
- Sadler, J. C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. *Monthly Weather Review*, 106, pp. 1137-1152.
- Sanders, F. A. and R. W. Burpee, 1968: Experiments in barotropic hurricane forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, 7, pp. 313-323.
- Sanders, F. A., A. C. Pike and J. P. Gaertner, 1975: A barotropic model for operational prediction of tracks of tropical storms. *Journal of Applied Meteorology*, 14, pp. 265-280.
- Sanders, F. A., L. Adams, N. J. B. Gordon and W. D. Jenson, 1980: Further development of a barotropic operational model for predicting paths of tropical storms. *Monthly Weather Review*, 108, pp. 642-654.
- Sarker, R. P. and A. Choudhury, 1988: A diagnostic structure of monsoon depressions. *Mausam*, 39, 1, pp. 9-18.
- Saucier, W. J., 1955: *Principles of Meteorological Analysis*. The University of Chicago Press, Chicago, Illinois.
- Shaffer, A. R. and R. L. Elsberry, 1982: A statistical climatological tropical cyclone track prediction technique using an EOF representation of the synoptic forcing. *Monthly Weather Review*, 110, pp. 1945-1954.
- Shaffer, A. R., C. P. Chang and R. L. Elsberry, 1984: Long-wave forcing of equatorial penetrating winter monsoon cold surges. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society.
- Shapiro, L. J., 1984: Sampling errors in statistical models of tropical cyclone motion: A comparison of predictor screening and EOF techniques. *Monthly Weather Review*, 112, pp. 1378-1388.
- Shapiro, L. J. and C. J. Neumann, 1984: On the orientation of grid systems for the statistical prediction of tropical cyclone motion. *Monthly Weather Review*, 112, pp. 188-199.
- Shapiro, L. J., 1986: The three-dimensional structure of synoptic-scale disturbances in the tropical Atlantic. *Monthly Weather Review*, 114, pp. 1876-1891.
- Shapiro, L. J., D. E. Stevens and P. E. Cieselski, 1988: A comparison of observed and model-derived structures of Caribbean easterly waves. *Monthly Weather Review*, 116, pp. 921-938.
- Sheets, R. C. and G. J. Holland, 1981: Australian tropical cyclones Kerry and Rosa, February-March 1979. *Technical Memorandum*, ERL AOML 46, Hurricane Research Division, 4301, Rickenbacker Cause.
- Shimizu, N., 1982: Some aspects of formation of typhoon Ellis as revealed in satellite imageries. *Extended abstracts of papers presented at the MSJ/JMA/WMO/AMS regional scientific conference on tropical meteorology*, 18-22 October 1982, Tsukuba, Japan, WMO Programme on Research in Tropical Meteorology, Report No. 7, TM-7, pp. 33-34.
- Shukla, J., 1976: *On the dynamics of monsoon disturbances*, D.Sc. Dissertation, Department of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Shukla, J., 1984: Predictability of time averages. In: *Problems and Prospects in Long and Medium Range Weather Forecasting* (D. M. Burridge and E. Kallen, eds.), Springer-Verlag, Berlin and New York, pp. 109-206.

- Shukla, J., 1985: Predictability (Syukuro Manabe, ed.), Vol.28: Issues in Atmospheric and Oceanic Modelling, Part B: Weather Dynamics. *Advances in Geophysics*, Academic Press, New York, pp. 87-121.
- Sikdar, D. N. and V. Suomi, 1971: Time variation of tropical energetics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, pp. 170-180.
- Sikka, D. R. and S. Gadgil, 1975: Large-scale rainfall over India during the summer monsoon and its relations to lower and upper tropospheric vorticity. *Geophysical fluid dynamics workshop*, Monsoon meteorology, I.I. Sc., pp. 1-31.
- Sikka, D. R., 1977: Some aspects of the life history, structure and movement of monsoon depressions. *Pure and Applied Geophysics: PAGEOPH*, 115, pp. 1501-1529.
- Simpson, R. H., 1952: Evolution of the Kona storm: A subtropical cyclone. *Journal of Meteorology*, 9, pp. 24-35.
- Simpson, R. H. and H. Riehl, 1981: *The Hurricane and its Impact*. Louisiana State University Press, Baton Rouge, Louisiana.
- Smagorinsky, J., 1969: Problems and promises of deterministic extended range forecasting. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 50, pp. 286-311.
- Snitkovsky, A. I., 1973: *Intertropical Convergence Zone and Weather in the Equatorial Part of the East Pacific*. Trudy, Hydrometeorological Centre of the U.S.S.R., Moscow, 105, pp. 3-35.
- Southern, R. L., 1985: Tropical cyclone warning and mitigation systems: A global view of tropical cyclones. *International workshop on tropical cyclones*, 25 November-5 December 1985, Bangkok, Thailand, pp. 147-155.
- Srinivasan V., S. Raman and A. R. Ramakrishnan, 1971: Monsoon depressions as seen in satellite pictures. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, Vol. 22, No. 3, pp. 337-346.
- Srinivasan, V. and K. Ramamurthy, 1973: Northeast monsoon. *Forecasting Manual*. Part IV, FMU Report No. IV-184, India Meteorological Department.
- Sun, W. Y. and T. Ogura, 1979: Boundary layer forcing as a possible trigger to a squall line formation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, pp. 1558-1572.
- Tai, K. S. and Y. Ogura, 1987: An observational study of easterly waves over the eastern Pacific in the northern summer using FGGE data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, pp. 339-361.
- Tapp, M. C. and P. W. White, 1976: A non-hydrostatic mesoscale model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, pp. 277-296.
- Thompson, R. M., S. W. Payne, E. E. Recker and R. J. Reed, 1979: Structure and properties of synoptic scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36, pp. 53-72.
- Tsay, C. Y. and S. T. Wang, 1981: Nonlinear energy exchanges among waves and cold-air outbreaks. *National Science Council Monthly* (People's Republic of China), 9, pp. 891-905.
- Tsui, T. L., 1984: A selection technique for tropical cyclone objective forecast aids. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 40-44.
- Tuleya, R. E. and Y. Kurihara, 1981: A numerical study on the effects of environmental flow on tropical storm genesis. *Monthly Weather Review*, 109, pp. 2487-2506.
- Tuleya, R. E. and Y. Kurihara, 1982: A note on the sea surface temperature sensitivity of a numerical model of tropical storm genesis. *Monthly Weather Review*, 110, pp. 2063-2069.
- Tuleya, R. E. and Y. Kurihara, 1984: The formation of comma vortices in a tropical numerical simulation model. *Monthly Weather Review*, 112, pp. 491-502.
- Uccellini, L. W. and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Monthly Weather Review*, 107, pp. 682-703.
- Vasic, R. S., 1977: Use of climatology as a forecasting aid - I. In: *Lectures on forecasting of tropical weather including tropical cyclones, with particular relevance to Africa*. Proceeding of the WMO Seminar, 15-26 November 1976, Senegal, Dakar, WMO-No. 492, pp. 215-219.
- Wallace, J. M. and V. E. Kousky, 1968: Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25, pp. 900-907.
- Wallace, J. M., 1969: Some recent developments in the study of tropical wave disturbances. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 50, pp. 792-799.
- Wallace, J. M. and C. P. Chang, 1969: Spectrum analysis of large scale wave disturbances in the tropical lower troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26, pp. 1010-1025.
- Wallace, J. M., 1971: Spectral studies of tropospheric wave disturbances in the tropical western Pacific. *Review of Geophysics and Space Physics*, 9, pp. 557-612.
- Wanstrath, J. J., R. E. Whitaker, R. O. Reid and A. C. Vastomo, 1976: Storm surge simulation in transformal coordinates, Volume 1: Theory and application. *Technical Report No. 76-3*, U.S. Army Coastal Engineering Research Centre.
- Warner, C. and R. H. Grumm, 1984: Cloud distributions in a Bay of Bengal monsoon depression. *Monthly Weather Review*, 112, 1, pp.153-172.
- Weatherford, C. and W. M. Gray, 1984: Relating typhoon intensity to outer 1-3 radius circulation as measured by reconnaissance aircraft. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 238-242.
- Weatherford, C. and W. M. Gray, 1988: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance, Part II: Structural variability. *Monthly Weather Review*, 116, pp. 1044-1056.
- Wilk, K. E. and K. C. Gray, 1970: Processing and analysis techniques used with the NSSL weather radar system. *Proceedings of the fourteenth weather radar conference*, Boston, American Meteorological Society, pp. 369-374.

- Williams, K., 1970: Characteristics of the wind, thermal and moisture fields surrounding satellite-observed mesoscale trade wind cloud clusters of the western North Pacific. *Proceedings of the symposium on tropical meteorology*, 2–11 June 1970, Honolulu, Hawaii, pp. D IV-1–D IV-8.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos and M. G. Shorelball, 1982: Concentric eye wall, secondary wind maxima and the evolution of the hurricane vortex. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, pp. 395–411.
- Wolfsberg, D. G., 1987: Retrieval of three-dimensional wind and temperature fields from single Doppler radar data. *Report No. 84*, Cooperative Institute for Mesoscale Meteorological Studies, Norman, Oklahoma.
- Woodcock, R., 1980: On the use of analogues to improve regression forecasts. *Monthly Weather Review*, 108, pp. 292–297.
- World Meteorological Organization, 1979: *WWW WMO Tropical Cyclone Project — Sub-project No. 6: Operational Techniques for Forecasting Tropical Cyclone Intensity and Movement*, WMO-No. 528, Geneva.
- World Meteorological Organization, 1987a: *The World Weather Watch Programme, 1988–1997, Second WMO Long-term Plan*, Part II, Vol.1, WMO-No. 691, Geneva.
- World Meteorological Organization, 1987b: Programme on Short- and Medium-Range Weather Prediction Research. *PSMP Report Series*, No. 23, Geneva.
- World Meteorological Organization, 1989: Programme on Short- and Medium-Range Weather Prediction Research. *PSMP Report Series*, No. 30, Geneva.
- World Meteorological Organization, 1990: *Mesometeorology and Short-Range Forecasting Lecture Notes and Students' Workbook for Training Class I and Class II Meteorological Personnel*, by N. F. Veltishchev, WMO-No. 701, Geneva.
- World Meteorological Organization, 1991: *Numerical Weather Prediction Report for 1990*, WMO/TD No. 403, Geneva.
- Xu, Y. and C. J. Neuman, 1985: A statistical model for the prediction of western North Pacific tropical cyclone motion (WPCLPR). *NOAA Technical Memorandum*, NWS-NHC 28, National Hurricane Center, Miami, Florida.
- Yanai, M. and T. Maruyama, 1966: Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 44, pp. 291–294.
- Yanai, M. and Y. Hayashi, 1969: Large-scale equatorial waves penetrating from the upper troposphere into the lower stratosphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 47, pp. 167–182.
- Yanai, M. and M. Murakami, 1970: A further study of tropical wave disturbances by the use of spectrum analysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 48, pp. 185–197.
- Yap, Kok-Seng, 1987: *Documentation on two simple tropical models*. WMO Tropical Meteorology Programme Report Series No. 26.
- Yasunari, T., 1981: Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-day. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 59, pp. 336–354.
- Young, M. T., R. C. Doolittle and L. M. Mace, 1972: Operational procedure for estimating wind vectors from geostationary satellite data. *Technical Memorandum*, NESS 39, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- Zangvil, A. and M. Yanai, 1980: Upper tropospheric waves in the tropics, Part I: Dynamical analysis in the wave number frequency domain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, pp. 283–298.
- Zangvil, A. and M. Yanai, 1981: Upper tropospheric waves in the tropics, Part II: Association with clouds in the wave number frequency domain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, pp. 939–953.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Monthly Weather Review*, 105, pp. 1568–1589.
- Zipser, E. J., R. J. Metting and M. A. Le Mone, 1981: Mesoscale motion fields associated with a slowly moving GATE convective band. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, pp. 1725–1750.
- Zipser, E. J., 1982: Use of a conceptual model of life cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts, Part 3: Simple forecasting methods. In: *Nowcasting* (K. A. Browning, ed.), Academic Press, New York, pp. 191–204.
- Shimizu, N., 1982: Some aspects of formation of typhoon Ellis as revealed in satellite imageries. *Extended abstracts of papers presented at the MSJ/JMA/WMO/AMS regional scientific conference on tropical meteorology*, 18–22 October 1982, Tsukuba, Japan, WMO Programme on Research in Tropical Meteorology, Report No. 7, TM-7, pp. 33–34.
- Shukla, J., 1976: *On the dynamics of monsoon disturbances*. D.Sc. Dissertation, Department of Meteorology, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Shukla, J., 1984: Predictability of time averages. In: *Problems and Prospects in Long and Medium Range Weather Forecasting* (D. M. Burridge and E. Kallen, eds.), Springer-Verlag, Berlin and New York, pp. 109–206.
- Shukla, J., 1985: Predictability (Syukuro Manabe, ed.), Vol.28: Issues in Atmospheric and Oceanic Modelling, Part B: Weather Dynamics. *Advances in Geophysics*, Academic Press, New York, pp. 87–121.
- Sikdar, D. N. and V. Suomi, 1971: Time variation of tropical energetics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, pp. 170–180.
- Sikka, D. R. and S. Gadgil, 1975: Large-scale rainfall over India during the summer monsoon and its relations to lower and upper tropospheric vorticity. *Geophysical fluid dynamics workshop*, Monsoon meteorology, I.I. Sc., pp. 1–31.
- Sikka, D. R., 1977: Some aspects of the life history, structure and movement of monsoon depressions. *Pure and Applied Geophysics: PAGEOPH*, 115, pp. 1501–1529.
- Simpson, R. H., 1952: Evolution of the Kona storm: A subtropical cyclone. *Journal of Meteorology*, 9, pp. 24–35.

- Simpson, R. H. and H. Riehl, 1981: *The Hurricane and its Impact*. Louisiana State University Press, Baton Rouge, Louisiana.
- Smagorinsky, J., 1969: Problems and promises of deterministic extended range forecasting. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 50, pp. 286-311.
- Snitkovsky, A. I., 1973: *Intertropical Convergence Zone and Weather in the Equatorial Part of the East Pacific*. Trudy, Hydrometeorological Centre of the U.S.S.R., Moscow, 105, pp. 3-35.
- Southern, R. L., 1985: Tropical cyclone warning and mitigation systems: A global view of tropical cyclones. *International workshop on tropical cyclones*, 25 November-5 December 1985, Bangkok, Thailand, pp. 147-155.
- Srinivasan V., S. Raman and A. R. Ramakrishnan, 1971: Monsoon depressions as seen in satellite pictures. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, Vol. 22, No. 3, pp. 337-346.
- Srinivasan, V. and K. Ramamurthy, 1973: Northeast monsoon. *Forecasting Manual*. Part IV, FMU Report No. IV-184, India Meteorological Department.
- Sun, W. Y. and T. Ogura, 1979: Boundary layer forcing as a possible trigger to a squall line formation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, pp. 1558-1572.
- Tai, K. S. and Y. Ogura, 1987: An observational study of easterly waves over the eastern Pacific in the northern summer using FGGE data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, pp. 339-361.
- Tapp, M. C. and P. W. White, 1976: A non-hydrostatic mesoscale model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, pp. 277-296.
- Thompson, R. M., S. W. Payne, E. E. Recker and R. J. Reed, 1979: Structure and properties of synoptic scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36, pp. 53-72.
- Tsay, C. Y. and S. T. Wang, 1981: Nonlinear energy exchanges among waves and cold-air outbreaks. *National Science Council Monthly (People's Republic of China)*, 9, pp. 891-905.
- Tsui, T. L., 1984: A selection technique for tropical cyclone objective forecast aids. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 40-44.
- Tuleya, R. E. and Y. Kurihara, 1981: A numerical study on the effects of environmental flow on tropical storm genesis. *Monthly Weather Review*, 109, pp. 2487-2506.
- Tuleya, R. E. and Y. Kurihara, 1982: A note on the sea surface temperature sensitivity of a numerical model of tropical storm genesis. *Monthly Weather Review*, 110, pp. 2063-2069.
- Tuleya, R. E. and Y. Kurihara, 1984: The formation of comma vortices in a tropical numerical simulation model. *Monthly Weather Review*, 112, pp. 491-502.
- Uccellini, L. W. and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Monthly Weather Review*, 107, pp. 682-703.
- Vasic, R. S., 1977: Use of climatology as a forecasting aid - I. In: *Lectures on forecasting of tropical weather including tropical cyclones, with particular relevance to Africa*. Proceeding of the WMO Seminar, 15-26 November 1976, Senegal, Dakar, WMO-No. 492, pp. 215-219.
- Wallace, J. M. and V. E. Kousky, 1968: Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25, pp. 900-907.
- Wallace, J. M., 1969: Some recent developments in the study of tropical wave disturbances. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 50, pp. 792-799.
- Wallace, J. M. and C. P. Chang, 1969: Spectrum analysis of large scale wave disturbances in the tropical lower troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26, pp. 1010-1025.
- Wallace, J. M., 1971: Spectral studies of tropospheric wave disturbances in the tropical western Pacific. *Review of Geophysics and Space Physics*, 9, pp. 557-612.
- Wanstrath, J. J., R. E. Whitaker, R. O. Reid and A. C. Vastomo, 1976: Storm surge simulation in transformal coordinates, Volume 1: Theory and application. *Technical Report No. 76-3*, U.S. Army Coastal Engineering Research Centre.
- Warner, C. and R. H. Grumm, 1984: Cloud distributions in a Bay of Bengal monsoon depression. *Monthly Weather Review*, 112, 1, pp. 153-172.
- Weatherford, C. and W. M. Gray, 1984: Relating typhoon intensity to outer 1-3 radius circulation as measured by reconnaissance aircraft. *Fifteenth conference on hurricanes and tropical meteorology*, 9-13 January 1984, Miami, Florida, American Meteorological Society, pp. 238-242.
- Weatherford, C. and W. M. Gray, 1988: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance, Part II: Structural variability. *Monthly Weather Review*, 116, pp. 1044-1056.
- Wilk, K. E. and K. C. Gray, 1970: Processing and analysis techniques used with the NSSL weather radar system. *Proceedings of the fourteenth weather radar conference*, Boston, American Meteorological Society, pp. 369-374.
- Williams, K., 1970: Characteristics of the wind, thermal and moisture fields surrounding satellite-observed mesoscale trade wind cloud clusters of the western North Pacific. *Proceedings of the symposium on tropical meteorology*, 2-11 June 1970, Honolulu, Hawaii, pp. D IV-1-D IV-8.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos and M. G. Shoreliah, 1982: Concentric eye wall, secondary wind maxima and the evolution of the hurricane vortex. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, pp. 395-411.
- Wolfsberg, D. G., 1987: Retrieval of three-dimensional wind and temperature fields from single Doppler radar data. *Report No. 84*, Cooperative Institute for Mesoscale Meteorological Studies, Norman, Oklahoma.
- Woodcock, F., 1980: On the use of analogues to improve regression forecasts. *Monthly Weather Review*, 108, pp. 292-297.
- World Meteorological Organization, 1979: *WWW WMO Tropical Cyclone Project - Sub-project No. 6: Operational Techniques for Forecasting Tropical Cyclone Intensity and Movement*, WMO-No. 528, Geneva.

- World Meteorological Organization, 1987a: *The World Weather Watch Programme, 1988-1997, Second WMO Long-term Plan, Part II, Vol.1*, WMO-No. 691, Geneva.
- World Meteorological Organization, 1987b: Programme on Short- and Medium-Range Weather Prediction Research. *PSMP Report Series*, No. 23, Geneva.
- World Meteorological Organization, 1989: Programme on Short- and Medium-Range Weather Prediction Research. *PSMP Report Series*, No. 30, Geneva.
- World Meteorological Organization, 1990: *Mesometeorology and Short-Range Forecasting Lecture Notes and Students' Workbook for Training Class I and Class II Meteorological Personnel*, by N. F. Veltishchev, WMO-No. 701, Geneva.
- World Meteorological Organization, 1991: *Numerical Weather Prediction Report for 1990*, WMO/TD No. 403, Geneva.
- Xu, Y. and C. J. Neuman, 1985: A statistical model for the prediction of western North Pacific tropical cyclone motion (WPCLPR). NOAA Technical Memorandum, NWS-NHC 28, National Hurricane Center, Miami, Florida.
- Yanai, M. and T. Maruyama, 1966: Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 44, pp. 291-294.
- Yanai, M. and Y. Hayashi, 1969: Large-scale equatorial waves penetrating from the upper troposphere into the lower stratosphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 47, pp. 167-182.
- Yanai, M. and M. Murakami, 1970: A further study of tropical wave disturbances by the use of spectrum analysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 48, pp. 185-197.
- Yap, Kok-Seng, 1987: *Documentation on two simple tropical models*. WMO Tropical Meteorology Programme Report Series No. 26.
- Yasunari, T., 1981: Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-day. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 59, pp. 336-354.
- Young, M. T., R. C. Doolittle and L. M. Mace, 1972: Operational procedure for estimating wind vectors from geostationary satellite data. *Technical Memorandum*, NESS 39, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- Zangvil, A. and M. Yanai, 1980: Upper tropospheric waves in the tropics, Part I: Dynamical analysis in the wave number frequency domain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, pp. 283-298.
- Zangvil, A. and M. Yanai, 1981: Upper tropospheric waves in the tropics, Part II: Association with clouds in the wave number frequency domain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, pp. 939-953.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Monthly Weather Review*, 105, pp. 1568-1589.
- Zipser, E. J., R. J. Meiting and M. A. Le Mone, 1981: Mesoscale motion fields associated with a slowly moving GATE convective band. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, pp. 1725-1750.
- Zipser, E. J., 1982: Use of a conceptual model of life cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts, Part 3: Simple forecasting methods. In: *Nowcasting* (K. A. Browning, ed.), Academic Press, New York, pp. 191-204.

ДОПОЛНЕНИЕ 5.A

РУКОВОДЯЩИЕ ПРИНЦИПЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТИПА ЦИКЛОНА И ПРОИСХОЖДЕНИЯ СУБТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

A. Определение типа:

	Субтропический	Тропический
1. Основная конвекция	В направлении к полюсу и к востоку от центра	В направлении к экватору и к востоку от центра
2. Размер облачной системы	Ширина 15° или больше по широте	Обычно ширина менее 10° по широте
3. Взаимодействие с окружающей средой	Система конвективной облачности остается связанной с другими синоптическими системами (за исключением некоторых холодных областей низкого давления)	Облачная система становится изолированной

B. Определение происхождения:

1. Фронтальный пояс — типичная структура облачности.
2. Восточная часть высотной ложбины — аморфная масса конвективной облачности.
3. Холодная область низкого давления — круговая облачная структура с ограниченной конвекцией вблизи центра.

ДОПОЛНЕНИЕ 5.B

РУКОВОДЯЩИЕ ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ СУБТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

1. ST 1.5 (25–30 узлов)
 - a) Центр циркуляции нижнего уровня находится на расстоянии $\geq 1/2^\circ \leq 2^\circ$ по широте от малоупорядоченной конвекции (не обязательно плотной);
 - b) Для холодных областей низкого давления конвекция может быть не связана с другими системами, и вблизи центра существует небольшая зона ($< 3^\circ$ по широте) мощной конвекции.
2. ST 2.5 (35–40 узлов)
 - a) центр циркуляции нижнего уровня находится на расстоянии $\geq 1/2^\circ \leq 2^\circ$ по широте от усилившейся конвекции (не обязательно плотной), охватывающей мощные слои и имеющей большую кривизну, чем в предыдущие сутки;
 - b) внешний пояс конвекции находится в $5\text{--}10^\circ$ по широте к востоку от центра, и, возможно, другой пояс конвекции $2\text{--}4^\circ$ к северо-западу от центра.
3. ST 3.0 (45–50 узлов)
 - a) Те же критерии, что и в пункте 2 выше, за исключением большей кривизны и более упорядоченной конвекции (не обязательно плотной), чем в предыдущие сутки. Слошная облачность может стать плотной;
 - b) Очевидные признаки образования пояса возле центра ($< 1^\circ$ по широте).
4. ST 3.5 (55–65 узлов)
 - a) Охватывающая мощные слои конвекция (часто плотная слошная облачность) в поясе(ях), находящемся(ихся) в $1\text{--}3^\circ$ по широте от центра (отсутствие плотной слошной облачности в центральной части);
 - b) Внешний пояс конвекции, находящийся в $5\text{--}10^\circ$ к востоку, слабее, чем в предыдущие сутки, однако может образовываться новый пояс в $5\text{--}10^\circ$ по широте к западу;
 - c) В системах, быстро передвигающихся в восточном направлении, может возникать только плотная слошная облачность ($\geq 3^\circ$ по широте) в примерно $2\text{--}4^\circ$ к востоку от центра.

ПРИМЕЧАНИЯ: 1) Числа ST аналогичны номерам T, разработанным в методике Дворак (1973 г.).
 2) Пункты 3 и 4 (выше) — в случаях, если в то время, к которому относится снимок (классификация), скорость системы больше 20 узлов, превышение следует прибавить к скорости максимального ветра, полученной с помощью критериев, характеризующих облачное образование.

ДОПОЛНЕНИЕ 5.C

**АНАЛОГИИ И РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ МЕТОДИКОЙ ДВОРАКА ДЛЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ (T)
И МЕТОДИКОЙ ДЛЯ СУБТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ (ST)**

A. Аналогии

1. В обеих методиках используется конвективная сплошная облачность.
2. В обеих методиках используется расстояние от центра циркуляции до сплошной облачности.
3. Характеристики числа ST выбираются в соответствии с индексами наблюдаемой интенсивности (СИ), с тем чтобы индекс ST вошел в число T Дворак в случае, когда системы превращаются в тропические.

B. Различия

В соответствии с методикой ST:

1. При определении типа учитываются окружающие условия.
2. Центр циклона не может располагаться под центральной плотной облачностью.
3. Превышение скорости поступательного движения, равной 20 узлам, добавляется к оценке скорости ветра, полученной по перемещению облачности.
4. Не требуется наличия плотной сплошной облачности.
5. Не требуется наличия полос.
6. Используется критерия конвективных образований для всех чисел ST в отсутствие полос.
7. Интенсивность оценивается (т.е. числа ST) для диапазонов скорости ветра.

ПРИМЕЧАНИЕ. Для получения более полной информации читателю следует обратиться к работе П. Х. Херберта и К. О. Потента, 1975 г.: A satellite classification technique for subtropical cyclones. (Спутниковые методы классификации субтропических циклонов). *NOAA Technical Memorandum*, NWS SR-83, National Weather Service, Scientific Services Division, Southern Region, Fort Worth, Texas.

ПРОЦЕДУРЫ КОНТРОЛЯ КАЧЕСТВА

6.1 Общее описание

Контроль качества направлен на обнаружение ошибок в информации, получаемой при наблюдениях и используемой в ГСОД, и, если это возможно, на их исправление. Осуществляются проверки системы телесвязи, а также контроль метеорологического текста и его содержания. В некоторых центрах такие виды проверок могут проводиться отдельно, и контроль телесвязи осуществляется в РУТ, в то время как проверка метеорологического содержания проводится в РМЦ или НМЦ. В тех центрах, где проводится лишь проверка метеорологического содержания, не имеющая отношения к этому вопросу часть, касающаяся телесвязи и формата текста сообщения, может исключаться из проверки. Для этой цели в приведенном ниже описании сделана определенная попытка разделить эти две области.

Сводки, содержащие различные типы данных, разделены на две основные части. В одной из них содержатся элементы идентификации, а в другой — физические элементы, полученные в ходе соответствующего текущего наблюдения. Хотя проверка физических элементов может явиться основной задачей, необходимо осознавать также, что столь же важное значение имеет и проверка правильности элементов идентификации. В связи с этим в оперативной работе наилучшим вариантом представляется проведение в первую очередь проверки правильности элементов идентификации, а затем переходить к проверке физических элементов. Выбор методов контроля зависит в очень большой степени от способа проверки и от наличия данных на момент проведения проверки. При ручной проверке должны использоваться простые, достаточно непосредственные методы, в то время как при автоматизированной проверке методы могут носить более сложный и, возможно, более тщательный характер. Структура процедуры проверки может иметь описываемую ниже форму.

6.1.1 Проверки, предшествующие обработке данных

Проверка правильности элементов идентификации включает проверки формата, даты и времени в сообщении, номера блока и номера станции, местоположений судов и буев и проверки дублирования. Все эти методы контроля называются проверками, предшествующими обработке данных, поскольку контроль обычно осуществляется в ходе декодирования сообщения. Если какой-либо из элементов идентификации в сводке ошибочен и не представляется возможным исправить его значение, то нет никакого смысла продолжать контроль качества. В таком случае от данной сводки либо отказываются, либо отсылают ее обратно в источник данных. В сводке, содержащей правильные элементы идентификации, затем проводится проверка физических элементов.

6.1.2 Физические элементы

Контроль качества физических элементов может быть подразделен на несколько этапов, в зависимости от того, насколько глубоко должна быть проведена проверка и какие при этом имеются средства. Различные этапы контроля физических элементов должны включать проверку на наличие грубых ошибок, проверку внутренней согласованности, проверку временной согласованности и проверку пространственно-временной согласованности. И, наконец, может быть осуществлен своего рода совмещенный контроль.

6.1.3 Построение системы контроля качества

Цель настоящего описания заключается в построении системы проверки качества путем добавления различных методов контроля. Необходимо начать с основных проверок, предшествующих обработке данных, которые обычно проводятся в ходе процедуры декодирования. Эти методы контроля приемлемы как для автоматизированных, так и для ручных операций. Последующий контроль на наличие грубых ошибок, при котором данные сравниваются с определенными предельными значениями, может применяться как в автоматизированных, так и в неавтоматизированных системах. Методы проверки внутренней согласованности и временной последовательности иногда имеют усложненный характер. Поэтому эти методы начинаются с простых описаний, которые могут использоваться как при автоматических, так и при ручных операциях, а затем следуют методы, которые предпочтительно должны использоваться в автоматических системах. Описываемые здесь проверки пространственно-временной согласованности приемлемы лишь при автоматических операциях. В последнем разделе, посвященном комплексным проверкам, приведены примеры процедур, при которых должны использоваться автоматические методы. Главы, посвященные проверке физических элементов, содержат описание методов для каждого типа данных.

6.1.4 Маркировка ошибок

Результат проверки определяет различные пути продолжения процедур в зависимости от используемой системы. В случае ручной проверки ошибочные значения могут быть либо отброшены, либо исправлены, а при наличии слишком большого количества ошибок в сводке от нее следует либо совсем отказаться, либо отослать ее обратно в источник данных. При автоматических операциях необходимо определить систему маркировки ошибок. Компьютерная программа должна будет определить и зарегистрировать все сводки, которые не соответствуют контрольным критериям. Система маркировки ошибок обеспечивает возможность определения дальнейшего пути данной сводки. Ошибочные значения могут быть заменены либо автоматически численными значениями, либо исправленными вручную значениями. При альтернативном варианте ошибки могут быть настолько серьезными, что вся сводка должна быть исключена. Сводка может быть также принята с промаркированными ошибками, и эти промаркированные ошибки могут быть учтены при дальнейшей обработке данных наблюдений.

Система маркировки ошибок может применяться также для оценки качества всей сводки, что может быть полезным при выборе между дублирующими данными. Обычно при получении сводок, дублирующих друг друга в плане даты, времени и местоположения, оставляется лишь последняя сводка, но иногда дубликат поступает после завершения процедур декодирования и контроля качества. В таком случае оценка качества сводки может облегчить принятие решения о том, какую сводку следует оставить.

6.2 Проверки, предшествующие обработке данных

Хотя каждый тип сообщения имеет особый формат для международной передачи, во время передачи случаются ошибки вследствие ошибочных действий персонала, технических сбоев и т.д. Если оператор телесвязи обнаруживает ошибку при передаче сообщения, он может использовать стандартную процедуру исправления путем введения символов E E E и повторения последней правильной группы, а затем продолжить передачу сообщения.

Другими довольно общими видами ошибок в сообщениях являются замена цифровых символов буквенными символами и ошибки при составлении групп. В большинстве метеорологических сообщений содержится группы по пять цифровых символов, разделенные пропуском, но иногда этот знак пропуска исчезает или появляется лишней пропуск в группе. Проверка на соответствие спецификации формата данных обычно осуществляется одновременно с декодированием информации закодированного сообщения. Возможность осуществления проверки формата данных зависит от характеристик различных спецификаций формата данных.

6.2.1 Проверки в области телесвязи

Прежде всего рассматривается заголовок, позволяющий идентифицировать сообщение. Он содержит информацию о типе данных, источнике данных и времени сообщения. Сводки, содержащие наиболее общие типы данных, начинаются с информации, представляющей дату, время и идентификацию, т.е. номер блока и номер станции или местоположение судна или буя. Дата и время могут быть сопоставлены с информацией в заголовке, номер станции может быть сопоставлен с индексом, а местоположение проверяется с той целью, чтобы удостовериться, что судно, например, не находится на суше.

Дублирующие друг друга сводки поступают довольно часто, и должно быть принято решение о том, как поступать с ними. Обычно сохраняется наиболее поздняя сводка, но иногда должны применяться другие правила, например для того, чтобы сохранить сводку с наибольшим количеством данных.

6.2.1.1 Проверка заголовка

Бюллетени с неправильными заголовками автоматически отбрасываются и затем подвергаются ручной проверке. Тип сообщения, представленный в сокращенном заголовке, может быть проверен путем его сопоставления с типом сообщения, содержащегося в тексте бюллетеня.

6.2.1.2 Проверка сводок E E E

Если ошибки выявляются в ходе передачи, можно немедленно исправить сообщение путем передачи буквы "E" и «пробега», повторенных друг за другом три раза, а затем повторения последней правильной группы. Этим правилам часто строго не следуют, однако при ручной проверке ошибки обычно легко обнаружить. При автоматической проверке, однако, необходимо установить правила для выявления и устранения ошибок, иначе могут возникнуть проблемы в получении правильных физических параметров. Предлагаются следующие правила:

- Когда сообщение исправляется согласно правилам, группа, следующая за E E E, рассматривается как справочная группа. Эта справочная группа разжигается в части сообщения, предшествующей группе E E E, и когда она найдена, все группы, следующие после нее, включая группу E E E, отбрасываются. Например, если первоначальное сообщение имеет вид:

TTAA 62001 06610 99996 01307 01005 00312 //// //// 85320 523 E E E 85320 12310 36010 70890 18520 36015...

подчеркнутые группы отбрасываются.

- В случае, когда последняя правильная группа перед группой E E E не повторяется, следует отбросить только группу E E E и группу, предшествующую ей, как, например, в сообщении:

TTAA 62001 06610 99996 01307 01005 00312 //// //// 85320 523 E E E 12310 66010 70890 18520 36015...

подчеркнутые группы отбрасываются.

6.2.1.3 Проверка синтаксиса и пятнадцатых групп

Часто в тексте, который должен быть цифровым, появляются буквенные символы. Эта ошибка обычно возникает тогда, когда не происходит соответствующего переключения, и в таком случае буквенные символы заменяются на соответствующие цифровые символы. Большинство сводок содержит информацию, представленную в виде пятизначных групп. В сводках SYNOP и сообщениях со спутников имеются также группы идентификации раздела, содержащие три знака. Если в пятнадцатой группе данных обнаруживаются любые посторонние знаки, то считается, что в данной группе пропущены надлежащие параметры.

Во многих сообщениях содержатся определенные ошибки группирования, которые, не будучи исправлены, могут привести к путанице при декодировании. Наиболее общими ошибками являются:

- две или более групп могут не иметь между собой разделительных пропусков. Предлагаемая мера: ввести знак пропуска после каждого пятого цифрового символа;
- две группы могут быть разделены специальным знаком. Предлагаемая мера: специальный знак заменить пропуском;
- группы могут не иметь стандартного количества знаков:

- i) группа состоит из трех знаков, а за ней следует группа из пяти знаков. Предлагаемая мера: если это данные SYNOP или спутниковые данные, то трехзначная группа сохраняется, в противном случае она заменяется группой из пяти наклонных черт;
- ii) группа состоит из трех знаков, а за ней следует группа из двух знаков, или наоборот. Предлагаемая мера: пробел между этими двумя группами устранить;
- iii) группа состоит из N (т.е. не из трех или пяти) цифровых знаков, а за ней следует группа, содержащая пять цифровых знаков. Предлагаемая мера: если N меньше восьми, то эта группа заменяется одной группой из пяти наклонных черт, а если N больше восьми, но меньше двенадцати, то эта группа заменяется двумя такими группами, в противном случае данная группа устраняется;
- iv) группа состоит из N (т.е. не из трех или пяти) цифровых знаков, а за ней следует группа, содержащая M (т.е. не три или пять) цифровых знаков. Предлагаемая мера: обе группы заменить группами из пяти наклонных черт.

6.2.2 Контроль части сообщения в коде ВМО

6.2.2.1 Проверка даты и времени

Сокращенный заголовок сообщения содержит группу YYGGgg, в которой дается информация о дате YY и времени GGgg. В самой сводке обычно также содержится информация о дате и времени. Самое простое правило заключается в том, чтобы значение даты было меньше или равно максимальному количеству дней в текущем месяце и чтобы значение часа передачи сводки было меньше или равно 24. Если значение часа передачи сводки составляет 24, то оно может быть заменено на ноль, а дата увеличена на один.

Информация о дате и времени в заголовке и в сводке должны быть сопоставимы, однако может допускаться, чтобы время несколько отличалось. Это отличие зависит от типа данных и от основного срока сбора данных. Право определять предельные значения предоставляется самому потребителю. В качестве руководства предлагаются следующие значения. Если различие между временем в заголовке и временем в сводке составляет более трех часов для сообщений SYNOP, то данная сводка отбрасывается. Соответствующие предельные значения для сообщений TEMP и PILOT составляют 12 часов и для сообщений AIREP — 18 часов.

6.2.2.2 Проверка номера блока/станции и местоположения

Ботанический указатель в сокращенном заголовке, совмещенный с перечнем станций ВМО, дает информацию о том, какие номера блоков отведены для конкретного района. Номер блока из сводки сопоставляется с этой информацией, и если номер блока неправилен, то данная сводка отбрасывается. Номер станции должен быть не нулевым трехзначным числом. В большинстве стран используются выборки станций ВМО. Рекомендуется указание полного индекса станции, действительного для соответствующей страны. В этом индексе можно провести поиск номера блока и станции. Если в нем нет номера станции, то данная сводка либо маркируется, либо отбрасывается. Одной из целей маркировки является проследить, какие станции появляются в сводках часто, но не содержатся в индексах. Соответственно данный индекс должен обновляться на регулярной основе.

В судоводческой сводке содержится информация о квадрате земного шара, в котором находится данное судно, а также о широте и долготе его местоположения. Первая проверка должна заключаться в том, чтобы установить, соответствует ли обозначение квадрата любому из согласованных номеров один, три, пять или семь. Кроме того, широта должна быть в диапазоне от 0° до 90°, а долгота — в диапазоне от 0° до 180°. Сводки с пропущенной широтой и долготой отбрасываются, так же, как сводки SYNOP с неправильным указанием квадрата.

Судоводческая аэронавигационная сводка содержит дополнительную группу, дающую представление о местоположении судна в квадрате Марса. Если данные о квадрате в той или иной степени ошибочны, то правильное значение может быть найдено из информации о квадрате Марса.

Важная проверка, которую необходимо проводить, заключается в установлении того, находится ли судно в море. Один из способов такой проверки состоит в анализе таблицы, подготовленной на основе карты либо вручную, либо автоматически, где обозначения суши или моря даны для каждого квадрата в один градус. Затем широта и долгота местоположения судна сравниваются с информацией, приведенной в этой таблице.

6.2.2.3 Проверки в ходе процедуры декодирования

В ходе процедуры декодирования может быть проведено несколько простых проверок для придания уверенности в том, что декодированные величины приемлемы для ожидаемых параметров. В определенных типах сводок, таких, как SYNOP, каждая группа начинается с определенного номера, указывающего как содержание последующих номеров, так и относительное положение данной группы внутри сводки. Этот идентификатор группы должен использоваться при декодировании, чтобы обеспечить уверенность в том, что извлечены правильные параметры. Если обнаруживается, что группы расположены в неправильном порядке, то очень важно будет убедиться, что данная группа правильно идентифицирована и декодирована.

Различные метеорологические параметры, полученные из сводки SYNOP, должны быть проверены на соответствие допустимым предельным значениям:

- a) давление, PPPP, в единицах 0,1 гПа дается в виде четырех разрядов с отбрасыванием разряда 1 000 гПа при давлении выше 999,9 гПа. Применяются следующие правила:
 - i) $8700 \leq PPPP \leq 9999$ делится на 10 и принимается;
 - ii) $0000 \leq PPPP \leq 1000$ делится на 10, прибавляется 1000,0 и принимается;
 - iii) $1000 \leq PPPP \leq 8700$ отбрасывается;
- b) данные о направлении ветра принимаются лишь в том случае, если направление находится в диапазоне от 0° до 360°, а скорость ветра не превышает 100 мс⁻¹;

- c) очень высокие или очень низкие значения температуры могут быть ошибочными, но могут также и свидетельствовать об экстремальных условиях. Температура должна обычно находиться в пределах от -50°C до $+50^{\circ}\text{C}$. В экстремальных случаях проверка температуры может быть проведена в ходе фазы декодирования при проверке на предельные значения грубых ошибок. Иногда лучше проводить контроль температуры как можно раньше, с тем чтобы при возникновении экстремальных случаев попытаться установить, имеются ли реальные причины для объяснения экстремальных значений температуры. Одним способом является определение тех районов или блоков ВМО и соответствующих сезонов, когда значения температуры ниже -50°C могут иметь место. Аналогичное определение может быть проведено и в отношении условий, при которых допускаются температуры выше $+50^{\circ}\text{C}$;
- d) температура точки росы не должна превышать температуру воздуха.

В ходе фазы декодирования аэрологических данных могут быть проведены следующие проверки:

- a) направление ветра допускается лишь в диапазоне от 0° до 360° ;
- b) указатель уровня давления, состоящий из двух знаков, в сообщениях об особом уровне проверяется, чтобы убедиться в его правильной последовательности. Если обнаруживается какое-либо несоответствие, то проводится поиск следующего правильного указателя, и группы, начиная с той, в которой обнаружен неправильный показатель, до группы со следующим правильным указателем устраниваются. В некоторых случаях указатель может быть восстановлен, однако это следует делать с большой осторожностью. Данные об особом уровне также должны быть проверены, с тем чтобы удостовериться в логичности давления между двумя последовательными уровнями;
- c) в сообщениях о стандартном уровне давления также содержатся двухзначные указатели уровня, которые должны быть проверены, чтобы убедиться в их правильном порядке. В случае, когда обнаружено какое-либо несоответствие, указатель давления может быть изменен при условии, что может быть опознан следующий указатель стандартного уровня давления. В противном случае все декодированные величины параметра для сомнительного уровня должны считаться отсутствующими;
- d) еще одно решение, которое необходимо принимать в ходе процедуры декодирования, касается нахождения правильной высоты для уровней 850 гПа и 700 гПа. При кодировании в сводке разряд тысячи опускается из значений обоих этих уровней. Необходимо восстановить его перед использованием данных величин. Одна тысяча геопотенциальных метров добавляется к декодированному значению 850 гПа, и эта новая величина принимается в качестве правильной, если только не имеется высоты для 500 гПа, которая меньше чем 5 100 гл. м, а декодированная величина 850 гПа не больше 650. К декодированной величине для высоты уровня 700 гПа прибавляется 2 000 гл. м, и это значение принимается при условии, что оно не меньше 2 300 гл. м. Если же оно меньше, то значение высоты увеличивается еще на 1 000 гл. м.

6.2.2.4 ПРОВЕРКИ НА ДУБЛИРОВАНИЕ

Методы, используемые для обнаружения и устранения дублирующих данных, весьма различны и зависят от процедур, используемых для сбора и декодирования данных. Если сводки, полученные при одном и том же сборе данных, дублируют друг друга в плане даты, времени и номера станции, позывного знака судна, местоположения судна или идентификации/местоположения самолета, то сохраняется лишь самая последняя сводка. Если сводка дублирует уже декодированную ранее сводку, то оставляется сводка с наибольшим количеством информации. Если полученная ранее сводка была уже проверена, то и вновь полученная сводка должна быть также декодирована и проверена. При этом должна быть выбрана сводка с наилучшим качеством данных. Оценка качества сводок может основываться на совокупности количества имеющихся данных и качества этих данных. В аэрологических сводках, в которых содержатся данные от одной станции, но поступающие различными частями, иногда может оказаться трудным выбрать метод устранения дублирующих данных. Прежде всего, каждая часть может быть проверена на наличие дублирующих данных внутри одного и того же сбора путем, аналогичным вышеупомянутому. Как правило, различные части после стадии декодирования объединяются вместе для формирования одной сводки.

Если после этого объединения поступают данные, дублирующие одну из частей, то возникает вопрос о том, как обрабатывать эту новую информацию. Существует много различных путей этой процедуры. Один из них заключается в декодировании новой сводки и сопоставлении ее со старой сводкой, уровень за уровнем. Если информация отсутствует на каком-либо уровне в старой сводке и если новая сводка имеет эту информацию, то весь этот уровень заменяется информацией из новой сводки. В случае, когда информация в старой сводке считается в каком-либо плане ошибочной, то ее заменяют новой информацией, и все данные наблюдения в целом должны быть заново проверены.

6.3 Методы контроля качества

Возможность проверки данных метеорологических наблюдений основана на избыточности имеющейся информации. Простым примером избыточности информации являются данные о высотах, а также о температурах в сообщениях TEMP. Основное уравнение гидростатики наряду с этой избыточностью содержания данных может быть использовано для создания очень мощного алгоритма контроля качества («гидростатический контроль»). В большинстве случаев избыточность информации не так велика, как в сообщениях TEMP, и в целом возможно лишь определить правдоподобие некоторой наблюдаемой величины. В этом смысле почти все методы контроля качества данных метеорологических наблюдений будут носить статистический характер. Таким образом, большинство алгоритмов, предназначенных для исключения ошибочных данных наблюдений, будет основано на компромиссе между риском принятия ошибочных величин и риском исключения правильных величин. Эта проблема может быть проиллюстрирована на следующем упрощенном примере.

Предположим, что каждая десятая сводка с некоторой станции SYNOP содержит ошибку в $+20$ гПа в данных наблюдений приземного давления P_{sOBS} . Для целей контроля качества приземное давление на этой станции рассматривается на основе горизонтальной интерполяции. Пусть P_{sINT} означает интерполированную величину и P_{sTRUE} — действительную величину

приземного давления. Для простоты расчетов предположим далее, что ошибка интерполяции ($P_{sTRUE} - P_{sINT}$) нормально распределена при нулевом среднем значении, а стандартное отклонение $\sigma = 5$ гПа:

$$(P_{sTRUE} - P_{sINT}) \sim N(0,5).$$

Для исключения данных наблюдений, содержащих ошибку, применяется следующий проверочный алгоритм:

$$\begin{aligned} &\text{принять } P_{sOBS}, \text{ если } |P_{sOBS} - P_{sINT}| < K \cdot \sigma, \\ &\text{исключить } P_{sOBS}, \text{ если } |P_{sOBS} - P_{sINT}| > K \cdot \sigma. \end{aligned}$$

Постоянная K этого проверочного алгоритма рассматривается ниже.

В этом упрощенном случае распределение вероятностей ($P_{sOBS} - P_{sINT}$) для правильных данных наблюдений составляет $N(0,5)$, в то время как распределение вероятностей ($P_{sOBS} - P_{sINT}$) для ошибочных данных наблюдений составляет $N(20,5)$. Принимая также во внимание существующую вероятность ошибки, можно считать, что общее распределение вероятностей для ($P_{sOBS} - P_{sINT}$) будет таким, как показано на рисунке 6.1.

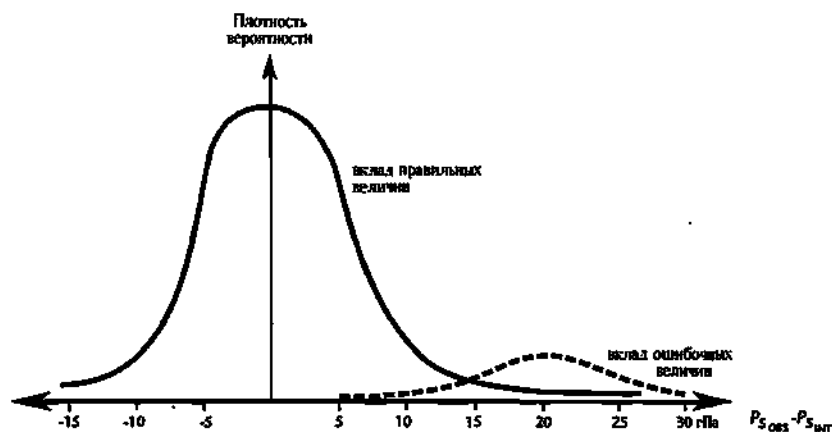


Рисунок 6.1 — Общее распределение вероятностей для ($P_{sOBS} - P_{sINT}$)

Из рисунка видно, что распределения вероятностей для правильных и ошибочных величин будут частично совпадать. Так, для любого значения K в проверочном алгоритме будет существовать определенный риск исключения правильных величин, а также риск принятия ошибочных величин. Выбор K всегда будет представлять собой компромисс между ними. В таблице 6.1 подсчитаны эти риски для рассмотренного выше упрощенного случая.

Таблица 6.1
Вероятность исключения правильной величины или принятия ошибочной величины

Вероятность исключения правильной величины, K	Вероятность принятия ошибочной величины
1 $0,90 \cdot 0,1587 \approx 14,3 \%$	$0,10 \cdot 0,5 \cdot 0,0013 \approx 0,0 \%$
2 $0,90 \cdot 0,0228 \approx 2,1 \%$	$0,10 \cdot 0,5 \cdot 0,0228 \approx 0,1 \%$
3 $0,90 \cdot 0,0013 \approx 0,1 \%$	$0,10 \cdot 0,5 \cdot 0,1587 \approx 0,8 \%$
4 $\approx 0,0 \%$	$0,10 \cdot 0,5 = 5 \%$

Из этого простого примера становится очевидным, что существует риск ошибки при любом алгоритме контроля качества. Необходимо также отметить, что риск ошибки наиболее велик в случае самой ценной информации, например, когда экстремальные значения наблюдаются в районах с недостаточным охватом данными.

При практическом применении алгоритмов контроля качества не всегда легко проанализировать их поведение. Основная причина этого заключается в том, что неизвестны характеристики появления крупных ошибок. В результате многие оперативные алгоритмы контроля качества имеют специальную форму с эмпирическими константами, которые должны определяться в зависимости от оперативного применения.

6.3.1 Проверки на предельные значения грубых ошибок

Проверки на физические и климатологические предельные значения могут проводиться для многих типов данных как ручным, так и автоматизированным способом. Эти проверки на предельные значения позволяют обнаружить лишь очень грубые ошибки данных наблюдений. Преимущество, однако, заключается в том, что для проведения этих проверок необходимо лишь ограниченное количество ресурсов. Могут применяться следующие виды проверок:

- проверки на определенные фиксированные предельные значения. Эти проверки проводятся главным образом в отношении переменных, содержащих закодированную информацию, и должны лишь классифицировать эти значения как правильные или ошибочные;
- проверки на предельные значения, которые зависят от района и сезона (или месяца). Эти проверки проводятся главным образом в отношении переменных, содержащих информацию в физических единицах. Результат таких проверок может позволить классифицировать значения как правильные, сомнительные или ошибочные.

6.3.1.1 ПРОВЕРКИ НА ПРЕДЕЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ ПРИЗЕМНЫХ ДАННЫХ

Проверка на фиксированные предельные значения по пункту а) выше применяется только в отношении данных в закодированной форме. Как правило, форма кода ВМО не допускает значений вне этих предельных величин, но процедура декодирования может оказаться в чем-то неправильной, приводя к ошибочным значениям, которые необходимо обнаружить. Условия, при которых значения считаются ошибочными, приведены в таблицах 6.2 и 6.3.

Проверки на предельные значения, которые зависят от района и времени года, могут осуществляться для данных о скорости ветра, температуре воздуха, температуре точки росы, давлении на уровне станции, давлении на уровне моря, трехчасовой барической тенденции и температуре поверхности моря. Предлагаемые предельные значения для каждого параметра представлены в таблицах 6.4—6.10. Эти предельные значения могут быть изменены и, возможно, обобщены на основе усовершенствованной климатологической статистики или опыта. В таблицах предлагаются предельные значения для летнего и зимнего сезонов.

Таблица 6.2

Фиксированные предельные значения для параметров в кодированной форме (при наличии указателя $i_x = 1-4$)

(Параметры, выходящие за предельные значения, рассматриваются как ошибочные.

Обозначения те же, что и используемые в *Наставлении по кодам, ВМО-№ 306*)

Допустимые интервалы параметров	Допустимые интервалы параметров
$0 \leq h \leq 9$ и / $00 \leq VV \leq 50$ или $56 \leq VV \leq 99$ $0 \leq N \leq 9$ и / $0 \leq a \leq 8$ $00 \leq ww \leq 99$ $0 \leq W_1 \leq 9$ и / $0 \leq W_2 \leq 9$ и / $0 \leq N_h \leq 9$ и / $0 \leq C_1 \leq 9$ и / $0 \leq C_M \leq 9$ и / $0 \leq C_H \leq 9$ и / $00 \leq dd \leq 36$ и 99 $00 \leq ff \leq 99$ $s_n = 0, 1, /, 9$ $i_R = 0-4$ $i_x = 1-7$	$00 \leq P_w P_w \leq 99$ и // $00 \leq H_w H_w \leq 99$ и // $00 \leq d_w d_w \leq 36$ и 99 $0 \leq E \leq 9$ и / $0 \leq E' \leq 9$ $0 \leq S \leq 9$ $0 \leq N_s \leq 9$ $0 \leq C \leq 9$ и / $00 \leq h_s h_s \leq 50$ или $56 \leq h_s h_s \leq 99$ $0 \leq D_s \leq 9$ и / $0 \leq v_s \leq 9$ и /

Таблица 6.3

Фиксированные предельные значения для параметров в кодированной форме (при наличии указателя $i_x = 5-7$)

(Параметры, выходящие за предельные значения, рассматриваются как ошибочные.

Обозначения те же, что и используемые в *Наставлении по кодам, ВМО-№ 306*)

Допустимые интервалы параметров	Допустимые интервалы параметров
$0 \leq h \leq 9$ и / $00 \leq VV \leq 50$ или $56 \leq VV \leq 99$ или // $0 \leq N \leq 9$ и / $0 \leq a \leq 8$ и / $00 \leq ww \leq 05$ или $10 \leq ww \leq 12$ или $18 \leq ww \leq 35$ или $40 \leq ww \leq 99$ и // $0 \leq W_1 \leq 9$ и / $0 \leq W_2 \leq 9$ и / $0 \leq N_h \leq 9$ и / $0 \leq C_1 \leq 9$ и / $0 \leq C_M \leq 9$ и / $0 \leq C_H \leq 9$ и / $00 \leq dd \leq 36$ и 99 $00 \leq ff \leq 99$ $s_n = 0, 1, /, 9$ $i_R = 0-4$ $i_x = 5-7$	$00 \leq P_w P_w \leq 99$ и // $00 \leq H_w H_w \leq 99$ и // $00 \leq d_w d_w \leq 36$ и 99 и // $0 \leq E \leq 9$ и / $0 \leq E' \leq 9$ и / $0 \leq S \leq 9$ и / $0 \leq N_s \leq 9$ и / $0 \leq C \leq 9$ и / $00 \leq h_s h_s \leq 50$ или $56 \leq h_s h_s \leq 99$ или // $00 \leq D_s \leq 9$ и / $0 \leq v_s \leq 9$ и /

Таблица 6.4

Предельные значения для скорости приземного ветра (Значение считается сомнительным, когда $MAX 1 < ff < MAX 2$; значение считается ошибочным, когда $ff > MAX 2$)

Район	Зима		Лето	
	MAX 1	MAX 2	MAX 1	MAX 2
45° ю. ш.–45° с. ш.	60 м·с ⁻¹	125 м·с ⁻¹	90 м·с ⁻¹	150 м·с ⁻¹
45° с. ш.–90° с. ш. и 45° ю. ш.–90° ю. ш.	50 м·с ⁻¹	100 м·с ⁻¹	40 м·с ⁻¹	75 м·с ⁻¹

Таблица 6.5

Предельные значения для приземной температуры

(Значение считается сомнительным, когда $MIN 2 \leq T < MIN 1$ или $MAX 1 < T \leq MAX 2$; значение считается ошибочным, когда $T < MIN 2$ или $T > MAX 2$)

Район	Зима				Лето			
	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2
45° ю. ш.–45° с. ш.	-40 °C	-30 °C	+50 °C	+55 °C	-30 °C	-20 °C	+50 °C	+60 °C
45° с. ш.–90° с. ш. и 45° ю. ш.–90° ю. ш.	-90 °C	-80 °C	+35 °C	+40 °C	-40 °C	-30 °C	+45 °C	+50 °C

Таблица 6.6

Предельные значения для приземной температуры точки росы

(Значение считается сомнительным, когда $MIN 2 \leq T_d < MIN 1$ или $MAX 1 < T_d \leq MAX 2$; значение считается ошибочным, когда $T_d < MIN 2$ или $T_d > MAX 2$)

Район	Зима				Лето			
	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2
45° ю. ш.–45° с. ш.	-45 °C	-35 °C	+35 °C	+40 °C	-35 °C	-25 °C	+35 °C	+40 °C
45° с. ш.–90° с. ш. и 45° ю. ш.–90° ю. ш.	-99 °C	-85 °C	+30 °C	+35 °C	-45 °C	-35 °C	+35 °C	+40 °C

Таблица 6.7

Предельные значения для давления на станции

(Значение считается сомнительным, когда $MIN 2 \leq p(\text{станция}) < MIN 1$ или $MAX 1 < p(\text{станция}) \leq MAX 2$; значение считается ошибочным, когда $p(\text{станция}) < MIN 2$ или $p(\text{станция}) > MAX 2$)

Район	В течение всего года			
	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2
45° ю. ш.–45° с. ш.	300 гПа	400 гПа	1 080 гПа	1 100 гПа
45° с. ш.–90° с. ш. и 45° ю. ш.–90° ю. ш.	300 гПа	400 гПа	1 080 гПа	1 100 гПа

Таблица 6.8

Предельные значения для давления на среднем уровне моря

(Значение считается сомнительным, когда $MIN 2 \leq p < MIN 1$ или $MAX 1 < p \leq MAX 2$; значение считается ошибочным, когда $p < MIN 2$ или $p > MAX 2$)

Район	Зима				Лето			
	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2
45° ю. ш.–45° с. ш.	870 гПа	910 гПа	1 080 гПа	1 100 гПа	850 гПа	900 гПа	1 080 гПа	1 100 гПа
45° с. ш.–90° с. ш. и 45° ю. ш.–90° ю. ш.	910 гПа	940 гПа	1 080 гПа	1 100 гПа	920 гПа	950 гПа	1 080 гПа	1 100 гПа

Таблица 6.9

Предельные значения барической тенденции (за три часа) на среднем уровне моря
(Значение считается сомнительным, когда $MAX\ 1 \leq ppp \leq MAX\ 2$;
значение считается ошибочным, когда $ppp > MAX\ 2$)

Район	В течение всего года	
	MAX 1	MAX 2
45° ю. ш. – 45° с. ш.	40 гПа	50 гПа
45° с. ш. – 90° с. ш. и 45° ю. ш. – 90° ю. ш.	40 гПа	50 гПа

Таблица 6.10

Предельные значения для температуры поверхности моря
(Значение считается сомнительным, когда $MIN\ 2 \leq T_s \leq MIN\ 1$ или $MAX\ 1 < T_s \leq MAX\ 2$;
значение считается ошибочным, когда $T_s < MIN\ 2$ или $T_s > MAX\ 2$)

Район	Зима				Лето			
	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2
45° ю. ш. – 45° с. ш.	0 °C	+2 °C	+32 °C	+35 °C	0 °C	+2 °C	+32 °C	+35 °C
45° с. ш. – 90° с. ш. и 45° ю. ш. – 90° ю. ш.	-2,1 °C	-1,0 °C	+27 °C	+30 °C	-2,1 °C	-1,0 °C	+30 °C	+35 °C

6.3.1.2

ПРОВЕРКИ НА ПРЕДЕЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ (TEMP, PILOT, TEMP SHIP, PILOT SHIP)

Проверка на предельные значения, которые зависят от района и, возможно, от сезона, осуществляется в отношении данных на различных уровнях в аэрологической сводке. Параметрами, которые должны проверяться, являются геопотенциальная высота, температура и скорость ветра, предлагаемые предельные значения для стандартных уровней давления/высоты приведены в таблицах 6.11—6.13. Предельные значения для промежуточных уровней могут быть получены из приведенных в этих таблицах предельных значений путем линейной интерполяции. В этих таблицах не указаны предельные значения для разных сезонов.

Таблица 6.11

Предельные значения для геопотенциальной высоты на различных уровнях
(Значение считается сомнительным, когда $MIN\ 2 \leq Z \leq MIN\ 1$ или $MAX\ 1 < Z \leq MAX\ 2$;
значение считается ошибочным, когда $Z < MIN\ 2$ или $Z > MAX\ 2$; единицы даны в гп.м)

Вертикальный уровень	Район 45° ю. ш. – 45° с. ш.				Район 45° с. ш. – 90° с. ш. и 45° ю. ш. – 90° ю. ш.			
	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2
1 000 гПа	-1 000	-800	600	800	-700	-550	650	800
850 гПа	0	200	2 000	2 000	200	400	2 000	2 200
700 гПа	2 200	2 350	3 450	3 600	2 300	2 450	3 450	3 600
500 гПа	4 500	4 700	6 100	6 300	См. значения для 45° ю. ш. – 45° с. ш.			
400 гПа	6 100	6 300	7 800	8 000				
300 гПа	7 300	7 550	9 800	10 100				
250 гПа	8 500	8 800	11 100	11 400				
200 гПа	10 000	10 300	12 900	13 200				
150 гПа	12 000	12 300	14 900	15 200				
100 гПа	14 000	14 400	17 700	18 100				
70 гПа	15 500	16 100	20 900	21 500				
50 гПа	17 700	18 300	23 100	23 700				
30 гПа	20 500	21 100	25 900	26 500				
20 гПа	23 300	23 900	29 700	30 300				
10 гПа	26 000	26 800	33 200	34 000				
7 гПа	30 700	31 300	35 800	36 400				
5 гПа	33 300	33 800	37 800	38 300				
3 гПа	36 600	37 100	41 600	42 100				
2 гПа	39 400	39 800	44 400	44 900				
1 гПа	44 900	45 500	50 100	50 700				

Таблица 6.12

Предельные значения для температуры на различных уровнях
(Значение считается сомнительным, когда $\text{MIN } 2 \leq T \leq \text{MIN } 1$ или $\text{MAX } 1 < T \leq \text{MAX } 2$;
значение считается ошибочным, когда $T < \text{MIN } 2$ или $T > \text{MAX } 2$)

Вертикальный уровень	Район 45° ю. ш. – 45° с. ш.				Район 45° с. ш. – 90° с. ш. и 45° ю. ш. – 90° ю. ш.			
	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2	MIN 2	MIN 1	MAX 1	MAX 2
1 000 гПа	- 50 °C	-30 °C	+50 °C	+60 °C	- 90 °C	-70 °C	+40 °C	+50 °C
850 гПа	- 65 °C	-50 °C	+30 °C	+40 °C	- 90 °C	-70 °C	+20 °C	+30 °C
700 гПа	- 80 °C	-70 °C	+20 °C	+30 °C	- 90 °C	-70 °C	+10 °C	+20 °C
500 гПа	- 95 °C	-80 °C	+ 5 °C	+10 °C	-100 °C	-80 °C	- 5 °C	+ 5 °C
400 гПа	-100 °C	-85 °C	- 5 °C	+ 0 °C	-100 °C	-85 °C	-10 °C	- 5 °C
300–100 гПа	-100 °C	-85 °C	-10 °C	- 5 °C	См. значения для 45° ю. ш. – 45° с. ш.			
70–10 гПа	-100 °C	-85 °C	- 5 °C	+ 5 °C				
7 гПа	- 90 °C	-80 °C	+10 °C	+20 °C				
5 гПа	- 80 °C	-70 °C	+15 °C	+30 °C				
3 гПа	- 70 °C	-60 °C	+25 °C	+35 °C				
2 гПа	- 70 °C	-60 °C	+30 °C	+40 °C				
1 гПа	- 70 °C	-60 °C	+30 °C	+40 °C				

Таблица 6.13

Предельные значения для скорости ветра в метрах в секунду на различных уровнях
(Значение считается сомнительным, когда $\text{MAX } 1 < ff \leq \text{MAX } 2$;
значение считается ошибочным, когда $ff > \text{MAX } 2$)

Вертикальный уровень		Район 90° ю. ш. — 90° с. ш.	
Давление	Высота	MAX 1	MAX 2
1 000 гПа	300 м	60	100
850 гПа	1 500 м	65	100
700 гПа	3 500 м	70	100
500 гПа	5 500 м	100	120
400 гПа	7 500 м	130	150
300–200 гПа	9 000–12 000 м	160	180
150–50 гПа	14 000–20 000 м	150	170
30–20 гПа	22 000–26 000 м	90	110
10 гПа	30 000 м	75	95
7 гПа	-	80	100
5 гПа	-	120	140
3 гПа	-	150	170
2–1 гПа	-	200	220

6.3.1.3 ПРОВЕРКИ НА ПРЕДЕЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ ДАННЫХ О ВЕТРЕ И ТЕМПЕРАТУРЕ НА ОДНОМ УРОВНЕ (ДАННЫЕ С САМОЛЕТОВ, САТОВ)

Данные в самолетной сводке, касающиеся ветра и температуры, могут быть проверены на предельные значения, которые зависят от района и уровня таким же образом, как и аэрологические данные. Предельные значения могут быть получены на основе данных из таблиц 6.12 и 6.13.

Другой способ установления предельных значений для самолетных данных заключается в использовании следующих уравнений, в которых показатель высоты Z_p означает высоту в тысячах футов. Диапазон значений Z_p составляет от 0 до 61.

Предлагаемые нижние предельные значения для температуры составляют:

$$\begin{aligned} \text{MIN} &= -65 + 0,15 \cdot Z_p && \text{когда } Z_p \leq 20 \\ \text{MIN} &= -42 - Z_p && \text{когда } 20 \leq Z_p < 54 \\ \text{MIN} &= -96 && \text{когда } 54 \leq Z_p \leq 61 \end{aligned}$$

Предлагаемые верхние предельные значения для температуры составляют:

$$\begin{aligned} \text{MAX} &= 60 - 3 \cdot Z_p && \text{когда } Z_p < 20 \\ \text{MAX} &= 32 - 1,6 \cdot Z_p && \text{когда } 20 \leq Z_p < 40 \\ \text{MAX} &= -30 && \text{когда } 40 \leq Z_p < 51 \\ \text{MAX} &= -81 + Z_p && \text{когда } 51 \leq Z_p \leq 61 \end{aligned}$$

Верхние предельные значения, которые могут быть использованы для скорости ветра, составляют:

$$\begin{aligned} \text{MAX} &= 225 \text{ узлов} && \text{когда } Z_p \leq 39 \\ \text{MAX} &= 225 - 10 \cdot (Z_p - 39)/3 \text{ узлов} && \text{когда } 39 < Z_p \leq 61 \end{aligned}$$

6.3.1.4 ПРОВЕРКИ НА ПРЕДЕЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ДЛЯ ДАННЫХ СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ (SATEM)

Проверки на предельные значения для обычных аэрологических данных могут также применяться и для данных спутникового зондирования.

6.3.2 Проверки на внутреннюю согласованность

Проверки, которые проводятся для контроля внутренней согласованности сводки, довольно просты. Большинство этих проверок может быть осуществлено как автоматизированным, так и ручным способом. Различные параметры в сводке SYNOP проверяются путем взаимного сравнения, и параметры, которые не согласуются с остальной информацией, рассматриваются как сомнительные или ошибочные. В сводке SYNOP могут содержаться данные наблюдений за давлением на уровне станции в дополнение к данным о давлении, приведенном к среднему уровню моря или любому другому стандартному уровню. Такая избыточность информации позволяет провести проверку процедуры приведения данных о давлении. Различные виды аэрологических сводок проверяются на согласованность по вертикали. Так, профиль температуры проверяется в отношении сверхadiaбатических слоев, профиль ветра проверяется в отношении экстремального сдвига ветра, а геопотенциалы вместе с температурами на стандартных уровнях давления проверяются в гидростатическом отношении. Гидростатическая проверка является довольно трудоемкой, и предпочтительно осуществлять ее автоматизированным способом.

Данные спутникового зондирования могут быть в некоторой степени проверены таким же образом, что и аэрологические данные. Например, данные о температурах могут быть проверены в отношении сверхadiaбатических вертикальных градиентов.

6.3.2.1 ПРОВЕРКИ НА СОГЛАСОВАННОСТЬ ДЛЯ ПРИЗЕМНЫХ ДАННЫХ

6.3.2.1.1 При наличии указателя $i_x = 1-4$

Различные параметры в сводках SYNOP проверяются взаимным сравнением. В приводимом ниже описании предлагаемые алгоритмы проверки подразделены на области, в которых физические параметры тесно связаны:

a) Ветер dd/ff

Информация о ветре считается ошибочной в следующих случаях:

$dd = 00$ и $ff \neq 00$;
 $dd \neq 00$ и $ff = 00$;
 $dd = 99$ и $ff = 00$ или $ff \geq 05 \text{ м·с}^{-1}$;

b) Видимость VV и погода ww

Значения видимости и погоды считаются сомнительными, когда:

$42 \leq ww \leq 49$ и $\{10 \leq VV \leq 89 \text{ или } 94 \leq VV \leq 99\}$;
 $ww = 10$ и $\{00 \leq VV \leq 09 \text{ или } 90 \leq VV \leq 93\}$;
 $VV < 10$ и $\{ww < 04 \text{ или } ww = 05 \text{ или } 10 \leq ww \leq 16 \text{ или } 20 \leq ww \leq 29 \text{ или } ww = 40\}$;
 $\{VV < 60 \text{ или } 90 \leq VV \leq 96\}$ и $ww \leq 03$;
 $\{60 \leq VV \leq 89 \text{ или } 97 \leq VV \leq 99\}$ и $\{04 \leq ww \leq 07 \text{ или } 38 \leq ww \leq 39\}$;
 $\{ww = 11 \text{ или } ww = 12 \text{ или } ww = 28 \text{ или } ww = 40\}$ и $\{00 \leq VV \leq 09 \text{ или } 90 \leq VV \leq 93\}$;

c) Видимость VV и информация об облачности

Значения видимости и облачного покрова считаются сомнительными в случае, когда:

$0 \leq h \leq 1$ и $\{70 \leq VV \leq 89 \text{ или } 98 \leq VV \leq 99\}$;

d) Информация об облачности

Значения облачного покрова считаются ошибочными, когда:

$N < N_h$;
 $N_h = 0$ и $\{C_L \neq 0 \text{ или } C_M \neq 0, \text{ или } h \neq 9\}$;
 $1 \leq N_h \leq 8$ и $\{C_L = 0 \text{ и } C_M = 0\}$;
 $N_h = 9$ и $\{C_L \geq 0 \text{ или } C_M \geq 0 \text{ или } C_H \geq 0\}$;
 $N_h = 9$ и $h \geq 0$;
 $N = 0$ и $\{C_H > 0 \text{ или } C_M > 0 \text{ или } C_L > 0\}$;
 $N \geq 1$ и $N_h = 0$ и $C_H = 0$;
 $1 \leq N \leq 8$ и $N_h = /$;
 $1 \leq N_h \leq 8$ и $\{C_L = 0 \text{ и } C_M = 0 \text{ или } C_L = /\}$;
 $\{N_h = 8 \text{ и } 1 \leq C_L \leq 9\}$ и $\{C_M \geq 0 \text{ или } C_H \geq 0\}$;
 $N_h = 8$ и $C_L = 0$ и $C_H \geq 0$;
 $N_h = 0$ и $\{C_H = / \text{ или } C_H = 0\}$;
 $0 < N < 9$ и $N_h = C_L = C_M = C_H = 0$;
 $N = 0$ и $h \neq 9$;
 $N = 9$ и $h \neq /$;
 $N = 9$ и $0 \leq N_h \leq 8$;
 $N = 9$ и $N_h \neq 9$;
 $C_L = 0$ и $C_H = 0$ и $N_h \neq N$;
 $C_M = 0$ и $C_H = 0$ и $N_h \neq N$;
 $C_L > 0$ и $\{N_h = 0 \text{ или } N_h = /\}$;
 $C_M > 0$ и $\{N_h = 0 \text{ или } N_h = /\}$;
 $C_L = 0$ и $C_M = /$;

$C_M = 0$ и $C_H = /$;
 $C_M = /$ и $C_H \neq /$;
 $C_L = 0$ и $C \geq 6$;
 $C_L > 0$ и $C < 6$ в первой группе $8N_sCh_h$;
 $C_L = 3, 9$ и $C \neq 9$ во всех группах $8N_sCh_h$;
 $C_L \neq 3, 9$ и $C = 9$;
 $\{C_M = /$ или $C_M = 0\}$ и $3 \leq C \leq 5$;
 $\{C_M = 1$ или $C_M = 2\}$ и $C = 3$;
 $\{3 \leq C_M \leq 6$ или $C_M = 8\}$ и $4 \leq C \leq 5$;
 $1 \leq C_H \leq 4$ и $C = 2$;
 $7 \leq C_H \leq 8$ и $C = 0$;
 $0 \leq C_H \leq 8$ и $C = 1$;
 $C_H = 7$ и $N \neq 8$;
 $N_s = 9$ и $C \neq /$;
 $N_s = 9$ и $N \neq 9$;
 $N_s > N$;
 $1 \leq N_s \leq 8$ и $C = /$;
 $0 \leq C \leq 2$ и $\{C_H = /$ или $C_H = 0\}$;
 $3 \leq C \leq 4$ и $\{C_M = /$ или $C_M = 0\}$;
 $C = 5$ и $C_M \neq 2, 7$;
 $C_L > 0$ и $N_h < N_s$ в группе $8N_sCh_h$ и $C \geq 6$;
 $C_L = 0$ и $N_h < N_s$ в группе $8N_sCh_h$ и $3 \leq C \leq 5$;
 $C \neq 9$ и $N_s < 1$ в первой группе $8N_sCh_h$;
 $C \neq 9$ и $N_s < 3$ во второй группе $8N_sCh_h$;
 $C \neq 9$ и $N_s < 5$ в третьей группе $8N_sCh_h$;
 $h_h h_s$ во второй группе $8N_sCh_h$, $h_h h_s$ в первой группе $8N_sCh_h$;
 $h_h h_s$ в третьей группе $8N_sCh_h$, $h_h h_s$ во второй группе $8N_sCh_h$;

е) Информация об облачности и погода ww

Значения облачности и погоды считаются сомнительными, когда:

$N = 9$ и $\{ww < 16$ или $18 < ww < 29$, или $ww = 36$, или $ww = 37$,
 или $ww = 40$, или $ww = 41$, или $ww = 42$, или $ww = 44$; или $ww = 46$, или $ww = 48\}$;
 $N \neq 9$ и $\{ww = 43$ или $ww = 45$, или $ww = 47$, или $ww = 49\}$;
 $N = 0$ и $\{ww = 03$ или $14 \leq ww \leq 17$, или $80 \leq ww \leq 99\}$;
 $N < 5$ и $50 \leq ww \leq 59$;
 $N < 3$ и $\{60 \leq ww \leq 69$ или $72 \leq ww \leq 75$, или $77 \leq ww \leq 79\}$;
 $N_h = 0$ и $\{50 \leq ww \leq 75$ или $77 \leq ww \leq 99\}$;
 $95 \leq ww \leq 99$ и $C \neq 9$;

ф) Температура T и погода ww

Значения обоих элементов считаются сомнительными, когда:

$T > +5^\circ\text{C}$ и $\{70 \leq ww \leq 79$ или $85 \leq ww \leq 88\}$;
 $T < -2^\circ\text{C}$ и $\{50 \leq ww \leq 55$ или $58 \leq ww \leq 65$ или $80 \leq ww \leq 82\}$;
 $T > +12^\circ\text{C}$ и $\{68 \leq ww \leq 69$ или $83 \leq ww \leq 84\}$;
 $T < -5^\circ\text{C}$ и $\{68 \leq ww \leq 69$ или $83 \leq ww \leq 84\}$;
 $T > +3^\circ\text{C}$ и $\{56 \leq ww \leq 57$ или $66 \leq ww \leq 67\}$;
 $T < -10^\circ\text{C}$ и $\{56 \leq ww \leq 57$ или $66 \leq ww \leq 67\}$;
 $T > +3^\circ\text{C}$ и $48 \leq ww \leq 49$;

г) Температура T и температура точки росы T_d

Оба значения считаются сомнительными, когда:

$T - T_d > 5^\circ\text{C}$ и $40 \leq ww \leq 49$;
 $T_d > T$;

h) Барическая тенденция $arpp$

Значения a и ppp считаются ошибочными, когда:

$a = /$ и $ppp \geq 0$;
 $a \geq 0$ и $ppp = /$;
 $a = 4$ и $ppp > 0$;
 $ppp = 000$ и $1 \leq a \leq 3$;
 $ppp = 000$ и $6 \leq a \leq 8$;

и) Погода ww , W_1 , W_2

Значения ww и W_1 , W_2 считаются ошибочными, когда:

$00 \leq ww \leq 03$ и $0 \leq W_1 \leq 2$;

ж) Прошедшая погода W_1 , W_2

Значения W_1 , W_2 считаются ошибочными, когда:

$W_1 < W_2$;
 $0 \leq W_1 \leq 2$ и $W_1 \neq W_2$;

- k) Прошедшая погода W_2 и облачный покров N
 Значения W_2 и облачного покрова считаются сомнительными, когда:
 $W_2 = 0$ и $5 \leq N \leq 8$;
 $W_2 = 2$ и $0 \leq N \leq 4$;
- l) Погода ww и скорость ветра
 Значения ww и ff считаются сомнительными, когда:
 $\{31 \leq ww \leq 35$ или $ww = 37$, или $ww = 39$, или $ww = 98\}$ и $ff < 10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$;
- m) Температура T и минимальная/максимальная температура T_n/T_x
 Значения T и T_n, T_x считаются ошибочными, когда:
 $T < T_n$;
 $T_x < T$;
- n) Осадки RRR и прошедшая погода W_p, W_2
 Значения RRR и W_p, W_2 считаются ошибочными, когда:
 $\{5 \leq W_1 \leq 8$ или $\{W_1 = 9$ и $5 \leq W_2 \leq 8\}\}$ и $RRR = 000$;
- o) Указатель i_R и осадки RRR
 Значения i_R и RRR считаются ошибочными, когда:
 $i_R = 0-2$ и $\{RRR = 000$ или $RRR = ///\}$;
 $i_R = 3$ и $\{RRR \neq 000$ или $RRR \neq ///\}$;
 $i_R = 4$ и $RRR = ///$;
- p) Указатель i_x и погода ww, W_p, W_2
 Значения i_x и W_p, W_2 считаются ошибочными, когда:
 $i_x = 1, 4$ и $ww \neq 00-99$;
 $i_x = 2, 3$ и $ww = 00-99$;
- q) Проверка приведения данных о давлении к уровню станции
 Отношение между приведенной высотой и приведенным давлением может быть определено путем использования основного уравнения гидростатики и принятия линейного изменения температуры по отношению к высоте ($dT = dZ^{-1} = 0,0065 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{м}^{-1}$):

$$Z_{red} - Z_{stn} = \frac{R}{g} \cdot T_m \cdot \ln \left(\frac{p_{stn}}{p_{red}} \right),$$

где $R = 0,287 \text{ Дж} \cdot \text{г}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ и $g = 9,808 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$

$$T_m = T_{stn} - \frac{\gamma(Z_{red} - Z_{stn})}{2},$$

где $\gamma = 0,0065 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{м}^{-1}$.

В этих выражениях индекс STN означает уровень станции, а индекс RED — уровень, к которому приводятся данные;

- i) приведение к стандартному уровню высот Z_{red} ($= 0$ для среднего уровня моря)

$$\alpha = \frac{g(Z_{stn} - Z_{red})}{R \cdot T_m}$$

$$p_{red} = p_{stn} \cdot e^{\alpha},$$

$$\text{где } T_m = \frac{T_{stn} + \gamma(Z_{stn} - Z_{red})}{2} \text{ и}$$

$\gamma = 0,0065 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{м}^{-1}$.

Допустимое отклонение при проверке может быть получено на основе возможных отклонений от допущений для профиля температуры. Предлагаемые допустимые отклонения составляют $\pm 0,4 \text{ гПа}$ для станций, где $|Z_{red} - Z_{stn}| \leq 100$ метров, и $\pm 0,004 \cdot |Z_{red} - Z_{stn}|$ для других станций;

- ii) приведение к стандартному уровню давления p_{red}

$$Z_{red} = \frac{Z_{stn} + \frac{R}{g} \ln \left(\frac{p_{stn}}{p_{red}} \right) \cdot \left(T_{stn} + \frac{\gamma}{2} \cdot Z_{stn} \right)}{1 + \frac{R}{g} \ln \left(\frac{p_{stn}}{p_{red}} \right) \cdot \frac{\gamma}{2}},$$

где $\gamma = 0,0065 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{м}^{-1}$.

Предлагаемые допустимые отклонения составляют ± 5 м для станций, где $|P_{red} - P_{std}| \leq 20$ гПа, и $\pm 0,25 \cdot (P_{red} - P_{std})$ метров для других станций;

г) Состояние почвы

Значения состояния почвы считаются сомнительными, когда:

- $E > 0$ и $E' > 0$;
- $E = 4$ и $T_g T_g > 0$ °C;
- $E' = 0$ и $T_g T_g > +3$ °C;
- $5 \leq E' \leq 8$ и $T_g T_g > 0$ °C;
- $E = 0$ и $1 \leq t_R \leq 2$ и $RRR > 3$ mm;
- $E \geq 0$ и $sss > 0$;
- $\{E' = 1 \text{ или } E' = 5\}$ и $sss \neq 998$;
- $\{2 \leq E' \leq 4 \text{ или } 6 \leq E' \leq 8\}$ и $sss = 998$;
- $E' = 9$ и $sss < 15$ cm;
- $E = 5$ и $\{S_p S_p = 35 \text{ или } S_p S_p = 37 \text{ или } S_p S_p = \Delta\}$;

с) Дополнительная информация

Дополнительная информация считается сомнительной, когда:

- $ww = 8$ и $\{M_w \leq 6 \text{ или } M_w = / \}$ (группа 919 $s_p s_p$);
- $ww = 19$ и $\{7 \geq M_w \text{ или } M_w = / \}$ (группа 919 $s_p s_p$);
- $ww = 38$ и $S_g \neq 8$ (группа 929 $s_p s_p$);
- $ww = 39$ и $S_g \neq 9$ (группа 929 $s_p s_p$);
- $S'_g = 0$ и $36 \leq ww \leq 39$ (группа 929 $s_p s_p$);
- $S'_g = 5$ и $38 \leq ww \leq 39$ (группа 929 $s_p s_p$);
- $S'_g > 1$ и $\{16 \leq ww \text{ или } 18 \leq ww \leq 35 \text{ или } 40 \leq ww \leq 69 \text{ или } 79 \leq ww \leq 84\}$ (группа 929 $s_p s_p$);
- $8 \leq S_g \leq 9$ и $S'_g = /$ (группа 929 $s_p s_p$);
- $S_p S_p = 32$ и $W_1 < 8$ и $ww \neq 27$;
- $48 \leq ww \leq 49$ и $\{S_p S_p \neq 35 \text{ или } S_p S_p \neq 36\}$;
- $\{56 \leq ww \leq 57 \text{ или } 66 \leq ww \leq 67\}$ и $\{S_p S_p \neq 34 \text{ или } S_p S_p \neq 36\}$;
- $ss > 05$ и $\{16 \leq ww \text{ или } 18 \leq ww \leq 21, \text{ или } ww = 25, \text{ или } 28 \leq ww \leq 35, \text{ или } 41 \leq ww \leq 67, \text{ или } 80 \leq ww \leq 82, \text{ или } 91 \leq ww \leq 92, \text{ или } ww = 98, \text{ или } W_1 \leq 6\}$ (группа 931 $s_p s_p$).

6.3.2.1.2 При наличии указателя $i_x = 5-7$

Различные параметры сводок SYNOP проверяются взаимным сравнением. В описании ниже предлагаемые алгоритмы проверки подразделены на области, в которых физические параметры тесно связаны:

а) Ветер dd/ff

Информация о ветре считается ошибочной в следующих случаях:

- $dd = 00$ и $ff \neq 00$;
- $dd \neq 00$ и $ff = 00$;
- $dd = 99$ и $ff = 00$ или $ff \geq 05$ м·с⁻¹;

б) Видимость VV и погода ww

Значения видимости и погоды считаются ошибочными, когда:

- $\{ww = 5 \text{ или } 29 \leq ww \leq 35\}$ и $\{10 \leq VV \leq 89 \text{ или } 94 \leq VV \leq 99\}$;
- $VV < 10$ и $\{00 \leq ww \leq 04 \text{ или } 06 \leq ww \leq 17, \text{ или } 19 \leq ww \leq 28\}$;
- $\{VV < 60 \text{ или } 90 \leq VV \leq 96\}$ и $ww \leq 03$;
- $\{ww = 10 \text{ или } ww = 20\}$ и $\{00 \leq VV \leq 09 \text{ или } 90 \leq VV \leq 93\}$;

с) Информация о видимости VV и облачности

Отсутствие предлагаемого алгоритма;

д) Информация об облачности

Значения облачности считаются ошибочными, когда:

- $N = 0$ и $h \neq 9$;
- $N = 9$ и $h \neq /$;
- $N = 9$ и $N_s \neq 9$;
- $N = /$ и $h \neq /$;
- $N_s = 9$ и $C \neq /$;
- $N_s = 9$ и $N \neq 9$;
- $N_s > N$;
- $C \neq 9$ и $N_s < 1$ в первой группе $8N_s Ch_s h_s$;
- $C \neq 9$ и $N_s < 3$ во второй группе $8N_s Ch_s h_s$;
- $C \neq 9$ и $N_s < 5$ в третьей группе $8N_s Ch_s h_s$;
- $h_s h_s$ во второй группе $8N_s Ch_s h_s < h_s h_s$ в первой группе $8N_s Ch_s h_s$;
- $h_s h_s$ в третьей группе $8N_s Ch_s h_s < h_s h_s$ во второй группе $8N_s Ch_s h_s$;

е) Информация об облачности и погода ww

Значения облачности и погоды считаются сомнительными, когда:

- $N = 9$ и $00 < ww < 25$;
- $N = 0$ и $\{ww = 03 \text{ или } ww = 18, \text{ или } \{40 \leq ww \leq 49\}\}$;
- $1 \leq N \leq 3$ и $\{50 \leq ww \leq 69 \text{ или } 72 \leq ww \leq 76\}$;

f) Температура T и погода ww

Оба элемента считаются сомнительными, когда:

- $T > +5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $\{45 \leq ww \leq 46 \text{ или } 70 \leq ww \leq 79, \text{ или } 85 \leq ww \leq 87\}$;
 $T < -2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $\{43 \leq ww \leq 44 \text{ или } 50 \leq ww \leq 53, \text{ или } 57 \leq ww \leq 63, \text{ или } 81 \leq ww \leq 84\}$;
 $T > +3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $\{47 \leq ww \leq 48 \text{ или } 54 \leq ww \leq 56, \text{ или } 64 \leq ww \leq 66\}$;
 $T < -10\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $\{47 \leq ww \leq 48 \text{ или } 54 \leq ww \leq 56, \text{ или } 64 \leq ww \leq 66\}$;
 $T > +3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $ww = 35$;

g) Температура T и температура точки росы T_d

Оба значения считаются сомнительными, когда:

- $T - T_d > 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $30 \leq ww \leq 35$;
 $T_d > T$;

h) Барическая тенденция $aprr$ Значения a и prp считаются ошибочными, когда:

- $a = 1$ и $prp \geq 0$;
 $a \geq 0$ и $prp = 1$;
 $a = 4$ и $prp > 0$;
 $prp = 000$ и $1 \leq a \leq 3$;
 $prp = 000$ и $6 \leq a \leq 8$;

i) Погода ww , W_1 , W_2 Значения ww и W_1 , W_2 считаются ошибочными, когда:

- $00 \leq ww \leq 03$ и $0 \leq W_1 \leq 2$;

j) Прошедшая погода W_1 , W_2 Значения W_1 , W_2 считаются ошибочными, когда:

- $W_1 < W_2$;
 $0 \leq W_1 \leq 2$ и $W_1 \neq W_2$;

k) Прошедшая погода W_2 и облачность N Значения W_2 и облачности считаются ошибочными, когда:

- $W_2 = 0$ и $5 \leq N \leq 8$;
 $W_2 = 2$ и $0 \leq N \leq 4$;

l) Погода ww и скорость ветраЗначения ww и ff считаются ошибочными, когда:

- $\{27 \leq ww \leq 29\}$ и $ff < 10\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$;

m) Температура T и минимальная/максимальная температура T_m/T_x Значения T и T_m , T_x считаются ошибочными, когда:

- $T < T_m$;
 $T_x < T$;

n) Осадки RRR и прошедшая погода W_1 , W_2 Значения RRR и W_1 , W_2 считаются ошибочными, когда:

- $\{4 \leq W_1 \leq 8 \text{ или } (W_1 = 9 \text{ и } 4 \leq W_2 \leq 8)\}$ и $RRR = 000$;

o) Указатель i_R и осадки RRR Значения i_R и RRR считаются ошибочными, когда:

- $i_R = 0-2$ и $\{RRR = 000 \text{ или } RRR = ///\}$;
 $i_R = 3$ и $\{RRR \neq 000 \text{ или } RRR \neq ///\}$;
 $i_R = 4$ и $RRR = ///$;

p) Указатель i_x и погода ww , W_1 , W_2 Значения i_x и W_1 , W_2 считаются ошибочными, когда:

- $i_x = 7$ и $ww \neq 00-99$;
 $i_x = 5, 6$ и $ww = 00-99$;

q) Проверка приведения данных о давлении к уровню станции

Отношение между приведенной высотой и приведенным давлением может быть определено путем использования основного уравнения гидростатики и принятия линейного изменения температуры по отношению к высоте ($dT = dZ^{-1} = 0,0065\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$);

$$Z_{red} - Z_{stn} = \frac{R}{g} \cdot T_m \cdot \ln \left(\frac{p_{stn}}{p_{red}} \right),$$

где $R = 0,287\text{ Дж}\cdot\text{г}^{-1}\cdot\text{}^{\circ}\text{C}^{-1}$ и $g = 9,808\text{ м}\cdot\text{с}^{-2}$

$$T_m = T_{stn} - \frac{\gamma(Z_{red} - Z_{stn})}{2},$$

где $\gamma = 0,0065\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$.

В этих выражениях индекс STN означает уровень станции, а индекс RED — уровень, к которому приводятся данные;

i) приведение к стандартному уровню высот Z_{red} ($= 0$ для среднего уровня моря)

$$\alpha = \frac{g(Z_{stn} - Z_{red})}{R \cdot T_m}$$

$$P_{red} = P_{stn} \cdot e^{\alpha},$$

$$\text{где } T_m = \frac{T_{stn} + \gamma(Z_{stn} - Z_{red})}{2} \text{ и}$$

$$\gamma = 0,0065 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{м}^{-1}.$$

Допустимое отклонение при проверке может быть получено на основе возможных отклонений от допущений для профиля температуры. Предлагаемые допустимые отклонения составляют $\pm 0,4$ гПа для станций, где $|Z_{red} - Z_{stn}| \leq 100$ метров, и $\pm 0,004 \cdot |Z_{red} - Z_{stn}|$ для других станций;

ii) приведение к стандартному уровню давления P_{red}

$$Z_{red} = \frac{Z_{stn} + \frac{R}{g} \ln \left(\frac{p_{stn}}{p_{red}} \right) \cdot \left(T_{stn} + \frac{\gamma}{2} \cdot Z_{stn} \right)}{1 + \frac{R}{g} \ln \left(\frac{p_{stn}}{p_{red}} \right) \cdot \frac{\gamma}{2}},$$

$$\text{где } \gamma = 0,0065 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{м}^{-1}.$$

Предлагаемые допустимые отклонения составляют ± 5 м для станций, где $|P_{red} - P_{stn}| \leq 20$ гПа, и $\pm 0,25 \cdot (P_{red} - P_{stn})$ метров для других станций;

г) Состояние почвы

Значения состояния почвы считаются сомнительными, когда:

$$E > 0 \text{ и } E' > 0;$$

$$E = 4 \text{ и } T_g T_g > 0 \text{ } ^\circ\text{C};$$

$$E' = 0 \text{ и } T_g T_g > +3 \text{ } ^\circ\text{C};$$

$$5 \leq E' \leq 8 \text{ и } T_g T_g > 0 \text{ } ^\circ\text{C};$$

$$E = 0 \text{ и } 1 \leq t_R \leq 2 \text{ и } RRR > 3 \text{ mm};$$

$$E \geq 0 \text{ и } sss > 0;$$

$$\{E' = 1 \text{ или } E' = 5\} \text{ и } sss \neq 998;$$

$$\{2 \leq E' \leq 4 \text{ или } 6 \leq E' \leq 8\} \text{ и } sss = 998;$$

$$E = 5 \text{ и } \{S_p S_p = 35 \text{ или } S_p S_p = 37, \text{ или } S_p S_p = \Delta\};$$

с) Дополнительная информация

Дополнительная информация считается сомнительной, когда:

$$\{47 \leq ww \leq 48 \text{ или } 54 \leq ww \leq 56, \text{ или } 64 \leq ww \leq 66\} \text{ и } \{S_p S_p \neq 34 \text{ или } S_p S_p \neq 36\}.$$

6.3.2.2 ПРОВЕРКИ НА СОГЛАСОВАННОСТЬ ДЛЯ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В сообщениях TEMP/TEMP SHIP и PILOT/PILOT SHIP содержится большое количество избыточной информации, которая может быть использована для построения эффективной схемы контроля на внутреннюю (вертикальную) согласованность.

Отдельно или в комплексе могут быть использованы следующие методы:

- проверка вертикального градиента вертикальных профилей температуры;
- проверка согласованности между данными для особого уровня и данными для стандартного уровня;
- проверка гидростатического равновесия между данными о высоте стандартного уровня и о температуре стандартного уровня;
- проверка вертикального сдвига ветра.

В зависимости от того, какие части сообщения (А, В, С и/или D) имеются в распоряжении, применяются разные методы. Методы а), б) и д) могут применяться при ручной обработке данных, предпочтительно путем изображения данных зондирования в виде термодинамической диаграммы (тефиграммы или других видов). Метод с) является более сложным и должен применяться в автоматической системе. Контроль согласованности для сообщений PILOT ограничен проверкой вертикального сдвига ветра. В ходе проверки сомнительные или ошибочные значения могут маркироваться и, по возможности, исправляться. Последовательное применение указанных четырех методов при незначительном их пересечении или при отсутствии такового даст удовлетворительные результаты для большинства типов ошибок. Пересечение в данном случае может выражаться в том, что значения будут маркироваться как правильные или сомнительные по мере применения каждого метода. Затем эта информация вместе с результатами следующего метода контроля будет либо подтверждать данную маркировку, либо отмечать значение как ошибочное. Однако в некоторых случаях ошибки не определяются и не исправляются должным образом. В этих случаях может применяться комплексный контроль качества, представленный в пункте 6.5. В приводимых ниже пунктах описаны методы различных вертикальных проверок.

6.3.2.2.1 ПРОВЕРКА ВЕРТИКАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

При проверке вертикального градиента вертикальный профиль температуры просматривается слой за слоем в целях определения наличия сверхадиабатического вертикального градиента или любой необоснованной инверсии в данном слое. Для каждого слоя применяются следующие процедуры:

- Проверка на наличие необоснованных инверсий

Если разница между температурой на уровне выше текущего уровня T_{i+1} и температурой на текущем уровне T_i больше определенного предельного значения, то по меньшей мере значение одной из этих

температур T_i или T_{i+1} считается ошибочным. Предельному значению может быть дана фиксированная величина или оно может представлять собой функцию местоположения слоя и толщины слоя и, при необходимости, также функцию сезона и широты. В таблице 6.13 предлагаются такие предельные значения.

b) Проверка на сверхadiaбатические вертикальные градиенты

Значение температуры T_i на уровне давления p_i используется для расчета температуры NT_{i+1} на следующем уровне давления p_{i+1} при помощи сухadiaбатического вертикального градиента. При этом применяется следующая формула:

$$NT_{i+1} = T_i \left(\frac{p_{i+1}}{p_i} \right)^\mu,$$

где $\mu = R/C_p$ и $p_i > p_{i+1}$.

Если $NT_{i+1} - T_{i+1} < \varepsilon$, где ε равно нулю или небольшому положительному предельному значению, то температурный профиль не считается сверхadiaбатическим. Однако если эта разница превышает выбранное предельное значение, то температурный профиль считается сверхadiaбатическим. Для полной сводки со значительными температурами предельные значения должны быть близки к нулю. Предлагаются следующие значения:

- для слоев выше 850 гПа, если $p_i \leq 850$ гПа, то предельное значение должно быть 0 °C;
- для слоев ниже 850 гПа, $p_i > 850$ гПа, то предельное значение может изменяться в зависимости от сезона, широты и толщины данного слоя.

Если данный слой является сверхadiaбатическим или если инверсия слишком сильна, то по меньшей мере одна из температур T_i или T_{i+1} считается ошибочной. Для того чтобы определить, какая из температур является ошибочной, и, если это возможно, исправить ошибку, необходимо использовать данные из близлежащих слоев;

- если считается, что температура, являющаяся ошибочной, будет исправлена при контроле вертикального градиента простым изменением знака, то такая коррекция должна применяться.

Таблица 6.14

Предлагаемые предельные значения при проверке на наличие необоснованных инверсий

Местоположение вертикального слоя	Толщина вертикального слоя	Предельное значение максимальной инверсии $T_{i+1} - T_i$		
		Зима		
		0° с. ш. – 30° с. ш. 0° ю. ш. – 30° ю. ш.	30° с. ш. – 60° с. ш. 30° ю. ш. – 60° ю. ш.	60° с. ш. – 90° с. ш. 60° ю. ш. – 90° ю. ш.
$p_i > 850$ гПа	< 20 гПа ≥ 20 гПа	1,0°/гПа 20°	1,5°/гПа 30°	1,7°/гПа 34°
850 гПа $\geq p_i > 200$ гПа	< 10 гПа ≥ 10 гПа	0,8°/гПа 8°	1,0°/гПа 10°	1,2°/гПа 12°
200 гПа $\geq p_i > 70$ гПа	< 10 гПа ≥ 10 гПа	2,0°/гПа 25°	2,0°/гПа 25°	2,0°/гПа 25°
$p_i \leq 70$ гПа	< 10 гПа ≥ 10 гПа	2,5°/гПа 25°	2,5°/гПа 25°	2,5°/гПа 25°

Местоположение вертикального слоя	Толщина вертикального слоя	Предельное значение максимальной инверсии $T_{i+1} - T_i$		
		Лето		
		0° с. ш. – 30° с. ш. 0° ю. ш. – 30° ю. ш.	30° с. ш. – 60° с. ш. 30° ю. ш. – 60° ю. ш.	60° с. ш. – 90° с. ш. 60° ю. ш. – 90° ю. ш.
$p_i > 850$ гПа	< 20 гПа ≥ 20 гПа	0,8°/гПа 16°	1,0°/гПа 20°	1,2°/гПа 24°
850 гПа $\geq p_i > 200$ гПа	< 10 гПа ≥ 10 гПа	0,8°/гПа 8°	1,0°/гПа 8°	1,2°/гПа 8°
200 гПа $\geq p_i > 70$ гПа	< 10 гПа ≥ 10 гПа	2,0°/гПа 20°	2,0°/гПа 20°	2,0°/гПа 20°
$p_i \leq 70$ гПа	< 10 гПа ≥ 10 гПа	2,5°/гПа 25°	2,5°/гПа 25°	2,5°/гПа 25°

6.3.2.2.2 ПРОВЕРКА СОВМЕСТИМОСТИ МЕЖДУ ДАННЫМИ ОСОБЫХ ТОЧЕК И ДАННЫМИ СТАНДАРТНОГО УРОВНЯ

Данные стандартного уровня перерасчитываются на основе данных особых точек и сопоставляются с сообщаемыми данными стандартного уровня. Для перерасчета данных стандартного уровня давления могут применяться следующие методы:

- а) значения температур и температур точки росы интерполируются при допущении линейного изменения ($\ln p$) между особыми точками:

$$T_s = T_i + \frac{\ln(p_s) - \ln(p_i)}{\ln(p_{i+1}) - \ln(p_i)} (T_{i+1} - T_i),$$

$$T_{ds} = T_{di} + \frac{\ln(p_s) - \ln(p_i)}{\ln(p_{i+1}) - \ln(p_i)} (T_{di+1} - T_{di}).$$

Здесь индекс s применяется для стандартного уровня давления, а индексы i и $i+1$ применяются для особых точек, находящихся вблизи этого стандартного уровня давления.

Эти формулы применяются только в случае, когда $p_i > p_s > p_{i+1}$, а толщина слоя $p_i - p_s$ и слоя $p_s - p_{i+1}$ меньше или равна определенной предельной величине. Предлагаемые значения для этой предельной величины составляют:

- | | |
|--|-----------------|
| i) 150 гПа для стандартных уровней давления | 1 000 — 700 гПа |
| ii) 100 гПа для стандартных уровней давления | 500 — 300 гПа |
| iii) 75 гПа для стандартных уровней давления | 250 — 100 гПа |
| iv) 20 гПа для стандартных уровней давления | 70 — 30 гПа |
| v) 10 гПа для стандартных уровней давления | 20 — 1 гПа |

- б) высоты стандартных уровней давления получают путем интегрирования основного уравнения статики от уровня станции до стандартных уровней давления. По возможности, для интегрирования по высоте применяются виртуальные температуры T_i^* :

$$Z_s = Z_{stn} + \sum_{i=1}^{N-1} \frac{R_d}{g} \frac{T_i^* + T_{i+1}^*}{2} \ln \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right) + \frac{R_d}{g} \frac{T_N^* + T_s^*}{2} \ln \left(\frac{p_N}{p_s} \right),$$

а N — количество особых точек ниже расчетного уровня.

Особые точки температур необходимы также для выполнения требования о расчете температур на всех стандартных уровнях вплоть до p_s .

- с) значения ветра на стандартных уровнях давления интерполируются из значений ветра в особых точках при допущении линейного изменения компонентов ветра (u и v) в ($\ln p$) между особыми точками ветра. Формулы интерполяции и требования относительно максимальной толщины для вертикальной интерполяции являются такими же, как и в а) выше.

Перерасчетные данные стандартного уровня сопоставляются с сообщаемыми данными стандартного уровня, и если разница высот превышает 15 гп. м для уровней ниже 400 гПа или превышает 30 гп. м для уровней выше 400 гПа, то высота стандартного уровня является ошибочной или какие-либо из используемых данных особых точек являются ошибочными. Такой же вывод делается и в отношении температуры, если эта разница превышает 1,5 °C для уровней ниже 300 гПа и ниже тропопавзы или если разница превышает 3 °C для уровней выше 300 гПа или выше уровня тропопавзы. Значение температуры точки росы считается сомнительным, если разница между перерасчетным значением и сообщенным значением превышает 1,5 °C.

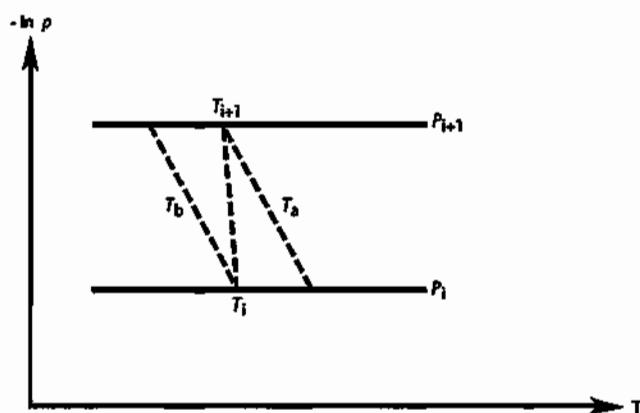
Если разница значений скорости ветра превышает 5 м·с⁻¹, или если разница в направлении ветра превышает 10°, то значение ветра на стандартном уровне считается ошибочным или какое-либо из значений ветров в особых точках в ближайшем окружении является ошибочным.

Если температура стандартного уровня была в результате процедуры проверки признана ошибочной, то может быть сделана попытка скорректировать сообщенную температуру путем изменения ее знака. Если такая корректировка дает температуру в рамках предельных значений перерасчетной температуры и если числовое значение этой корректировки превышает 6 °C, то сохраняется скорректированное значение, и данная температура может быть промаркирована как «измененная в ходе вертикальной проверки». В случае, когда какой-либо параметр стандартного уровня или все данные стандартного уровня отсутствуют в первоначальном сообщении, могут вводиться соответствующие значения из перерасчетных данных стандартного уровня с маркировкой «первоначальные данные отсутствуют — введены восстановленные значения».

6.3.2.2.3 ПРОВЕРКА ГИДРОСТАТИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ МЕЖДУ ДАННЫМИ О ВЫСОТЕ СТАНДАРТНОГО УРОВНЯ И ТЕМПЕРАТУРЕ СТАНДАРТНОГО УРОВНЯ

Для проверки вертикальной согласованности между данными о температуре и о геопотенциале на стандартных уровнях давления может использоваться основное уравнение статики. Было разработано несколько алгоритмов, основанных на этом принципе. Приводимый ниже алгоритм основан на работе Хинкельмана (1969 г.).

Рассмотрим слой между двумя последовательными стандартными уровнями давления p_i и p_{i+1} (рисунок 6.2):

Рисунок 6.2 — Схематическая диаграмма для проверки T_i и T_{i+1}

Если имеется лишь часть А сообщения ТЕМР, то подробные сведения о температурном профиле в слое от p_i до p_{i+1} неизвестны. При допущении того, что для температуры характерно линейное изменение $\ln p$ в данном слое, можно рассчитать приблизительную толщину D_i этого слоя. При таком расчете толщины необходимо, по возможности, использовать значения виртуальной температуры:

$$D_i \frac{R_d}{g} \frac{T_i^* + T_{i+1}^*}{2} \ln \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right),$$

где T^* означает виртуальную температуру.

Для расчета толщины слоя принимается во внимание тропопауза, расположенная между уровнями p_i и p_{i+1} . С помощью значения температуры тропопаузы получают модифицированное значение температуры T_{i+1}' , которое используется для расчета толщины слоя:

$$T_{i+1}' = T_{i+1} + T_{trop} - T_{int},$$

$$\text{где } T_{int} = T_i + \frac{\ln(p_i) - \ln(p_{trop})}{\ln(p_i) - \ln(p_{i+1})}$$

и T_{trop} , p_{trop} означают температуру тропопаузы и давление тропопаузы.

Расчетное значение толщины D_i обычно имеет отклонение от сообщенного значения толщины $Z_{i+1} - Z_i$, поскольку сообщенное значение толщины рассчитывалось на основе более подробных данных о профиле температуры в данном слое. В целях определения допустимых пределов для такого отклонения мы можем подсчитать два крайних значения толщины на основе возможных изменений температуры в слое.

D_a : Предположим, что существует инверсия на уровне p_i и сухадиабатический вертикальный градиент между уровнями p_i и p_{i+1} (температурный профиль T_a нанесен на рисунке)

$$D_a \frac{R_d}{2g} \left\{ 1 + \left(\frac{p_{i+1}}{p_i} \right)^{R/Cp} T_i \ln \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right) \right\}.$$

D_b : Предположим, что существует инверсия на уровне p_{i+1} и сухадиабатический вертикальный градиент между уровнями p_i и p_{i+1} (температурный профиль T_b нанесен на рисунке)

$$D_b \frac{R_d}{2g} \left\{ 1 + \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right)^{R/Cp} T_{i+1} \ln \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right) \right\}.$$

Тогда максимальное отклонение сообщенного от расчетного значения толщины приблизительно может быть выражено следующим образом:

$$|Z_{i+1} - Z_i - D_i| < 1/2 \cdot |D_a - D_b|.$$

На основании опыта было определено, что можно использовать меньшие допустимые пределы, что означает чрезвычайно малую вероятность экстремальных значений температурных профилей T_a и T_b :

$$|Z_{i+1} - Z_i - D_i| < 3/4 \cdot 1/2 \cdot |D_a - D_b| = \text{TOL}.$$

Этот алгоритм проверки используется при минимальном значении TOL, принятом равным 20 гл.м, и максимальном значении, принятом равным 50 гл.м для слоев ниже 400 гПа, и 80 гл.м — для слоев выше 400 гПа. Если данные не удовлетворяют условиям этого алгоритма проверки, то одно или несколько сообщенных значений Z_i , T_i , Z_{i+1} или T_{i+1} являются ошибочными. В целях определения ошибочного значения необходимо использовать информацию о прилегающих слоях.

Предположим, что мы рассчитали отклонение $E_i = Z_{i+1} - Z_i - D_i$ и что абсолютное значение одного из отклонений превышает соответствующий допустимый предел. В этом случае представляется возможным рассчитать индекс $F_i = E_i/E_{i+1}$, затем по значению этого индекса можно решить, какое из значений является наименее вероятным. Рассмотрим значение индекса F_i для различных интервалов:

a) $0,5 < F_i < 2,0$:

Значение температуры T_{i+1} является, вероятно, ошибочным, поскольку E_{i+1} характеризуется большой величиной с тем же знаком, что и E_i . Например:

$$\begin{array}{r} \text{----- } P_{i+3} \\ E_{i+2} = 2 \\ \text{----- } P_{i+2} \\ E_{i+1} = -85 \\ \text{----- } P_{i+1} \quad F_i = 1,05 \\ E_i = -90 \\ \text{----- } P_i \\ E_{i-1} = 3 \\ \text{----- } P_{i-1} \end{array}$$

b) $-2,0 < F_i < -0,5$:

Значение высоты Z_{i+1} является, вероятно, ошибочным, поскольку E_{i+1} характеризуется большой величиной с противоположным знаком по сравнению с E_i . Например:

$$\begin{array}{r} \text{----- } P_{i+3} \\ E_{i+2} = -1 \\ \text{----- } P_{i+2} \\ E_{i+1} = 105 \\ \text{----- } P_{i+1} \quad F_i = -0,93 \\ E_i = -98 \\ \text{----- } P_i \\ E_{i-1} = 2 \\ \text{----- } P_{i-1} \end{array}$$

c) $F_i \geq 2,0$:

Все значения высот на уровне и выше уровня ($i+1$) являются, вероятно, ошибочными:

$$\begin{array}{r} \text{----- } P_{i+2} \\ E_{i+1} = 2 \\ \text{----- } P_{i+1} \\ E_i = 104 \quad F_i = 52 \\ \text{----- } P_i \\ E_{i-1} = 3 \\ \text{----- } P_{i-1} \end{array}$$

d) $F_i \leq 0,5$:

Когда значение F_i находится в данном интервале, представляется более трудным найти единственную ошибку.

Возможно, что несколько значений являются ошибочными.

Элемент, который считается ошибочным, может быть перерасчитан на основе данных с окружающих уровней. Перерасчетное значение подвергается гидростатической проверке, и, если это даст хороший результат, то может быть введено новое значение, промаркированное следующим образом: «изменено в ходе вертикальной проверки». Если это новое значение также оказывается недействительным при проверке, то сохраняется первоначальное значение, которое считается ошибочным.

Существует много различных методов расчета отсутствующих и промаркированных как ошибочные значений высот и температур. В методах, описываемых ниже, используются лишь значения со стандартных уровней.

Для расчета температуры могут быть использованы следующие методы:

a) T_i отсутствует или ошибочно, и при этом имеются все данные об окружающих элементах.

С целью получения одного выражения для T_i используется основное уравнение статики для разницы высот в слое от i до $i+1$, а для получения другого выражения для температуры на уровне i используется уравнение для слоя от $i-1$ до i :

$$T_{i(1)} = \frac{2g(Z_{i+1} - Z_i)}{R \ln \left(\frac{P_i}{P_{i+1}} \right)} - T_{i+1} \text{ в слое от } i \text{ до } i+1,$$

$$T_{i(2)} = \frac{2g(Z_i - Z_{i-1})}{R \ln \left(\frac{P_{i-1}}{P_i} \right)} - T_{i-1} \text{ в слое от } i \text{ до } i-1.$$

Оба значения температуры проверяются на вертикальный градиент, и если оба эти значения правильны, а разница между ними составляет менее 5°C , то для T_i используется средняя температура $T_{i(1)}$ и $T_{i(2)}$. Если одно из подсчитанных значений температуры считается ошибочным, то для T_i используется другое значение. В случае, когда оба значения температуры считаются ошибочными, рассчитывается новое выражение для T_i на основе допущения того, что температура является линейной в $\ln p$ между T_{i-1} и T_{i+1} :

$$T_i = T_{i-1} + \frac{\ln\left(\frac{p_{i-1}}{p_i}\right)}{\ln\left(\frac{p_{i-1}}{p_{i+1}}\right)} (T_{i+1} - T_{i-1}).$$

Если значение этой температуры при проверке на вертикальный градиент также оказывается ошибочным, то расчет температуры T_i не может быть выполнен.

- b) T_i и Z_i отсутствуют или оба являются ошибочными.

Температура для уровня i рассчитывается по следующей формуле:

$$T_i = \frac{2(Z_{i+1} - Z_{i-1})}{\frac{R}{2g} \ln\left(\frac{p_{i-1}}{p_{i+1}}\right)} - \frac{T_{i-1} \ln\left(\frac{p_{i-1}}{p_i}\right) + T_{i+1} \ln\left(\frac{p_i}{p_{i+1}}\right)}{\ln\left(\frac{p_{i-1}}{p_{i+1}}\right)}.$$

Если значение T_i считается ошибочным при проверке на вертикальный градиент, то для расчета температуры используется уравнение a) для T_p , указанное выше. Если это значение температуры также является ошибочным при проверке на вертикальный градиент, то температура на уровне i не может быть рассчитана.

- c) T_i и Z_p а также Z_{i-1} или Z_{i+1} отсутствуют или являются ошибочными.

Температура T_i рассчитывается по уравнению a), указанному выше.

- d) T_p , Z_i и T_{i+1} отсутствуют или являются ошибочными.

Температура на уровне $i+1$ рассчитывается по формуле:

$$T_{i+1} = \frac{Z_{i+1} - Z_{i-1}}{\frac{R}{2g} \ln\left(\frac{p_{i-1}}{p_{i+1}}\right)} - T_{i-1},$$

а температура на уровне i затем рассчитывается так же, как это указано в подпункте b) выше.

- e) T_i и T_{i-1} отсутствуют или являются ошибочными.

$$T_i = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{\frac{R}{2g} \ln\left(\frac{p_i}{p_{i+1}}\right)} - T_{i+1}.$$

Если значение T_i считается ошибочным, а значения для уровня $i-2$ являются полными и правильными, то предпринимается новая попытка расчета температуры на уровне i по формуле:

$$T_i = \frac{Z_i - Z_{i-2}}{\frac{R}{2g} \ln\left(\frac{p_{i-2}}{p_i}\right)} - T_{i-2}.$$

Если это значение также является ошибочным, то расчет новой температуры не производится.

- f) T_i и Z_{i-1} отсутствуют или являются ошибочными.

$$T_i = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{\frac{R}{2g} \ln\left(\frac{p_i}{p_{i+1}}\right)} - T_{i+1}.$$

Полученное значение температуры проверяется, и если оно считается ошибочным, то подсчитывается новое значение температуры по уравнению для T_p , указанному в a) выше. Никаких дальнейших расчетов не производится.

- g) T и Z_{i+1} отсутствуют или являются ошибочными.

$$T_i = \frac{Z_i - Z_{i-1}}{\frac{R}{2g} \ln\left(\frac{p_{i-1}}{p_i}\right)} - T_{i-1}.$$

Если значение температуры признано ошибочным при проверке на вертикальный градиент, то рассчитывается новое значение температуры по уравнению для T_p , указанному в a) выше.

- h) T_i и T_{i+1} отсутствуют или являются ошибочными.

$$T_i = \frac{Z_i - Z_{i-1}}{\frac{R}{2g} \ln \left(\frac{p_{i-1}}{p_i} \right)} - T_{i-1}.$$

Если значение T_i считается ошибочным, а значения T_{i+2} и Z_{i+2} правильны, то рассчитывается новое значение по формуле:

$$T_i = \frac{Z_{i+2} - Z_i}{\frac{R}{2g} \ln \left(\frac{p_i}{p_{i+2}} \right)} - T_{i+2}.$$

- i) T_i , T_{i+1} и Z_{i-1} отсутствуют или являются ошибочными. Расчеты те же, что и в подпункте б) выше.
- ж) T_i , T_{i-1} и Z_{i-1} отсутствуют или являются ошибочными. Расчеты те же, что и в подпункте е) выше.

Если отсутствует или является ошибочным большее количество элементов, то никакого надежного расчета температуры на уровне i не может быть произведено.

Основное уравнение статики также используется для перерасчета значения высоты, которое отсутствует или считается ошибочным. Во внимание принимаются следующие условия:

Если отсутствует или является ошибочным только значение Z_i , то:

$$Z_a = Z_{i+1} - \frac{R_d}{g} \frac{T_i^* + T_{i+1}^*}{2} \cdot \ln \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right),$$

$$Z_b = Z_{i-1} - \frac{R_d}{g} \frac{T_i^* + T_{i+1}^*}{2} \cdot \ln \left(\frac{p_{i-1}}{p_i} \right).$$

Новое значение высоты Z_i рассчитывается на основании Z_a и Z_b в соответствии со следующими условиями:

- а) когда $|Z_a - Z_b| \leq 30$ гп. м, то $Z_i = \frac{Z_a + Z_b}{2}$;
- б) когда $|Z_a - Z_b| > 30$ гп. м, а оба значения Z_a и Z_b принимаются на основе гидростатической проверки допустимых пределов, то $Z_i = \frac{Z_a + Z_b}{2}$. В противном случае, когда лишь одно значение Z_a и Z_b принимается на основе гидростатической проверки, то это значение используется для Z_i ;
- в) когда значение Z_i отсутствует или является ошибочным, а значения для уровня $i - 1$ не могут быть использованы, $Z_i = Z_a$;
- д) когда значение Z_i отсутствует или является ошибочным, а значения для уровня $i + 1$ не могут быть использованы, $Z_i = Z_b$.

6.3.2.2.4 ПРОВЕРКА ВЕРТИКАЛЬНОГО СДВИГА ВЕТРА

Описываемый ниже контроль вертикального сдвига ветра может применяться для проверки данных о ветре на стандартных уровнях. Сдвиг ветра проверяется слой за слоем, и данная проверка заканчивается, как только обнаруживаются два уровня, не примыкающих друг к другу, поскольку между ними пропущен уровень.

Сдвиг проверяется двумя путями:

- а) проверка на сдвиг скорости ветра;
- б) проверка на сочетание сдвига направления и суммы скоростей ветра.

Проверяется слой от i до $i + 1$, где $p_i > p_{i+1}$ и скорость приводится в м·с⁻¹.

- i) максимальный разрешенный сдвиг скорости ветра составляет $ff_i - ff_{i+1} = (\alpha) + (\beta) (ff_i + ff_{i+1})$, с предлагаемыми значениями $\alpha = 20,6$ и $\beta = 0,275$.
- ii) сдвиг направления составляет $D = dd_i - dd_{i+1}$, если сдвиг D превышает 180° , то выбирается $D = (360 - D)$. Предлагаемые значения для максимальной разрешенной суммы скоростей по отношению к сдвигу направления и различным уровням приведены в таблице 6.15.

Необходимо отметить, что могут наблюдаться реальные вертикальные сдвиги ветра, приближающиеся к предельным значениям в алгоритме проверки. Поэтому проверка на вертикальный сдвиг ветра должна проводиться с большой осторожностью.

Таблица 6.15

Предлагаемые значения для максимальной разрешенной суммы скоростей по отношению к сдвигу направления

Вертикальный уровень p_i в гПа	Допустимые пределы для $ff_i + ff_{i+1}$ как функция сдвига направления							
	<30°	30°– 39°	40°– 49°	50°– 59°	60°– 69°	70°– 79°	80°– 89°	>90°
1 000–700	100	72	61	57	53	49	46	41
500–150	120	110	84	77	70	63	52	50
100–1	100	72	61	57	53	49	46	41

6.3.3 Проверки согласованности по времени

При проверках согласованности по времени используется избыточность информации, содержащейся в последовательных сводках из одной и той же географической точки. Для некоторых типов данных, например наблюдаемых тенденций и давления, проверки согласованности по времени являются простым, но эффективным средством обнаружения даже сравнительно небольших ошибок наблюдений. Проверки согласованности по времени имеют также важное значение для проверки местоположений в последовательных сводках с судов и буев. Проверки данных о местоположении могут проводиться также и в отношении самолетных сводок по маршрутам полета и последовательных сводок вдоль траекторий движения спутников.

6.3.3.1 ПРОВЕРКА ПРИЗЕМНЫХ ДАННЫХ

Данные различных измерений температуры, а также данные о давлении на среднем уровне моря и тенденциях изменения давления, проверяются в сравнении с предыдущими сводками. Различие во времени между временем наблюдения t_o и временем предыдущего наблюдения обозначается как dt . Для различных временных периодов и параметров применяются различные проверочные допустимые пределы (таблица 6.16). Данные о температурах во время t_o , а также во время $(t_o - dt)$ считаются сомнительными, если:

$$|T(t_o) - T(t_o - dt)| > T \text{ TOL}(dt).$$

Для температуры точки росы T_d проверка носит аналогичный характер:

$$|T_d(t_o) - T_d(t_o - dt)| > T_d \text{ TOL}(dt).$$

Барическая тенденция проверяется в алгоритме с использованием выражения p_{tend} где:

$$p_{tend}(t_o) = -pp(t_o), \text{ если } 5 \leq a(t_o) \leq 8, \text{ и} \\ p_{tend}(t_o) = pp(t_o), \text{ если } 0 \leq a(t_o) \leq 4.$$

Барические тенденции во время t_o и $(t_o - dt)$ считаются сомнительными, если:

$$|p_{tend}(t_o) - p_{tend}(t_o - dt)| > pp \text{ TOL}(dt).$$

Таблица 6.16

Предлагаемые допустимые пределы для температур и барической тенденции как функция периода времени между последовательными сводками

Параметр	$dt = 1$ час	$dt = 2$ часа	$dt = 3$ часа	$dt = 6$ часов	$dt = 12$ часов
$T \text{ TOL}$	4 °C	7 °C	9 °C	15 °C	25 °C
$T_d \text{ TOL}$	4 °C	6 °C	8 °C	12 °C	20 °C
$pp \text{ TOL}$	3 гПа	6 гПа	9 гПа	18 гПа	36 гПа

Данные о давлении проверяются в сравнении с данными о барической тенденции, как это описано ниже.

Величины давления в гПа во время t_o и время $(t_o - dt)$, а также данные о барической тенденции во время t_o , считаются сомнительными в двух случаях:

- если $|p(t_o) - p(t_o - dt) - p_{tend}(t_o)| > 1,5$ гПа для $dt = 3$ часа;
- если $|p(t_o) - p(t_o - dt) - 0,5 \cdot p_{tend}(t_o - dt) - 1,5 p_{tend}(t_o)| > 2,5$ гПа для $dt = 6$ часов.

В выражении $b)$ принимаются во внимание возможные нелинейные изменения p .

Данные о давлении на уровне станции могут проверяться подобным же образом, однако величина допустимого предела должна быть меньше, например, 0,5 гПа для $dt = 3$ часам и 1,5 гПа для $dt = 6$ часам. При проверке данных о давлении и тенденциях изменения давления необходимо принимать во внимание суточное изменение давления.

Данные наблюдений о количестве осадков могут проверяться в сравнении с цифрами кода ww для предыдущего интервала времени. Если данные о количестве осадков отсутствуют, но код при этом указывает, что осадки были, то количество осадков и код ww должны считаться сомнительными. Данная проверка может проводиться также и в сравнении с прошедшей погодой, W_1 и W_2 .

6.3.3.2 ПРОЦЕДУРЫ ГЦКО ДЛЯ МОНИТОРИНГА КАЧЕСТВА ОСАДКОВ

Данные, поступающие в ГЦКО, частично подвержены ошибкам считывания или кодирования и другим изменениям, которые происходят во время передачи от источника данных в архив. Во многих спорных случаях оказывается невозможным получить ответы от источника данных. Возникают следующие проблемы:

- отсутствуют важные метаданные (указатели станций, описания формата) и их необходимо получить;
- поставляемые комплекты данных неправильно сформатированы;
- поставляемые координаты станции являются ошибочными (это происходит часто);
- необходимо устранять дублированные станции;
- в данных не ясно указываются пропущенные осадки;
- на зарегистрированные данные о толщине слоя осадков оказывают влияние ошибки кодирования/декодирования;
- временное смещение данных во временных рядах.

6.3.3.2.1 ОБРАЩЕНИЕ С ОШИБКАМИ

Средние значения осадков по площади, полученные по данным осадкомеров, содержат ошибки различного происхождения:

- систематические ошибки измерения зависят от характеристик типа прибора, его размера и экспозиции, а также от метеорологических условий во время отдельного события. Какая-либо коррекция не приведет к получению действительного отдельного местного количества осадков, однако приблизит данные к действительным в статистическом смысле. Исправленные данные все еще имеют стохастические ошибки от коррекций приближения;
- ошибочные отдельные данные, которые не обнаруживаются с помощью контроля качества, приводят к стохастической ошибке совокупных данных;
- ошибка выборочного обследования связана с площадью и зависит от количества наблюдений на площадь и региональной изменчивости осадков;
- регулярная ошибка представляет собой приближение используемой схемы интерполяции или метода для расчета среднесплошадных осадков.

Эти виды ошибок следует обрабатывать и выражать в численном виде отдельно, а результаты необходимо сводить к общей ошибке среднесплошадных осадков (Rudolf, *et al.*, 1994).

Центральной частью оперативной системы обработки данных ГЦКО, которая описана в работе Rudolf (1993), является банк данных об осадках в точке (БДО), состоящий из трех основных частей:

- непрерывные данные месячных осадков различных источников (для каждой станции хранятся отдельно данные из одного—пяти источников, поскольку это общее количество месячных осадков по сводкам СИМАТ, общее количество осадков, рассчитанное по синоптическим сводкам в ЦГО и ГЦКО, а также дополнительные региональные, а также национальные комплекты данных);
- климатологические нормы за различные базовые периоды;
- каталог станций, в котором содержится информация, касающаяся станции, такая, как географические координаты, возвышение над средним уровнем моря, название станции и номер станции ВМО и/или национальной станции.

Еще одной частью системы обработки данных является контроль качества месячных данных об осадках, измеренных пивометром, и метаданные станции. Прежде всего необходимо проверить все метаданные станции (идентификация, географическое положение), произвести корректировку (географические координаты частично неправильны) или дополнить данные. В случае, если данные о месячных осадках на станции имеются от более чем одного источника, то автоматически выбирается «оптимальное» значение, основываясь на статистически предопределенных случайных ошибках данных от различных источников и взаимных сравнениях между ними. Контроль качества данных об осадках в ГЦКО является полуавтоматизированным. При автоматизированной проверке полного комплекта данных пивометров данные об осадках на станции проверяются по климатологической норме и по пространственной однородности, а сомнительные данные снабжаются признаками.

Данные, отмеченные как сомнительные при процессе автоматизированного контроля качества, в последующем можно просмотреть в ручном режиме с привлечением опытного эксперта, используя интерактивную программу на автоматизированном рабочем месте для графики. Это программное обеспечение позволяет показать всю соответствующую информацию проверяемой станции, а также данные об осадках соседних станций и фоновые поля, такие, как климатологические данные в узлах сетки или трехмерная орография (источник данных отображается с помощью символа, станции с обозначенными сомнительными данными отмечаются цветом). Очевидные ошибки в данных об осадках исправляются, если это возможно (в противном случае неправильные данные отмечаются в коде как пропущенные значения или, в случае наличия, можно выбрать для анализа ежемесячные осадки от другого источника. Если станция смещена, то можно также исправить ее географическое местоположение. Все эти коррекции затем архивируются в БДО.

Автоматизированная часть процедуры контроля предназначена не для исправления данных, а для уменьшения количества данных, для которых требуется визуальный контроль. Полностью автоматизированный контроль качества может привести к удалению всех сомнительных данных, а учитывая большую изменчивость осадков, он удалит бы также большое количество действительных данных, в особенности экстремальных величин. Эти данные, однако, являются очень важными для описания реальной структуры пространственного распределения и изменчивости в анализе осадков по данным в узлах сетки. В целях сохранения действительных экстремальных данных, а также в целях удаления явно ошибочных данных из системы анализа, представляется весьма полезной визуальная проверка сомнительных данных, хотя эта процедура занимает много времени (Rudolf, *et al.*, 1994).

Окончательный анализ среднесплошадных осадков по данным в узлах сетки осуществляется на основе данных, прошедших контроль качества с использованием метода объективного анализа SPHEREMAP, который основан на схеме инверсного расстояния и направленного взвешивания.

6.3.3.3 ПРОВЕРКА ДАННЫХ О МЕСТОПОЛОЖЕНИИ В ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ СВОДКАХ

Ниже подробно описан метод проверки последовательных местоположений в сводках с судов и буев, и в общих чертах приведен метод проверки местоположений в самолетных сводках. Основным условием для этих видов проверок местоположений является наличие единого идентификатора в каждой из последовательных сводок.

Параметрами, которые необходимы для эффективной проверки местоположения в сводках с судов или буев, являются широта и долгота местоположения (LAT, LON), а также средний курс и средняя скорость судна или платформы за последние три часа (DS, VS).

Если сферическую поверхность моря приближенно представить в виде плоскости вблизи местоположения в момент времени t_0 , то приближенно принимается следующее местоположение судна (буя) на Δt часов ранее:

$$ELAT(t_0 - dt) = LAT(t_0) + \frac{\bar{v}}{60} \cdot dt \cdot \cos(\bar{D})$$

$$ELON(t_0 - dt) = LON(t_0) + \frac{\bar{v}}{60} \cdot dt \cdot \frac{\sin(\bar{D})}{\cos(LAT(t_0))},$$

где LAT, LON даются в градусах, средняя скорость $\bar{v}$ судна дается в узлах, средний курс $\bar{D}$ судна дается в градусах и приращение во времени dt — в часах.

Большинство торговых судов передает сообщения SHIP лишь через каждые шесть часов или чаще. Изменения курса и скорости судна за периоды в 3—12 часов обычно очень незначительны, но меньшей мере у судов, маршруты которых проходят по океанам. В связи с этим представляется целесообразным приближенно определять среднее перемещение судна за периоды в 6—12 часов путем усреднения средних перемещений судна в начале и конце этого периода. Средние перемещения тогда могут быть определены по следующей формуле:

$$\bar{V} = \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \text{ and } \bar{D} = \arctg \frac{\bar{v}}{\bar{u}},$$

где $\bar{u} = \alpha(dt) \cdot u(t_0 - dt) + \beta(dt) \cdot u(t_0)$

$\bar{v} = \alpha(dt) \cdot v(t_0 - dt) + \beta(dt) \cdot v(t_0)$

$u(t) = V(t) \cdot \cos(D(t))$, $v(t) = V(t) \cdot \sin(D(t))$.

В таблице 6.17 приводятся значения коэффициентов $\alpha(dt)$ и $\beta(dt)$ для различных временных периодов.

Таблица 6.17
Значения коэффициентов $\alpha(dt)$ и $\beta(dt)$ для различных временных периодов

dt	$\alpha(dt)$	$\beta(dt)$
3 часа	0,0	1,0
6 часов	0,25	0,75
9 часов	0,34	0,66
12 часов	0,37	0,63

Перевод кодированных величин DS и VS, содержащихся в сводках с судов и буев, в $D(t)$ и $V(t)$ может производиться с помощью таблицы 6.18.

Таблица 6.18
Перевод кодированных величин DS и VS в сводках с судов или буев в $D(t)$ и $V(t)$

(a)			(b)		
VS	Интервал (в узлах)	$V(t)$	DS	Курс	$D(t)$
0	Никакого перемещения	0	0	Никакого перемещения	0
1	1-5	3	1	C-B	45
2	6-10	8	2	B	90
3	11-15	13	3	Ю-B	135
4	16-20	18	4	Ю	180
5	21-25	23	5	Ю-3	225
6	26-30	28	6	3	270
7	31-35	33	7	C-3	315
8	36-40	38	8	C	360
9	40	43			

Минимальные пределы допустимой разницы между сообщенным местоположением (LAT, LON) и рассчитанным местоположением (ELAT, ELON) во время $t_0 - dt$ могут быть определены следующим образом:

$$LATMAX = 0,2 + 0,05 \cdot dt - 0,007 \cdot V \cdot dt$$

$$LONMAX = 0,2 + (0,05 \cdot dt - 0,007 \cdot V \cdot dt) / \cos(LAT(t_0)),$$

где учтена точность сообщенных параметров.

Как данные о местоположении, так и данные о среднем курсе и скорости в моменты времени t_0 и $(t_0 - dt)$, должны считаться сомнительными, если:

$$|LAT(t_0 - dt) - ELAT(t_0 - dt)| > LATMAX \text{ или}$$

$$|LON(t_0 - dt) - ELON(t_0 - dt)| > LONMAX.$$

В самолетных сводках с едиными идентификаторами последовательность местоположений может быть проверена путем использования критерия, вытекающего из требования о том, что по маршруту полета крейсерская скорость должна изменяться в каком-то данном диапазоне. Такая проверка является довольно грубой, поскольку крейсерская скорость может значительно изменяться в зависимости от ветра или ситуаций, обусловленных производством полетов.

Другим методом обнаружения ошибок в данных о местоположении самолета является так называемый метод «предиктор-корректор». Этот метод в общих чертах представляет собой следующее. Рассмотрим две последовательные точки i и j по маршруту полета, которые были уже проверены и сочтены правильными. Очитая крейсерскую скорость постоянной, можно найти следующую точку наблюдения k в пределах круга, ограниченного окружностями, проведенными вокруг точки j , с радиусами r_1 и r_2 . Эти радиусы могут быть выражены следующим образом:

$$r_1 = \frac{t(k) - t(j)}{t(j) - t(i)} (1 - \delta) d(i, j), \text{ или}$$

$$r_2 = \frac{t(k) - t(j)}{t(j) - t(i)} (1 + \delta) d(i, j),$$

где $d(i, j)$ — протяженность траектории между точками i и j , $t(i)$, $t(j)$ и $t(k)$ — моменты времени, и δ — соответствующая константа ($\delta = 0,2$). Если точка k не найдена внутри круга, это может означать какую-то ошибку в данных о местоположении или о времени. В случае изменений курса данный метод должен быть уточнен.

6.3.3.4 ПРОВЕРКА В СРАВНЕНИИ С ЧИСЛЕННЫМИ ПРОГНОЗАМИ

В современных системах ассимиляции данных, в которых имеются хорошие прогнозы первого приближения, сопоставление данных с прогнозами, действительными на момент наблюдений, представляет действенный метод проверки наблюдений. Существует несколько путей проведения этой так называемой проверки первого приближения; один из них, описываемый ниже, используется в ЕЦСПП и является довольно типичным.

Данные наблюдений, т. е. обычно данные о высотах, температурах, ветрах или приземном давлении, обозначаемые символом A^o , преобразуются в отклонения от поля первого приближения A^p , интерполированного на точку наблюдения. Это отклонение затем нормализуется на основе расчетной точности самого прогноза первого приближения E^p :

$$\delta^o = (A^o - A^p)/E^p.$$

Это является необходимым, поскольку первичный прогноз может быть менее точным в районах с недостаточным охватом данными, таких, как океаны, а данные наблюдений не могут считаться плохими из-за того, что они не согласуются с неопределенным прогнозом. Данные каждого наблюдения также имеют свою собственную расчетную ошибку E^o , которая нормализуется таким же образом:

$$\varepsilon^o = E^o/E^p.$$

Затем отклонения данных наблюдений можно сопоставить с предварительно определенным множителем $ERRLIM$ их расчетной дисперсии. Так, если $\delta^o > (1 + \varepsilon^o) \cdot ERRLIM^2$, то данные наблюдений считаются сомнительными.

Данные о компонентах ветра должны проверяться на совместной основе. Если:

$$1/2 (\delta_u^2 + \delta_v^2) > (1 + 1/2 (\varepsilon_u^2 + \varepsilon_v^2)) \cdot ERRLIM^2,$$

то данные об обоих компонентах ветра считаются сомнительными.

Вероятно, полезно было бы классифицировать величину отклонения путем использования последовательного ряда предельных значений ошибки, $ERRLIM_j$. Наблюденная величина затем маркируется флагом качества j , определяемым следующим образом. Если:

$$\delta^o > (1 + \varepsilon^o) \cdot ERRLIM_j^2,$$

то флаг устанавливается на j . В этом случае с данными наблюдений при последующей обработке можно обращаться по-разному, в зависимости от их флагов качества. Таблица 6.19 является примером такой системы маркировки.

Таблица 6.19
Пример системы маркировки

Флаг, j	$ERRLIM_j$	Качество наблюдений
1		«Правильное»
2	4	«Вероятно правильное»
3	6	«Вероятно ошибочное»
4	8	«Ошибочное»

6.3.4 Проверка пространственно-временной согласованности

Методы, используемые для установления пространственно-временной согласованности данных наблюдений, обычно те же, что и методы, используемые для самого объективного анализа (см. раздел 3.3). Такая проверка может

проводиться либо в качестве отдельного этапа, либо в виде составной части объективного анализа. В обоих случаях используются одинаковые статистические процедуры интерполяции как для проверки пространственно-временной согласованности, так и для фактического анализа.

В действительности, наиболее удовлетворительным решением может быть введение этих проверок в схему объективного анализа. Это создаст дополнительное преимущество, заключающееся в том, что усовершенствование схемы объективного анализа автоматически приведет к усовершенствованию процедур контроля качества. Преимущества использования метода статистической интерполяции для контроля качества те же, что и при использовании этого метода в объективном анализе. В частности, во внимание принимается распределение наблюдений в отношении статистической структуры проверяемой переменной. В качестве недостатка данного метода можно назвать необходимость тщательного определения ряда статистических параметров, связанных с ошибками наблюдений, и структуры соответствующей метеорологической переменной. Подробно метод многопеременной статистической интерполяции описан Лоренцом (1981 г.).

6.3.4.1 ПРОВЕРКА ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СОГЛАСОВАННОСТИ ИЛИ ПРОВЕРКА ПО СОСЕДНИМ ТОЧКАМ

Избыточная информация, содержащаяся в данных наблюдений в соседних точках, может быть использована для сравнения данных наблюдений с применением статистических методов схемы объективного анализа. Сравниваются данные наблюдений каждой пары соседних точек; если они согласуются друг с другом, то они, вероятно, либо правильны по обоим точкам, либо ошибочны по обоим точкам. Если они не согласуются друг с другом, то данные из одной точки, вероятно, правильны, а из другой — ошибочны.

Посредством взаимосравнения всех соседних пар в локализованном районе можно отфильтровать ошибочные данные. Один из методов отбора заключается в использовании системы маркировки ошибок, описанной в разделе 6.3.3.4. Именно этот метод и используется в ЕЦСПП.

И вновь проводится проверка в отношении нормализованных отклонений от прогноза первого приближения при наблюдении i :

$$\delta_i^p = (A_i^p - A_i^f)/E_i^p$$

и аналогичного отклонения δ_j^p при наблюдении j .

Можно показать, что расчетное колебание разности между двумя такими отклонениями, δ_i^p и δ_j^p , зависит как от ошибок наблюдения, так и от пространственно-временной корреляции ошибки прогнозирования. Данные двух наблюдений могут считаться как не согласующиеся друг с другом, если они не удовлетворяют критерию следующего вида:

$$(\delta_i^p - \delta_j^p)^2 > LIM^* (\epsilon_i^2 + \epsilon_j^2 + r_{ij}^2/b^2 + t_{ij}^2/c^2).$$

В этом выражении LIM — допустимый предел, ϵ_i^p и ϵ_j^p — нормализованные ошибки наблюдений (которые, как предполагается, не коррелируются), r_{ij} и t_{ij} — соответственно пространственный и временной раздели между i и j , а b и c — расчетный пространственный и временной масштабы корреляции ошибки прогнозирования. Если пара наблюдений не проходит проверку, то специальный флаг, прибавленный к каждому значению данных наблюдений, увеличивается на 1 для обоих наблюдений. Если наблюдения проходят проверку и имеют величину флага больше 1, то этот флаг уменьшается на одну единицу.

6.3.4.2 СОПОСТАВЛЕНИЕ С АНАЛИЗОМ

При использовании методов статистической интерполяции представляется возможным интерполировать или анализировать все данные наблюдений в локализованном районе для точки определенного наблюдения, данные которого должны быть проверены. В ходе процедуры интерполяции это конкретное наблюдение исключается. Предварительно интерполированная величина явится затем хорошей аппроксимацией этого наблюдения. Если этого не произойдет, то данные наблюдения вероятнее всего ошибочны и не должны использоваться для окончательной интерполяции в узлы сетки анализируемого поля. Проверочный критерий представляет собой следующее:

$$(\delta_i^p - \delta_i^i)^2 / \epsilon_i^2 > ALIM^2,$$

где δ_i^p — отклонение данных наблюдений от первого приближения, δ_i^i — отклонение предварительно интерполированной величины в точке i от первого приближения и ϵ_i — ошибка интерполяции, которая определяется из оптимальной процедуры интерполяции.

Наблюденная величина признается не выдержавшей проверку, если она не удовлетворяет данному критерию. Если более одной наблюдаемой величины в локализованном районе не выдерживают проверки, то наиболее несоответствующая величина исключается, а все остальные несоответствующие величины подвергаются повторной проверке. Эта процедура может повторяться до тех пор, пока все сомнительные данные не будут исключены из окончательной интерполяции.

6.4 Маркировка данных и разработка программ для ЭВМ

В системе проверки необходимо учитывать всю информацию от применения различных методов контроля качества. Решения, принятые на автоматизированной или неавтоматизированной основе в ходе различных процедур проверки, могут быть выражены указателями контроля качества или флагами, которые характеризуют состояние отдельной системы. Структура зависит в очень большой степени от того, каким образом и на каком этапе в процедурах ГСОД применяются различные методы проверки.

6.4.1 Пример системы маркировки

Ниже описывается в качестве примера система маркировки, которая может использоваться при проверке метеорологических данных.

Для каждого наблюдаемого параметра в различных типах рядов данных может применяться ряд алгоритмов контроля качества. Результаты использования этих алгоритмов контроля качества приводятся затем в виде ряда флагов контроля качества. Каждый параметр ассоциируется с рядом флагов контроля качества, зафиксированных во временном векторе контроля качества. Однако для обычного потребителя данных представляется неудобным изучать несколько флагов контроля качества перед тем, как принять решение о возможности использования какой-то определенной наблюдаемой величины. В связи с этим необходимо обобщать содержание временного вектора контроля качества, с тем чтобы получить окончательный флаг контроля качества, который и будет храниться в архивированной сводке данных. Временный вектор контроля качества должен сохраняться до тех пор, пока не будет завершен весь процесс контроля качества для определенного комплекта данных. В таблице 6.20 указаны те стандартные указатели контроля качества, которые могут использоваться.

Таблица 6.20

Указатели контроля качества, которые могут быть использованы в смешанной системе контроля человек/машина

Указатели контроля качества	Описание
0	Предполагается, что наблюдение данного параметра не проводилось
1	Контроль качества не проводился
2	Наблюденная величина признана при контроле качества правильной
3	Наблюденная величина признана правильной при ручной проверке; компьютерный метод показал, что данная величина является сомнительной/ошибочной
4	Наблюденная величина признана при проведении контроля качества сомнительной
5	Наблюденная величина признана при проведении контроля качества ошибочной
6	Наблюденная величина признана при проведении контроля качества сомнительной, и введена наиболее вероятная величина, подсчитанная компьютерным методом
7	Наблюденная величина признана при проведении контроля качества ошибочной, и введена наиболее вероятная величина, подсчитанная компьютерным методом
8	Наблюденная величина признана при проведении контроля качества сомнительной, и введена наиболее вероятная величина, подсчитанная ручным методом
9	Наблюденная величина признана при проведении контроля качества ошибочной, и введена наиболее вероятная величина, подсчитанная ручным методом
10	Наблюденная величина отсутствует, и введена наиболее вероятная величина, подсчитанная компьютерным методом
11	Наблюденная величина отсутствует, и введена наиболее вероятная величина, подсчитанная ручным методом

6.4.2 Разработка программ для ЭВМ

Компьютерные программы, которые используются в автоматических системах, могут быть трех основных видов:

- программы для предварительной проверки данных (например, проверка на соответствие физическим и климатологическим предельным величинам, проверки на внутреннюю согласованность и проверки на согласованность по времени);
- программы для проведения проверки на согласованность по пространству/времени и для проведения комплексного контроля качества;
- программы для поддержки неавтоматизированного вмешательства человека в процесс контроля качества.

Полный комплект этих программ должен обеспечить очень эффективную систему проверки, но даже при использовании программ первого вида достигается очень хороший уровень контроля качества.

Разработка компьютерных программ для предварительной проверки является довольно простой задачей, поскольку алгоритмы проверки просты, а потребность в справочной информации невелика. При этом, однако, целесообразно строить все проверочные подпрограммы в виде небольших независимых модулей, которые легко могут быть использованы в любой программной системе контроля качества.

Более трудоемкой задачей, с точки зрения компьютерного программирования, является проверка данных на согласованность по пространству/времени. Общее количество данных здесь велико, и все данные не могут одновременно храниться в памяти компьютера. В связи с этим необходимо тщательно строить расчеты и входящий/выходящий поток данных, с тем чтобы обеспечить эффективное проведение расчетов. Кроме того, поиск сопутствующей информации в ходе пространственно-временной интерполяции требует тщательного хранения справочной информации. Такой вид проверки обычно включен в систему объективного анализа, например в статистическую интерполяцию. Важно направлять результаты контроля качества в рамках таких программ обратно в базу данных наблюдений, с тем чтобы они были включены в окончательный флаг качества.

6.5 Комплексный контроль качества

Часть системы комплексного контроля качества может представлять собой процедуру обобщения содержания временных векторов контроля качества в окончательный флаг контроля качества.

Общая цель системы комплексного контроля качества заключается в получении более надежного результата контроля качества путем одновременного применения нескольких методов и алгоритмов проверки. Кроме обобщения результата временных векторов контроля качества системы комплексного контроля качества могут включать:

- а) выбор альтернативных алгоритмов контроля качества на основе результатов использования некоторых предыдущих алгоритмов контроля качества;
- б) повторяющееся применение алгоритмов контроля качества с альтернативной корректировкой некоторых наблюдаемых параметров.

Разработка систем и методов комплексного контроля качества является трудоемкой задачей. Необходимо тщательно анализировать характер и вероятность различных типов ошибок наряду с возможностями для различных видов проверочных алгоритмов выявлять такие ошибки. Часто бывает полезным построение двумерных таблиц, где данные соответствуют реакции каждого выбранного метода контроля качества на каждый тип ошибок. При определении окончательного флага контроля качества для различных элементов наблюдений необходимо придерживаться следующих принципов:

- а) если все элементы, накопленные во временных векторах контроля качества, указывают на то, что наблюдаемая величина является правильной, то величина окончательного флага контроля качества должна соответствовать определению «правильная»;
- б) если один или несколько элементов, накопленных во временных векторах контроля качества, указывают на то, что наблюдаемая величина является сомнительной, но остальные элементы указывают на то, что эта величина правильная, то окончательный флаг контроля качества должен соответствовать определению «сомнительная»;
- в) если по меньшей мере один элемент, находящийся во временном векторе контроля качества, указывает на то, что данная величина ошибочна, то значение окончательного флага контроля качества должно соответствовать определению «ошибочная»;
- г) если один элемент наблюдения признан явно ошибочным, то алгоритмы для предыдущих проверок на внутреннюю согласованность должны быть применены снова, с тем чтобы устранить большое количество флагов «сомнительная» в сопутствующих элементах в результате ошибки в справочной информации.

Ссылки

- Belousov, S. L., L. S. Gandin and S. A. Mashkovich, 1971: *Computer Processing of Meteorological Data*. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- Bergman, K. H., 1979: Multivariate analysis of temperatures and winds using optimum interpolation. *Monthly Weather Review*, 107, pp. 1423–1444.
- De Jong, H. M., 1976: *Study on the system mix of radiosonde aircraft and satellite observations in the North Atlantic region. Observational characteristics and data processing*. Scientific Report W.R. 76-5, Koninkrijk Nederlands Meteorologisch Instituut.
- Gandin, L. S., 1963: *Objective Analysis of Meteorological Fields*. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- Gustafsson, N., 1981: A review of methods for objective analysis. In: *Dynamic Meteorology Data Assimilation Methods. Applied Mathematical Sciences*, Vol. 36, Springer Verlag, 1981, New York, pp. 17–76.
- Hinkelmann, K. H., 1969: Automatic data processing of synoptic and upper-air reports. *Lectures on Numerical Short-range Weather Prediction*, WMO Regional Training Seminar, Moscow, 17 November–14 December 1965, WMO/TP 297, pp. 542–612.
- Lorenc, A. C., 1981: A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. *Monthly Weather Review*, 109, pp. 701–721.
- Parfiniewicz, J., 1981: On the complex control method. In: *Nowcasting: Mesoscale observations and short-range prediction. Proceedings of an international IAMAP symposium*, 25–28 August 1981, Hamburg, pp. 109–110.
- Rudolf, B (1993): Management and analysis of precipitation data on a routine basis. *Proceedings of the International Symposium on Precipitation and Evaporation* (B. Sevruk and M. Lapin, eds.), ETH Zuerich, Volume 1, pp. 69–76.
- Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rueth and U. Schnieder (1994): Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements NATO ASI I/26, *Global Precipitations and Climate Change* (M. Desbois and F. Desalmand, eds.), Springer Verlag Berlin, pp. 173–186.

ГЛАВА 7

НЕОПЕРАТИВНЫЕ ФУНКЦИИ ММЦ, РСМЦ И НМЦ

7.1 Основные неоперативные функции ММЦ, РСМЦ и НМЦ

Неоперативные функции ММЦ, РСМЦ и НМЦ приводятся в томе I *Наставления по Глобальной системе обработки данных* (ВМО-№ 485), которое является дополнением IV к *Техническому регламенту ВМО*.

7.2 Сбор, контроль качества, хранение и поиск данных в ГСОД

7.2.1 Сбор данных для хранения

Данные неоперативного использования могут собираться посредством ГСТ или с помощью других имеющихся средств.

7.2.2 Контроль качества данных для хранения

Целью неоперативного контроля качества является обеспечение максимально возможной степени качества основных метеорологических данных, а также данных для климатологических, гидрологических и других целей перед тем, как они поступают на хранение и соответственно доводятся до потребителей.

Неоперативный контроль качества следует применять по отношению ко всем основным данным наблюдений даже в том случае, когда эти данные подвергались контролю в реальном масштабе времени, в связи с распространением их посредством Глобальной системы телесвязи. В первую очередь ответственность за неоперативный контроль качества относится к центрам, которые хранят эти данные (см. том I, добавление III.2 к *Наставлению по ГСОД*). Контроль следует выполнять постоянно и начинать его сразу же после того, как данные для хранения поступают в центр данных. Минимальный набор критериев неоперативного контроля качества разрабатывается и будет приведен в томе I, добавлении II.1 к *Наставлению по ГСОД*.

Методы по определению ошибок данных, поступающих на хранение в ММЦ, РСМЦ и НМЦ, могут заключаться в следующем:

- а) проверка элементов-идентификаторов всех сводок (например, проверка морских сводок по координатам на непринадлежность точки материковой части поверхности);
- б) проверка различных параметров по верхним и нижним пределам с целью исключения очевидных ошибочных данных на ранней стадии;
- в) проверка различных параметров по статистически определяемым пределам, которые обычно являются функцией географического положения и времени года и в некоторых случаях также зависят от значения других элементов;
- г) проверка *физической* совместимости между различными элементами в рамках одного и того же наблюдения (например, высокая относительная влажность наблюдается в связи с такими метеорологическими явлениями, как дождь, снег, мокрый снег, туман, плотная дымка и морось);
- д) проверка *горизонтальной* согласованности путем сравнения одновременных наблюдений на соседних станциях или с помощью анализа;
- е) проверка *вертикальной* согласованности (например, гидростатический контроль) определенных аэрологических и океанографических данных;
- ж) проверка *временной* согласованности с использованием как предшествующих, так и последующих наблюдений на той же станции.

Примеры, связанные с различными методами определения ошибок, могут быть найдены в главе 6. Обнаруженные с помощью процедур контроля качества ошибочные данные следует исключить или скорректировать и отметить соответствующим образом.

Желательно, чтобы все центры ВСП использовали методы, указанные выше, при осуществлении неоперативного контроля качества. Известно, однако, что не все центры могут осуществлять полную программу. Поэтому в случае, когда данные обмениваются на международном уровне, обмениваемые данные следует сопровождать информацией, относящейся к используемым процедурам контроля качества.

7.3 Сохраняемые данные каждого уровня ГСОД

Типы материала, предназначенные для хранения в ММЦ, РСМЦ и НМЦ, приводятся в томе I *Наставления по ГСОД*.

7.4 Носители и форматы для хранения и обмена

Информация о носителях и форматах для хранения и обмена данных содержится в томе I *Наставления по ГСОД*.

7.5 Классификация, каталогизация и обмен данными

Процедуры классификации, каталогизации и обмена хранящимися данными содержатся в томе I *Наставления по ГСОД*.

ГЛАВА 8

ОБМЕН ПЕРСОНАЛОМ, ЗАНЯТЫМ В ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПО ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ

Обмен персоналом, занятым в деятельности по обработке данных, может носить различные формы, например:

- a) обмен экспертами в соответствии с двусторонними соглашениями между двумя странами для обсуждения новых технических или оперативных проблем:
 - i) по автоматизации обработки первичных метеорологических данных;
 - ii) по анализам и прогнозам, выполняемым ручными методами или с использованием компьютерной техники; или
 - iii) по обучению новых специалистов в области компьютеров и метеорологов методам ЧПП;
- b) предоставление экспертных услуг национальной метеорологической службе страны в рамках Программы добровольного сотрудничества;
- c) проведение симпозиумов или практических семинаров с участием нескольких стран-членов по используемым методам в метеорологии и обработке метеорологических данных с целью обучения метеорологов из одной страны методам, которые были испытаны и применялись в другой стране или нескольких странах. Эти симпозиумы должны касаться широкого круга методов автоматической обработки данных с тем, чтобы страны-члены могли обменяться детальной информацией о наиболее приемлемых и современных методах применения компьютерной технологии в оперативных прогностических системах.

Такой обмен программами прежде всего должен быть направлен на оказание помощи странам-членам в развитии или совершенствовании процедур автоматической обработки данных в своих метеорологических центрах. Кроме того, эти программы должны способствовать ускорению обмена знаниями по оперативной обработке данных среди стран-членов, избегая при этом дублирования их усилий.
